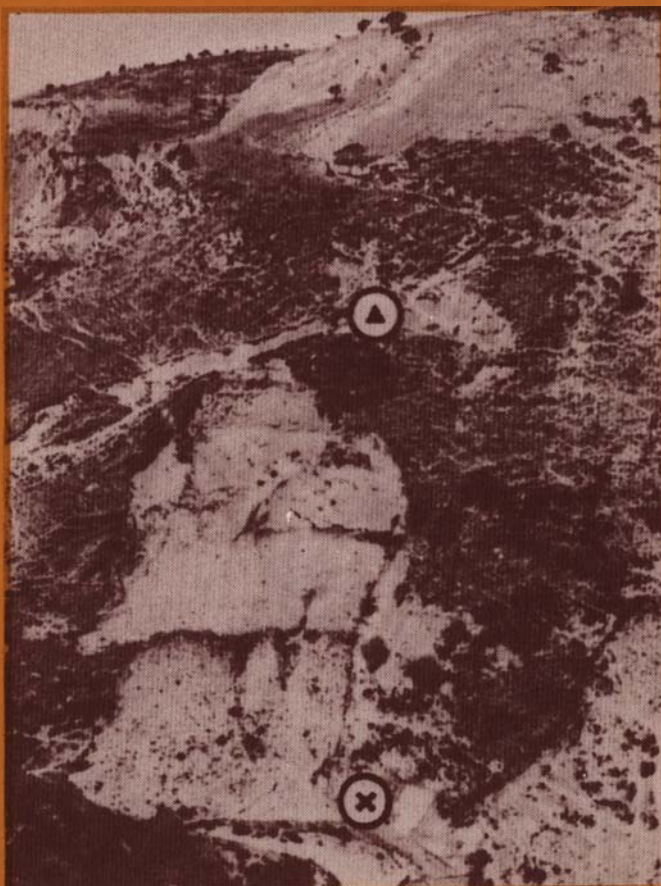




А. Е. Додонов

АНТРОПОГЕН ЮЖНОГО ТАДЖИКИСТАНА



• НАУКА •

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

А. Е. Додонов

АНТРОПОГЕН ЮЖНОГО ТАДЖИКИСТАНА

Труды, вып. 409



МОСКВА
"НАУКА"
1986

Academy of Sciences of the USSR
Order of the Red Banner of Labour Geological Institute
A.E. D o d o n o v
ANTHROPOGENE OF SOUTH TAJIKISTAN

Transactions, vol. 409

Додонов А.Е. Антропоген Южного Таджикистана. М.: Наука, 1986. 168 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 409).

На основе применения комплекса методов составлена детальная стратиграфическая шкала верхнеплиоцен-четвертичных отложений Южного Таджикистана. Рассмотрены закономерности строения четвертичных отложений аридной области Средней Азии в предгорьях Памира и Тянь-Шаня. Показаны временные и пространственные соотношения в проявлении геологических событий. Установлена продолжительность и последовательность формирования лёссово-почвенных образований. На основании широких межрегиональных корреляций дан анализ степени синхронности и диахронности проявления основных геологических событий. Кратко освещены некоторые вопросы геологии палеолита.

Табл. 6, ил. 49, библиогр. 371 назв.

Рецензенты:

И.К. Иванова, Н.И. Кригер

Редакционная коллегия:

член-корреспондент АН СССР *П.П. Тимофеев* (главный редактор),
А.Л. Книппер, В.А. Крашенинников, В.Г. Гербова

Ответственный редактор

К.В. Никифорова

Reviewers:

I.K. Ivanova, N.I. Kriger

Editorial board:

Corresponding Member of the USSR Academy of Sciences *P.P. Timofeev* (Editor-in-Chief),
A.L. Knipper, V.A. Krashennnikov, V.G. Gerbova

Responsible editor

K.V. Nikiforova

ВВЕДЕНИЕ

При изучении антропогена Средней Азии внимание исследователей часто привлекает территория Южного Таджикистана, где расположены важные геологические объекты, познание которых обогащает наши представления о геологии и истории четвертичного периода. Южная часть Таджикистана — это обширная тектоническая депрессия, заключенная между высокогорными сооружениями Тянь-Шаня на севере, Западного Памира на востоке, рекой Пяндж—Амударья на юге и юго-западными отрогами Гиссарского хребта на западе. В пределах Южного Таджикистана располагается система горных хребтов с абсолютными высотами в центральной части депрессии до 1,5—2 тыс. м и повышающимися на северо-востоке до 3—3,5 тыс. м. Между хребтами находятся долины крупных рек — Вахша, Кафирнигана, Кызылсу и их притоков — Явансу, Таирсу, Яхсу, Обимазар и др. Виргация хребтов и понижение абсолютных высот водораздельных поверхностей происходят в направлении с севера и северо-востока на юг—юго-запад. На площади Таджикской депрессии известны богатые местонахождения костных остатков млекопитающих, расположены относительно полные разрезы субазральных и субаквальных верхнеплиоцен-четвертичных отложений, в лёссово-почвенных разрезах открыты памятники древних палеолитических культур (рис. 1). Положение Южного Таджикистана на стыке Северной Евразии и южной части Азиатского континента, а также относительная близость Черноморско-Каспийской области — все это обуславливает ключевое значение Южного Таджикистана при разработке вопросов стратиграфии, палеогеографии и геологической корреляции.

Геологические объекты Южного Таджикистана позволяют широко использовать при их изучении комплекс геологических, геоморфологических, литологических, биостратиграфических, физических и археологических методов. В четвертичной геологии Южного Таджикистана на первых этапах работ преобладали геоморфологические методы исследований. На основе прослеживания главным образом геоморфологических уровней были созданы первые литостратиграфические схемы, которые в дальнейшем разрабатывались и детализировались. Некоторые недостатки этих схем выявились, когда началось детальное изучение лёссово-почвенных образований, формирующих мощные покровы на различных элементах рельефа. Отсутствие четких представлений относительно возраста, условий залегания и генезиса лёссово-почвенных образований затрудняло корреляцию субаквальных и субазральных отложений. Согласно прежним взглядам, лёссы рассматривались как сравнительно молодые отложения, венчающие разрез антропогена, а их распространение на водоразделах объяснялось чаще всего проявлением тектонического фактора. В наши задачи входило выявление пространственно-временных соотношений субаквальных и субазральных отложений, уточнение возраста отдельных литофациальных комплексов, а также их региональная и межрегиональная корреляция.

Для создания биостратиграфической основы верхнеплиоцен-четвертичных отложений были проведены детальные геологические работы на разрезах, где известны находки фаунистических остатков. В процессе работ открыты новые местонахождения костных остатков млекопитающих. Эти исследования проводи-

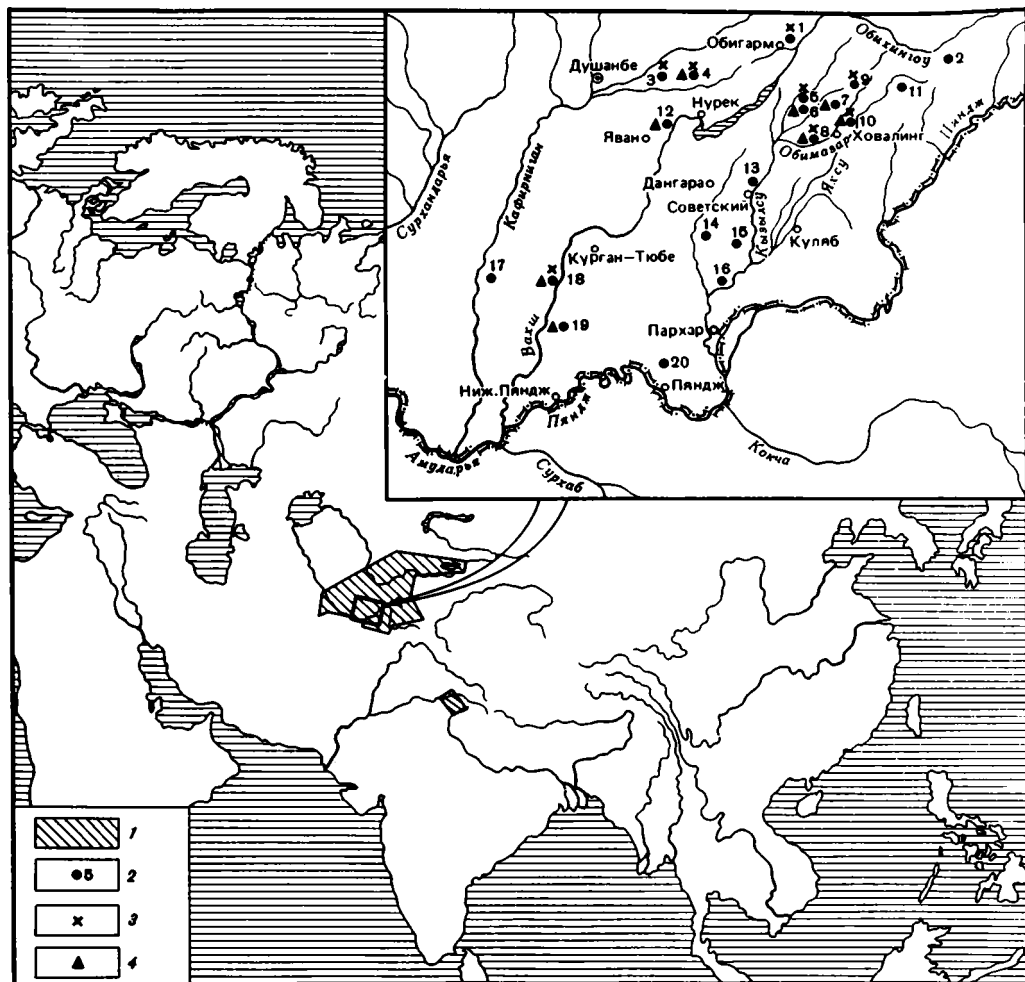


Рис. 1. Схема расположения опорных разрезів верхнеплиоцен-четвертичных отложений Южного Таджикистана

1 — районы исследований; 2 — геологические разрезы; 3 — находки костных остатков млекопитающих; 4 — палеолитические находки.

Цифры на карте: 1 — Обигарм, 2 — Хыргодара, 3 — Зильфи, 4 — Карамайдан, 5 — Куруксай, 6 — Кайрубак, 7 — Чашманигар, 8 — Лахути, 9 — Тутак, 10 — Хонако, 11 — Даштако, 12 — Каратау, 13 — Советский, 14 — Шургузар, 15 — Учкол, 16 — Саманчи, 17 — Каттасай и Тангузар, 18 — Ак-Джар, 19 — Карабура, 20 — Камышаглы

лись в комплексе с палеомагнитным изучением разрезов, осуществлявшимся А.В. Пеньковым, Л.Н. Гамовым, Е.И. Жидковым. Благодаря получению палеомагнитных характеристик разрезов и определению геологической позиции местонахождений костных остатков удалось установить стратиграфический уровень большинства костеносных горизонтов. Изучение костного материала проводилось палеонтологами Геологического и Палеонтологического институтов АН СССР и Института зоологии и паразитологии АН ТаджССР. Сбор нового материала и детальная обработка коллекций костных остатков млекопитающих позволили обосновать возраст изучаемых толщ.

Следует подчеркнуть, что при переходе к крупномасштабному геологическому картированию территории СССР требуются более детальные стратиграфические схемы. Одной из задач наших исследований было не только уточнение возраста

стратиграфических подразделений, но, по возможности, и детализация существовавшей шкалы верхнеплиоцен-четвертичных отложений Южного Таджикистана.

Важный аспект стратиграфических работ по антропогену Южного Таджикистана — это рассмотрение вопроса о границе неогеновой и четвертичной систем. Исследования по этой проблеме велись в рамках проекта N 41 "Граница неогена и четвертичной системы" по линии Международной программы геологической корреляции (МПКГ). Этой теме был посвящен Международный геологический симпозиум, состоявшийся в Южном Таджикистане (Душанбе, 1977 г.). Ряд геологических разрезов данного региона позволяет продемонстрировать положение границы между неогеном и четвертичной системой. Выбор границы на том или ином стратиграфическом уровне представляется довольно условным и возможен только в результате общего рассмотрения геологического материала по разным областям земного шара.

Изучение лёссово-почвенных образований, широко представленных в предгорной зоне Таджикистана, позволило составить детальную климатостратиграфическую шкалу региона. Ее геохронологическое обоснование базируется на палеопедологических, палеомагнитных, термoluminesцентных, палеонтологических и археологических данных. Значительные мощности лёссовых толщ и большое число ископаемых почв делают субэкральные разрезы Южного Таджикистана одним из опорных геологических объектов в межрегиональном масштабе.

При расшифровке особенностей палеогеографической и палеоэкологической обстановок в предгорьях Южного Тянь-Шаня и Западного Памира важную роль играет изучение археологических памятников. Если до недавнего времени здесь были известны палеолитические стоянки, расположенные исключительно на речных террасах или в пещерах, то с начала 70-х годов в результате детального изучения лёссово-почвенных образований были открыты новые местонахождения палеолита в ископаемых почвах. Это прежде всего стоянки Каратау (открытая А.А. Лазаренко), Лахути (А.Е. Додонов), Кульдара (В.А. Ранов). Новые открытия сразу значительно удревнили возраст палеолитической культуры Южного Таджикистана и пролили новый свет на историю заселения Средней Азии древним человеком. Кроме того, эти местонахождения создают уникальные возможности для исследования каменного века Средней Азии благодаря четкой стратиграфической позиции каменных изделий, при которой практически исключаются сомнения о их возрастной принадлежности. Все новые местонахождения палеолита в погребенных почвах Южного Таджикистана изучаются комплексным методом под руководством В.А. Ранова.

Построение детальной стратиграфической шкалы верхнеплиоцен-четвертичных отложений Южного Таджикистана, обоснованной разными методами, позволило провести межрегиональную корреляцию как крупных стратиграфических единиц, разделенных четкими геологическими границами, так и относительно мелких климатостратиграфических подразделений, соответствующих оледенениям и межледниковьям, а также стадиалам и межстадиалам.

Для территории Средней Азии — одной из классических областей развития лёссов — по-прежнему актуален вопрос происхождения лёссов, несмотря на то, что эта проблема обсуждается в геологической литературе уже более 100 лет. Особенности распространения и залегания горизонтов лёссов и ископаемых почв, а также характер парагенетических соотношений лёссов с другими разностями пород во многом определяют палеогеографические и палеотектонические реконструкции. Автором принята концепция золотой гипотезы происхождения лёссов, сложившаяся в результате работ Ф. Рихтгофена, И.В. Мушкетова, В.А. Обручева, П.А. Тутковского, А.И. Москвитина, Н.И. Кригера и других исследователей.

Решение региональных вопросов четвертичной геологии послужило материалом для более широких обобщений межрегионального плана. В итоге составлена стратиграфическая шкала верхнеплиоцен-четвертичных отложений Южного Тад-

жикистана, опирающаяся на большой геологический, палеонтологический и палеомагнитный материал, а также данные термолюминесцентного датирования и археологии. Сформулированы выводы относительно закономерностей строения четвертичных отложений в предгорных зонах аридных областей Средней Азии и установлены временные соотношения в проявлении геологических событий. Дальнейшее развитие получили идеи о существовании аридных прохладных обстановок в предгорьях Средней Азии во время оледенения гор и о наличии теплых увлажненных условий во время межледниковий. Показана роль климата и тектоники в формировании террас предгорных речных долин. Установлены продолжительность и последовательность формирования лёссово-почвенных образований. На основе широких межрегиональных корреляций показана синхронность геологических событий, происходивших в аридных областях Средней Азии и в сопредельных регионах.

Автор выражает глубокую благодарность руководителю лаборатории геологии и истории четвертичного периода Геологического института АН СССР профессору К.В. Никифоровой, проявлявшей постоянное внимание к исследованиям в Средней Азии и оказавшей большую помощь в их проведении. Многие полевые маршруты по Южному Таджикистану проводились совместно с А.В. Пеньковым, В.А. Рановым, С.П. Ломовым. Творческое сотрудничество с этими исследователями способствовало успешному развитию работ и получению важных результатов. А.М. Бронниковой и Л.Л. Байгузиной, проводившими палинологические исследования, были любезно предоставлены результаты обработки материалов. Геологическое и палеонтологическое обследование ряда местонахождений фауны млекопитающих осуществлялось совместно с М.В. Сотниковой и Ш. Шараповым. Термолюминесцентное датирование образцов было выполнено В.Н. Шелкоплясом. При обобщении материалов автор получал консультации у Л.И. Алексеевой, Л.П. Александровой, Э.А. Вангенгейм, В.С. Зажигина, В.И. Жегалло, М.А. Певзнера, Н.В. Ренгартен. Результаты работы обсуждались с М.Н. Алексеевым, Ю.М. Васильевым, Е.В. Девяткиным, И.К. Ивановой, Н.В. Кинд, М.М. Пахомовым, П.В. Федоровым, С.М. Цейтлиным. Всем названным ученым автор выражает глубокую признательность.

Автор благодарит за ценные советы и замечания, сделанные К.В. Никифоровой, И.К. Ивановой, Н.И. Кригером и В.А. Рановым при чтении рукописи.

ГЛАВА ПЕРВАЯ
**КРАТКИЙ ОБЗОР ИСТОРИИ ИЗУЧЕНИЯ
ВЕРХНЕПЛИОЦЕН-ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ
ЮЖНОГО ТАДЖИКИСТАНА**

Верхнеплиоцен-четвертичные отложения, венчающие верхнекайнозойский разрез Таджикской депрессии, впервые были выделены как самостоятельное подразделение в 30-х годах Б.А. Борнеманом. В районе г. Куляб он описал отложения кулябской свиты, залегающие с несогласием на породах неогена [Борнеман и др., 1935]. К кулябской свите были отнесены алевриты, песчанистые глины, конгломераты и гипсы. Б.А. Борнеман высказывал мнение, что нижняя часть кулябской толщи сложена алевритами и конгломератами, а верхняя — гипсами. Наблюдения Б.А. Борнемана проводились в районе соляных месторождений Южного Таджикистана, были описаны участки междуречья Кызылсу и Таирсу, южная периферия плато Алимтай. Дислоцированные кулябские глины отмечались на восточном склоне соляного купола Ходжа-Сартис. В кулябских глинах были найдены многочисленные гастроподы *Fruticicola* (*Leucozonella*) *rufispira* Martens, *Subzebrinus* (*Styloptychus*) cf. *otostomus* Westerlund. Обе формы моллюсков широко распространены в настоящее время. Четвертичный возраст кулябской свиты устанавливался главным образом по косвенным признакам.

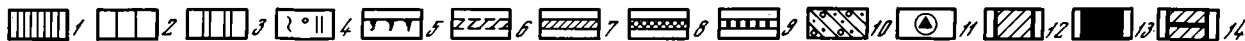
В 1934 г. при изучении неогеновых конгломератов в верховье р. Яхсу Б.М. Здорик установил, что часть конгломератов, слагающих плато Даштако, отнесенных ранее к полизакской свите (верхний плиоцен, согласно взглядам того времени), представляет собой более молодые отложения. Они были названы даштакинскими и условно отнесены к нижнечетвертичным образованиям.

В это же время А.Р. Бурачек [1934] опубликовал работу по геоморфологии Таджикской депрессии. Для послетретичного времени он выделил три последовательные рельефообразующие фазы, проявленные как: 1) речная эрозия и выработка глубоких долин; 2) пролювиальное накопление и заполнение выработанных долин пролювием и делювием; 3) современная речная эрозия, новое врезание рек в ранее накопившиеся толщи пролювия. Согласно представлениям А.Р. Бурачека, первая фаза ассоциировалась с влажным климатом, вторая — характеризовалась значительной сухостью климата не только в депрессии, но и в прилегающих высокогорных странах, третья фаза связывалась с увлажнением климата в высокогорной зоне, хотя отмечалось, что на современном этапе гидросеть развита слабее, чем в предшествующие фазы.

В юго-западных отрогах Дарвазского хребта в долине р. Сарыоб В.И. Попов [1964] выделил отложения килимбинской свиты, аналогичные кулябской свите. Они залегают несогласно на породах неогена. В.И. Попов [1954] детально изучал верхнекайнозойские молассы и подчеркивал их ритмичное строение.

Б.П. Бархатов [1952] предложил выявленные в различных пунктах Таджикистана послеплиоценовые образования, залегающие в сходных между собой геологических условиях, объединить в кулябскую свиту.

В сопредельных с Южным Таджикистаном регионах — в Ферганской впадине и Приташкентском районе — начало изучению стратиграфии четвертичных отложений было положено в конце 20-х — начале 30-х годов. Вначале в основу исследований четвертичных галечных отложений были положены представления о миграции сухих дельт, что обуславливалось неравномерностью тектонических



Лёссы: 1 — верхнеплейстоценовые, 2 — нижне-среднеплейстоценовые, 3 — эоплейстоценовые ("каменные"); 4 — уплотненные лёссы и лёссовидные алевроиты, переработанные почвенными процессами, иногда содержащие обломочный материал; 5 — современная почва; ископаемые почвы: 6 — слабо развитая сероцветная, 7 — коричневые и буроватые, 8 — красновато-бурые, 9 — красноцветные; 10 — песчаники и конгломераты; 11 — палеолитические находки; полярность: 12 — прямая, 13 — обратная; 14 — палеомагнитные эпизоды

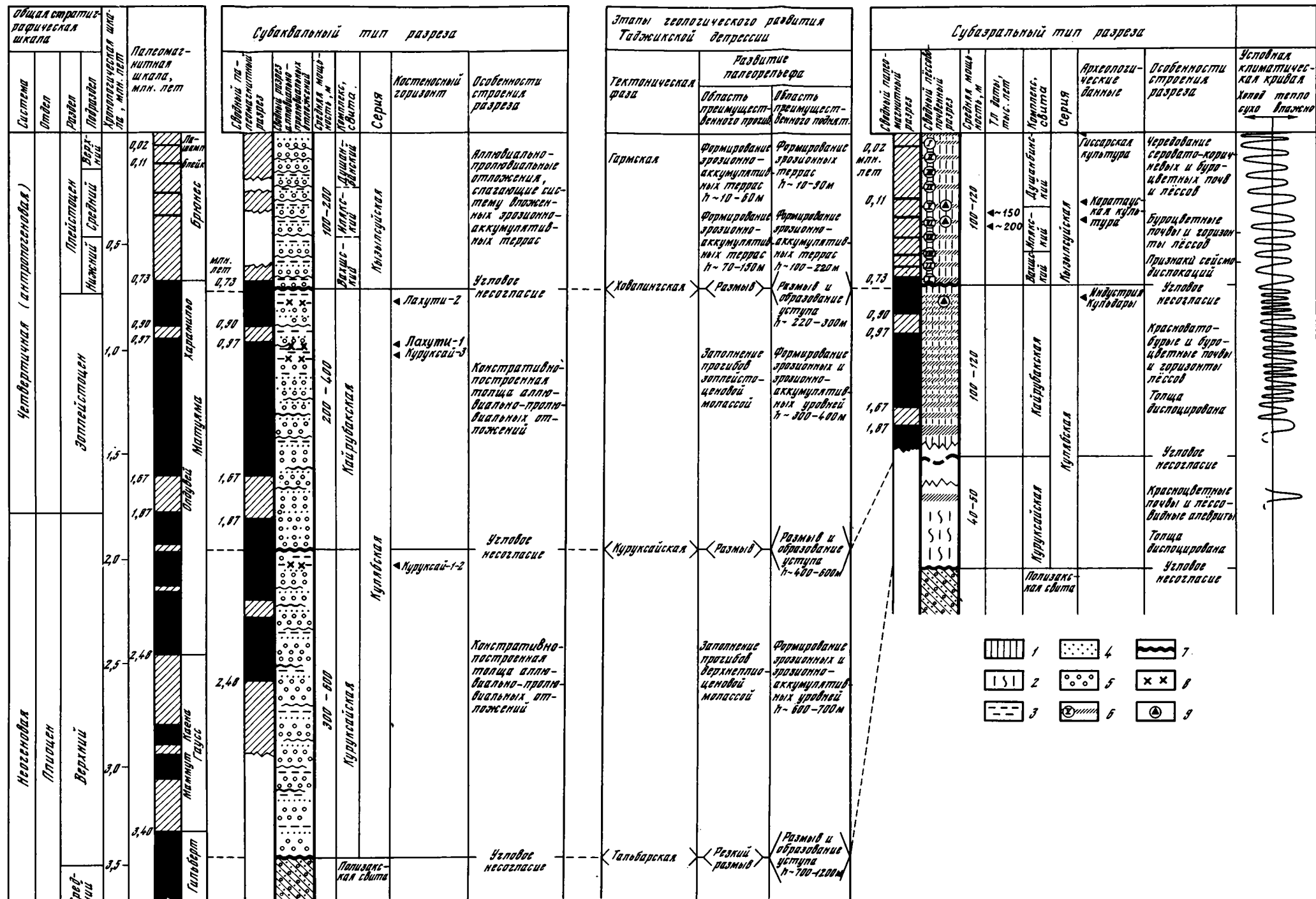


Рис. 31. Сопоставление разрезов суббазального и субкавального типов и этапы геологического развития Таджикской депрессии в позднелигоцен-четвертичное время

Субкавальный тип разреза построен по разрезам Куруксай, Лахути, Ак-Джар; суббазальный — по разрезам Чашманигар, Кайрубак, Лахути, Хонако.

1 — лёсс; 2 — лёссы, переработанные почвенными процессами; 3 — алевриты; 4 — песок (песчанники); 5 — галечники (конгломераты); 6 — ископаемые почвы; 7 — геологические границы; 8 — костеносные горизонты; 9 — палеолитические находки

движений [Вебер, 1929]. Для юга Ферганы В.Н. Вебер установил, что в связи с тектоническими движениями зона аккумуляции отложений, выносимых горными потоками, перемещалась с юга на север. В бассейнах Соха, Исфары и других рек он различал три-четыре последовательно сменявшиеся фазы образования конусов выноса (сухих дельт). Возраст конгломератов и галечников дельт В.Н. Вебер считал постплиоценовым. Позже разрабатывалась стратиграфическая схема четвертичных отложений Ферганы, опирающаяся на данные по условиям залегания и характеру дислоцированности молодых образований [Васильковский, 1935]. Широко использовалось изучение аллювиальных террас. Были введены понятия о циклах эрозии и цикловых террасах [Скворцов, 1932а, 1934; Шульц, 1934]. В итоге было выделено четыре литостратиграфических комплекса: сохский (нанайский) — Q_1 , ташкентский — Q_2 , голодноестепский — Q_3 и сырдарьинский — Q_4 . В основу этой схемы было положено представление о существовании четырех эрозионно-аккумулятивных циклов в четвертичное время [Васильковский, 1957]. К сохскому комплексу в Южной Фергане относилась конгломератовая толща, широко развитая на адырах и в предгорьях, где она обычно несогласно лежит на более древних породах (бактрийском ярусе О.С. Вялова) и образует пологие складки. В Северо-Западной Фергане Н.П. Васильковский не исключал возможности сопоставления сохского комплекса со свитами $C_1(?)$, C_2 и D, представленными глинами, песчаниками, песчано-галечным материалом, при участии в строении молодых частей разреза лёссовидных суглинков, а также коррелировал с ними высокие террасы, поднятые в предгорьях над тальвегами долин на сотни метров (до 1000 м) и несущие часто на себе мощную (до 100 м) толщу лёсса. В Приташкентском районе с сохским комплексом сопоставлялись отложения установленной Ю.А. Скворцовым нанайской террасы бассейна р. Чирчик. Предполагалось, что в бассейнах Чирчика, Ангрена и Арыси этой террасе соответствовала залегающая на склонах гор на высоте до 800 м над руслом рек мощная (до 100 м) толща лёсса со "слоями ноздреватого известняка диагенетического происхождения". К ташкентскому комплексу в предгорьях Ферганы и Приташкентского района относились отложения высоких террас, число которых местами доходит до пяти—семи и более. На предгорных равнинах отложения ташкентского комплекса имели площадное развитие и образовывали часто сухие дельты. Считалось, что ташкентскому комплексу отвечают лёссовые покровы (до 60—80 м мощности), широко развитые в Приташкентском районе и в бассейнах Чирчика и Ангрена. Ташкентский комплекс ассоциировался с так называемой основной лёссовой террасой Ю.А. Скворцова. К голодноестепскому комплексу относилась чаще всего III (иногда II или IV) терраса р. Сырдарьи и ее притоков. В сырдарьинский комплекс включались, как правило, отложения, образующие пойму рек и I террасу. В бассейнах рек Кашкадарьи и Зеравшана при изучении четвертичных отложений применялись стратиграфические схемы, аналогичные описанной [Тетюхин, 1978].

Создание региональной стратиграфической схемы четвертичных отложений Таджикской депрессии связано с работами Н.П. Костенко [1953, 1958а, б, 1961]. Ею был обобщен обширный материал по четвертичной геологии. Разработанная Н.П. Костенко местная стратиграфическая схема четвертичных отложений опиралась главным образом на картирование геоморфологических уровней. Принципиально она близка к схеме, разработанной Н.П. Васильковским и Ю.А. Скворцовым для Узбекистана. Проследивая этапы врезания гидросети, Н.П. Костенко различала несколько разновозрастных литостратиграфических комплексов: вахшский — Q_1^I , илякский — Q_2^I , душанбинский — Q_3^I , термезский — Q_4^I , амударьинский — Q_5^I . Вахшский комплекс, под которым подразумевались каменные лёссы, Н.П. Костенко [1958а, 1961] рассматривала как стратиграфический аналог верхней части кулябской свиты. Эти же террасовые комплексы выделялись вдоль Зеравшанской долины [Костенко, Чистяков, 1962; Макаров и др., 1979]. В нижней части долины Зеравшана, в Пенджикентской впадине, всего насчитывалось пять или шесть

цикловых террас, тогда как в горной части долины отмечалось значительно больше аллювиальных уровней.

Круг работ по четвертичной геологии Средней Азии всегда включал изучение лёссов и лёссовидных пород. Проблема генезиса лёсса, особенности его литологии, вещественный состав, инженерно-геологические свойства и другие аспекты лёссовой проблематики освещали многие исследователи Средней Азии [Обручев, 1911, 1948; Скворцов, 1932, 1957; Васильковский, 1952; Ломонович, 1955, 1957; Мавлянов, 1957, 1958; Федорович, 1960; Костенко, 1962; Юсупова, 1962; Кригер, 1965; Крылков, 1965; Лёссовые ..., 1966; Черняховский, 1966а; Наливкин, 1969; Никонов, 1971а; Елисеев, 1973; Кадыров, 1979; Кригер и др., 1981]. В настоящее время среди исследователей, как и прежде, существуют сторонники водной, элювиальной, золовой и полигенетической гипотез происхождения лёсса. Хотя нас интересует при рассмотрении лёссовых толщ главным образом стратиграфический аспект, тем не менее очень важно понимание генезиса лёссов в связи с определением возраста мощных субазральных покровов. Известно, что при разработке региональных стратиграфических схем четвертичных отложений многие авторы, определяя стратиграфическое положение лёссовых покровов, руководствовались главным образом водной гипотезой происхождения лёссов. Следствием этого явилось то, что субазральные покровы рассматривались в едином комплексе с аллювием и пролювием. Мощным толщам лёссов, развитым на террасах, придавался тот же возраст, что и подстилающим аллювиальным свитам, а возраст водораздельных лёссов ассоциировался с возрастом денудационных уровней. Все это в целом значительно исказило представление о геологическом возрасте лёссовых покровов Средней Азии.

Рассмотренные выше региональные стратиграфические схемы Южного Таджикистана и Узбекистана широко применяются при геологическом картировании четвертичных отложений. Следует отметить, что выделение отдельных стратиграфических комплексов в их прежней трактовке встречает большие трудности. Так, стратиграфический объем илякского-ташкентского комплекса неясен. К нему обычно относились мощные толщи лёссов, слагающие высокие геоморфологические уровни, выраженные в рельефе адыров и речных долин. Теперь доказано, что лёссовые покровы, закартированные на геологических картах четвертичных отложений Южного Таджикистана и Узбекистана соответственно как илякский или ташкентский комплексы, состоят из разновозрастных горизонтов ископаемых почв и лёссов. В Южном Таджикистане оставался проблематичным возраст вахшского комплекса. Часто он понимался как относительно более молодая возрастная единица по сравнению с кулябскими отложениями. К вахшскому комплексу обычно относились высокие аллювиальные террасы, часто имеющие цокольное строение, а также так называемые каменные лёссы. Геологических соотношений в разрезах между отложениями кулябского и вахшского комплексов не было установлено. При картировании лёссовых покровов Средней Азии не учитывалась разновозрастность самой лёссовой толщи, не принимался во внимание возраст лёссовых покровов, венчающих разрезы речных или пролювиальных террас. Чаще всего возраст лёссовых покровов интерпретировался в зависимости от возраста тех форм рельефа, которые они слагали.

В 50-х годах изучение верхнекайнозойских отложений с целью поисков россыпей проводил О.К. Чедия [1955, 1957 а,б,в]. В его работах большое внимание уделено геоморфологии и новейшей тектонике. Он отмечал наличие переуглублений в большинстве речных долин Южного Таджикистана. В рельефе предгорной зоны О.К. Чедия фиксировал трехъярусное строение. В палеогеографическом развитии Таджикской депрессии в течение четвертичного периода он большое значение придавал развитию поперечных поднятий и перестройкам палеогидросети. В своих построениях О.К. Чедия [1971] использовал региональную стратиграфическую шкалу.

В соответствии с предварительной корреляционной стратиграфической схемой четвертичных отложений Средней Азии и Казахстана, выработанной на Межведомственном совещании 1961 г. в Ташкенте, в объеме четвертичной системы выделялись четыре стратиграфические единицы — Q₁, Q₂, Q₃, Q₄. Нижнечетвертичный — кулябский комплекс Таджикской депрессии коррелировался с бакинским горизонтом, среднечетвертичный — илякский — с хазарским горизонтом и верхнечетвертичный — душанбинский — с хвалынским горизонтом [Костенко и др., 1962].

До начала 60-х годов стратиграфическое расчленение четвертичных отложений Южного Таджикистана имело еще очень слабое палеонтологическое обоснование, и это отражено в схемах того времени [Васильев, 1962; Костенко и др., 1962; Чедия, Лоскутов, 1965]. Однако в начале 60-х годов появились первые указания на благоприятную возможность поисков местонахождений костных остатков млекопитающих в четвертичных породах. Так, в 1960—1962 гг. в районе поселков Файзабад (кишлак Зильфи) и Обигарм (сай Дешляшкар) были обнаружены находки остатков фауны позвоночных [Бабаев, 1962; Лозиев, Лим, 1962]. На основании первых палеонтологических определений удалось установить, что возраст вмещающих фауну слоев в районе Обигарма может быть определен как раннечетвертичный, а близ Файзабада как позднеплиоценовый. В это же время при геологической съемке Яфучской поисково-съёмочной партии в 1962 г. (В.П. Покидышев, В.Г. Сафонов, Л.С. Тофин) были обнаружены богатые находки остатков позвоночных в долине р. Куруксай. Несколько раньше, в 1958 г., М.Л. Мирошником были найдены костные остатки в разрезе на правом берегу р. Обимазар, напротив кишлака Лахути, где возраст вмещающих слоев, по предварительному определению фауны Э.А. Вангенгейм, был установлен не моложе раннечетвертичного. В 1962 г. Г.Х. Салибаев и Л.А. Говорков в долине р. Тира, в 20 км к западу от местонахождения Лахути, обнаружили костные остатки, принадлежащие, по определению Б.С. Кожамкуловой [1970], представителям илийского фаунистического комплекса.

Таким образом, первые палеонтологические данные позволили говорить в целом о позднеплиоцен-раннечетвертичном возрасте отложений, которые в большинстве случаев рассматривались как кулябский комплекс пород [Меламед, 1964, 1966; Лоскутов и др., 1965]. Были предприняты попытки расчленения верхнеплиоцен-четвертичной толщи и выделения самостоятельных свит, например куруксайской и кулябской [Меламед, 1964] или куруксайской и кайрубаской [Лоскутов и др., 1971]. Выделение этих свит осуществлялось главным образом по литологическим признакам, их стратиграфические объемы и границы оставались подчас невыясненными. В трактовке положения нижней границы четвертичной системы в Таджикской депрессии предлагалось проведение ее под куруксайской свитой или под аналогами акчагыльских слоев [Меламед, 1964].

В 1965 г. на севере Яванского Каратау в его приводораздельной части, в борту глубокого сая около кишлака Утоган (в 13 км западнее г. Нурека) в свежем обвале у разреза, вскрывающем лёссы и лёссовидные породы, подстилаемые грубообломочным материалом, была обнаружена фаланга лошади, принадлежащая, как показало определение, к *Allohippus cf. sanmeniensis* [Мавлянов и др., 1968]. Эта находка ассоциировалась авторами с кошкурганским фаунистическим комплексом Казахстана, что побудило их отнести субэзральные отложения в районе палеонтологической находки к раннечетвертичному возрасту. Приходится признать, что недостаточно надежная геологическая привязка находки не позволяет решить, какие именно слои водораздельных лёссов считались нижнечетвертичными.

За последние 10—15 лет в изучении четвертичных отложений Таджикской депрессии большое внимание было уделено анализу лёссовых покровов. Существенно возросла также роль палеомагнитных, палеопедологических и биостратиграфических исследований. Богатые находки фауны по рекам Куруксай, Обимазар, Тира, являющимся верхними притоками р. Кызылсу, превратили этот район в один из стратотипических. Здесь же находятся довольно мощные выходы так называемых

каменных лёссов. При более детальном расчленении кулябских отложений, содержащих фауну, некоторые авторы [Лоскутов и др., 1971; Никонов, 1972а] предлагали выделять четыре литологические пачки, придавая каждой из них стратиграфическое значение. Три нижние пачки — соответственно снизу вверх — галечная, алевроитовая и галечная, которые содержали основные находки фауны млекопитающих, сопоставлявшиеся с илийским фаунистическим комплексом [Костенко, Кожамкулова, 1964], рассматривались как куруксайская свита позднеплиоценового возраста, а четвертая преимущественно алевроитовая пачка "лёссового облика" с многочисленными слоями "известковистых глин" (определяемых ныне как ископаемые почвы) — как кайрубакская свита [Лоскутов и др., 1971] раннеплейстоценового возраста. А.А. Никонов предлагал две нижние пачки относить к куруксайской свите, а вышележащие пачки с фауной Лахути — к вахшской свите, рассматривая возраст последней как конец позднего плиоцена и ранний плейстоцен [Никонов, Пеньков, 1971, 1974]. А.А. Никонов допускал, что каменные лёссы местами синхронны отложениям кулябской свиты. Автор настоящей работы в одной из первых публикаций по геологии Куруксайского разреза [Додонов, 1973] принимал выделение литологических пачек, установленных В.В. Лоскутовым. Однако при таком понимании строения верхнеплиоцен-четвертичных отложений по существу не учитывалось широкое фациальное замещение субазральных лёссово-почвенных образований ("алевритовые пачки", "каменные лёссы") субаквальными аллювиально-пролювиальными толщами, что не позволяет придавать стратиграфическое значение литологическим пачкам в разрезах субазрального и субаквального типов.

В изучении лёссовых покровов важную роль играют ископаемые почвы, которые позволяют расчленить разрез и реконструировать палеогеографическую обстановку. Примеры таких исследований были широко известны по Европейской территории СССР и югу Западной Сибири из работ И.П. Герасимова, А.И. Москвитина, А.А. Величко, Т.Д. Морозовой, М.Ф. Веклича, Н.А. Сиренко, К.В. Никифоровой, Н.В. Ренгартен, Н.А. Константиновой, И.А. Волкова, О.П. Добродеева и др. О значении погребенных почв для понимания строения лёссовых покровов Средней Азии писал Ю.А. Скворцов [1933]. Многие исследователи отмечали наличие погребенных почв в разрезах Южного Таджикистана [Трофимов, 1953], Казахстана [Ломонович, 1952, 1953] и Приташкентского района [Кригер, 1965; Лазаренко, Громов, 1970; Мавлянов и др., 1972; Елисеев, 1973]. Изучение лёссов и погребенных почв нашло отражение в исследованиях А.А. Лазаренко, проводившего вначале свои работы в Приташкентском районе, а затем в Южном Таджикистане. Им были изучены лёссово-почвенные разрезы Келес, Бурджар (Приташкентский район), Гуликандос, Каратау (Южный Таджикистан) и др. [Гричук, Лазаренко, 1970; Лазаренко, Шелкопляс, 1973]. Эти разрезы дали представление о сложном строении лёссовых покровов, распространенных на террасах и водораздельных участках. Указывалось на более молодой возраст лёссовых покровов, развитых на террасах, по сравнению с ранее принятым. В это же время Е.А. Минина изучала лёссовый разрез в Обигарме, где были известны находки фауны млекопитающих [Минина, 1973]. И.Н. Степанов и У.К. Абдуназаров [1977] изучали погребенные почвы в бассейне р. Чирчик Приташкентского района. Они показали, что в лёссовом покрове Приташкентского района может быть выделено до пяти самостоятельных горизонтов ископаемых почв, которым были даны буквенные обозначения — В, С, D, E, F. Ископаемый почвенный горизонт В был отнесен к голоцену, С и D — к верхнему плейстоцену, E и F — к среднему плейстоцену.

Наряду с указанными выше работами, в которых подчеркивалось наличие в лёссовых разрезах Средней Азии погребенных почв, была представлена довольно оригинальная и, с точки зрения автора настоящей монографии, неприемлемая трактовка природы ископаемых почв в субазральных покровах Таджикской депрессии, нашедшая отражение в публикации А.Г. Черняховского и его соавторов [1981], где на весьма ограниченном числе примеров (были проанализированы

В соответствии с предварительной корреляционной стратиграфической схемой четвертичных отложений Средней Азии и Казахстана, выработанной на Межведомственном совещании 1961 г. в Ташкенте, в объеме четвертичной системы выделялись четыре стратиграфические единицы — Q₁, Q₂, Q₃, Q₄. Нижнечетвертичный — кулябский комплекс Таджикской депрессии коррелировался с бакинским горизонтом, среднечетвертичный — илякский — с хазарским горизонтом и верхнечетвертичный — душанбинский — с хвалынским горизонтом [Костенко и др., 1962].

До начала 60-х годов стратиграфическое расчленение четвертичных отложений Южного Таджикистана имело еще очень слабое палеонтологическое обоснование, и это отражено в схемах того времени [Васильев, 1962; Костенко и др., 1962; Чедия, Лоскутов, 1965]. Однако в начале 60-х годов появились первые указания на благоприятную возможность поисков местонахождений костных остатков млекопитающих в четвертичных породах. Так, в 1960—1962 гг. в районе поселков Файзабад (кишлак Зильфи) и Обигарм (сай Дешляшкар) были обнаружены находки остатков фауны позвоночных [Бабаев, 1962; Лознев, Лим, 1962]. На основании первых палеонтологических определений удалось установить, что возраст вмещающих фауну слоев в районе Обигарма может быть определен как раннечетвертичный, а близ Файзабада как позднеплиоценовый. В это же время при геологической съемке Яфучской поисково-съёмочной партии в 1962 г. (В.П. Покидышев, В.Г. Сафонов, Л.С. Тофин) были обнаружены богатые находки остатков позвоночных в долине р. Куруксай. Несколько раньше, в 1958 г., М.Л. Мирошником были найдены костные остатки в разрезе на правом берегу р. Обимазар, напротив кишлака Лахути, где возраст вмещающих слоев, по предварительному определению фауны Э.А. Вангенгейм, был установлен не моложе раннечетвертичного. В 1962 г. Г.Х. Салибаев и Л.А. Говорков в долине р. Тира, в 20 км к западу от местонахождения Лахути, обнаружили костные остатки, принадлежащие, по определению Б.С. Кожамкуловой [1970], представителям илийского фаунистического комплекса.

Таким образом, первые палеонтологические данные позволили говорить в целом о позднеплиоцен-раннечетвертичном возрасте отложений, которые в большинстве случаев рассматривались как кулябский комплекс пород [Меламед, 1964, 1966; Лоскутов и др., 1965]. Были предприняты попытки расчленения верхнеплиоцен-четвертичной толщи и выделения самостоятельных свит, например куруксайской и кулябской [Меламед, 1964] или куруксайской и кайрубакской [Лоскутов и др., 1971]. Выделение этих свит осуществлялось главным образом по литологическим признакам, их стратиграфические объемы и границы оставались подчас невыясненными. В трактовке положения нижней границы четвертичной системы в Таджикской депрессии предлагалось проведение ее под куруксайской свитой или под аналогами акчагыльских слоев [Меламед, 1964].

В 1965 г. на севере Яванского Каратау в его приводораздельной части, в борту глубокого сая около кишлака Утоган (в 13 км западнее г. Нурека) в свежем обвале у разреза, вскрывающем лёссы и лёссовидные породы, подстилаемые грубообломочным материалом, была обнаружена фаланга лошади, принадлежащая, как показало определение, к *Allohippus cf. sanmeniensis* [Мавлянов и др., 1968]. Эта находка ассоциировалась авторами с кошкурганским фаунистическим комплексом Казахстана, что побудило их отнести субэаральные отложения в районе палеонтологической находки к раннечетвертичному возрасту. Приходится признать, что недостаточно надежная геологическая привязка находки не позволяет решить, какие именно слои водораздельных лёссов считались нижнечетвертичными.

За последние 10—15 лет в изучении четвертичных отложений Таджикской депрессии большое внимание было уделено анализу лёссовых покровов. Существенно возросла также роль палеомагнитных, палеопедологических и биостратиграфических исследований. Богатые находки фауны по рекам Куруксай, Обимазар, Тира, являющимся верхними притоками р. Кызылсу, превратили этот район в один из стратотипических. Здесь же находятся довольно мощные выходы так называемых

каменных лёссов. При более детальном расчленении кулябских отложений, содержащих фауну, некоторые авторы [Лоскутов и др., 1971; Никонов, 1972а] предлагали выделять четыре литологические пачки, придавая каждой из них стратиграфическое значение. Три нижние пачки — соответственно снизу вверх — галечная, алевроитовая и галечная, которые содержали основные находки фауны млекопитающих, сопоставлявшиеся с илийским фаунистическим комплексом [Костенко, Кожамкулова, 1964], рассматривались как куруксайская свита позднеплиоценового возраста, а четвертая преимущественно алевроитовая пачка "лёссового облика" с многочисленными слоями "известковистых глин" (определяемых ныне как ископаемые почвы) — как кайрубакская свита [Лоскутов и др., 1971] раннеплейстоценового возраста. А.А. Никонов предлагал две нижние пачки относить к куруксайской свите, а вышележащие пачки с фауной Лахути — к вахшской свите, рассматривая возраст последней как конец позднего плиоцена и ранний плейстоцен [Никонов, Пеньков, 1971, 1974]. А.А. Никонов допускал, что каменные лёссы местами синхронны отложениям кулябской свиты. Автор настоящей работы в одной из первых публикаций по геологии Куруксайского разреза [Додонов, 1973] принимал выделение литологических пачек, установленных В.В. Лоскутовым. Однако при таком понимании строения верхнеплиоцен-четвертичных отложений по существу не учитывалось широкое фациальное замещение субазральных лёссово-почвенных образований ("алевритовые пачки", "каменные лёссы") субаквальными аллювиально-пролювиальными толщами, что не позволяет придавать стратиграфическое значение литологическим пачкам в разрезах субазрального и субаквального типов.

В изучении лёссовых покровов важную роль играют ископаемые почвы, которые позволяют расчленить разрез и реконструировать палеогеографическую обстановку. Примеры таких исследований были широко известны по Европейской территории СССР и югу Западной Сибири из работ И.П. Герасимова, А.И. Москвитина, А.А. Величко, Т.Д. Морозовой, М.Ф. Веклича, Н.А. Сиренко, К.В. Никифоровой, Н.В. Ренгартен, Н.А. Константиновой, И.А. Волкова, О.П. Добродеева и др. О значении погребенных почв для понимания строения лёссовых покровов Средней Азии писал Ю.А. Скворцов [1933]. Многие исследователи отмечали наличие погребенных почв в разрезах Южного Таджикистана [Трофимов, 1953], Казахстана [Ломонович, 1952, 1953] и Приташкентского района [Кригер, 1965; Лазаренко, Громов, 1970; Мавлянов и др., 1972; Елисеев, 1973]. Изучение лёссов и погребенных почв нашло отражение в исследованиях А.А. Лазаренко, проводившего вначале свои работы в Приташкентском районе, а затем в Южном Таджикистане. Им были изучены лёссово-почвенные разрезы Келес, Бурджар (Приташкентский район), Гуликандос, Каратау (Южный Таджикистан) и др. [Гричук, Лазаренко, 1970; Лазаренко, Шелкопляс, 1973]. Эти разрезы дали представление о сложном строении лёссовых покровов, распространенных на террасах и водораздельных участках. Указывалось на более молодой возраст лёссовых покровов, развитых на террасах, по сравнению с ранее принятым. В это же время Е.А. Минина изучала лёссовый разрез в Обигарме, где были известны находки фауны млекопитающих [Минина, 1973]. И.Н. Степанов и У.К. Абдуназаров [1977] изучали погребенные почвы в бассейне р. Чирчик Приташкентского района. Они показали, что в лёссовом покрове Приташкентского района может быть выделено до пяти самостоятельных горизонтов ископаемых почв, которым были даны буквенные обозначения — В, С, D, E, F. Ископаемый почвенный горизонт В был отнесен к голоцену, С и D — к верхнему плейстоцену, E и F — к среднему плейстоцену.

Наряду с указанными выше работами, в которых подчеркивалось наличие в лёссовых разрезах Средней Азии погребенных почв, была представлена довольно оригинальная и, с точки зрения автора настоящей монографии, неприемлемая трактовка природы ископаемых почв в субазральных покровах Таджикской депрессии, нашедшая отражение в публикации А.Г. Черняховского и его соавторов [1981], где на весьма ограниченном числе примеров (были проанализированы

образцы в основном только двух ископаемых почв из разрезов Лахути и Хонако) они отрицают присутствие ископаемых почв в лёссовых разрезах Южного Таджикистана. Необходимо признать, что этими исследователями был выполнен очень интересный комплекс анализов по изучению вещественного состава почв и лёссов, однако с выводами, к которым они приходят, трудно согласиться. А.Г. Черняховский и его соавторы объясняют формирование лёссово-почвенных толщ путем накопления пролювиальных и делювиальных ритмически построенных отложений. Первоначально, по их мнению, эти отложения были окрашены в красно- или коричнево-бурые тона, что связывается с участием тонких фракций из неогеновых красноцветов. Допускается, что в стадию начального эпигенеза (катагенеза) эти отложения были преобразованы, и под воздействием жестких напорных вод произошла карбонатная цементация и метасоматическое замещение кальцитом силикатного материала. Это замещение, как предполагается, шло неравномерно, так, якобы, первоначально глинистые прослои (почвы, наличие которых отрицается) были меньше подвержены карбонатизации. Такое объяснение, по нашему мнению, неприменимо к лёссовым разрезам Южного Таджикистана и противоречит ряду геологических фактов. Во-первых, горизонты ископаемых почв имеют хорошо выраженные текстурные и структурные признаки, образовавшиеся в почвенных условиях при воздействии на минеральное вещество агентов био- и фитогенеза. Во-вторых, характер геологического распространения лёссово-почвенных образований отнюдь не позволяет находить столь универсальную связь с неогеновыми красноцветами, как это предполагают авторы рассматриваемой работы. В-третьих, допущение о значительной роли жестких напорных вод при формировании вторичного метасоматического замещения кальцитом силикатного вещества отложений, скорее, исходит из предположения о значительном палеотектоническом преобразовании условий залегания ныне водораздельных толщ лёссов, нежели из анализа современной гидрогеологической и геохимической обстановок. Однако это положение не выдерживает критики, так как водораздельная позиция лёссовых покровов имеет длительную и, как правило, унаследованную четвертичную историю, и по этой причине вряд ли могли создаваться те гидрогеологические и геохимические ситуации, которые предположительно реконструируются. Наконец, само допущение о формировании лёссов в водной среде как пролювиальных и делювиальных осадков не находит объяснения, если провести литофациальный анализ всех разностей отложений — аллювиальных, пролювиальных, озерных, делювиальных, а также лёссово-почвенных образований. Последние занимают в этом парагенетическом ряду совершенно определенное место, исключаяющее роль водного фактора в процессе формирования почв и лёссов.

Автор участвовал в 1966—1967 гг. в полевой геологической съемке и составлении листов геоморфологической карты и карты четвертичных отложений по территории Афганского Бадахшана. С 1972 г. на протяжении 10 лет он проводил систематические работы в Таджикской депрессии и в сопредельных районах с целью изучения стратиграфии верхнеплиоцен-четвертичных отложений, уточнения геологического положения костеносных горизонтов в разрезах с местонахождениями фауны млекопитающих, а также выяснения геологических границ между основными стратиграфическими подразделениями верхнего плиоцена и антропогена. Большое внимание было уделено исследованию опорных разрезов — Куруксай и Лахути, содержащих богатые фаунистические находки. На основе комплекса данных было уточнено стратиграфическое расчленение этих разрезов и обоснована их детальная взаимная корреляция. В процессе работ на востоке депрессии удалось обнаружить и изучить наиболее полные в Таджикистане лёссово-почвенные разрезы (Кайрубак, Лахути, Чашманигар, Хонако), мощность которых достигает 150—180 м, а их стратиграфический диапазон охватывает плейстоцен, эоплейстоцен и частично верхний плиоцен. Палеомагнитные исследования, проводившиеся А.В. Пеньковым,

Л.Н. Гамовым, Е.И. Жидковым, дали возможность оценить возраст этих уникальных разрезов, используя палеомагнитную хронологию.

Для создания стратиграфической шкалы субэзральных толщ Южного Таджикистана опорными послужили разрезы Кайрубак, Лахути, Чашманигар, Хонако. В каждом из них представлен полный разрез плейстоцена, включающий 10 ископаемых педокомплексов и 10 горизонтов лёссов, а также четко выражена эоплейстоцен-плейстоценовая геологическая граница, по своему положению близкая к палеомагнитной инверсии Матуяма-Брюнес(0,73 млн. лет) [Пеньков и др., 1976; Додонов, Пеньков, 1977]. Было предложено в составе лёссово-почвенных образований выделить верхнеплиоценовую, эоплейстоценовую, ниже-, средне- и верхнеплейстоценовую толщи, каждой из которых были даны названия ранее известных литостратиграфических комплексов и свит, но в уточненном виде. При этом мы руководствовались рекомендациями Стратиграфического кодекса СССР [1977], изложенными в статьях, где разбираются вопросы приоритета прежних названий, а также порядок изменения или уточнения объема стратиграфических подразделений. Поскольку и прежде кулябский(= куруксайская и кайрубакская свиты), вахшский, илякский и душанбинский комплексы большинством исследователей рассматривали как полифациальные толщи, т.е. в их состав включались и аллювиально-пролювиальные и лёссово-почвенные образования, то в предложенной уточненной стратиграфической схеме соблюден этот принцип выделения свит и литостратиграфических комплексов. Свиты и литостратиграфические комплексы понимаются как совокупность отложений, образовавшихся в субаквальных и субэзральных условиях. Такой подход при стратиграфическом расчленении верхнеплиоцен-четвертичных отложений Южного Таджикистана вполне оправдан, так как, помимо монофациальных разрезов, имеется большое количество обнажений с выходами толщ, в которых наблюдается пестрый литофациальный состав. Следует заметить, что для ряда ранее использовавшихся стратиграфических подразделений, таких, как вахшский, илякский, душанбинский комплексы, не существовало стратотипических разрезов. Выделение этих стратиграфических единиц было проведено в соответствии с изложенными выше принципами стратиграфического расчленения субэзральных и субаквальных отложений. Палеомагнитные границы, выявленные в верхнеплиоцен-четвертичных отложениях, послужили важными магнитохронологическими реперами при оценке возраста указанных толщ [Пеньков, Гамов, 1980]. Была предложена внутрорегиональная корреляция субаквальных и субэзральных комплексов пород, а также дано сопоставление аллювиальных террас с климатостратиграфическими подразделениями лёссово-почвенных разрезов [Додонов и др., 1978; Додонов, 1978, 1980].

А.А. Лазаренко, изучавший опорные разрезы Кайрубак, Чашманигар, Хонако и Лахути, не внес существенных изменений в ранее предложенную нами стратификацию этих геологических объектов [Лазаренко и др., 1977]. Применение новых названий стратиграфических подразделений, используемых А.А. Лазаренко, — чашманигарская и утоганская свиты соответственно для эоплейстоценовой и плейстоценовой лёссово-почвенных толщ, с нашей точки зрения, лишено необходимости, так как уже были предложены раньше для этих подразделений названия — кайрубакская свита(эоплейстоцен) и кызылсуйская серия(плейстоцен), последняя из которых объединяет три литостратиграфических комплекса — вахшский, илякский и душанбинский [Пеньков и др., 1976]. Введение параллельных названий для субэзральных толщ будет только создавать лишние сложности для региональной стратиграфии.

В последние годы при проведении комплексных исследований на разрезах верхнеплиоцен-четвертичных отложений Южного Таджикистана обработкой палеонтологического материала из костеносных горизонтов занимались многие специалисты — Э.А. Вангенгейм, М.В. Сотникова, Ш. Шарапов, Л.И. Алексеева, В.Е. Гарутт, Е.Л. Дмитриева, И.А. Вислобокова, В.С. Зажигин, В.И. Жегалло,

Б.А. Трофимов. Для местонахождений Куруксай и Лахути была дана характеристика фауны по отдельным группам млекопитающих [Шарапов, 1978; Фауна..., 1980]. По этим же местонахождениям монографически описаны антилопы [Дмитриева, 1977] и хищники [Сотникова, 1985].

При изучении плейстоценовых террас и определении их возраста широко использовались данные по геологии палеолитических стоянок, находящихся на террасах [Ранов, 1962, 1965; Ранов, Несмеянов, 1973; Никонов, Ранов, 1971, 1973]. В связи с изучением геологии палеолита Средней Азии Н.П. Костенко и В.А. Ранов [1966] обращали внимание на то, что покровные толщи (делювиально-пролювиальные и лёссовые образования) террас являются более молодыми отложениями по сравнению с аллювием, слагающим речные террасы. Они указывали на двучленное строение типичных разрезов аллювия террас: в нижней части разреза выделялись отложения руслового аллювия (галечники, пески), а выше — горнопойменные отложения (песчано-мелкогалечный и песчано-суглинистый материал). Автор настоящей работы ниже также отмечает неоднородное строение аллювия террас в Южном Таджикистане. В разрезах аккумулятивного чехла террас нижняя пачка аллювия, состоящая из хорошо промытых галечников и песков, рассматривается нами как межледниковый — нормальный аллювий; верхнюю пачку (горнопойменный аллювий, по Н.П. Костенко и В.А. Ранову) предложено называть аридным (ледниковым) аллювием. Формирование последнего ассоциируется с гидродинамическими условиями речного стока ледниковых эпох и развитием мощных сезонных паводков. Определение "аридный" применительно к аллювию должно передать общий характер палеоклиматической обстановки ледниковых эпох, когда, по всей вероятности, имело место общее иссушение климата как в перигляциальных, так и в аридных областях, и, таким образом, оно несет в себе не столько генетический, сколько климатостратиграфический смысл.

ГЛАВА ВТОРАЯ

ПРИНЦИПЫ СТРАТИГРАФИЧЕСКОГО РАСЧЛЕНЕНИЯ ВЕРХНЕПЛИОЦЕН-ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮЖНОГО ТАДЖИКИСТАНА

Неоднородность геологического строения Южного Таджикистана в сочетании со сложной орографией, наличием высотной климатической зональности и пестротой ландшафтов — все это предопределяет большую фаціальную изменчивость верхнеплиоцен-четвертичных отложений. В их строении намечаются два типа разрезов — субазральный и субаквальный. Субазральные на копления представлены лёссово-почвенными образованиями, субаквальные — аллювиальными, озерными и пролювиальными отложениями. Лёссово-почвенные образования слагают покровы, широко развитые на водоразделах и средневысотных хребтах, а также на поверхности террас. Абсолютные высоты распространения лёссов достигают 2000—2500 м. Аллювиальные и озерные осадки выполняют эрозионно-тектонические понижения и современные долины (рис. 2). Пролувиальные образования встречаются в зонах фациальных переходов от субазральных к субаквальным отложениям и внутри монофациальных толщ.

Расчленение верхнеплиоцен-четвертичных отложений опирается на комплекс методов. Одним из важных принципов их расчленения является ритмостратиграфический анализ толщ.

При рассмотрении строения субаквальных и субазральных толщ обращает на себя внимание ритмичность напластования осадков. Наиболее четко ритмичность проявлена в эоплейстоценовой и плейстоценовой частях разреза. Отдельные

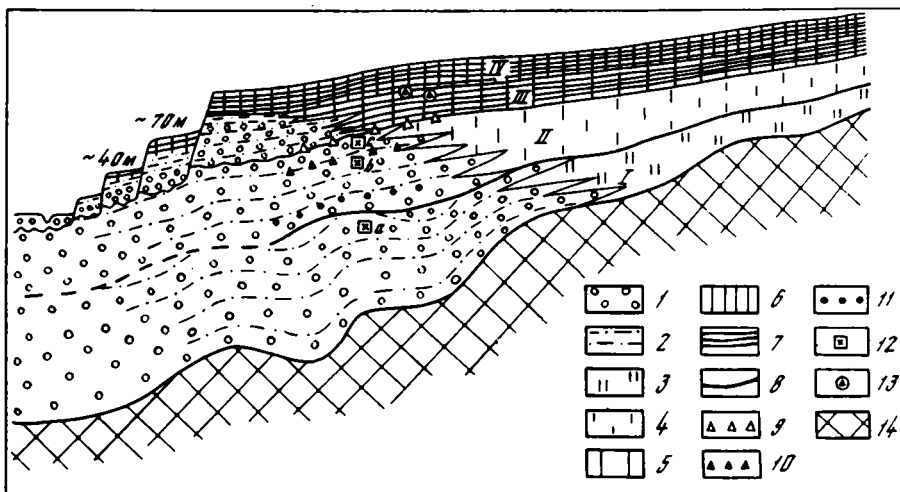


Рис. 2. Схема строения верхнеплиоцен-четвертичных отложений Таджикской депрессии (бассейн р. Кызылсу был выбран в качестве опорного стратиграфического района)

1 — галечники; 2 — алевриты и супеси с прослоями песков; 3 — розоватые лёссы и красновато-бурые алевритистые глины с красноцветными почвами; 4 — розовато-палевые лёссы с красновато-бурыми почвами; 5 — палевые лёссы с буроватыми почвами; 6 — серовато-палевые лёссы с буровато-коричневыми и серовато-коричневыми почвами; 7 — погребенные почвы; 8 — геологические границы; условное положение границ, отождествляемых: 9 — с синевсей Матуяма-Брюнес, 10 — с эпизодом Харамильо, 11 — с эпизодом Олдувей; 12 — условное положение фаунистических горизонтов: а — Наврухо, б — верхний костеносный горизонт в долине Курукса, а также костеносный горизонт Лахути-1, с — костеносный горизонт Лахути-2; 13 — палеолитические находки; 14 — коренные породы. Генерации разнофациальных отложений: I — верхнеплиоценовая, II — зоплейстоценовая, III — нижне-среднеплейстоценовая, IV — верхнеплейстоценовая

седиментационные ритмы субаквальных образований характеризуются следующей последовательностью слоев (снизу вверх).

1. Валунные галечники, хорошо промытые, с песчано-гравийным заполнителем. Среди обломочного разноокатанного материала в значительном количестве содержатся хорошо окатанные гальки изверженных и метаморфических пород, переотложенные из миоцен-плиоценовых моласс. Нижняя граница пачек галечников резкая, имеет эрозионный характер, иногда неровная, с карманами. Верхняя граница обычно постепенная.

2. Переслаивание песков и алевритов. Пески обычно промытые, слоистые, однородные.

3. Алевриты, разнотернистые пылеватые пески, супеси с линзовидными прослоями плохо промытых галечников. Обломочный материал плохо отсортирован. В качестве заполнителя в галечниках присутствуют разнотернистые пылеватые пески, супеси и суглинки. Участие обломочного материала в составе таких пачек варьирует в зависимости от структурно-фациальной обстановки. Нередко они представлены лишь алевритами с тонкими прослоями пылеватых песков и включениями редкой гальки и гравия.

Учитывая особенности литологии и последовательность напластования отложений, можно полагать, что в генетическом отношении нижние и средние элементы ритмов отвечают соответственно русловой и пойменной фациям нормального аллювия¹. Пойменные отложения часто имеют подчиненное значение или отсутствуют в седиментационных ритмах. По особенностям морфологической и литологической выраженности пачек галечников, отвечающих нижним элементам ритмов, можно сделать заключение, что эти образования соответствуют генерациям

¹ Нормальный аллювий понимается как аналог аллювия межледникового типа по Э.И. Равскому [1972].

руслового аллювия на участках фуркации русел. В ряде мест их можно рассматривать как фангломераты аллювиально-пролювиальных толщ.

Верхние пачки, входящие в седиментационные ритмы, формировались, вероятно, в условиях непостоянного речного стока, что вызывало накопление в сравнительно небольших долинах преимущественно пролювиальных и делювиально-пролювиальных образований. В крупных речных системах в области равнинно-долинной аккумуляции верхним элементам ритмов эквивалентны отложения, близкие по своему облику к перигляциальному аллювию. Последний в условиях семиаридного климата Средней Азии, где, как правило, отсутствуют следы криогенных явлений, вероятно, лучше называть аридным аллювием, подразумевая его связь с аридными ледниковыми эпохами. Подобные пачки мелкозернистого, пылеватого, плохо отсортированного материала, сформированного в аллювиальных долинах Центральной Азии, ранее также предлагалось называть аридным аллювием [Алексеев, Цейтлин, 1975].

Мощность описанных выше ритмично построенных пачек колеблется от 5—8 до 10—15 м; в благоприятных структурно-фациальных условиях — в прибортовых зонах эрозионно-тектонических опусканий, не осложненных тектоническими нарушениями, эти пачки хорошо прослеживаются в пространстве. Это наблюдается в разрезе севернее кишлака Лахути по правому берегу р. Обимазар, в обнажениях по левому берегу р. Кызылсу напротив кишлака Танапчи, в обрывах вдоль южной окраины плато Алимтай и в других местах.

В строении аллювиальных террас прослеживается в целом такая же последовательность литологических разностей, какая была охарактеризована выше. Так, в самом основании аллювиальных свит наблюдаются хорошо промытые валунники, галечники и отсортированные пески, которые можно рассматривать как нормальный(межледниковый) аллювий. Выше залегают обычно мощные толщи аридного (ледникового) аллювия, представленного слоистыми алевроитами и супесями, содержащими линзовидные прослои пылеватого песка и грубообломочного материала. Такие разрезы характерны для нижних террас (с превышениями до 60—100 м), развитых на подгорных равнинах и в предгорьях. На террасах аллювиальные свиты часто перекрыты покровом, состоящим из пролювия и лёссово-почвенных образований. В горах, вверх по долинам рек, разрезы аллювиальных террас существенно изменяются. Здесь в их строении преобладают промытые валунники и галечники русловых фаций, пойменные фации имеют подчиненное значение или редуцированы.

Описание "холодных" и "теплых" аллювиальных свит в долинах горных рек юга СССР приводит также А.В. Кожевников [1985]. Аллювий, слагающий нижнюю часть разреза террас, имеющий преимущественно инстративное или перстративное строение и представленный промытыми валунниками, галечниками и песками, рассматривается как теплый — межледниковый. Ему противопоставляется холодный аллювий ледниковых эпох, находящийся в верхней части разреза террас и характеризующийся констративным строением, обилием плохо сортированного обломочного и супесчано-суглинистого материала, засоренного песком и гравием.

Ритмичность строения субазральных лёссовых покровов отчетливо проявлена в чередовании горизонтов лёссов и ископаемых почв. Мощность горизонтов ископаемых почв около 1—2,5 м, почвенных комплексов, состоящих обычно из двух-трех наложенных почв, до 5—6 м. Мощность горизонтов лёссов, разделяющих почвы или педокомплексы, колеблется от нескольких метров до 10—12 м. Погребенные почвы наиболее четко выражены в разрезах, располагающихся в северной, предгорной, части Южного Таджикистана. В более южных районах, например в низовьях рек Кызылсу, Кафирниган, вдоль долины Нижнего Пянджа, ископаемые почвы фиксируются очень слабо. Они здесь становятся светло-коричневыми, морфологически слабо выраженными. Латеральное изменение почв в сторону пустынь Северного Афганистана было вызвано сменой палеоландшафтных обстановок.

Как показывает анализ фациальных соотношений в верхней части антропогенного разреза, горизонты лёссов находятся в парагенетической связи с пачками аридного (ледникового) аллювия, а горизонты ископаемых почв соответствуют пачкам нормального (межледникового) аллювия. Примеры таких соотношений видны в разрезах по долинам Обимазара, Кызылсу и др.

Прослеживание седиментационных ритмов в четвертичных отложениях Средней Азии как в субарзальных, так и в субкавальных толщах — это один из путей детализации стратиграфических схем и дальнейшего их уточнения. Известно, что климат четвертичного периода, отличавшийся частым чередованием похолоданий и потеплений, в значительной степени влиял на образование седиментационных ритмов в антропогенных осадках. Однако палеоклиматическая интерпретация ритмичного строения четвертичных отложений в Южном Таджикистане не всегда однозначно понимается разными исследователями. Например, существуют разные объяснения условий формирования горизонтов ископаемых почв и лёссов. Распространены два противоположных подхода в трактовке палеоклиматической значимости этих феноменов, сводящиеся к следующему: 1) почвы отвечают межледниковьям, лёссов — оледенениям; 2) почвы соответствуют пльвиалам, имевшим место во время оледенений, а лёссов накапливались в межледниковья.

Палеоклиматические реконструкции для аридных областей на четвертичное время осуществлялись многими исследователями, изучавшими такие территории, как Большой Бассейн в Северной Америке [Моррисон, 1968], Внутренняя и Восточная Азия [Равский, 1972; Алексеев, 1978; Девяткин, 1981; Мурзаева и др., 1984], районы Восточного Средиземноморья [Horowitz, 1979; Horowitz, Gat, 1984], области Средней Азии [Додонов, Ломов, 1980; Мамедов, 1980, 1982; Серебрянный и др., 1980; Пахомов, 1982]. Исследователи, признающие, что интервалы увлажнения в аридных областях совпадали с эпохами оледенений, в качестве причин возникновения пльвиальных условий приводят такие показатели, как увеличение водности рек и трансгрессии озер, понижение среднегодовых температур и уменьшение испаряемости, изменение атмосферной циркуляции. Разумеется все эти факторы имели место и в той или иной мере влияли на климат различных регионов. Полностью оценить степень их воздействия чрезвычайно трудно, поскольку мы имеем дело лишь с опосредованным их проявлением и оперируем часто очень неполной информацией, извлекаемой из геологических разрезов. Тем не менее и в этом случае, по-видимому, необходимо правильно оценивать действие каждого фактора и всю их совокупность.

Если принять во внимание фактор увеличения водности рек и повышения уровня внутренних бассейнов, то представляется, что эти показатели не могут создать пльвиального эффекта в развитии самого климата. На это еще указывал Э.И. Равский [1972] при изучении Внутренней Азии. Он отмечал, в частности, что появление в аридной зоне озер не в состоянии изменить влажность климата, и предлагал различать факты обводнения предгорных областей, что связано с таянием ледников, и эффект общего увлажнения климата. Конечно, появление на суше во время оледенений значительных масс льда в виде щитов и мощных горных ледников способствовало сезонному увеличению водности рек и повышению уровня внутренних бассейнов. Так, ряд исследователей склонны считать, что позднеледниковые трансгрессии Каспийского моря (ранне- и позднечвалынская) происходили во время валдайских ледниковых стадий, приходясь главным образом на этапы дегляциации [Федоров, 1978; Васильев, 1980; Леонтьев, Рычагов, 1980]. Однако воздействие на климат трансгрессии даже такого сравнительно большого бассейна, как Каспий, ограничивалось лишь прибрежной зоной, не оказывая влияния на климат внутренних областей Средней Азии, поскольку воздушные

массы, приносящие сюда влагу, формируются главным образом над Атлантикой и Средиземноморьем.

Рассматривая трансгрессии внутренних бассейнов, следует принимать во внимание, что во время оледенений происходило понижение уровня океана, в результате чего увеличивалась площадь континентов за счет осушаемых участков шельфа. Сейчас большинство ученых признают роль гляциостатических колебаний Мирового океана, величину его регрессии в эпохи оледенений во второй половине плейстоцена оценивают до $-100 \div -150$ м. На востоке Китая во время последнего ледникового максимума в результате регрессии моря до -150 м береговая линия отступала от своего современного положения на 700—800 км в сторону моря [Лю Дуншэн и др., 1984]. Обширные участки арктического шельфа Евразии во время ледниковых эпох были ареной материкового и морского оледенения, при этом большие площади арктического шельфа осушались, на месте современных шельфовых морей Северного Ледовитого океана образовывались низкие равнины, возникали также сухопутные соединения между отдельными участками суши [Спиридонов, 1970; Алексеев, 1982; Ионин и др., 1982; Павлидис, Ионин, 1982]. Из этого можно сделать заключение, что расширение площади континентов способствовало увеличению изолированности аридных областей от влияния океана и окраинных морей. А.А. Величко отмечал, что расширение суши в позднем плейстоцене привело к сильному увеличению континентальности климата. "Сочетание мощной регрессии со скованностью льдом остальной части Полярного бассейна и значительной части Атлантического и Тихого океанов, в пределах которых граница морских льдов опускалась далеко на юг, могло привести к мощной перестройке всей географической оболочки внетропического пространства северной полушеры. В результате доступ на континент основной массы осадков вначале с севера, затем с запада прекращается, над огромным пространством севера Евразии получают господство антициклональные условия, создается резкий дефицит влаги" [Величко, 1973, с. 110].

Понижение среднегодовых температур, по всей вероятности, имело место в аридных областях в периоды оледенений, но могло ли это способствовать возникновению плювиальных условий в целом? Условия увлажнения в низких широтах с аридным климатом зависят не столько от колебаний температурного режима — в предгорьях Средней Азии он был относительно высоким как во время межледниковий, так и оледенений, — сколько от атмосферных осадков, поэтому понижение среднегодовых температур во время оледенений оказывало, вероятно, незначительное влияние на изменение испаряемости и за счет этого фактора вряд ли возникали плювиалы.

Наконец, касаясь вопроса общей циркуляции атмосферы, можно полагать, что за создание плювиального климата в аридных областях в первую очередь были бы ответственны воздушные массы, приходящие из областей с теплым и влажным морским климатом. Однако в условиях, когда в результате гляциостатической регрессии океана возрастала площадь континентов, по-видимому, еще больше уменьшалось влияние влажных морских воздушных масс на аридные области. Кроме того, важно учитывать изменение палеотемпературного режима поверхностных вод океана. В периоды ледниковий происходило общее понижение температур океанических вод. На основании изучения состава фораминифер и анализа изменения отношения изотопов кислорода $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ установлено, что температуры поверхностных вод океана в ледниковые периоды на несколько градусов были ниже по сравнению с современными. Так, Н. Шеклтон, уточнив величины температурных колебаний относительно данных К. Эмилиани [Emiliani, 1966], указывает, например, понижение температур на 3°C в позднем вюрме для Карибского бассейна [Shackleton, Opdyke, 1973]. Для Западного Средиземноморья во время максимума последнего оле-

денения (18 тыс. лет назад) температуры морских вод понижались примерно на 4°C [Loubere, 1982]. Все это, конечно, оказывало влияние на формирование воздушных масс над океаном, ослабляя плювиальный эффект их воздействия на аридные зоны континентов.

В этом контексте интересно привести результаты глобальных реконструкций условий окружающей среды для континентов и океанов времени последнего ледникового максимума (18 тыс. лет назад), опубликованные коллективом ученых по проекту CLIMAP [McIntyre et al., 1976]. Получены следующие данные: регрессия Мирового океана достигала — 85 м; среднее понижение температур поверхностных вод Мирового океана составляло 2,3°C; усиливалось похолодание за счет апвеллинга вод у западных побережий Африки, Австралии и Южной Америки; полярные фронтальные системы смещались в сторону экватора; на суше происходило расширение площади степей и пустынь за счет сокращения лесов; возрастало альbedo суши в результате увеличения областей, покрытых льдами, и расширения открытых пространств. В северном полушарии мощность континентальных ледников в Северной Америке и на севере Европы достигала 3 км, возрастала ледовитость северных частей Тихого и Атлантического океанов. В южном полушарии значительно увеличивалась роль морских льдов.

Сторонниками плювиальной концепции, отождествляющими плювиальные эпохи в аридных областях с оледенениями, выдвигается тезис о том, что во время оледенений при западном переносе воздушных масс на западе Евразии происходило смещение траекторий циклонов к югу, и таким путем они приходили в Среднюю Азию. Между тем именно во время оледенений, когда влияние Сибирского антициклона и его отрога — Казахстанского антициклона резко расширялось и территория Средней Азии, вероятно, также находилась в области высокого атмосферного давления, проникновение относительно влажных и теплых циклональных воздушных масс с запада блокировалось довольно стабильными антициклональными системами. По мнению В.М. Синицына, во время оледенений продвижению арктического воздуха с севера на юг в Средней Азии препятствовали только такие орографические преграды, как горные сооружения Гиндукуша, Гималаев, Куньлуня, т.е. районы Средней Азии, расположенные к северу от Гиндукуша, скорее всего, оказывались под влиянием арктических воздушных масс. Этот же автор однозначно указывает на то, что формирование лёссов — одного из ярких индикаторов перигляциальной и аридной обстановки происходило в ледниковые эпохи во всей перигляциальной зоне, в том числе и в Средней Азии [Синицын, 1967]. На территории Восточной Азии также отмечалось, что во время позднеледниковых оледенений мощный Сибирский антициклон обуславливал в основном северный перенос холодных и сухих воздушных масс [Алексеев, 1978; Лю Дуншэн и др., 1984].

При рассмотрении схемы соотношения колебаний уровня озер и ледниковых осцилляций, построенной по Большому Бассейну Северной Америки для плейстоцена, видно, что все горизонты древних почв приходятся на время межледниковий и межстадиалов, тогда как трансгрессии озер соответствуют оледенениям и стадиям [Моррисон, 1968]. Возникает вопрос: может быть, именно с межледниковьями и ассоциирующимися с ними горизонтами почв связано увлажнение палеоклимата, благоприятное для формирования почвенно-растительного покрова? Но Р. Моррисоном предложена иная трактовка этих соотношений, сводящаяся к признанию связи озерных трансгрессий с этапами увлажнения климата во время оледенений. Им высказаны критические замечания в адрес геологов, интерпретировавших трансгрессии озер Большого Бассейна как результат быстрого освобождения воды, консервировавшейся в ледниках, т.е. отрицается влияние ледникового

фактора на изменение уровня озер и даже считается, что горные ледники были относительно случайными образованиями по отношению к пльвиальным озерам [Моррисон, 1968, с. 332—333]. Между тем, например, возраст высоких береговых линий древнего озера Бонвилл соответствует последнему ледниковому максимуму (20—10 тыс. лет назад), а озерные отложения этой фазы имеют прямые соотношения с моренными и флювиогляциальными образованиями [Suggey, 1980]. Все это подтверждает связь трансгрессивных фаз озер Большого Бассейна с оледенениями, когда происходило увеличение горных ледников и возрастал сток талых вод.

Таким образом, мы пытались наметить общие пути решения проблемы, связанной с палеоклиматическими реконструкциями и интерпретацией геологических разрезов в аридных областях. Конечно, еще слишком мало данных, часто отсутствуют количественные оценки, не хватает точных хронологических дат, сказывается разная степень изученности регионов. Все это мешает проводить однозначную корреляцию. Ко всем этим вопросам мы еще вернемся ниже. Тем не менее в свете высказанных положений представляется, что в аридных областях условиям оледенений, скорее всего, отвечали периоды засушливого, более континентального и относительно прохладного климата, и в это время происходило накопление лёссового материала, а в межледниковья наступало относительное увлажнение и потепление, сопровождавшееся формированием почвенных горизонтов. Такая трактовка, по нашему мнению, позволяет с наименьшими противоречиями подойти к расшифровке субаэральных и субаквальных разрезов. Хорошей актуалистической моделью межледниковых условий служит голоценовый этап развития окружающей обстановки, во время которого в предгорьях на лёссовых покровах сформировалась современная (голоценовая) хорошо выраженная бурая лесная почва, а в долинах рек накапливались отложения с характерными чертами межледникового аллювия.

В горах Южного Таджикистана, где преобладали тектонические поднятия, а аллювиальные отложения и лёссовые покровы маломощны, важным фактором при анализе строения разнофациальных толщ является геоморфология речных долин и установление связи этапов формирования аллювиальных террас с теми или иными геологическими событиями, зафиксированными в верхнеплиоцен-четвертичных толщах. Из анализа геоморфологии речных долин предгорной зоны явствует, что в долинах рек регионально выражено преимущественно два высоких эрозионно-аккумулятивных уровня, имеющих относительные превышения соответственно около 600—800 и 300—400 м, а также комплекс эрозионно-аккумулятивных террас с превышениями 10—250 м над уровнем рек. Такое строение речных долин ассоциируется с тремя крупными этапами эрозионно-аккумулятивной деятельности рек. Наличие крутых и высоких уступов в речных долинах, разделяющих эти три эрозионно-аккумулятивных яруса, связано, по-видимому, с этапами резкой активизации тектонических движений, вызывавших поднятие речных бассейнов и быстрое переуглубление долин. В субаквальных и субаэральных толщах фазы активизации тектонических движений проявлены довольно отчетливо. Они выражены в виде угловых несогласий и смены литологии пород по вертикали.

В строении высоких эрозионно-аккумулятивных уровней, расположенных выше 250 м, не удастся проследить отдельные террасы. Эти уровни часто сильно эродированы и имеют плохую сохранность в рельефе. Зато в интервале относительных превышений от уреза рек до 200—250 м речные террасы прослеживаются более отчетливо, и удастся регионально установить, что число их достигает 9—10 (не считая низкой и высокой поймы). Исходя из геолого-геоморфологических построений, можно полагать, что террасы до 200—250 м относительной высоты сформированы в результате проявления

ритмичности эрозионно-седиментационных процессов, обусловленных климатическими колебаниями, на фоне общего тектонического поднятия [Додонов, 1978]. Высокие уровни (300—400 и 600—800 м) имеют главным образом тектоническую природу, отражая крупные эрозионно-седиментационные циклы. В ряде мест на этих уровнях сохранились констративно построенные аллювиально-пролювиальные толщи.

Для установления возраста верхнеплиоцен-четвертичных отложений широко использованы биостратиграфические данные и физические методы датирования. Учеными практически все материалы по определению костных остатков млекопитающих из известных местонахождений. В ряде случаев уточнено геологическое положение костеносных горизонтов. Изучение фаунистических комплексов позволило получить основные возрастные интервалы в объеме верхнего плиоцена и антропогена, которые затем уточнялись физическими методами исследований. В данном случае имеются в виду прежде всего палеомагнитные измерения, проводившиеся параллельно с геологическим и палеонтологическим изучением разрезов [Пеньков, Гамов, 1980]. Палеомагнитные измерения и их интерпретация контролировались, в свою очередь, палеонтологическими данными. Таким образом, удалось установить в разрезах ряд возрастных рубежей, приуроченных, согласно палеомагнитной шкале, к границам палеомагнитных эпох Гильберт—Гаусс, Гаусс—Матуяма и Матуяма—Брюнес, а также к палеомагнитным эпизодам Олдувей и Харамильо. Достоверность выделения этих рубежей в конкретных разрезах не одинакова, что зависит от геологического строения и полноты самих разрезов, а также от возможности биостратиграфического контроля. Наиболее уверенно установлено положение инверсии Матуяма—Брюнес (0,73 млн. лет). В субазральных толщах эта инверсия фиксируется под девятым (считая сверху) почвенным комплексом. Надежными палеомагнитными реперами служат также две зоны прямой полярности в интервале обратно намагниченных пород, отождествляемые с геомагнитными эпизодами Харамильо (0,9—0,97 млн. лет) и Олдувей (1,67—1,87 млн. лет). В значительной мере условно устанавливается инверсия Гаусс—Матуяма (2,48 млн. лет) и еще менее надежно выявляется граница эпох Гильберт—Гаусс (3,4 млн. лет).

Детализация шкалы в пределах последних 0,73 млн. лет (геомагнитная эпоха Брюнес) осуществлена путем выявления и прослеживания в субазральных разрезах ископаемых почвенных горизонтов и датирования их термолуминесцентным (ТЛ) методом. Для ТЛ датирования, проводившегося В.Н. Шелкопласом по образцам, отобранным автором, были использованы лёссы — один из наиболее пригодных объектов для такого исследования. Это обусловлено сравнительно постоянным гранулометрическим составом лёссов, преобладанием пылевой фракции кварца с размером зерен 0,01—0,005 мм, наличием в лёссе значительного количества кварца (до 60%) — порообразующего минерала, что позволяет его легко выделить, способностью лёссов адсорбировать в процессе начальных этапов диагенеза радиоактивное вещество, что создает стабильные условия для формирования в кварце возрастной светосуммы, и тем, что кварц лёссов на протяжении своей геологической истории не подвергался заметным влияниям температуры, давления, истирания и другим факторам, которые могли бы уничтожить или сократить возрастную светосумму [Путеводитель..., 1977].

Важно подчеркнуть, что водораздельные лёссы в изученных разрезах Южного Таджикистана следует, по всей вероятности, относить к числу преимущественно моногенетических образований, сформировавшихся главным образом за счет эолового фактора. Это обстоятельство обеспечивает относительную стабильность результатов при определении ТЛ свойств тонких фракций. Пробы лёссов для ТЛ датирования отобраны из наиболее полных лёссово-почвенных разрезов, корреляция которых между собой проводилась разными методами.

Было получено около 90 ТЛ дат. Анализ датировок показал, что результаты ТЛ датирования наиболее стабильны за последние 100—300 тыс. лет. В этом интервале наблюдалось совпадение результатов при повторном ТЛ датировании, а также относительно хорошая корреляция ТЛ дат между разными геологическими объектами. Следует подчеркнуть, что корреляция лёссово-почвенных разрезов, независимо от ТЛ характеристик, осуществлялась также палеомагнитным и геологическим методами. Так, важным корреляционным признаком ископаемых почв плейстоцена служит магнитная восприимчивость (материалы А.В. Пенькова), а также положение в разрезе узких палеомагнитных эпизодов, выявленных в палеомагнитной эпохе Брюнес [Ломов, Пеньков, 1979].

Дополнительные сведения об относительном возрасте ископаемых почв были получены в результате открытия и изучения ряда палеолитических местонахождений в лёссово-почвенных толщах [Лазаренко, Ранов, 1975; Додонов, Ранов 1976а,б; Додонов и др., 1978]. Археологические находки, обнаруженные в V и VI почвенных комплексах на глубине 50—60 м, оказались, по заключению В.А. Ранова, принадлежащими к древней галечной культуре, которая предшествовала мустьерской культуре, т.е. относительный возраст находок подтвердил сравнительно древний возраст ископаемых почв, содержащих артефакты. В настоящее время небольшое число каменных изделий известно с более низкого стратиграфического уровня — из одиннадцатой и двенадцатой палеопочв [Ранов, 1982].

ГЛАВА ТРЕТЬЯ СТРАТИГРАФИЯ ВЕРХНЕПЛИОЦЕН-ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

ВЕРХНИЙ ПЛИОЦЕН

К верхнему плиоцену на юге Таджикистана относится куруксайская свита, составляющая нижнюю часть кулябского комплекса (серии). Отложения куруксайской свиты залегают обычно с резким угловым несогласием на породах миоцен-среднеплиоценового и более древнего возраста (рис. 3). Разрезы, где видны угловые несогласия и перерывы на границе между ниже-среднеплиоценовыми отложениями и куруксайской свитой, располагаются в предгорьях в области тектонических поднятий. К их числу относятся обнажения в долинах рек Куруксай и Обимазар. Разрезы, более непрерывные, с постепенными переходами от нижнего и среднего плиоцена к верхнему плиоцену и плейстоцену находятся в самых южных, наиболее погруженных частях Таджикской депрессии. В пределах депрессии куруксайские отложения чаще всего приурочены к зонам опусканий, имеющим эрозионно-тектоническую природу.

Более полно куруксайская свита изучена в верховьях р. Куруксай — по ее правому борту и в устье ручья Наврухо (левый приток Куруксая). Здесь она представлена аллювиально-пролювиальными, главным образом грубообломочными отложениями, среди которых преобладают валунные галечники. Они выполняют узкую (0,5—1,5 км) субмеридиональную тектоническую структуру (типа рампа), с которой совпадает в своей верхней части долина Куруксая (рис. 4). Отложения куруксайской свиты здесь сильно дислоцированы. Вдоль западного борта долины реки в ее верховьях они образуют моноклиналь с общим падением слоев на восток под углом 30—80°. На рис. 5 изображен сводный разрез отложений кулябской серии, вскрывающихся в нескольких обнажениях вдоль долины Куруксая. Самая нижняя часть разреза, относимая

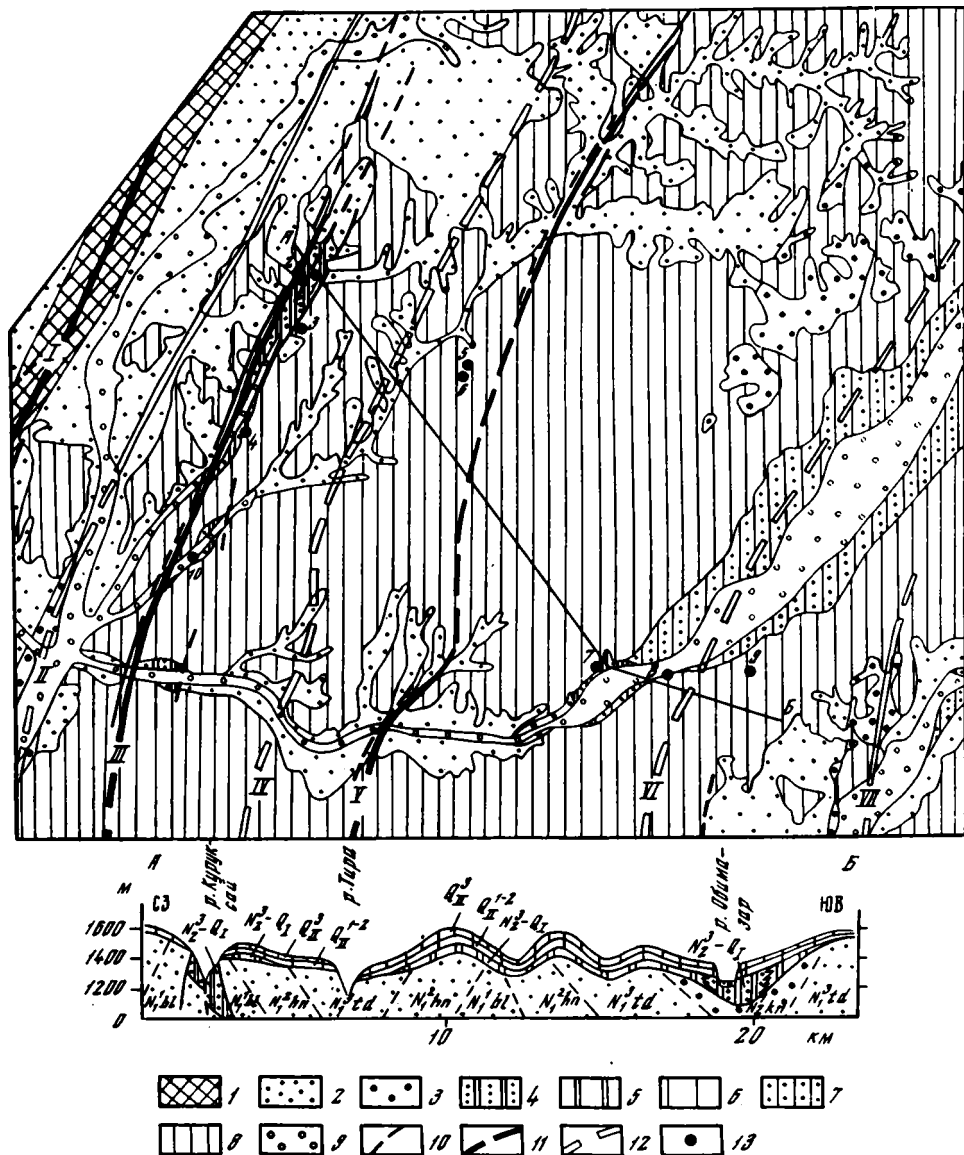


Рис. 3. Схематическая геологическая карта бассейнов рек Куруксай, Тира, Обимазар. Составлена с использованием материалов геологических съемок Геологического управления ТаджССР

Породы: 1 — мела и палеогена; 2 — миоцена; 3 — нижнего-среднего плиоцена; 4 — аллювиально-пролювиальные отложения верхнего плиоцена и эоплейстоцена; 5 — лессово-почвенные образования верхнего плиоцена и эоплейстоцена; 6 — лессово-почвенные образования нижнего-среднего плейстоцена; 7 — аллювиальные отложения верхнего плейстоцена, включая залегающий на них лессовый покров; 8 — лессово-почвенные образования верхнего плейстоцена; 9 — голоценовые аллювиальные отложения; 10 — разломы; 11 — антиклинальные складки; 12 — синклинали; 13 — местонахождение опорных геологических разрезов, вскрывающих верхнеплиоцено-четвертичные отложения: 1 — Наврухо, 2 — точка Лагерная, 3 — Кайрубак, 4 — точка в 8 км от устья Куруксай, 5 — Чашманигар-1, 6 — Чашманигар-2, 7 — Лахути, 8 — Ганджар, 9 — Хачирон, 10 — Тира. АБ — линия геологического разреза. Свиты: N_1^{bl} — бальджуанская, N_1^{hn} — хингоуская, N_1^{td} — тавильдаринская, N_1^{kp} — каранакская; отложения: N_1^{bl} — верхнеплиоцен-эоплейстоценовые (кулябская серия), Q_{11} — нижне-среднеплейстоценовые, Q_{12} — верхнеплейстоценовые

к куруксайской свите, видна в правом боковом сае примерно в 14 км выше устья Куруксая. Здесь описаны следующие породы (снизу вверх):

Мощность, м

N₁b₁

1. Песчаники красноцветные, мелко-среднезернистые, плитчатые. Азимут падения 320°, $\angle$ 50° 50

N₁ks

2. Галечники слабо сцементированные, с прослоями и линзами песчаных алевритов и песков. Мощность линз и прослоев песчано-алевритового материала не превышает 3—5 м. Азимут падения 130°, $\angle$ 60—80° 180—200

В этом обнажении конгломераты куруксайской свиты контактируют с песчаниками неогена (бальджуанская свита) по разлому. В зоне разлома породы раздроблены, перетерты, наблюдаются зеркала скольжения, а также тектонические внедрения пластов бальджуанских песчаников в толщу галечников (см. рис. 4, Л). В верхней части пачки 2 описанного разреза в соседнем сае (точка 97) отмечены линзы зеленовато-серых озерных глин видимой мощностью до 5—6 м, содержащие костные остатки позвоночных. По определениям М.В. Сотниковой и В.И. Жегалло, здесь установлены *Pachycrocuta perrieri*, *Homotherium crenatidens*, *Equus stenonis* ssp., *Cervidae*, *Bovidae*.

Верхняя часть куруксайской свиты видна в устье левого бокового ручья Наврухо, находящемся примерно в 13 км от устья Куруксая. Здесь в обнажении по левому борту ручья вскрыты:

Мощность, м

3. Алевриты коричневые, известковистые, с карбонатными стяжениями. В нижней части слоя они песчаные, с признаками водно-седиментационных текстур. В верхней части алевриты более однородные, местами со слабыми следами почвенной переработки. В целом можно предполагать их пролювиальный генезис. В алевритах отмечены зеркала скольжения. Видимая мощность алевритов около 5—6 м. В кровле пачки слой конгломератов мощностью 1,5—2 м 5—6

Описанная пачка пород образует антиклинальную асимметричную складку, имеющую крутое западное крыло. Эта пачка срезана толщей галечников (кайрубакской свиты), перекрывающих куруксайскую свиту. Необходимо обратить внимание на то, что резкая эрозионная граница, по которой наблюдается срезание куруксайской свиты, продолжается и в той части разреза, где толщи имеют крутое падение на запад, причем прослеживаемая граница имеет примерно общее падение со слоями разграничиваемых ею толщ. В этой связи было бы неверным ассоциировать эту границу с разграничением между куруксайской свитой и аллювием молодой террасы. В алевритах в приустьевой части ручья Наврухо в слое мощностью 2,5 м над урезом воды захоронены многочисленные костные остатки млекопитающих (костеносный горизонт Наврухо К-1). Костный материал концентрируется здесь в виде линзовидных скоплений, приуроченных к нижней части слоя алевритов. Мощность линз не более 1—1,5 м. Костеносные линзы располагаются согласно напластованию отложений. Костные остатки деформированы в результате тектонических дислокаций.

По материалам раскопок А.А. Никонова, М.В. Сотниковой, Ш. Шарапова, Б.А. Трофимова, А.Е. Додонова, В.Ю. Решетова из костеносного горизонта Наврухо (К-1) определены остатки млекопитающих: *Promimomys* cf. *bashkirica* (Suchov), *Paradolichopithecus sushkini* Trofimov, *Chasmaporthetes lunensis* (Del. Camp.), *Megantereon megarcton* Cr. et Job., *Homotherium crenatidens* Fabrinii, *Ursus* sp., *Archidiskodon* cf. *gromovi* Garutt et Alexeeva, *Dicerorhinus* sp., *Equus stenonis* ssp., *Paracamelus* cf. *praebactrianus* (Orl.), *Axis* sp., *Elaphurus* sp., *Megacerini* gen. indet., *Sogdianotherium kuruksaense* Sharapov, *Sivattherium* sp., *Gazella pазasinensis* Dmitrieva, *Protoryx paralaticeps* Dmitrieva, *Gazelospira gromovae* Dmitrieva и некоторые другие формы, которые, по заклю-

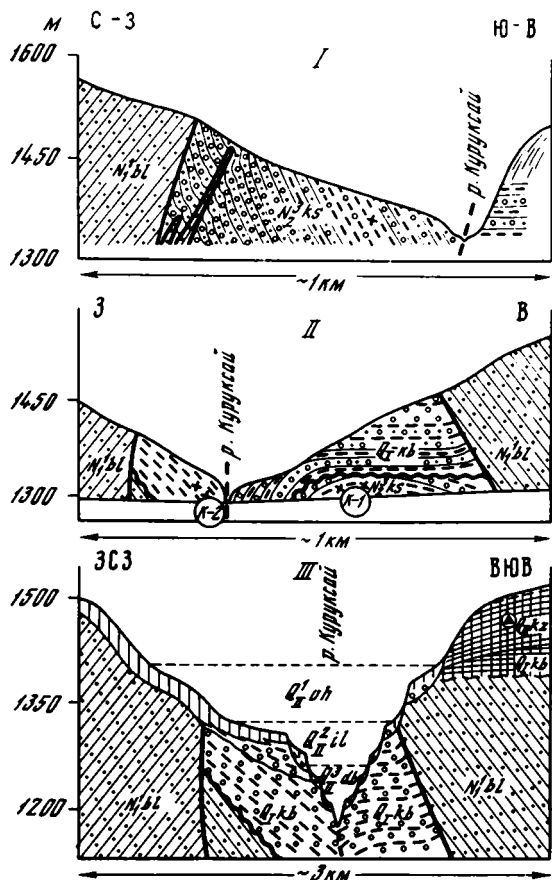


Рис. 4. Поперечные схематические геологические профили через долину р. Куруксай

I — в 14 км выше устья р. Куруксай; II — близ устья ручья Наврухо и точки Лагерной; III — в 1,5 км южнее кишлака Кайрубак. Костеносные горизонты: К-1 — Наврухо, К-2 — в точке Лагерной. Свиты: N_1^{bl} — бальджуанская, N_2^{ks} — куруксайская, Q_1^{kb} — кайрубакская; Q_1^{kz} — кызылсузская серия; террасы: Q_{1ivh} — вахшские, Q_{1il} — илякские, Q_{1db} — душанбинские. Условные обозначения см. на рис. 7

чению Э.А. Вангенгейм, М.В. Сотниковой и В.С. Зажигина, сопоставляются с хапровским фаунистическим комплексом, отвечающим среднему виллафранку Европы [Фауна..., 1980].

К этому же стратиграфическому уровню палеонтологи относят фауну из точки Лагерной (костеносный горизонт К-2), находящейся в 400—500 м южнее Наврухо (см. рис. 4). Здесь в приустьевой части небольшого бокового сая вскрывается преимущественно алевроитовая толща:

Мощность, м
Алевриты коричневые, известковистые. В средней части пачки отмечено два слоя (по 3—4 м) зеленовато-серых глинистых тонкослоистых алевроитов с раковинами тонкослоистых пресноводных моллюсков *Limnaea palustris* Mull, *Planorbis planorbis* L. (определения А.Л. Чепалыги). В этих же прослоях зеленовато-серых глинистых алевроитов встречены остракоды *Ilyocypris bradyi* Sars, *I. gibba* (Ramdohr), *Candoniella subellipsoida* (Sharap.), *C. marcida* Maud., *C. ceozini* Schneid., *C. sp.* (обломки), *Candona neglecta* Sars, *C. ex gr. cenquolata* Müll., *C. sp.*, *Eucypris ex gr. decurta* Schneid., *Eucypris sp.*, *Baburinella ex gr. kubanica* Schneid. (определения Г.Ф. Шнейдер). В верхней части пачки алевроиты неравномерно опесчанены, с известковистыми стяжениями и карбонатными корками. Местами они затронуты почвенными процессами. Азимут падения слоев 120° , $\angle 60-70^\circ$ ~50

Костеносный горизонт К-2 располагается в верхней части алевроитовой толщи, обнажающейся вдоль русла Куруксай. Сохранность костей и особенности

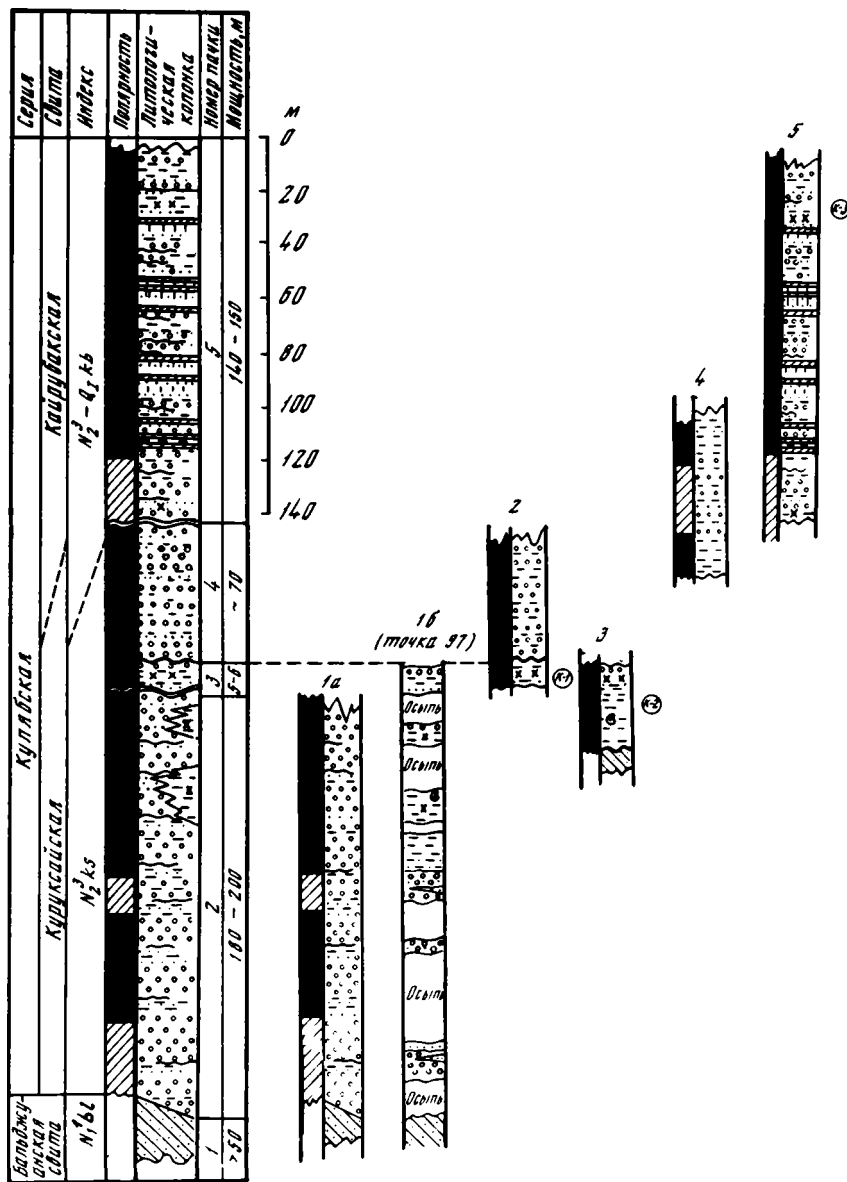


Рис. 5. Сводный разрез Куруксай

Локальные разрезы: 1а, 1б — по правому борту долины р. Куруксай в 14 км выше устья; 2 — в с.с. Наврухо; 3 — в точке Лагерной; 4 — близ кишлака Кайрубак; 5 — по левому борту долины р. Куруксай в 8 км выше устья. Костеносные горизонты: К-1 — Наврухо, К-2 — точка Лагерная, К-3 — верхний костеносный горизонт. Условные обозначения см. на рис. 7

захоронения здесь такие же, как и в местонахождении Наврухо. По сборам костного материала из точки Лагерной определены *Ellobius* sp., *Nyctereutes* sp., *Hemimachairodus* sp., *Equus stenonis* ssp., *Paracamelus praebactrianus* (Orl.), *Gazellospira gromovae* Dmitrieva, *Elaphurus* sp., *Alcini* gen. indet. [Фауна..., 1980]. Следует заметить, что костеносный горизонт, обнажающийся в этом местонахождении вдоль русла Куруксай, сильно размывается, и при повторных посещениях разреза было видно почти полное уничтожение прежних выходов.

Геологические соотношения между костеносными горизонтами в Наврухо и в точке Лагерной довольно сложные. Крутое падение слоев на левом и правом бортах долины в сторону ее приосевой части, а также сближенность разнофациальных толщ обусловлены здесь тектоническим сжатием пород вдоль структуры рампа. В этих структурно-геологических условиях не удастся осуществить непрерывное прослеживание отдельных пачек. Палеомагнитные материалы, указывающие на обратную намагниченность костеносных слоев как в Наврухо, так и в точке Лагерной, не позволяют уточнить их взаимное стратиграфическое положение в разрезе.

Результаты палинологического изучения (данные Л.Л. Байгузиной) нижней части куруксайской свиты в интервале от ее основания примерно до 200 м вверх по разрезу дают сравнительно дифференцированную характеристику палеофлоры (рис. 6). Так, в нижней части толщи отмечено преобладание пыльцы травянистых сообществ полусаванного типа с присутствием полынно-маревых и эфедровых ксерофитных группировок. Зафиксирован сравнительно большой процент пыльцы древесных пород (до 30%). В основном это были березовые (с примесью ольхи) и сосновые леса с подлеском из кустарников. В долинах рек была развита тугайная растительность с доминирующей ролью лоха. Средняя часть изученной толщи оказалась наиболее насыщенной пылью древесных пород (всего определено 17 родов), что свидетельствует об усилении роли лесных сообществ. Содержание пыльцы древесных пород составляет 20—60% от общего состава. Большое разнообразие встреченных здесь компонентов дендрофлоры (*Pinus*, *Picea*, *Juniperus*, *Juglans*, *Betula*, *Alnus*, *Corylus*, *Acer*, *Tilia*, *Ulmus*, *Quercus* и др.) говорит о значительном богатстве лесной растительности, активизация которой была связана, по-видимому, с увлажнением климата. В верхней части толщи из спорово-пыльцевых спектров выпадает ряд древесных таксонов: *Alnus*, *Corylus*, *Quercus*, *Picea*, *Tilia*, *Fraxinus* и др. Исчезают некоторые мезофильные теплолюбивые флористические элементы (*Ostrya*), присутствие которых отмечалось в нижележащих слоях, а также увеличивается содержание пыльцы открытых травянистых сообществ [Байгузина, Додонов, 1983].

В состав палинологических спектров, изученных Л.Л. Байгузиной из костеносного горизонта Наврухо (К-1), входит пыльца древесных пород: *Pinus*, *Abies*, *Cedrus*, *Quercus*, *Tilia*, *Corylus* и др. Пыльцы сосны в спорово-пыльцевых спектрах содержится до 50% и более при общем высоком участии пыльцы древесных пород — до 40—70%. Это свидетельствует о том, что сосновые леса в эпоху формирования костеносного горизонта Наврухо были обычным элементом растительного покрова Южного Таджикистана. Вместе с тем присутствие в спектрах пыльцы липы, лещины, дуба указывает на относительно влажные климатические условия. Кроме того, значительное место в растительном покрове принадлежало травянистым сообществам полусаванного типа.

По заключению Л.Л. Байгузиной, палиноспектры куруксайской свиты обнаруживают большое сходство с палиноспектрами нижней части килимбинской свиты в Придарвазье [Никонов и др., 1973].

Описанные выше палинологические спектры куруксайской свиты представляют интерес при их сопоставлении со спектрами полизакской свиты. В полизакской свите по материалам А.М. Давыденко [1962] был выделен палинокомплекс F₁. Палинологически охарактеризованные отложения полизакской свиты известны в разрезах: перевал Полизак (долина р. Обихингоу, приток Обикадихарсанг), сай Беш-Кудук, перевал Хингак, сай Муллокони (долина р. Шуробдара), сай Камышаглы (хребет Южный Каратау) и др. В Придарвазье отложения полизакской свиты представлены в основном средне-крупногальчными конгломератами пепельно- или буровато-серого цвета, с редкими

линзами и прослоями глинистого и супесчаного материала. В юго-западном направлении конгломераты замещаются песчаниками. В центральной части депрессии отложения полизакской свиты выделяются как песчано-алевролитовые толщи, иногда содержащие линзы конгломератов. Для палинокомплекса F₁ характерно преобладание пыльцы хвойных и листопадных бореальных пород (*Picea*, *Abies*, *Cedrus*, *Tsuga*, *Betula*, *Alnus*, *Corylus*), широколиственных мало (*Juglans*, *Quercus*). Отмечается довольно богатый видовой и количественный состав пыльцы эфедр.

При сопоставлении палиноспектров куруксайской и полизакской свит Л.Л. Байгузина отмечает преобладание в палинокомплексе F₁ в группе древесных пыльцы различных темнохвойных пород, наряду с пыльцой *Tsuga*, тогда как в куруксайском спектре доминирует исключительно пыльца сосны. Это, как и другие отличия, склоняет к мысли, что куруксайские спектры характеризуют, вероятно, более поздний этап развития растительности, из чего можно сделать вывод, что куруксайские галечники, по-видимому, моложе полизакских. Однако необходимо заметить, что вопрос о разделении куруксайской и полизакской свит и проведении границы между ними остается дискуссионным и требует дальнейших исследований.

По палеомагнитным данным (материалы А.В. Пенькова, Л.Н. Гамова), отложения куруксайской свиты в долине Куруксая характеризуются преимущественно обратной полярностью. Поскольку здесь не удастся изучить непрерывный разрез и палеомагнитные исследования выполнялись по серии разрезов, взаимно дополняющих друг друга, при палеомагнитной интерпретации учитывались как палеонтологические материалы, так и структурное положение дислоцированных толщ куруксайской свиты. Наиболее приемлемой магнитохронологической трактовкой рассматриваемой свиты представляется вариант соответствия ее нижней части эпохи Матуяма, ниже эпизода Олдувей.

Одним из наиболее мощных и сравнительно полных выходов верхнеплиоцен-четвертичных отложений в нижней части долины р. Вахш можно считать разрез Ак-Джар. Он расположен вдоль правого высокого берега реки. обнажения начинаются в 1,5 км севернее пос. Ак-Джар и протягиваются на 4—5 км в северном направлении. Здесь Вахш образует широкую долину, совпадающую с межгорной впадиной, которая выполнена мощными аллювиальными толщами палео-Вахша. Выходы древних аллювиальных отложений Вахша прослеживаются в прибрежных частях впадины и в ее центральной зоне. На бортах древние аллювиальные отложения часто фациально замещены пролювиальными и делювиально-пролювиальными образованиями. В структурном отношении разрез Ак-Джар приурочен к западному крылу Восточной Касандагской антиклинальной складки, осевая часть которой эродирована Вахшем.

Толщи верхнеплиоцен-четвертичных отложений в обнажении Ак-Джар имеют преимущественно западное моноклиальное падение. В северной части обнажения видны соотношения куруксайской свиты с подстилающими и перекрывающими толщами, а также прослеживаются три границы, представленные в виде несогласий (рис. 7). Эти границы снизу вверх геологически можно трактовать как рубежи: *a* — в основании каранакской свиты (нижний плиоцен), *b* — между каранакской и полизакской (?) свитами (нижний—средний плиоцен) и *c* между полизакской (?) и куруксайской свитами (средний—верхний плиоцен). Каранакская и полизакская свиты (последняя выделена условно) представлены здесь в неполном стратиграфическом объеме. Границы между куруксайской и кайрубакской свитами *d* (верхний плиоцен—зоплейстоцен) и между кайрубакской свитой и кызылсуйской серией — *e* (зоплейстоцен—плейстоцен) выражены в виде смены литологии пород. В разрезе Ак-Джар снизу вверх выделяются следующие литостратиграфические подразделения (рис. 8):

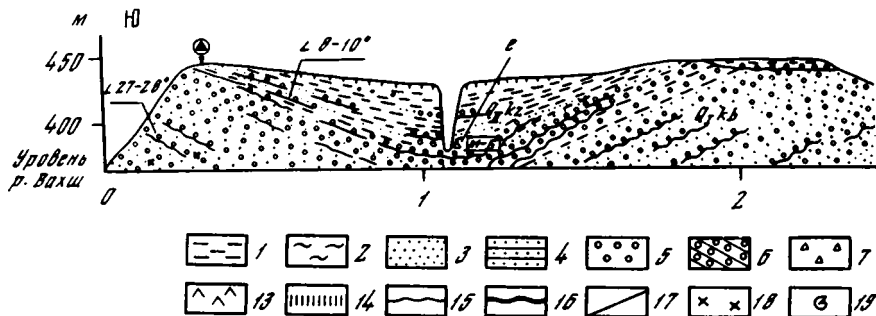


Рис. 7. Геологический профиль обнажения Ак-Джар

1 — алевриты; 2 — алевролиты; 3 — песок; 4 — песчаники; 5 — галечники; 6 — конгломераты; 7 — щебень, обломки пород; 8 — лёсс; 9 — погребенная почва или педокомплекс; 10 — современная почва; 11 — признаки почвообразовательных процессов; 12 — лёссово-почвенные толщи; 13 — гипсы; 14 — карбонатные прослои; 15 — локальные размывы; 16 — геологические границы (а—с, см. текст); 17 — разлом; 18 — костные остатки млекопитающих; 19 — раковины моллюсков; 20 — палеолитические находки; полярность: 21 — прямая, 22 — обратная, 23 — знакопеременная; 24 — инверсия Матуяма—Брюнес. Свиты: N_1^{1kn} — каранакская, N_2^{1pl} — полизакская, N_3^{1ks} — куруксайская, Q_{1kb} — кай-рубаская; Q_{11kz} — кызылсузская серия

Мощность, м

N_1

1. Конгломераты, залегающие с резким падением 3—4

N_2^{1kn}

2. Алевролиты красно-бурые, оскольчатые, трещиноватые, иногда образующие мелкие шаровые отдельности. В средней части толщи местами проявляется тонкая параллельная слоистость. По трещинам и плоскостям напластования характерны пропластки гипса. В верхней части толщи наблюдаются дисгармоничные пликативные складки. Отдельные складки имеют характер диапировых. Элементы залегания: азимут падения 250° , $\angle 45^\circ$ 100—120

$N_3^{1pl}(?)$

3. Алевролиты палевые, с включениями гальки, щебня и валунов изверженных и метаморфических пород. Обломочный материал разной окатанности, встречается преимущественно в виде линз и прослоев. Отмечается много глыб и обломков палеогеновых известняков. В базальной части толщи содержание обломочного материала повышено. По трещинам и плоскостям напластования наблюдается загипсованность. Элементы залегания в основании толщи: азимут падения 290° , $\angle 25-30^\circ$ 120—140

N_3^{1ks}

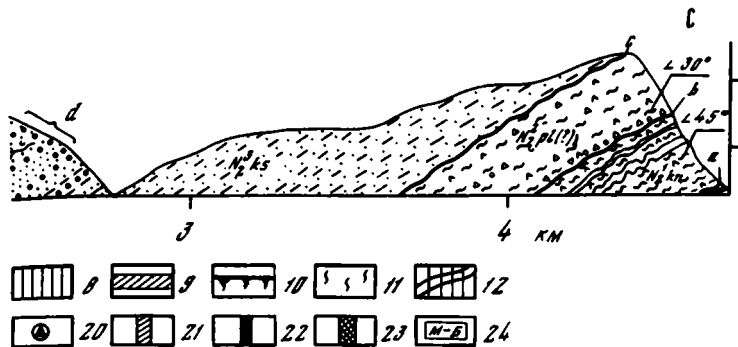
4. Чередование слоев серых песков (слабых песчаников) и бурых алевритов. Пески разнозернистые, косослоистые, с редким гравием, галькой и окатышами красно-бурых алевритов. Мощность песчаных пачек до 3—5 м. Алевриты слабо опесчанены, параллельно-слоистые. Мощность алевритовых пачек от 0,5—1 до 3—5 м. В верхней части толщи преобладают песчаные разности с линзами и прослоями галечников. Элементы залегания: азимут падения $250-255^\circ$, угол падения изменяется в разных частях разреза от $30-35$ до $27-28^\circ$. Граница с вышележащей пачкой нечеткая 250—300

Q_{1kb}

5. Галечники с прослоями и линзами серых песков. Гальки (и редкие валуны) хорошо окатаны, представлены изверженными метаморфическими породами, заполнитель — разнозернистый песок и гравий. Прослои песков преобладают в нижней части толщи, в средней и верхней — они имеют подчиненное значение. Пески серые, разнозернистые, косослоистые, рыхлые. В кровле появляются отдельные прослои палевых параллельно-слоистых алевритов, их мощность от 2—3 до 8—10 м. Они чередуются с песчано-галечными прослоями, выклинивающимися по простиранию. В данной толще встречены костные остатки слона и носорога, точнее не определимые [Костенко и др., 1961]. Имея общее падение на запад, слон выполаживается по разрезу снизу вверх от $27-28$ до $10-15^\circ$ 150—200

Q_{11kz}

6. Алевриты палевые, лёссовидные, пылеватые, местами песчаные, в отдельных интервалах тонкопараллельно-слоистые, с линзами песчано-галечного материала. Среди галек и щебня



преобладают известняки палеогеновых пород. Разрез венчается пачкой (4—5 м) серовато-палевых лёссов. Толща залегает со слабым наклоном, выполняя понижение в отложениях кулябской серии 40—45

В разрезе Ак-Джар, по заключению А.М. Бронниковой (А.М. Пенькова) и Л.Н. Ершовой, выделено четыре палинологических комплекса [Путеводитель..., 1977]. Отложения пачки 2 характеризуются присутствием пыльцы хвойных и листопадных пород деревьев с участием широколиственных пород тургайской флоры. Этот палинокомплекс А.М. Бронникова сопоставляет с каранакскими палинологическими спектрами. Растительность в каранакское время (ранний плиоцен) была дифференцирована на горную, степную, пустынно-степную и пойменную.

II палинологический комплекс из пачки 3 характеризуется обедненным составом пыльцы древесных пород. Изменяется качественный состав хвойных по сравнению с I палинокомплексом. Среди листопадных растений исчезает пыльца субтропических и многих широколиственных пород. Судя по палинологическим спектрам, полученным из отложений пачки 3, наблюдается обеднение флоры и изменение климата в сторону увеличения аридности. Стратиграфическая интерпретация данного палинокомплекса затруднена и сопоставление содержащих пыльцу отложений с полизакской свитой условно.

Куруксайская свита (пачка 4) в данном разрезе охарактеризована III палинокомплексом. В нем отмечено присутствие видов сосен, характерных для палиноспектров, встречаемых в кулябских отложениях. Среди древесных и листопадных доминирует пыльца представителей тугайной флоры. Разнообразен состав пыльцы мезофитного разнотравья. Этот палинокомплекс имеет общие черты с комплексами, выделенными из отложений нижней части кулябской серии.

Состав IV палинокомплекса (верхи пачки 4 — нижняя половина пачки 5) характеризуется преобладанием пыльцы травянистых растений. В комплексе древесных единично присутствует пыльца сосны, арчи и пыльца представителей листопадной тугайной флоры. Среди трав доминирует пыльца пустынной и пустынно-степной растительности. Климат времени образования этого палинокомплекса был сухим.

Таким образом, по палинологическим спектрам разреза Ак-Джар видно, что в интервале времени от момента накопления нижних толщ к более поздним этапам формирования осадков палеоклимат изменялся в сторону повышения аридности.

В палеомагнитном отношении разрез Ак-Джар не имеет однозначной интерпретации. По палеомагнитным данным А.В. Пенькова наиболее вероятным

представлялось, что отложения пачки 4 — куруксайской свиты — отвечают нижней части эпохи Матуяма [Путеводитель..., 1977].

Интересным разрезом для анализа стратиграфии верхнеплиоценовых и эоплейстоценовых толщ являются мощные непрерывные выходы молодых моласс в русле сая Камышаглы, расположенном на северном борту долины р. Пяндж в 10 км от пос. Пяндж. Здесь обнажаются породы от верхов каранакской свиты (нижний плиоцен) до лёссовых толщ плейстоцена. Стратиграфическое расчленение разреза, предпринятое на основании палеомагнитных исследований (А.В. Пеньков, Е.И. Жидков), позволило предварительно выделить аналоги каранакской, полизакской, куруксайской и кайрубакской свит. Куруксайская свита представлена здесь коричневыми однородными алевритами, характеризующимися в отдельных интервалах слабо выраженной параллельной слоистостью. По трещинам пород отмечаются прожилки гипса толщиной 3—10 см. Мощность свиты не менее 400 м. Границы куруксайской свиты с ниже лежащей — полизакской и вышележащей — кайрубакской свитами очень постепенные. После предварительного изучения этого разреза остается неясным положение границы между куруксайской и полизакской свитами. Поскольку полизакская свита до сих пор была слабо изучена и выделение ее в четких границах в данном разрезе не может быть осуществлено, то этот вопрос остается открытым. По мнению А.В. Пенькова, куруксайская свита в тех стратиграфических рамках, в каких она выделяется, включает и полизакскую свиту. Граница между куруксайской и кайрубакской свитами проведена здесь по палеомагнитному эпизоду Олдувей. При переходе от куруксайской свиты к кайрубакской алевриты становятся менее литифицированными и очень постепенно осветляются от коричневых до палевых.

В предгорной зоне аналогами куруксайской свиты являются толщи, слагающие высокие террасы с относительными превышениями около 600—800 м. Один из таких уровней с хорошо сохранившимся аккумулятивным покровом представлен в верховье долины р. Яхсу на ее левом борту близ кишлака Шугноу — это так называемое плато Большое Даштако. Слагающая его даштакинская свита представлена слабосцементированными разноокатанными валунными галечниками. Заполнитель галечников — гравий, щебень, буроватый мелкозем. Галечники венчает маломощный покров лёссов с несколькими погребенными красновато-бурыми почвами. Обломки карбонатных корок этих почв встречаются на поверхности плато Большое Даштако, подвергшегося интенсивному размыву. Ближе к осевой части долины даштакинские валунные галечники становятся лучше отсортированными, слоистыми и более промытыми по сравнению с грубообломочным материалом данной толщи у тыловой части платообразной даштакинской террасы. Эта особенность строения галечников позволяет предполагать, что в целом даштакинская свита сложена аллювиально-пролювиальными образованиями.

Соотношение даштакинских галечников с более древними неогеновыми конгломератовыми толщами наблюдается, например, вдоль правого борта р. Сафетдара (правый приток р. Дондушкан). Здесь снизу вверх обнажаются темно-серые конгломераты, содержащие отдельные крепкие пласты, которые способствуют формированию "юртовых" форм рельефа. Эти конгломераты условно относятся к каранакской свите; их видимая мощность в долине Сафетдары до 200 м. На темно-серых конгломератах залегают светло-серые конгломераты с очень характерным "перистым" рельефом, развитым по промоинам в обрывистых склонах. Многие исследователи эти конгломераты рассматривают как полизакскую свиту. Мощность светло-серых конгломератов в данном месте 300—400 м. Даштакинская свита в пределах плато Большое Даштако залегает с неясно выраженным размывом и вложением на светло-серых (полизакских) и темно-серых (каранакских) конгломератах. В качестве аль-

тернативного варианта трактовки разреза на плато можно допустить, что светло-серые конгломераты с "перистыми" формами рельефа — это куруксайская свита, а даштакинские галечники — кайрубакская свита. Такая интерпретация разреза будет логична, если удастся доказать тождественность полизакской и куруксайской свит.

В субэразальных разрезах куруксайской свите эквиваленты горизонты погребенных красно-бурых или красноцветных почв и разделяющие их маломощные слои лёссов, а также алевриты, переработанные почвенными процессами, иногда содержащие гальку. Подобные толщи встречены в основании субэразальных разрезов Хонако-2, Карамайдан и Чашманигар. В основании разреза Карамайдан известны находки остатков млекопитающих: *Ursus cf. etruscus* Cuv., *Dicerorhinus* sp., *Paracamelus* sp., *Cervus* sp., *Protoryx cf. laticeps* Andr., *Gazella sinensis* Teilh. et Piv., *Equus ex gr. stenonis* Cocchi (архаичная форма)¹. Костный материал здесь был встречен в двух точках вдоль русла р. Джондоды на расстоянии около 2 км примерно на одном и том же стратиграфическом уровне. Костные остатки сосредоточены в почвенных и делювиально-пролювиальных образованиях. Отдельные костеносные линзы приурочены к калькретовым горизонтам древних почв. Почвы нередко нарушены разрывами амплитудой до 3—4 м. По предварительному заключению Ш. Шарапова, фауна в местонахождении Карамайдан рассматривается как позднеплиоценовая и считается возрастным аналогом куруксайской фауны в Наврухо. Палеоэкологический анализ основных форм ископаемой фауны в Карамайдане позволяет реконструировать палеоландшафты лесостепного или саванного типа.

Если обратиться к непрерывному и наиболее полному лёссово-почвенному разрезу Южного Таджикистана — Чашманигар, то, учитывая палеомагнитные данные, можно видеть, что под эпизодом Олдувей, т.е. в пределах верхнего плиоцена находятся 36-й и 37-й горизонты погребенных красно-бурых почв (отсчет почв сверху вниз). В разрезах Хонако-2 и Карамайдан, согласно палеомагнитной интерпретации, ниже эоплейстоцена выделяется до 10 ископаемых почв. Погребенные почвы этого стратиграфического уровня обладают мощными хорошо развитыми профилями, они сильно выщелочены. Иллювиальные карбонатные горизонты морфологически четко выражены, обычно это крепкие пористые известняки, залегающие на эродированных склонах в виде прочных панцирей. Мощность верхнеплиоценовых ископаемых почв 2—3,5 м, причем мощность иллювиальных карбонатных горизонтов 0,5—1 м. Характерная особенность верхнеплиоценовых субэразальных толщ — незначительная мощность горизонтов лёссов, не более 0,5—1 м. Лёссы розовато-палевые, плотные, оскольчатые, известковистые. Поскольку лёссы в субэразальных разрезах верхнего плиоцена имеют подчиненное значение, то почвы, как правило, сближены и наложены друг на друга. В субэразальных толщах верхнего плиоцена наблюдаются тектоническая трещиноватость, деформированное залегание горизонтов почв и лёссов, наличие малоамплитудных (до 3—4 м) разрывов типа сбросов.

ЭОПЛЕЙСТОЦЕН

В объеме эоплейстоцена рассматривается кайрубакская свита. Она залегает на куруксайской свите, иногда о признаках углового несогласия, или на более древних породах с резким размывом и угловым несогласием. Разрезы кайрубакской свиты субаквального типа представлены в долинах Куруксая.

¹ Местонахождение фауны обнаружено А.В. Пеньковым. Определения фауны Ш. Шарапова [Путеводитель..., 1981].

Обимазара, Кызылсу (близ пос. Советский), Вахша (район Ак-Джара) и в других местах.

В долине Куруксая кайрубакская свита обнажается главным образом вдоль левого берега реки. Ее выходы прослеживаются от верховьев Куруксая — от сая Маликон вниз по реке на протяжении 7—8 км. В обнажениях на этом участке она залегает практически горизонтально. Контакт кайрубакской свиты с подстилающими ее куруксайскими слоями виден в саях Маликон и Наврухо. Эта граница выражена в виде углового несогласия, по контакту наблюдаются крупная галька, валуны, а также обломки неогеновых песчаников. В южном направлении граница между куруксайской и кайрубакской свитами понижается и скрыта под современными аллювиально-пролювиальными отложениями.

В разрезах по левому борту Куруксая близ сая Наврухо и кишлака Кайрубак кайрубакская свита представлена преимущественно галечниками. В них видна косая слоистость, отмечаются маломощные линзы разнородных песков и песчаных алевроитов. Крупнообломочный материал состоит из окатанных галек изверженных и метаморфических пород. Мощность галечников кайрубакской свиты в указанных разрезах около 80 м.

Проследивая кайрубакскую свиту вниз по долине, можно видеть, что в 8 км от устья Куруксая она представлена чередованием прослоев галечников, алевроитов, разнородных песков. В галечниках вместе с изверженными и метаморфическими породами встречаются гальки неогеновых песчаников и обломки пористых известняков (остатки корок иллювиальных карбонатных горизонтов — калькретов). Преимущественно в верхней части толщи отмечены горизонты буроватых или красновато-бурых ископаемых почв, заключенные в прослой лёссов. Сверху вся толща срезана молодой (верхнеплейстоценовой) генерацией лёссов. Общая мощность описанной толщи около 140—150 м. Находки остатков млекопитающих обнаружены здесь в самом основании толщи в 1—2 м над урезом воды и на высоте 130—135 м над тальвегом долины (см. рис. 5). В нижней точке из зеленовато-серых слоистых алевроитов определены остатки — *Bovinae gen.* — обломок нижней челюсти с двумя коренными зубами (определение Л.И. Алексеевой). В верхней точке костный материал заключен в коричневых песчаных алевроитах в виде линзы мощностью 1—1,5 м (костеносный горизонт К-3). Здесь определены остатки млекопитающих *Microtus (Subgen?) sp.*, *Equus sp.*, *Rhinocerotidae gen. indet.* Возраст фауны из верхнего костеносного горизонта К-3 послевилла-франкский [Путеводитель..., 1977].

Согласно палинологическим данным Л.Н. Ершовой, во время накопления отложений рассматриваемой толщи (см. рис. 5, пачка 5) отмечено господство лугово-степной растительности при участии древесных форм. В нижней части пачки встречены палиноспектры, в которых среди древесных пород преобладают дуб, липа, вяз, орех. В средней части пачки намечается обеднение пыльцы листопадных пород и увеличение пыльцы хвойных, среди которых доминирует сосна.

По результатам палеомагнитного изучения кайрубакской свиты, обнажающейся по левому борту Куруксая, установлено, что вся она, за исключением нижних слоев мощностью 30—35 м, обладает обратной полярностью.

Выходы кайрубакской свиты в обнажении Лахути приурочены к нижней части высокого 130—140-метрового обрыва, подмываемого р. Обимазар. В структурном отношении это обнажение находится на западном крыле син-клинальной складки. Здесь можно видеть границу между кайрубакской свитой и вышележащей кызылсуйской серией. Граница выражена в виде углового несогласия, что лучше наблюдается в западной части обнажения (рис. 9). В нижней части разреза (рис. 10) вскрыты следующие пачки (снизу вверх):

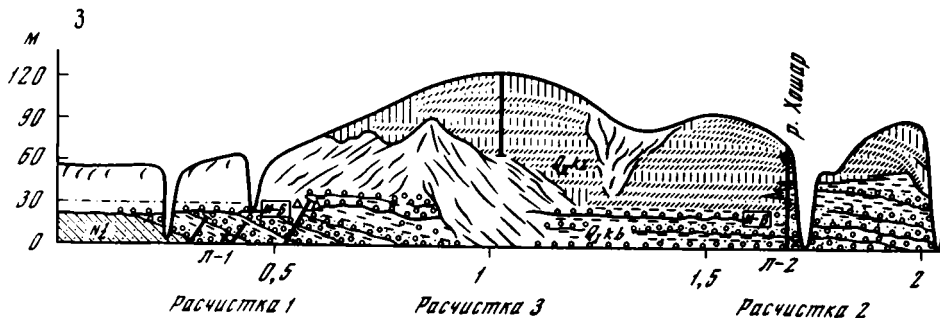


Рис. 9. Геологический профиль обнажения Лахути, расположенного на правом борту долины р. Оби-мазар напротив кишлака Лахути

Костеносные горизонты: Л-1 — Лахути-1, Л-2 — Лахути-2. Условные обозначения см. на рис. 7

Мощность, м

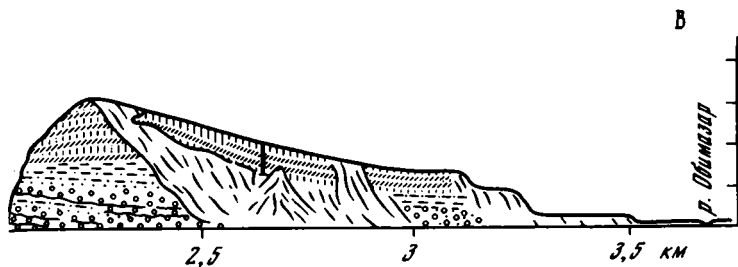
N₁kn

1. Песчаники красноцветные, тонкозернистые. Азимут падения $110^{\circ}-115^{\circ}$, $\angle 35-40^{\circ}\text{C}$ 10—15 Q₁kb

2. Галечники, переслаивающиеся с палево-коричневыми алевритами. Обломочный материал представлен изверженными и метаморфическими породами. Заполнитель галечников — разнозернистый песок с гравием. Мощность прослоев галечников 1—7 м. Они часто содержат линзы разнозернистых песков. Алевриты неравномерно опесчанены, с тонкими прослоями или линзами песчаного материала, реже — гравия и гальки, карбонатизированы, встречаются карбонатные стяжения. Мощность алевритовых прослоев 1—5 м. В верхней части пачки алевриты преобладают, местами лёссовидны. В них отмечены горизонты буроватых погребенных почв. В западной части обнажения слои падают на восток под углом $5-10^{\circ}$ и постепенно выгораживают к центральной части разреза 50—55

В галечно-алевритовой толще (пачка 2) находятся два костеносных слоя — нижний горизонт Лахути-1 (Л-1) и верхний — Лахути-2 (Л-2). В нижнем костеносном горизонте Л-1 обнаружены костные остатки *Canidae*, *Equus* sp., *Cervidae*, *Bovidae*, *Camelidae*. С верхним костеносным слоем, обнажающимся в приустьевой части ручья Хошар, связаны две точки с костными остатками, объединяемые в костеносный горизонт Л-2. В одной из этих точек, располагающейся примерно в 100 м от устья сая по его правому борту, кости заключены в серо-зеленых, местами тонкопараллельно-слоистых озерных глинах, содержащих растительные остатки и тонкостенные раковины пресноводных моллюсков. Здесь кости рассеяны по слою в интервале 1,5—2 м непосредственно над урезом воды. Они имеют темную окраску, слегка ожелезнены. Около уреза воды найдена линза длиной 2,5 м, переполненная копролитами. В линзе содержалось большое количество зубов и косточек грызунов. В серо-зеленых озерных глинах встречены редкие остракоды *Ilyocypris bradyi* Sars, *Eucypris* ex gr. *famosa* Schneid., *E.* ex gr. *clavata* (Baird), *E.* sp., отнесенные Г.Ф. Шнейдер к четвертичному возрасту.

Костные остатки из второй точки, расположенной немного выше по ручью в его левом борту, приурочены к тому же стратиграфическому уровню, который наблюдался в первой точке. Здесь обнажаются алевриты коричневые, известковистые, с карбонатными стяжениями, пористые, местами со слабо проявленными признаками почвенной переработки. Костный материал встречается от уреза воды до 1,5—2 м над водой. Кости желтовато-белые, неравномерно ожелезненные, реже белые. Много крупных остроугольных обломков трубчатых костей. Среди остатков млекопитающих из костеносного горизонта Л-2 определены *Cricetulus* sp., *Meriones* sp., *Ellobius* sp., *Clethrionomys* sp., *Microtus* (*Phaiomys*) sp., *Canis lupus* cf. *mosbachensis* Soergel, *Xenocyon* sp., *Pachycrocuta brevirostris* (Aymard), *Panthera gombaszoegensis* (Kret-



zoi), *Homotherium* sp., *Archidiskodon* sp., *Equus* aff. *namadicus* Falc., *Rhinocerotidae* gen. indet., *Praemegaceros* sp., *Camelus knoblochi* Poliakov. По заключению Э.А. Вангенгейм, В.С. Зажигина, М.В. Сотниковой и других палеонтологов, возраст фауны из костеносного горизонта Л-2 определяется интервалом времени, которому в Восточной Европе соответствует фауна переходного типа от таманского комплекса к тираспольскому [Путеводитель..., 1977].

Отложения нижней части разреза Лахути (см. рис. 10), вмещающие фауну, имеют обратную намагниченность (данные А.В. Пенькова [Путеводитель..., 1977]). Прямомагнитный эпизод, отождествляемый с Харамилью, находится между нижним и верхним костеносными горизонтами. Инверсия Матуяма—Брюнес приурочена к верхней границе кайрубакской свиты. Таким образом, выводы относительно возраста фауны и палеомагнитные данные позволяют отнести рассматриваемую толщу, отвечающую верхней части кайрубакской свиты, к верхнему эоплейстоцену. Верхний костеносный горизонт Л-2 характеризует самые верхи кайрубакской свиты, приходясь, вероятно, на рубеж, близкий к 0,8 млн. лет, о чем говорят и термолюминесцентные датировки, полученные из слоев непосредственно над костеносным горизонтом Л-2.

В разрезе Лахути, по сборам М.М. Пахомова, были описаны находки отпечатков травянистых растений и листьев древесных пород [Корнилова, 1963]. Если принять схематическое геологическое описание разреза по В.А. Васильеву в месте, где были обнаружены находки, то можно заключить, что палеофлористический материал приурочен к верхней части кайрубакской свиты, примерно к тому же стратиграфическому уровню, где известен в настоящее время нижний костеносный горизонт Л-1. Палеофлористические данные позволяют реконструировать условия речной палеодолины с небольшими завоями, где в тонких аллювиальных осадках (супеси, суглинки) при сравнительно небольшом переносе от места произрастания захоронялись растительные остатки. Отмечено, что изученные отпечатки растений имеют большое морфологическое сходство с современными видами, произрастающими в современных долинах рек Евразии, особенно на юге Казахстана и в Средней Азии. Все установленные в палеодолине Обимазара виды — *Phragmites communis* Trin. fossilis, *Bolboschoenus obimasarica* sp. nov., *Populus Bachofenii* Wierzb. fossilis, *Betula* sp., *Salix viminalis* L. fossilis принадлежат к тугайным сообществам. Относительно возраста палеофлоры допускалось, что она существовала во второй половине раннего антропогена. Однако В.С. Корниловой не уточнялись хроностратиграфические границы нижнего антропогена, а замечание, касающееся примерной одновозрастности палеофлоры в разрезах Лахути и Хыргодара, по-видимому, не совсем точно, так как в разрезе Хыргодара палеофлора, изученная А.Н. Криштофовичем, характеризует нижние слои килимбинской свиты, которые геологически можно рассматривать как основание кулябской серии (верхний плиоцен).



Рис. 11. Фрагмент ископаемой челюсти оленя из озерных глин в сас Хонако

бенных почвенных горизонтов не зафиксировано. Угол падения слоев $10-12^\circ$. Мощность кайрубакской свиты в данном разрезе, учитывая магнитостратиграфические данные, составляет около 250 м.

В субазальных разрезах кайрубакская свита вскрывается во многих обнажениях Южного Таджикистана, среди которых прежде всего следует назвать Чашманигар, Хонако, Кайрубак, Карамайдан. К этому же ряду геологических объектов принадлежат Зильфи, Обигарм, Каратау и др., хотя в последних известны лишь фрагментарные выходы субазальных отложений кайрубакской свиты.

Наиболее полно кайрубакская свита представлена в обнажении Чашманигар (рис. 12). Здесь хорошо видна граница между отложениями эоплейстоцена и плейстоцена, выраженная в виде углового несогласия, проходящего под X почвенным комплексом. К кайрубакской свите относится толща, состоящая из чередующихся между собой горизонтов ископаемых почв и лёссов (рис. 13). Если границы свиты принимать от основания палеомагнитного эпизода Олдувей до углового несогласия под X педокомплексом, к которому приурочена инверсия Матюяма—Брюнес, то в объеме кайрубакской свиты выделяется 25 палеопочв (полное описание и колонку разреза Чашманигар — см. рис. 21). Эпизоды Харамильо и Олдувей установлены соответственно на уровнях 15—16-й и 33—35-й палеопочв. В нижней части толщи преобладают красно-бурые почвы, в верхней — буроцветные. Мощность палеопочв 1—2,5 м. Иллювиальные карбонатные горизонты образуют крепкие известковые корки, мощность которых достигает 1 м. По разрезу Чашманигар многочисленные палеопочвы в объеме кайрубакской свиты (эоплейстоцен) условно были объединены в девять педокомплексов (XI—XIX), отражающих сложный ход палеоклиматических флуктуаций эоплейстоцена [Додонов, Пеньков, 1977].

Горизонты лёссов кайрубакской свиты палевого цвета, местами с розоватым оттенком, плотного сложения, с включениями карбонатных стяжений и конкреций, размер которых не превышает 10—15 см. Мощность слоев лёсса возрастает снизу вверх от 0,5 до 3—5 м. Малая мощность лёссовых

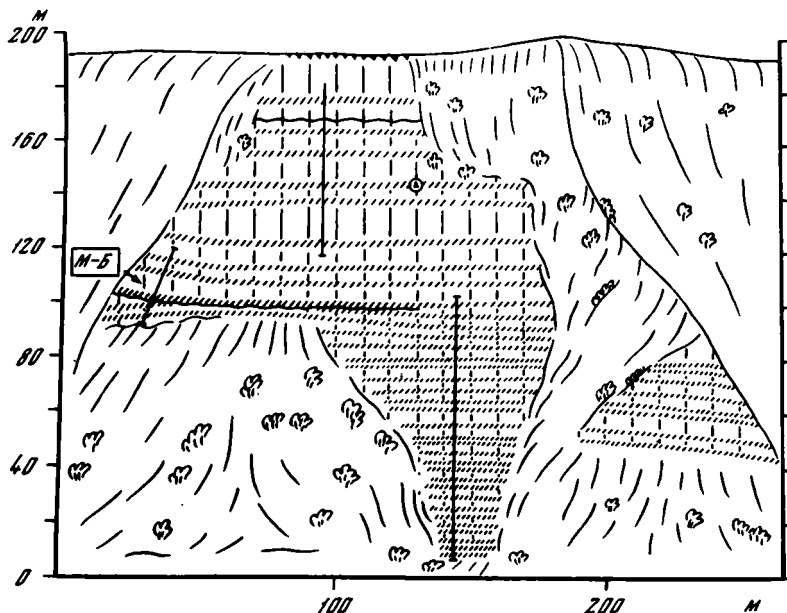


Рис. 12. Обнажение Чашманигар-I (зарисовка)
Условные обозначения см. на рис. 7

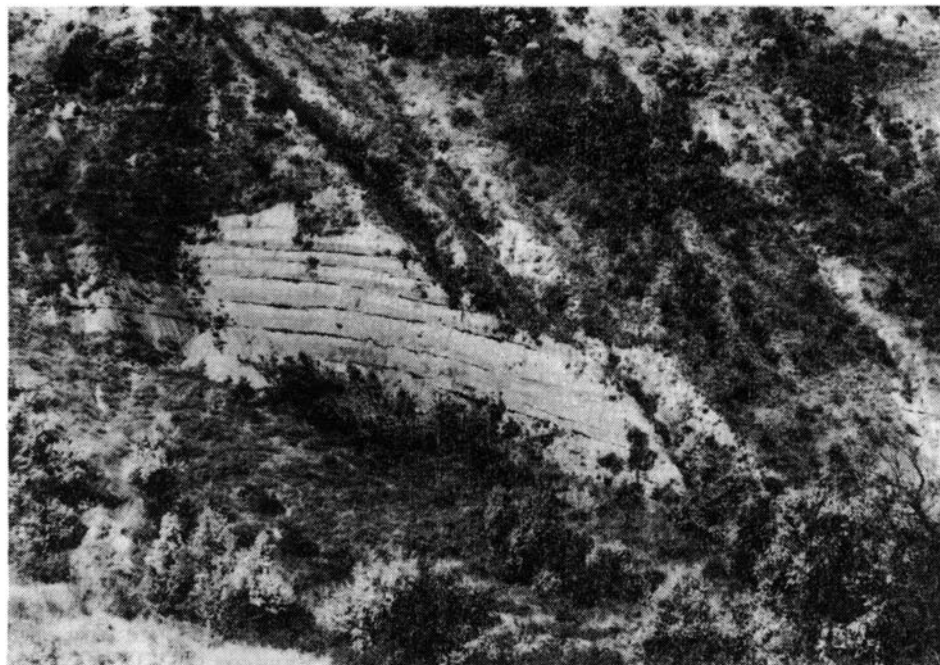


Рис. 13. Чередование ископаемых почв, разделенных маломощными горизонтами лёссов, в эоплейстоценовой части разреза Чашманигар-I. Карбонатные корки образуют в обнажении небольшие карнизы

горизонтов, особенно в основании толщи, нередко обуславливает наложение педокомплексов друг на друга. Общая мощность кайрубакской свиты в разрезе Чашманигар около 90 м.

Различные интервалы кайрубакской свиты вскрыты также в обнажениях Хонако, Карамайдан, Кайрубак, Обигарм, Зильфи и отчасти в оползневых цирках на северных склонах хребта Яванский Каратау. Во всех перечисленных разрезах субэзральная толща кайрубакской свиты аналогична описанной в Чашманигаре. В разрезах Кайрубак и Хонако верхняя граница кайрубакской свиты проявляется в виде углового несогласия в основании X почвенного комплекса. Палеомагнитная инверсия Матуяма—Брюнес в этих разрезах установлена в 2—3 м над этим же педокомплексом. В основных лёссово-почвенных разрезах Южного Таджикистана наблюдается изохронность верхней границы кайрубакской свиты. Это позволяет считать X педокомплекс надежным геологическим репером. Следует заметить, что в разрезах Хонако и Кайрубак палеомагнитный эпизод Харамильо находится на том же стратиграфическом уровне, как и в обнажении Чашманигер.

В разрезе Кульдара, находящемся в одноименном саяе близ пос. Лахути на левом борту долины р. Обимазар в 11-й и 12-й палеопочвах, характеризующихся обратной намагниченностью (рис. 14), обнаружены изделия из камня, принадлежащие древней галечной культуре [Ранов, 1982]. Пока это наиболее древние стратифицированные палеолитические находки среди известных из лёссово-почвенных разрезов, и, несмотря на то, что они немногочисленны, их значение велико для понимания самых ранних этапов заселения человеком Средней Азии. Учитывая магнитохронологические данные, можно сделать заключение, что эти находки приходятся примерно на рубеж 0,8 млн. лет, по стратиграфическому положению они коррелятны костеносному горизонту Лахути-2.

В большинстве разрезов кайрубакская лёссово-почвенная толща нарушена тектоническими трещинами, отмечаются зеркала скольжения, видны разрывные смещения горизонтов почв и лёссов. Кайрубакская свита не монофациальна, и нередко в некоторых разрезах наблюдается замещение по вертикали и латерали субэзральных фаций субаквальными образованиями. Это видно в обнажениях близ кишлака Зильфи, в районе пос. Обигарм и в других местах.

В саяе Дешляшкар близ пос. Обигарм субэзральная толща обнажается в цоколе 40-метровой аллювиальной террасы (рис. 15). Она залегает на выветрелых гранитах палеозойского возраста, состоит из горизонтов погребенных почв и лёссов. Ископаемые почвы бурые и красновато-бурые, обладают крепкими иллювиальными карбонатными горизонтами, образующими в стенках обнажения карнизы. В разрезе насчитывается более 10 ископаемых почв. При описании этого обнажения Е.А. Минина [1973] указывала, например, до 11 погребенных почв. По окраске горизонтов почв она здесь различала розовато-, палево-бурые и темно-палевые почвы. В зонах фациальных замещений субэзральных отложений субаквальными можно видеть, что интенсивность окраски погребенных почв ослабевает, исчезают характерные для почвенных горизонтов текстурные признаки, уменьшается мощность почв, и нередко только иллювиальный карбонатный горизонт в виде известковой корки трассирует горизонт почвы. Лёссы в рассматриваемом разрезе палевые, плотные, оскольчатые, известковистые, содержат карбонатные стяжения. В зонах фациальных замещений лёссы переходят в палевые слоистые алевроиты, включающие гравий и гальку (преимущественно гранитов). Непосредственно в лёссах у контактов с коренными породами иногда фиксируются гравий и дресва гранитов в виде отдельных включений или мелких линзочек. Мощность горизонтов лёссов на разных стратиграфических уровнях изменяется от 1,5 до 6—7 м.

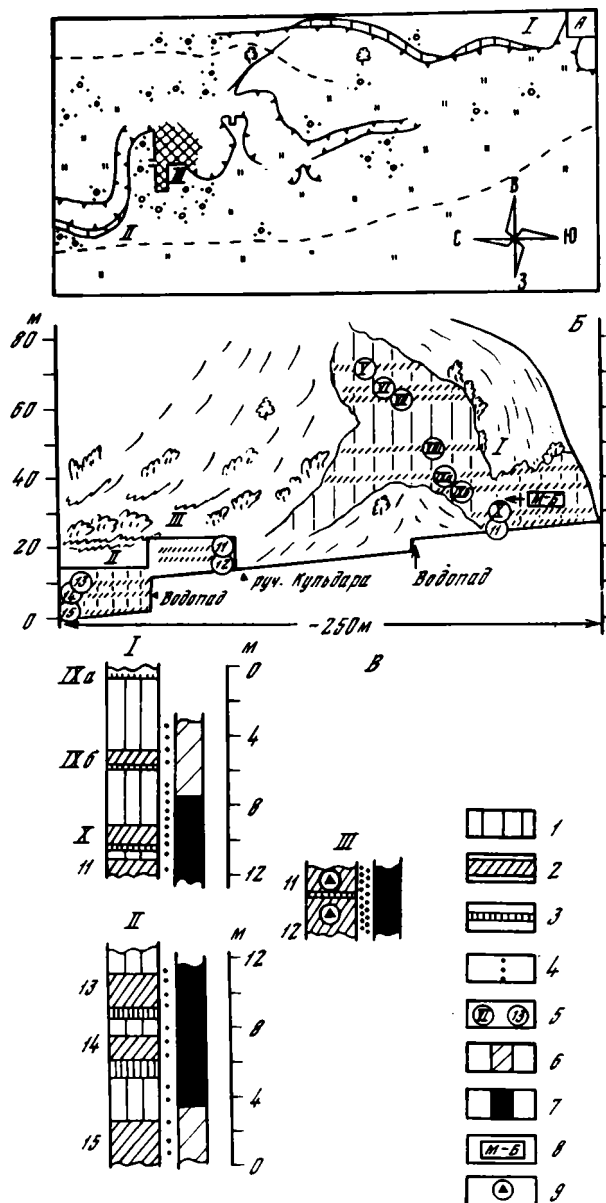


Рис. 14. Разрез Кульдара, расположенный в с.е Кульдара в 2 км юго-западнее кишлака Лахути

А — топографический план расположения разрезов I, II и археологического раскопа III (площадь раскопа заштрихована); Б — геологический профиль вдоль сая Кульдара; В — палеомагнитная характеристика разрезов I, II и раскопа III. 1 — лёсс; 2 — погребенная почва; 3 — карбонатная корка; 4 — точки отбора палеомагнитных образцов; 5 — индексы почв (II—15 — палеопочвы кайрубакской свиты); полярность: 6 — прямая, 7 — обратная, 8 — инверсия Матуяма—Брюнес; 9 — палеолитические находки

Горизонты почв и лёссов имеют азимут падения около 270° , а угол падения 30° . В нижней части субэвальной толщи выделяется маломощная пачка с тремя горизонтами ископаемых почв, имеющая более пологое залегание. В кровле субэвальной толщи наблюдается постепенное выполаживание горизонтов ископаемых почв. Общая мощность субэвальных образований 60—65 м. Их граница с вышележащей пачкой пролювиальных галечников

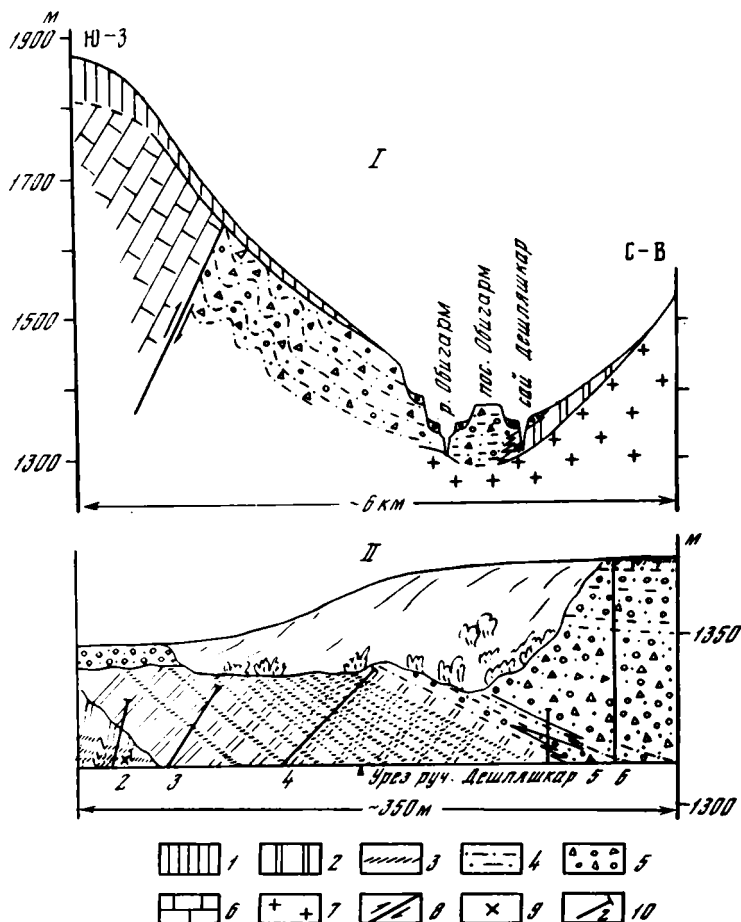


Рис. 15. Условия залегания верхнеплиоцен-четвертичных отложений в районе пос. Обигарм

I — поперечный геологический профиль через долину р. Обигарм; II — геологический разрез правого борта сая Дешляшкар у местонахождения костных остатков млекопитающих

1 — молодые лёссовые покровы (плейстоцен); 2 — древние лёссы (эоплейстоцен и, возможно, верхний плиоцен); 3 — погребенные почвы; 4 — алевроиты, пески; 5 — галечники, щебень; 6 — нижнемеловые породы; 7 — палеозойские гранитоиды; 8 — Илякский надвиг; 9 — костные остатки млекопитающих; 10 — расчистки и их номера

постепенная. Пролувияльные галечники, плохо окатанные, несортированные, заполнитель — дресва, грубозернистый песок, супесь. Обломочный материал представлен исключительно местными гранитами. На границе с лёссами галечники залегают с небольшим падением, выше по разрезу быстро выглаживаются.

Находки костных остатков млекопитающих известны из самого основания субазальной толщи в правом борту сая Дешляшкар. Впервые это местонахождение было описано А.М. Бабаевым [1962]. Костный материал встречается в интервале 0,5—2 м над тальвегом. Среди остатков млекопитающих Г.Д. Хисаровой здесь определены *Dicerorhinus cf. etruscus* Fals., *Equus caballus cf. mosbachensis* (Reich.), *Gazella* sp. Видовой состав указанных форм был сопоставлен с кошкурганским фаунистическим комплексом, в результате чего был сделан вывод о раннечетвертичном возрасте вмещающих отложений. Кошкурганский фаунистический комплекс и кошкурганская свита на территории Казахстана рассматриваются в объеме палеомагнитной эпохи Брю-



Рис. 16. Фрагмент ископаемой челюсти лошади из костеносного горизонта в пролювиальных отложениях близ кишлака Зильфи

нес [Костенко, Кожамкулова, 1980]. Ранее сделанное заключение о возрасте лёссово-почвенной толщи, обнажающейся в сае Дешляшкар, находится в противоречии с палеомагнитными и геологическими данными [Никонов, Пеньков, 1971]. Действительно, по палеомагнитным данным А.В. Пенькова, рассматриваемая толща характеризуется преимущественно обратной намагниченностью, что свидетельствует о ее возрасте, превышающем 0,73 млн. лет. Присутствие *Equus caballus* в слоях, значительно древнее 0,7 млн. лет, нуждается, по нашему мнению, в дополнительном исследовании и проверке. К сожалению, при новых сборах костного материала в этой точке пока не были обнаружены костные остатки лошади. Одна из находок (сборы А.В. Пенькова) костных остатков гепарда в сае Дешляшкар, по определению М.В. Сотниковой, показывает, что по размерам и морфологическим характеристикам нижних зубов гепард из Обигарма близок к группе виллафранкских гепардов Евразии — *Acinonyx pardinensis* (Cr. et Job.) или *Acinonyx pleistocaenicus* (Zdansky) (устное сообщение М.В. Сотниковой). По сборам Е.А. Мининой среди костных остатков из этой точки Э.А. Вангенгейм определила *Paracamelus* sp., *Carnivora* indet.

Разрез Зильфи, названный по близрасположенному кишлаку, находится на правом берегу небольшой речки Яккабед. Он известен благодаря находкам остатков млекопитающих [Лозиев, Лим, 1962], которые заключены в костеносной линзе примерно в 0,5 м над тальвегом долины. Мощность костеносной линзы около 1 м, ее длина 5—6 м. Костный материал преимущественно разрозненный, неокатанный, остроугольной формы. Среди находок Б.С. Кожамкулова [1970] определила остатки стеноновой лошади, оленей и полорогих. Вместе с обломками костей млекопитающих найдены остатки *Testudo horsfieldi* Gray. Алевроиты, вмещающие костные остатки, серовато-коричневые, плотные, известковистые, неяснослоистые, с мелкими линзочками гравия и щебня. Костеносный горизонт (рис. 16) находится в основании толщи пролювиальных образований, состоящих из нескольких ритмично построенных

пачек, каждая из которых включает слой валунно-галечного материала и слой алевроита. Мощность каждой ритмопачки до 6—7 м. По простираению слоев отмечены фациальные изменения: прослои грубообломочного материала замещаются хорошо развитыми буроцветными почвами, прослои алевроитов — лёссами. Видимая мощность пролювиальной толщи около 20 м. Пролувиальная толща, содержащая костный материал, залегает с разрывом и угловым несогласием на дислоцированных породах неогена. Этот контакт хорошо обнажен примерно в 200 м от местонахождения фауны ниже и выше по течению реки. В базальной части пролювиальных образований отмечается грубообломочный материал, представленный эффузивами, кварцитами, песчаниками, аргиллитами, алевролитами, гранитоидами и обломками калькретов. Вверх по разрезу пролювиальные отложения сменяются субаэральными образованиями, в которых зафиксировано несколько красно-бурых, хорошо развитых палеопочв. По типологии и окраске эти почвенные горизонты близки к погребенным почвам кайрабукской свиты.

НЕРАСЧЛЕННЫЕ ВЕРХНЕПЛИОЦЕН-ЭОПЛЕЙСТОЦЕНОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Во многих точках Южного Таджикистана аналоги куруксайской и кайрабукской свит не разделены между собой и описаны как единая кулябская серия — верхний плиоцен—эоплейстоцен. Выходы отложений кулябской серии имеются в обнажениях Хыргодара, Тутак, Советский, Учкол, Саманчи, а также в ряде разрезов, расположенных в низовьях долин рек Вахш и Кафирниган. Разрез Хыргодара расположен в Придарвазье, где широко представлены грубообломочные неогеновые молассы — так называемые дарвазские конгломераты. В структурном отношении ущелье Хыргодара совпадает с зоной разломов, по которым происходит сочленение крутозалегающих пластов неогеновых, палеогеновых и верхнемеловых пород. Впервые этот разрез изучал В.И. Попов. Он здесь выделил килимбинскую свиту, отнесенную к нижнему плейстоцену [Попов, 1964]. Позже эту свиту изучали А.А. Никонов, А.М. Бронникова (А.М. Пенькова) и А.В. Пеньков, в результате чего были получены палинологическая и палеомагнитная характеристики, которые позволили авторам рассматривать возраст килимбинской свиты как позднелигоценный (по официально принятой в СССР шкале) и вместе с тем предполагать ее корреляцию с куруксайской свитой [Никонов и др., 1973].

Килимбинская свита в генетическом и литологическом отношениях неоднородна (описание снизу вверх):

Мощность, м

1. Неравномерно окрашенные глины, зеленоватые и красновато-бурые, известковистые, в некоторых интервалах тонкопараллельно-слоистые, содержат раковины пресноводных моллюсков и растительные остатки. Среди моллюсков были определены *Planorbidae* (gen. sp.), *Limnea* (gen. sp.), *Succineidae* (gen. sp.), указывающие на озерные условия осадконакопления [Никонов и др., 1973]. В отдельных интервалах отмечаются неравномерная опесчаненность глин и включения мелкой гальки. Глины дислоцированы. Граница с вышележащей пачкой неровная, хорошо проявлена литологически 100
2. Конгломераты серые, рыхлые, содержат обломки пород, щебень, дресву; заполнитель песчано-глинистый. Обломочный материал не отсортирован. Генезис отложений, вероятно, селевой или пролювиальный. В стенках обнажения конгломераты образуют столбчатые отдельности и башенные формы. Отмечаются бурые полосы, по которым фиксируется падение слоев на юго-восток, $\angle 5-7^\circ$ 400—500

Среди отпечатков растений, собранных В.И. Поповым из глин (пачка 1), А.Н. Криштофович определил *Monocotyledoneae* gen. sp., cf. *Carpinus* sp. (*Betula* sp.), *Ulmus* cf. *U. Hedinii* Chaney, *Cercidiphyllum japonicum* Sieb. et Zucc., *Dicotylophyllum* sp., *Macreightia germanica* Heer. Ископаемая флора разреза Хыргодара, как полагал А.Н. Криштофович [1941], может характеризовать любой отрезок плиоцена и даже постплиоцена, до наступления похолодания и аридизации страны.

Конгломераты килимбинской свиты залегают на абсолютной высоте 2600—2700 м. Соотношение серых конгломератов с пепельно- и розовато-серыми конгломератами, слагающими водораздел между долинами рек Зидадара и Сарыоб, определяется зоной разлома, который проявлен в северо-западной части обнажения Хыргодара. Водораздельные пепельно-серые конгломераты с характерным перистым микрорельефом прослеживаются в районе кишлака Сагирдашт до абсолютных высот 3600—3800 м. Они закартированы как конгломераты полизакской свиты; к юго-востоку от устья Хыргодара они ложатся на конгломераты каранакской свиты. Вопрос о возрастных соотношениях килимбинской свиты с водораздельными (полизакскими?) конгломератами не имеет пока однозначного решения. Например, И.Г. Щерба [1972] допускает, что килимбинские отложения и водораздельные конгломераты одно-возрастны и они рассматриваются как куруксайские—полизакские, т.е. не делается различия между этими свитами. В других работах [Никонов, 1982], высказана точка зрения о том, что куруксая и полизакская свиты — это самостоятельные стратиграфические подразделения. Важно учитывать, что килимбинская толща, заполняющая ограниченную разломами зону, генетически и литологически отличается от конгломератов, слагающих водоразделы. Килимбинские отложения нами рассматриваются в объеме кулябской серии.

Другой разрез, в котором вскрываются отложения, коррелируемые с кулябской серией, находится в урочище Тутак на водораздельном плато (абс. высота ~2500 м) в верховье долины р. Обимазар. В геоморфологическом отношении этот уровень близок к высокому плато Даштако. В районе разреза Тутак развиты серые конгломераты, имеющие общую мощность около 1000 м. Их выходы прослеживаются на водоразделе вдоль правых притоков р. Обимазар севернее кишлака Султанмазар до перевала Хингак. Возраст этих конгломератов проблематичен, хотя по условиям залегания и литологическим особенностям они обычно принимаются за конгломераты полизакской свиты. На серых (полизакских?) конгломератах с резким несогласием залегает более молодая толща отложений (описание снизу вверх) (рис. 17):

Мощность, м

1. Конгломераты буровато-серые, в нижней части пачки карбонатизированы. Заполнитель — суглинок неравномерно опесчаненный, с гравием и щебнем. Среди обломочного материала преобладают изверженные и метаморфические породы. Валун и гальки гранитов выветрелые. Элементы залегания в подошве пачки: азимут падения 300° , $\angle 40-50^\circ$. Граница с вышележащим слоем постепенная 13
2. Алевриты светло-коричневые, палевые, оскольчатые, с включениями редкой гальки и гравия, слегка песчанистые, плотного сложения. По плоскостям оскольчатых отделностей слабо ожелезнены. Известковистость проявлена в виде тонкого псевдомицелия. В верхней части слоя алевриты тонкопористые, более известковистые 1,8
3. Почва красно-бурая — суглинок комковатый, по комковатым отделностям темные железисто-марганцовистые примазки. На разных уровнях отмечены включения мелкого гравия и гальки. Иллювиальный карбонатный горизонт почвы средней крепости, белесый, мощностью около 20 см. 2,7
4. Алевриты коричнево-палевые, тонкопористые, плотные, известковистые. Содержат костеносную линзу длиной 2—3 м. В местах наибольшего скопления костей наблюдается повышенная карбонатизация. Слой алевритов, содержащих костный материал, был слабо затронут почвенными процессами 1,3
5. Почва красновато-бурая — суглинок комковатый, пористый. По порам известковистый псевдомицелий. На плоскостях комковатых отделностей железисто-марганцовистые примазки. Иллювиальный карбонатный горизонт почвы белесый, средней крепости, его мощность 30 см. Элементы залегания: азимут падения 300° , $\angle 30-32^\circ$ 2,7
6. Алевриты палево-коричневые, плотные, тонкопористые, слабоизвестковистые, с мелкими карбонатными конкрециями, с включениями редкой гальки и гравия. 4,4
7. Почва красновато-бурая — суглинок комковатый, с включениями мелкой гальки и гравия. Иллювиальный карбонатный горизонт мощностью 30 см 3,1
8. Алевриты светло-коричневые, плотные, оскольчатые, с включениями редкой гальки и гравия. 4,5
9. Валунные галечники. Заполнитель — супесь серо-коричневая, с гравием. Обломочный материал не отсортирован и не промыт, представлен изверженными и метаморфическими породами 15,5

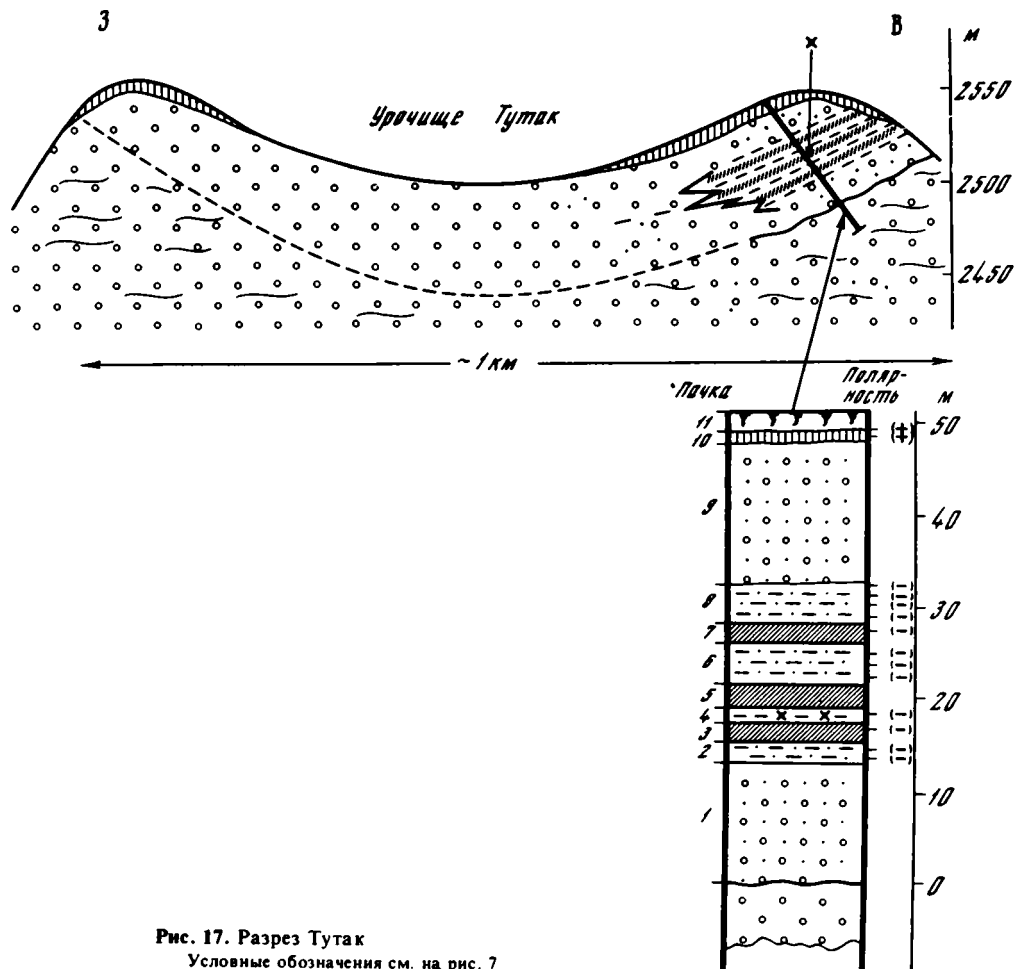


Рис. 17. Разрез Тутак
Условные обозначения см. на рис. 7

Мощность, м

- | | |
|--|-----|
| 10. Лёсс серовато-палевый, хрупкий, растирается в порошок, тонкопористый, с карбонатными конкрециями размером 2—3 см | 1.5 |
| 11. Современная почва, хорошо развитая | 2.8 |

Костеносный горизонт в разрезе Тутак обнаружен автором в 1974 г. Костные остатки находятся здесь в разрозненном состоянии, преобладают трубчатые кости, много костной крошки. Кости белого цвета, неравномерно карбонатизированы, в полостях трубчатых костей нередко видны щеточки кальцита. Костные остатки залегают согласно напластованию алевроитов, местами образуют костную брекчию. Тонкие плоские кости слабо деформированы. По сборам А.В. Пенькова здесь были определены костные остатки *Cervidae* — обломки костей конечностей и *Equus* sp. — пястная кость, обломок плечевой кости (определения Э.А. Вангенгейм). Э.А. Вангенгейм предполагает, что найденные здесь костные остатки лошади принадлежат форме более древней, чем лошадь из местонахождения Лахути-2. Возраст палеонтологических находок определяется в широких пределах: поздний плиоцен — эоплейстоцен.

Палеомагнитные измерения, проведенные А.В. Пеньковым по образцам,

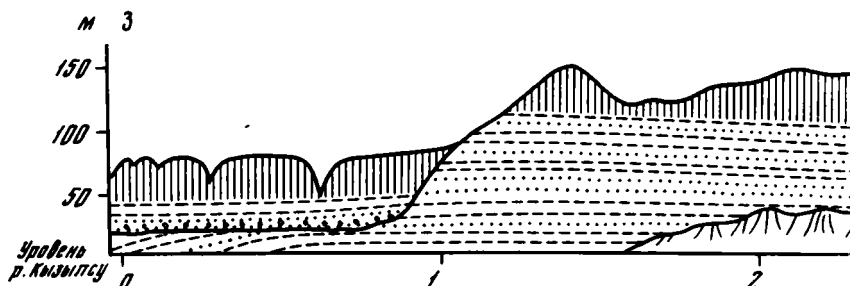


Рис. 18. обнажение Саманчи, расположенное на правом берегу р. Кызылсу напротив кишлака Саманчи
Условные обозначения см. на рис. 7

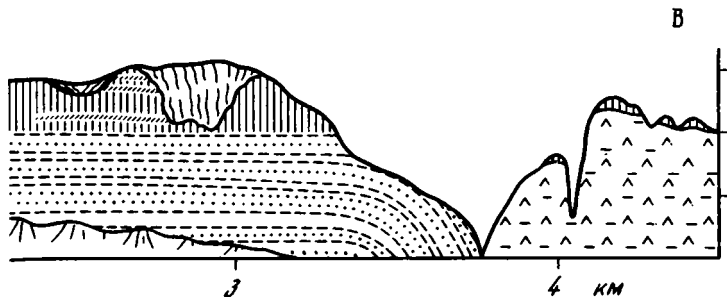
отобранным автором в разрезе Тутак, показали, что алевроито-почвенная толща характеризуется обратной, а покров лёсса — прямой полярностью.

В 1 км севернее пос. Советский по берегам р. Кызылсу в цоколе террас обнажаются отложения кулябской серии, представленные переслаивающимися между собой галечниками и алевроитами. Характер переслаивания местами ритмичный. Галечники хорошо промыты. Генезис отложений аллювиальный. Видимая мощность отложений кулябской серии составляет здесь около 250 м. Согласно палеомагнитным исследованиям, выполненным А.В. Пеньковым и Л.Н. Гамовым, интервал разреза кулябской серии в обнажениях близ пос. Советский по палеомагнитным характеристикам соответствует примерно средней части эпохи Матуяма [Пеньков и др., 1976].

В сая Учкол (близ кишлака Учкол) у восточного склона гор Джилантау, обращенного к долине р. Кызылсу, кулябские отложения представлены так же, как и близ пос. Советский, галечниками и алевроитами. Однако галечный материал в разрезе Учкол не отсортирован, плохо промыт, алевроиты опесчанены. Среди обломочного материала преобладают неогеновые песчаники местного происхождения. Прослои галечников имеют эрозионные нижние контакты с карманами, что очень характерно для пролювиальных образований. Местами галечники отсутствуют и толща состоит из плохо отсортированных гравийно-песчано-алевритовых отложений. Видимая мощность характеризуемой толщи около 250 м. Учитывая палеомагнитные данные [Пеньков и др., 1976], можно полагать, что возраст этих мощных пролювиальных отложений соответствует примерно средней части палеомагнитной эпохи Матуяма. В сая Учкол видны многочисленные проявления соляной тектоники. В нескольких местах наблюдаются соляные штоки, прорывающие кулябские отложения. В верхней части Учкольского разреза мощность выходов соли достигает 100 м. Согласно палеомагнитной интерпретации разреза, эта толща соли приурочена к верхней части палеомагнитного интервала эпохи Матуяма.

К западу от гор Джилантау, в долине р. Таирсу, прослеживаются выходы алевроитовых толщ и солей. Наиболее значительные мощности алевроитов (150—200 м) имеются по саяу Шургузар — левому притоку Таирсу. Алевроиты серовато-коричневые, однородные, местами плитчатые. Они, вероятно, могут рассматриваться как пролювиальные образования. Корреляция этих толщ с кулябской серией условна и основана главным образом на геологических построениях.

В разрезе Саманчи (около кишлака Саманчи) на правом обрывистом берегу р. Кызылсу высотой до 150 м над рекой обнажается толща песчано-алевритовых отложений, увенчанная лёссовыми образованиями. В западной части разреза пачки алевроитов и песков залегают горизонтально. В устье сухого сая напротив кишлака Саманчи песчано-алевритовая толща резко погружается в восточном



направлении, угол падения слоев до $40-45^\circ$ (рис. 18). Алевриты серовато-палевые, плотные. В них хорошо проявлена тонкая водно-седиментационная слоистость, образованная за счет слоев тонкозернистого песка. Мощность алевритовых пачек варьирует от 1—2 до 7—10 м. В песчаных пачках содержится однородный мелкозернистый серовато-красный песок. Слоистость косоволнистая, наклон отдельных косоволнистых серий до $8-10^\circ$. Мощность пачек песков не более 2—3 м. Общая видимая мощность песчано-алевритовой толщи около 100 м. В генетическом отношении рассматриваемые отложения представляют собой аллювий, сформировавшийся в условиях равнинно-долинной аккумуляции. Ритмичное чередование песчаных и алевритовых пачек, вероятно, свидетельствует о колебании в режиме питания палео-Кызылсу.

На песчано-алевритовой толще горизонтально залегает покров лёссов мощностью около 80 м. Лёссы однородны. В средней части лёссовой толщи на двух-трех уровнях видны светло-коричневые полосы, указывающие на присутствие слабо выраженных горизонтов ископаемых почв.

В восточной части обнажения развиты галогенные образования. Выходы гипсов и солей прослеживаются до высоты 100—130 м над уровнем реки. Они перекрыты покровом лёссов.

Палеомагнитное изучение разреза Саманчи, проведенное А.В. Пеньковым, позволяет интерпретировать возраст песчано-алевритовой толщи как интервал разреза, соответствующий верхней части эпохи Матуяма. Мощные солевые и гипсовые образования приурочены к инверсии Матуяма—Брюнес. Лёссовая толща отвечает эпохе прямой полярности Брюнес. Таким образом, в Саманчи вскрыта лишь верхняя часть кулябской серии.

Учитывая стратиграфическое положение галогенных образований в разрезах Учкол и Саманчи, можно сделать заключение, что время проявления соляной тектоники в районе плато Алимтай соответствовало верхней границе кулябской серии.

В нижнем течении Вахша, помимо описанного разреза Ак-Джар, древние аллювиальные отложения палео-Вахша обнажаются в пределах возвышенности Кара-Бура и гор Кызыл-Тумшук. В районе возвышенности Кара-Бура, расположенной на левом борту долины Вахша, южнее разреза Ак-Джар, отложения кулябской серии представлены серыми разнотернистыми косослоистыми песками или рыхлыми песчаниками, переслаивающимися с алевритами. Литологически эта толща очень близка к аналогичным образованиям в разрезе Ак-Джар и скорее всего может быть сопоставлена с низами кулябской серии последнего. Такая корреляция согласуется с палеомагнитной интерпретацией данного разреза по материалам А.В. Пенькова.

Вдоль правого борта долины Вахша, в саях близ кишлака Уялы, кулябская серия представлена алеврито-песчано-галечными отложениями, в составе которых часто встречаются прослойки грубообломочного материала мощностью несколько метров. Нередко эти прослои линзовидны. Нижние контакты их

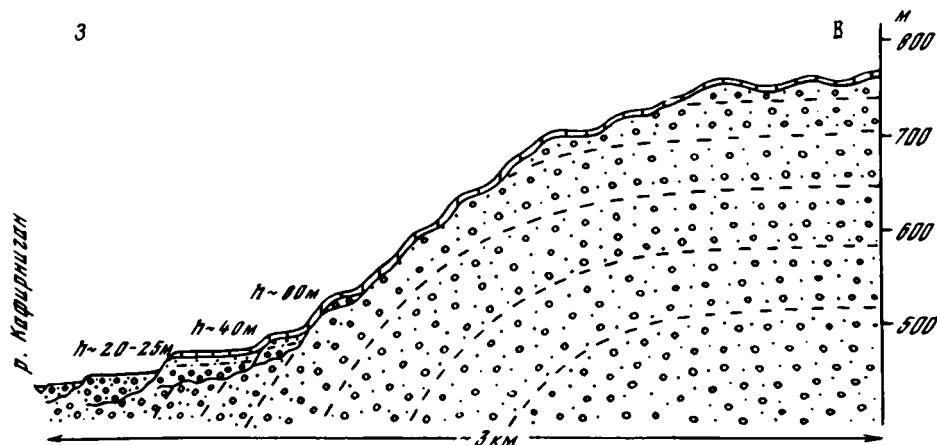


Рис. 19. Крутое падение конгломератов кулябской серии, слагающих левый борт долины р. Кафирниган близ саев Каттасай и Тангузар. Мощность лёссового покрова, залегающего на конгломератах, не превышает первых метров

Условные обозначения см. на рис. 7

эрозионные, часто с карманами. Среди кластогенного материала преобладают обломки палеогеновых известняков, снесенных со склонов гор Касандаг. По литологии и условиям залегания данные образования, вероятно, могут рассматриваться как пролювиальные. Их появление здесь в составе отложений кулябской серии вполне закономерно, поскольку рассматриваемые разрезы принадлежат прибортовой зоне долины палео-Вахша, где имел место значительный привнос пролювиального материала. Фрагментарные выходы аналогичных отложений кулябской серии встречаются по саям вдоль восточных склонов хребта Аруктау и еще южнее — в районе оз. Палван.

В нижнем течении Кафирнигана кулябские отложения прослеживаются по обоим бортам долины. Наиболее значительные их выходы наблюдаются вдоль левого борта долины реки южнее хребта Пайрыгатау, например в саях Каттасай и Тангузар. обнажения начинаются от устья этих саев и продолжают в восточном направлении на 5—7 км. Кулябские отложения залегают с резким несогласием и разрывом на неогеновых и палеогеновых породах, представлены чередующимися слоями песков, алевроитов и галечников. При прослеживании толщи с запада на восток отмечается, что аллювиальные отложения, состоящие главным образом из серых косослоистых разнотернистых хорошо промытых песков с гравием и галькой, а также прослоев алевроитов, фациально замещаются пролювием, представленным преимущественно алевроитами с включениями неотсортированного обломочного материала. На своде Пайрыгатауской антиклинали в кулябской толще некоторые пачки выклиниваются, что свидетельствует о конседиментационном росте складки. На крыльях этой антиклинали кулябская толща дислоцирована, углы падения слоев 25—40°. Принимая во внимание эти данные, нельзя полностью согласиться с мнением В.Г. Лепикова [1972, с. 87] об одинаковом гипсометрическом положении подошвы кулябских пород в пределах разнородных неогеновых складок и отсутствия унаследованного развития четвертичной структуры на данном участке. Прослеживая кулябские отложения далее на восток, можно видеть быстрое выклинивание пролювиальных образований. В западном направлении, с приближением к Кафирнигану, слои кулябской серии постепенно погружаются, и там, где они образуют уступ коренного берега долины, наблюдается их резкое падение; азимут падения 270°, $\angle$ 40—50° (рис. 19). Видимая мощность кулябских отложений на левом борту долины Кафирнигана достигает 300—

400 м. Здесь, к югу от хребта Пайрягатау, кулябская толща слагает геоморфологический уровень, альтитуда вершинной поверхности которого 700—750 м, а превышение относительно реки около 300 м. Этот уровень сильно расчленен и представляет собой бедленд. Южнее рассматриваемого участка выходы кулябских отложений в долине Кафирнигана очень фрагментарны. Наблюдается их общее погружение с севера на юг вдоль долины. Отдельные холмы и куэсты с превышениями до 50—100 м, сложенные рыхлыми песчаниками, песками, алевроитами кулябской серии, отмечаются вдоль Кафирнигана восточнее южного окончания хребта Арыктау.

ПЛЕЙСТОЦЕН

Наиболее полно плейстоцен представлен в лёссово-почвенных разрезах, среди которых прежде всего следует назвать обнажения Чашманигар, Кайрубак, Хонако, Лахути, Карамайдан. В этих обнажениях вскрывается вся плейстоценовая толща, а также хорошо видна граница между плейстоценовыми и эоплейстоценовыми субэдральными образованиями.

В разрезе Чашманигар — одном из уникальных лёссово-почвенных разрезов Южного Таджикистана наблюдается последовательность формирования лёссов и развития почвообразовательных процессов в течение эоплейстоцена и плейстоцена. Этот разрез находится на резко расчлененном водоразделе рек Обимазар и Тира. Высота водораздела, сложенного мощным лёссовым покровом, 1500—1600 м. В обширном оползневом цирке, имеющем восточную экспозицию (обнажение Чашманигар-1, рис. 20, 21) вскрываются (снизу вверх):

- | | |
|---|-------------|
| Q ₁ kb | Мощность, м |
| 1. Чередование красно-бурых и буроцветных погребенных почв с лёссами. Выделено 27 ископаемых почв, хорошо выраженных морфологически. Почвы часто наложены одна на другую. В нижней части толщи преобладают красноцветные и красно-бурые почвы, в верхней — буроцветные. Мощность почв 1—2,5 м. Иллювиальные карбонатные горизонты образуют крепкие известковые корки мощностью 1—1,2 м. Лёссы палевые с розоватым оттенком, карбонатизированные, уплотненные, нередко кливажированные, с карбонатными стяжениями и конкрециями. Мощность слоев лёсса возрастает снизу вверх от 0,5—1 до 3—5 м | 90 |
| Q ₁ lvh | |
| 2. Две погребенные почвы, наложенные одна на другую. Нижняя почва морфологически выражена лучше верхней. Иллювиальный карбонатный горизонт нижней почвы образует крепкую корку мощностью 0,4—0,5 м | 3,5 |
| 3. Лёсс палевый, тонкопористый, известковистый, однородный | 4 |
| 4. Две буроцветные ископаемые почвы, разделенные 4-метровым слоем лёсса | 6,7 |
| 5. Лёсс палевый, тонкопористый, известковистый | 3 |
| Q ₁ ll | |
| 6. Погребенная буроцветная почва — суглинок комковатый, пористый плотный по комковатым отдельностям железисто-марганцевые примазки. Иллювиальный карбонатный горизонт (0,3—0,5 м) имеет известковую корку мощностью 5—7 см | 2 |
| 7. Лёсс палевый, со слабым коричневатым оттенком, тонкопористый, известковистый, с карбонатными стяжениями и конкрециями | 12,5 |
| 8. Две ископаемые буроцветные почвы, наложенные одна на другую. Нижняя почва ярко-бурая, морфологически выражена лучше верхней. Почвы представлены комковатым суглинком | 2,5 |
| 9. Лёсс палевый, известковистый, пористый | 2,7 |
| 10. Погребенная буроцветная почва — суглинок комковатый, пористый. Иллювиальный карбонатный горизонт (0,5 м) подразделяется на два горизонта, что указывает на наличие двух взаимно наложенных почв | 2,8 |
| 11. Лёсс палевый, тонкопористый, известковистый с мелкими карбонатными конкрециями | 9,2 |
| Q ₁ ldb | |
| 12. Погребенная буроцветная почва — суглинок комковатый, пористый. В средней части почвенного профиля отмечена повышенная карбонатизация | 2,3 |
| 13. Лёсс серовато-палевый, пористый, известковистый, рыхлый | 5 |
| 14. Две ископаемые почвы, наложенные одна на другую. Почвы светло-бурые, нижняя морфологически выражена лучше | 2,5 |

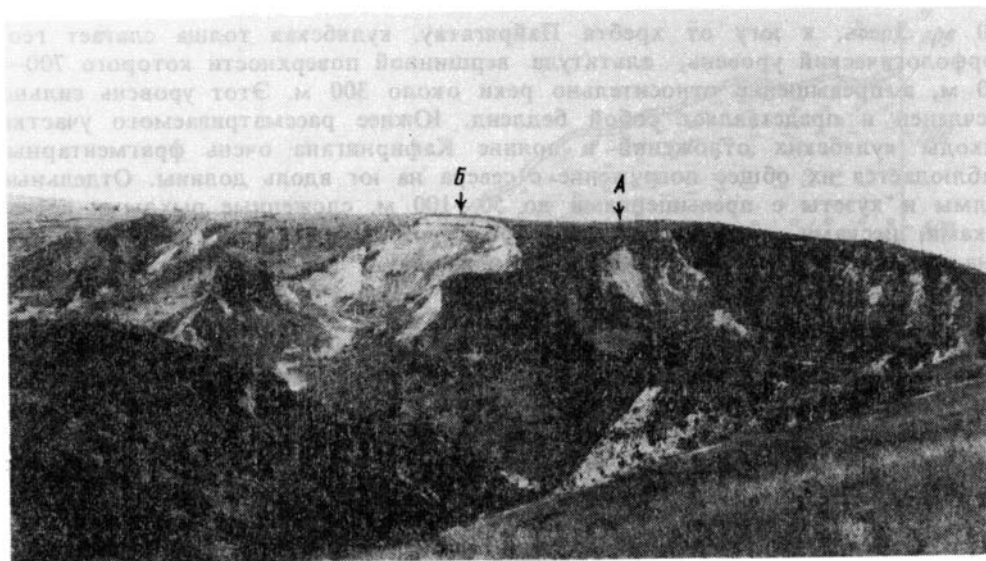


Рис. 20. Оползневые цирки в толще лёссов, слагающих водораздел рек Обимазар и Тира. Вид с востока
А — Чашманигар-1; Б — Чашманигар-2

Мощность, м

- | | |
|--|----|
| 15. Лёсс серовато-палевый со слабым зеленоватым оттенком, тонкопористый, известковистый, с мелкими карбонатными конкрециями. В нижней части пачки отмечены размыв и повышенное содержание перекристаллизованных карбонатных конкреций..... | 6 |
| 16. Две погребенные светло-бурые ископаемые почвы, наложенные одна на другую | 3 |
| 17. Лёсс серовато-палевый, пористый, известковистый, очень рыхлый, однородный..... | 13 |

Н

- | | |
|-----------------------------|-----|
| 18. Современная почва | 1,5 |
|-----------------------------|-----|

Общая мощность лёссово-почвенной толщи в разрезе Чашманигар достигает 180 м, из них 90 м приходится на плейстоцен. Следует заметить, что в описанном обнажении во втором лёссовом горизонте (пачка 15), считая сверху, на глубине около 24 м от кровли разреза имеется размыв, указывающий на хиатус. В этом интервале разреза выпадает III педокомплекс. В соседнем оползневом цирке (обнажение Чашманигар-2), расположенном в 0,5 км южнее первого, верхняя часть разреза представлена полностью.

В VI почвенном комплексе разреза Чашманигар был встречен единичный осколок гальки со следами преднамеренной обработки.

В обнажении Чашманигар-1 наблюдаются небольшие разрывные нарушения нижнеплейстоценовых почвенных комплексов. Величина смещений по разрывам 1,5—2 м.

Термолюминесцентные даты, полученные по лёссовым горизонтам в плейстоценовой части разреза Чашманигар, в целом хорошо согласуются со стратиграфической интерпретацией разреза по геологическим данным (см. рис. 21). Исключение составляют лишь три ТЛ даты, находящиеся ниже инверсии Матуяма — Брюнес, которые, вероятно, несколько омоложены.

Разрез Кайрубак располагается в оползневом цирке на левом борту долины Куруксая в 1,5 км южнее кишлака Кайрубак. В левой части обнажения хорошо выражена граница между кайрубакской свитой и плейстоценовой генера-

Рис. 21. Разрез Чашманигар-1

11—37 — палеопочвы, входящие в педокомплексы XI—XX.
Условные обозначения см. на рис. 7

Серия	Связь комплекс	Индекс	Полнота	Педикомплекс	Литологичес- кая колонна	Номер пачки	Мощность, м	Т.п. даты, тыс. лет
Кызылсузская	Душанбинский	Q_2^{3db}				18	1,5	
						17	1,3	
				II		16	3	40 ± 6
						15	6	▲
				IV		14	2,5	66 ± 8
				V		13	5	▲
	Илякский	Q_2^{2+1l}				12	2,5	180 ± 25
						11	3,2	▲
				VI		10	2,8	210 ± 26
				VII		9	2,7	▲
				VIII		8	2,5	
						7	12,5	
Кулябская	Варзашский	Q_2^{1dh}				6	2	470 ± 82
						5	3	▲
				IX		4	6,7	510 ± 110
						3	4	▲
				X		2	3,5	580 ± 120
								620 ± 130
Найрудакская	Q_2^{kb}			11				670 ± 140
				12				▲
				13				
				14				
				15				
				16				
				17				
				18				
				19				
				20				
				21				
				22				
				23				
				24				
				25				
				26				
				27				
				28				
				29				
				30				
				31				
				32				
				33				
				34				
				35				
				36				
				37				

цией лёссово-почвенных образований (рис. 22). Инверсия Матуяма—Брюнес зафиксирована на 2 м выше X педокомплекса. В разрезе(рис. 23) описаны(снизу вверх):

$Q_{1k}b$	Мощность, м
1. Чередование красно-бурых и буроцветных ископаемых почв и лёссов. Иллювиальные карбонатные горизонты почв образуют известковые корки. Мощность почв 1,5—2,5 м. Лёссы палевые (розоватые), тонкопористые, известковистые. Мощность слоев лёсса 1—5 м. Вся толща кливажирована. Амплитуда разрывов, нарушающих горизонты почв, достигает 3—4 м.....	25

$Q_{11}^{1}vh$	
2. Погребенная буроцветная почва. Иллювиальный карбонатный горизонт образует корку	1,5—2
3. Лёсс палевый, тонкопористый, оскольчатый, известковистый	4
4. Две погребенные светло-бурые почвы, нижняя из них морфологически выражена лучше верхней; их разделяет маломощный слой лёсса	4—5
5. Лёсс палевый, тонкопористый, известковистый, в кровле с карбонатными конкрециями	4—5

$Q_{11}^{2}il$	
6. Погребенная буроцветная почва — суглинок комковатый, пористый. Иллювиальный карбонатный горизонт образует 0,5-метровую известковую корку	2
7. Лёсс палевый, тонкопористый, известковистый, с карбонатными конкрециями	14
8. Две наложенные одна на другую ископаемые буроцветные почвы. Иллювиальные карбонатные горизонты почв образуют известковые корки	5
9. Лёсс палевый, пористый, известковистый, с карбонатными стяжениями	4
10. Две наложенные одна на другую ископаемые буроцветные почвы	4,5
11. Лёсс палевый, тонкопористый, известковистый, с редкими карбонатными стяжениями и раковинами наземных моллюсков плохой сохранности	12,5

$Q_{11}^{3}db$	
12. Ископаемая буроцветная почва с наложенной на нее сверху слабо выраженной морфологически светло-бурой почвой. Нижняя буроцветная почва представлена суглинком комковатым, пористым, пропитанным окислами железа. Ходы корней и поры часто карбонатизированы	4,5
13. Лёсс палевый, тонкопористый, известковистый, с раковинами наземных моллюсков	9
14. Две погребенные светло-бурые почвы, разделенные слоем лёсса, который был переработан почвенными процессами. Обе почвы имеют весьма растянутые по вертикали профили. Так, мощность нижней почвы около 4—5 м, верхней 2,5 м	10
15. Лёсс палевый, пористый, известковистый	2,5
16. Две погребенные светло-бурые почвы, разделенные 1,5-метровым слоем лёсса. Нижняя почва имеет нарушенное залегание (с признаками "растаскивания" по палеосклону)	7
17. Лёсс палевый, тонкопористый, известковистый	2—2,5
18. Две наложенные одна на другую светло-коричневые, слабо выщелоченные почвы. Иллювиальные карбонатные горизонты слабо проявлены	4,5
19. Лёсс серовато-палевый, известковистый, рыхлый, пористость проявлена слабо	13

N	
20. Современная почва	1,5

Мощность плейстоценовой субэдральной толщи в Кайрубаском разрезе 111,5 м.

В V почвенном комплексе данного разреза было найдено несколько палеолитических изделий. Последующее рекогносцировочное обследование данной точки и изучение находок В.А. Рановым показало, что они принадлежат каратауской (юргайдаринской) культуре. Находки сосредоточены в оптимально развитой части V педокомплекса.

Разрез, аналогичный описанным выше, вскрывается в саяе Хонако, на западном склоне хребта Кугитек (рис. 24). Здесь покров плейстоценовых лёссов лежит на высотах 2000—2100 м. Вдоль южных обрывистых склонов сая на протяжении 2 км обнажается субэдральная толща общей мощностью до 180 м. Мощность плейстоценовых лёссово-почвенных образований в обнажении Хонако-2 достигает 112 м (рис. 25). В этом обнажении выше углового несогласия, проходящего в основании X педокомплекса (западная часть обнажения), представлены(снизу вверх):

$Q_{11}^{1}vh$	Мощность, м
5. Погребенная буроцветная почва — суглинок комковатый, пористый. Иллювиальный карбонатный горизонт образует корку 0,3—0,4 м	2

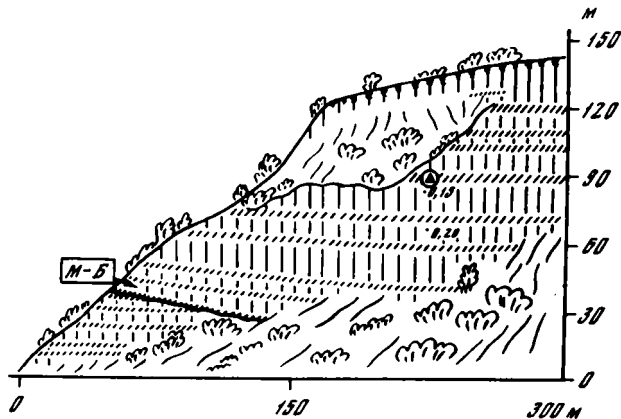


Рис. 22. Обнажение Кайрубак (зарисовка)

Цифры — термолюминесцентный возраст горизонтов лёссов, млн. лет. Условные обозначения см. на рис. 7

Серия Ступень Кайрубак	Индекс	Поярность	Педомолпес	Литологичес- кая колонка	Номер пачки	Мощность, м	Т.л. даты, тыс. лет
Душанбинский	$Q_{II}^{2}db$				20	1,5	
					19	13	21 ± 4
				I	18	4,5	
					17	2,5	
				II	16	7	
					15	2,5	
				III	14	10	
					13	9	130 ± 18
				I	12	4,5	150 ± 17
					11	12,5	
Кзылсузская Илгский	$Q_{II}^{2}il$			VI	10	4,5	200 ± 22
					9	4	210 ± 25
				VII	8	5	280 ± 29
					7	14	420 ± 75
				VIII	6	2	
					5	4-5	480 ± 62
Вохжский	$Q_{III}^{1}vb$			IX	4	4-5	650 ± 70
					3	4	650 ± 70
				X	2	2	650 ± 70
							820 ± 120
Кайрубакская свита	$Q_{I}^{1}kb$						710 ± 81
					1	2,5	840 ± 140

Рис. 23. Разрез Кайрубак

Условные обозначения см. на рис. 7

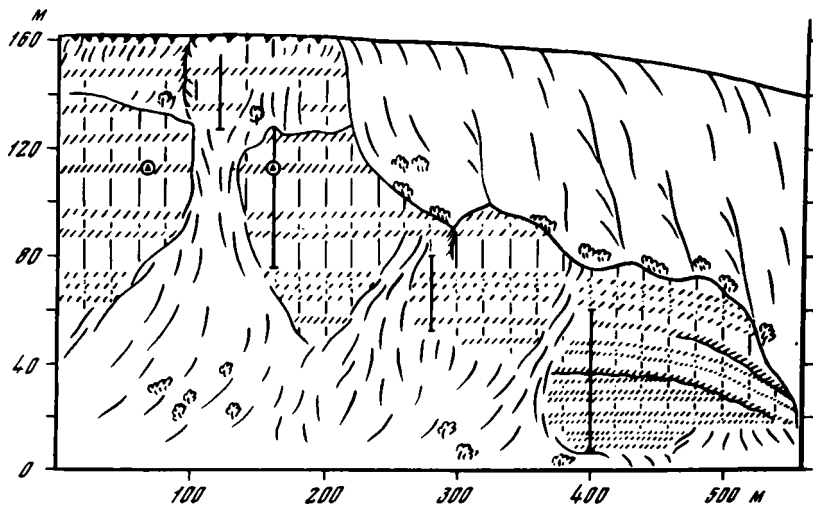


Рис. 24. Обнажение Хонако-2 (зарисовка)
Условные обозначения см. на рис. 7

Серия	Сфера, комплекс	Индекс	Полнота	Литологическая колонка	Масштаб, м	Толщина, м	Толщина, м
Кувалдинская	Душанбинский	H	Q ₂ ab	I	23	1,5	1,5
					22	1,5	1,5
					21	4	4
					20	15	15
					19	3,5	3,5
					18	7	7
					17	4	4
					16	8	8
					15	4	4
					14	11,5	11,5
Кулибская	Кулибский	Q ₂ ab	Q ₂ ab	II	13	2,5	2,5
					12	2,5	2,5
					11	4,5	4,5
					10	12	12
					9	3	3
					8	2	2
					7	8	8
					6	5,7	5,7
					5	2	2
					4	50	50
Кулибская	Кулибский	Q ₂ ab	Q ₂ ab	III	3	30	30
					2	1-2	1-2
					1	25	25

Рис. 25. Разрез Хонако-2
Условные обозначения см. на рис. 7

6. Лёсс палевый, тонкопористый, известковистый, с карбонатными стяжениями и конкрециями	5,7
7. Две погребенные буроцветные почвы, разделенные 4-метровым слоем палевого лёсса. Мощность каждой почвы около 2 м.	8
8. Лёсс палевый, коричневатый, тонкопористый	2
Q_{III}¹	
9. Погребенная буроцветная почва — суглинок комковатый, пористый, по комковатым отдельностям железисто-марганцевые примазки. Иллювиальный карбонатный горизонт образует корку (0,3—0,4 м)	3
10. Лёсс палевый, тонкопористый, известковистый, с карбонатными стяжениями и конкрециями	12
11. Погребенная буроцветная почва — суглинок комковатый, пористый, пропитан окислами железа	4,5
12. Лёсс светло-коричневый, тонкопористый, слабо затронут почвенными процессами	3
13. Погребенная буроцветная почва — суглинок комковатый, пористый, по ходам корневой системы известковистый псевдомицелий. Иллювиальный карбонатный горизонт (0,2—0,3 м) в верхней части имеет корку 2—3 см	3,5
14. Лёсс палевый, тонкопористый, известковистый, с карбонатными стяжениями	11,5
Q_{IIIb}¹	
15. Две погребенные почвы, наложенные одна на другую. Верхняя почва светло-бурая. Нижняя буроцветная почва морфологически выражена лучше, чем верхняя. Это суглинок комковатый, пористый, по комковатым отдельностям — железисто-марганцевые примазки. Иллювиальный карбонатный горизонт нижней почвы (0,2—0,25 м) рыхлый	4
16. Лёсс серовато-палевый, тонкопористый, известковистый, рыхлый	8
17. Две погребенные светло-бурые почвы. Нижняя почва морфологически выражена лучше верхней	4
18. Лёсс серовато-палевый, тонкопористый, известковистый, с мелкими карбонатными стяжениями	7
19. Две погребенные светло-бурые почвы, разделённые тонким слоем лёсса	3,5
20. Лёсс серовато-палевый, рыхлый, пористый, известковистый	15
21. Две погребенные светло-бурые почвы, нижняя почва морфологически выражена лучше верхней	4
22. Лёсс серовато-палевый, пористый, известковистый, очень рыхлый	8
Н	
23. Современная почва.	1,5

Горизонты ископаемых почв и лёссов вдоль южного обрывистого склона сая Хонака хорошо выражены по простиранию. Было обнаружено несколько точек с находками палеолитических изделий. Находки приурочены к V и VI педокомплексам и принадлежат каратауской культуре. Следует заметить, что в долине р. Обимазар палеолитические находки чаще встречаются в V педокомплексе. Особенно богатым памятником оказалась археологическая стоянка Лахути. В результате раскопок, проведенных В.А. Рановым, на этой стоянке в V педокомплексе обнаружено около 1000 различных палеолитических предметов [Додонов, Ранов, 1976а; Додонов и др., 1978].

В Лахутинском разрезе V почвенный комплекс залегает на глубине 55 м от кровли лёссов. Относительная высота выходов этого педокомплекса над урезом р. Обимазар составляет 55—60 м (см. рис. 9). Он состоит, как и в других разрезах, из двух наложенных одна на другую почв. Нижняя почва развита лучше верхней. Описание V педокомплекса дано сверху вниз (рис. 26):

Глубина, м

Верхняя почва светло-коричневая, слабо развитая. Это палево-серый суглинок, пористый. Тонкие фитогенные поры имеют темную пигментацию. В почве фиксируются ходы землероев и биолиты фауны беспозвоночных. Наибольшая концентрация биолитов — в средней и верхней частях почвы. Интенсивность окраски почвы возрастает в интервале 0,3—1,3 м. В верхней части светло-коричневая почва постепенно переходит в серовато-палевый лёсс. Граница перехода почвы в лёсс намечается в пределах 10—20-сантиметрового слоя и выделяется условно главным образом по изменению цвета. На глубине 1—1,3 м появляются пятна карбонатизации, указывающие на верхнюю часть иллювиального карбонатного горизонта данной почвы, который выражен в интервале 1,3—1,8 м. Он белесо-светло-коричневый, рыхлый, наложен на верхнюю часть нижележащей бурой почвы. Карбонат образует вертикальные затеки или пятна, заполняет кроновины, а также выражен в виде псевдомицелия по ходам корней. Кроновины прослежи-

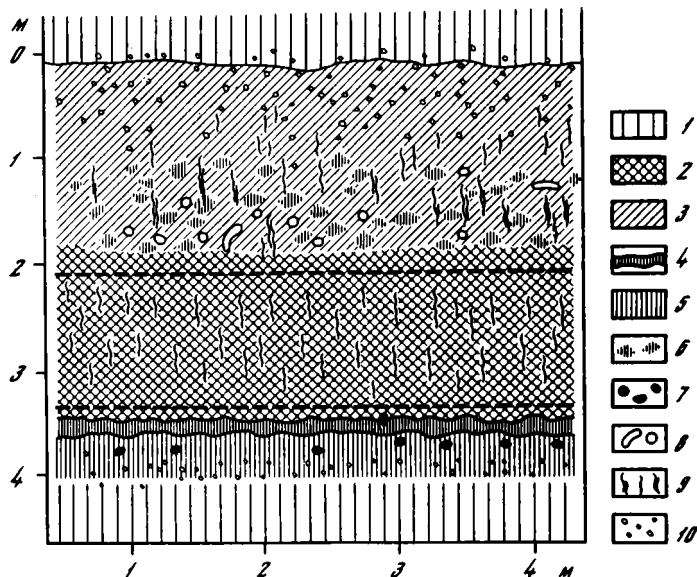


Рис. 26. Профиль V педокомплекса в археологическом раскопе палеолитической стоянки Лахути

1 — лёсс; 2 — буроватая почва; 3 — светло-коричневая почва; 4 — карбонатная корка; 5 — иллювиальный карбонатный горизонт; 6 — пятна карбонизации; 7 — карбонатные конкреции; 8 — кротовины; 9 — фитогенные поры и ходы корневой системы; 10 — следы биолитов фауны беспозвоночных. Пунктирными линиями обозначен интервал почвенного профиля, где встречаются палеолитические изделия

Глубина, м

ваются в интервале 1,1—1,7 м и связаны со светло-коричневой почвой 0,0—1,8
Нижняя буроватая хорошо развитая почва. В интервале 1,8—3,5 м суглинок красновато-бурый, комковатый, пористый. Текстура местами призматическая. Верхняя часть буроватой почвы до глубины примерно 2,2 м слабо карбонатизирована за счет наложения иллювиального карбонатного горизонта верхней почвы. Наиболее интенсивная окраска почвы и значительная выщелоченность наблюдаются в интервале 2,2—3,1 м. В этом же интервале лучше выражена текстура. Комковатые отдельности и фитогенные поры имеют темную пигментацию. В интервале 3,1—3,5 м появляется слабая карбонизация. На глубине 3,5—4,0 м четко выражен иллювиальный карбонатный горизонт бурой почвы. В верхней его части находится крепкая карбонатная корка, мощностью 15—20 см, местами до 30 см. Слагающий ее карбонат пористый, иногда со слабыми признаками слоистости за счет неравномерного уплотнения. Верхняя поверхность корки неровная, бугристая, отдельные неровности до 10 см. Ниже карбонатной корки находится сильно карбонатизированный лёсс, содержащий карбонатные конкреции. Переход в ниже-лежащий горизонт лёсса постепенный 1,8—4

С.П. Ломовым было обращено внимание на приуроченность слоев биолитов к пограничным уровням между педокомплексом и горизонтами лёссов. В современных условиях биолиты, состоящие из отдельных капсул, образуются ксерофильной группой фитофагов хрущей и чернотелок (*Hemictenius* и *Prosoidea*). Личинки этих видов для окукливания в условиях иссушения почвенной массы образуют округлые гнезда с уплотненной стенкой, по форме напоминающие желуди дуба [Ломов и др., 1977]. Экология жизненных форм современных видов данной педофауны ограничивается условиями почв коричневого и сероземного типов. В связи с этим можно допустить, что в переходную стадию между почвообразованием и формированием лёссовых горизонтов количество годовых осадков не превышало 300—500 мм. Хорошо выраженная структура, интенсивная бурая окраска и значительная выщелоченность нижней хорошо развитой почвы — все эти признаки указывают на активность почвенных процессов, обусловленных высокой суммой годовых осадков. Сравнительно высокое содержание илстой фракции (до 23%) в этой почве, по-видимому, вызвано

благоприятным сочетанием тепла и влаги, которые обеспечили интенсивность процессов оглинивания и декарбонатизации. В вышележащей светло-коричневой почве содержание илистой фракции не выходит за пределы 10—15%, что близко к величинам ее содержания в лёссах. Таким образом, можно сделать заключение, что нижняя хорошо развитая буроцветная почва отражает оптимальные климатические условия. Именно в ней сосредоточены палеолитические находки.

Карбонаты, выщелоченные из буроцветной почвы, аккумуляровались в виде иллювиального карбонатного горизонта и сформировали крепкую карбонатную корку. Согласно модели формирования углекислых солей в твердой фазе допускается, что в открытых системах скорость накопления CaCO_3 составляет 13 мг/см³ в год [Зеличенко, Соколенко, 1979]. Подсчеты показывают (согласно С.П. Ломову), что при такой скорости садки солей карбонатный горизонт мощностью до 30 см может сформироваться за 4,5 тыс. лет. Поэтому можно допустить, что длительность климатического оптимума, зафиксированного в V педокомплексе, достигала примерно 5 тыс. лет. Учитывая переходные этапы, отражающие стадии почвообразования, приуроченные к нижней и верхней частям педокомплекса, можно полагать, что продолжительность формирования всего педокомплекса была больше и достигала, вероятно, 10 тыс. лет.

В восточной части обнажения Лахути лёссово-почвенные образования плейстоценового возраста по латерали замещаются аллювиальными отложениями (см. рис. 9). Наблюдается также облекающий характер залегания палеопочв, расположенных выше V педокомплекса.

В горизонте лёсса, расположенном над II педокомплексом в разрезе Лахути прослеживается I почвенный комплекс, представленный светло-серыми, морфологически слабо выраженными гумусовыми горизонтами. Выделение I почвенного комплекса возможно не во всех разрезах. Обычно он плохо выражен в водораздельных лёссах и лучше фиксируется в разрезах на склоновых участках или в лёссовых покровах на молодых террасах.

В разрезе Лахути Л.Н. Ершовой палинологически были изучены эоплейстоценовая и нижнеплейстоценовая части разреза. Субаэральные образования, включающие верхние семь педокомплексов, были охарактеризованы в обнажении, расположенном в 1 км восточнее кишлака Лахути, на левом берегу р. Оби-мазар. Согласно палинологическим данным, эоплейстоценовые и нижнеплейстоценовые отложения характеризуются сложным составом лесных элементов и преобладанием пыльцы древесных растений над пылью трав. Растительность имела дифференцированный характер. Вдоль рек располагались заросли березняков с лещиной и ольхой. В составе древесно-кустарниковой растительности по склонам участвовали клен, дуб, липа, платан, орех. Присутствие пыльцы сосны указывает на наличие хвойных группировок, располагавшихся на высоких участках рельефа. Палинологические спектры по верхней части субаэриального разреза, включающего верхние семь педокомплексов, показывают изменение в составе древесных форм. Появляются такие элементы растительности, как *Cedrus*, *Abies*, *Juniperus*, что свидетельствует об усилении бореальной флоры. Сокращается содержание пыльцы относительно теплолюбивых форм, таких как *Tilia*, *Platanus*, *Ulmus*, *Fraxinus*. Отмечается увеличение количества пыльцы травянистых сообществ, особенно ксерофитов [Путеводитель..., 1977]. Приведенные спорово-пыльцевые данные не характеризуют в отдельности горизонты почв и лёссов. Они лишь указывают на общую тенденцию в изменении палеоклимата от теплого, неравномерно влажного в эпоху эоплейстоцена к более прохладному и сухому в позднем плейстоцене.

Что касается палинологической характеристики отдельных горизонтов палеопочв и лёссов, то заслуживают внимания данные, полученные М.М. Пахомовым в результате обработки часто взятых образцов из V педокомплекса и расположенного выше горизонта лёсса [Пахомов, 1983]. Образцы были

отобраны В.А. Рановым при проведении раскопок на палеолитической стоянке Лахути. По составу пыльцы, извлеченной из V педокомплекса, установлено, что этот педокомплекс формировался в условиях широкого развития разнотравно-злаковых сообществ типа предгорных степей с достаточно заметным участием древесных фитоценозов. В палинологических спектрах среди древесных растений преобладает пыльца сосны и липы, присутствует пыльца широколиственных и мелколиственных представителей дендрофлоры: *Platanus*, *Juglans*, *Quercus*, *Carya*, *Betula* и др. В вышележащем горизонте лёсса (анализу подвергся слой лёсса мощностью около 2 м) отмечено общее сокращение пыльцы древесной растительности и увеличение травянистых сообществ. Обращает на себя внимание резкое сокращение в лёссе количества пыльцы сосны и липы. М.М. Пахомов указывает, что во время формирования лёсса активизировались марево-злаково-разнотравные сообщества, а среди древесных элементов преобладали ксерофильные: *Rosaceae*, *Rhus*, *Celtis*, *Tamarix*. Несколько увеличено в лёссе, по сравнению с палеопочвой, содержание пыльцы *Ulmus* и *Fraxinus*. Заметим, что в этой работе М.М. Пахомов не рассматривает вопросы возможного переотложения пыльцы в лёссах.

При интерпретации палинологических спектров из V педокомплекса и слоя лёсса М.М. Пахомов связывает время почвообразования с условиями умеренного климата, имеющего увлажненный весенне-летний период, а накопление лёссового материала с жарким аридным климатом. В этой трактовке, вероятно, не совсем удачны эпитеты "жаркий" применительно к характеристике климатических условий эпохи лёссообразования и "умеренный" — для времени почвообразования. По нашему мнению, при формировании лёссов скорее всего были более аридные условия с тенденцией к большей континентализации климата и некоторому снижению среднегодовых температур, на что указывает общее уменьшение в лёссе количества пыльцы древесных и увеличение травянистых растений, а также резкое сокращение содержания пыльцы липы и исчезновение пыльцы дуба, тогда как во время почвообразования, очевидно, существовал теплый климат с сезонным увлажнением.

Нельзя согласиться со стратиграфической корреляцией V педокомплекса, которую предлагает М.М. Пахомов, используя уже известные материалы по геохронологии лёссово-почвенных образований Южного Таджикистана. Если принимать палеомагнитный эпизод, фиксируемый в кровле V педокомплекса, за эпизод Блейк (110 тыс. лет), а термолюминесцентный возраст горизонта лёсса, располагающегося под V педокомплексом, считать не моложе 130—150 тыс. лет, то возрастной интервал, в котором заключен V педокомплекс, по нашему мнению, вероятнее всего, соответствует последнему климатическому оптимуму (~120—130 тыс. лет) (вопросы стратиграфической корреляции подробно рассмотрены в главе пятой). Вариант корреляции V педокомплекса с эпохой московского оледенения, которого придерживается М.М. Пахомов, приводит его, с нашей точки зрения, к весьма противоречивому заключению, согласно которому палеопочвы ассоциируются с пluvialными ледниковыми событиями, а горизонты лёссов — с аридными — межледниковыми.

Детальные палинологические исследования Л.Л. Байгузиной по верхней части субэразмального разреза Карамайдан, где были охарактеризованы только верхние I и II педокомплексы и горизонты молодых лёссов, также выявили различия спорово-пыльцевых спектров между ископаемыми почвами и лёссами [Путеводитель..., 1981]. Для лёссовых горизонтов характерно значительное преобладание пыльцы травянистых растений, среди которых преобладают ксерофиты. В спорово-пыльцевых спектрах ископаемых почв отмечается повышенное содержание таких лесных флористических элементов, как *Pinus*, *Picea*, *Betula*, *Ulmus*, *Fraxinus*, *Quercus*. Такая смена фаз растительности свидетельствует о чередовании соответственно аридных и увлажненных климатических условий.

Определение возраста почв в лёссовых разрезах Средней Азии представляет значительные трудности, и пока эта задача не всегда решается однозначно, поэтому предлагаемое нами расчленение плейстоценовых лёссово-почвенных образований сохраняет некоторую дискуссионность. В качестве региональных реперных горизонтов в Южном Таджикистане служат X, VII, VI, V и II почвенные комплексы. Стратиграфическое положение X педокомплекса контролируется палеомагнитной инверсией Матуяма—Брюнес, что позволяет считать возраст этого педокомплекса примерно в интервале между 0,73 и 0,8 млн. лет, а угловое несогласие в его основании, установленное в нескольких разрезах, является хорошим маркирующим признаком. Важным критерием при прослеживании реперных горизонтов служат особенности в строении педокомплексов. Так, VII почвенный комплекс представляет собой две или три наложенные одна на другую хорошо развитые бурые почвы; VI педокомплекс состоит из двух наложенных бурых почв; V педокомплекс — это сдвоенные почвы, нижняя из которых бурая, лучше выражена морфологически. Согласно термoluminesцентным датам, полученным в лаборатории В.Н. Шелкопьяса, возраст VII педокомплекса оценивается ~300 тыс. лет, VI—200 тыс. лет, V—130 тыс. лет. Палеомагнитный эпизод (сдвоенный), располагающийся непосредственно над V педокомплексом, рассматривается как возможный аналог эпизода Блейк (110 тыс. лет). Над II почвенным комплексом находится палеомагнитный эпизод, коррелируемый с эпизодом Лашамп (20 тыс. лет). Кроме того, следует добавить, что относительно хорошо изученные к настоящему времени палеолитические памятники, заключенные в VI (Каратау-1) и V (Лахути) педокомплексах, отвечают эпохе развития древней галечной культуры домустьерского времени [Лазаренко, Ранов, 1975; Додонов, Ранов, 1976а; Ранов, 1980].

Учитывая приведенные данные о возрасте ископаемых почв, заключенных внутри эпохи Брюнес, предполагается следующее стратиграфическое расчленение. X и IX почвенные комплексы, а также разделяющий их горизонт лёсса, включая пачку лёсса над IX педокомплексом, отнесены к нижнему плейстоцену принятой нами схемы (вахшский литостратиграфический комплекс — Q_{IV}^{1vh}). VIII, VII и VI педокомплексы с лёссами между ними и горизонтом лёссов над VI педокомплексом рассматриваются как средний плейстоцен (илиякский литостратиграфический комплекс — Q_{III}^{2il}). Верхняя часть субэразового разреза, включающая пять педокомплексов и разделяющие их горизонты лёссов, относится к верхнему плейстоцену (душанбинский литостратиграфический комплекс — Q_{II}^{3db}) (рис. 27, см. вкл.).

Нижне-среднеплейстоценовые почвы, преимущественно буроцветные, выщелоченные, имеют хорошо развитые иллювиальные карбонатные горизонты. Горизонты лёссов этого возраста уплотненные. Их гранулометрический состав характеризуется следующим содержанием фракций (в %): 0,05—0,01 мм — 45—62, 0,01—0,005 мм — 13—21, 0,005—0,001 мм — 5—16, < 0,001 мм — 14—20. Содержание $CaCO_3$ колеблется от 10 до 25%. Общая мощность нижне-среднеплейстоценовой субэразовой толщи около 60—70 м.

Верхнеплейстоценовые почвы, расположенные выше V педокомплекса, обычно состоят из двух наложенных или сближенных между собой почв, имеющих боровато- или серовато-коричневый цвет. Почвы, входящие в три верхних педокомплекса, обычно характеризуются слабой выщелоченностью, значительной растянутостью профилей по вертикали и нечеткой выраженностью иллювиальных карбонатных горизонтов. Облик этих почв указывает на сравнительно прохладные и сухие климатические условия, при которых процессы почвообразования отчасти подавлялись в результате накопления лёссового материала. Наличие светло-коричневых и сероцветных почв, обладающих растянутыми профилями (почв-седиментов) — отличительная черта верхнеплейстоценовой лёссово-почвенной генерации.

Лёссы верхнеплейстоценовой генерации преимущественно серовато-палевые, очень рыхлые, легко растираются, пористые. Карбонатные стяжения и конкреции в них мелкие — обычно не более 2—3 см. Их гранулометрический состав и степень карбонатности почти такие же, как у лёссов ниже-среднеплейстоценовой генерации. Мощность верхнеплейстоценовой лёссово-почвенной толщи 50—60 м.

Субаквальный комплекс плейстоценовых отложений слагает ряд аллювиальных и аллювиально-пролювиальных террас, выработанных в эоплейстоценовых и неогеновых породах. Наличие большого числа размывов в аллювиальной серии, а также плохая сохранность аллювия, особенно на ранне- и среднеплейстоценовых террасах, не позволяют реконструировать полностью плейстоценовый разрез по аллювиальным отложениям.

Исследователи уже обращали внимание на то, что речные долины Южного Таджикистана были углублены, затем заполнены древним аллювием, а потом вновь прорезаны. Это отмечалось в долинах рек Придарвазской зоны [Чедия, 1957а, 1971]. А.А. Никонов [1970] выделил региональный среднечетвертичный этап выработки древних долин и этап последующего их погребения перед последним этапом эрозии, создавшей современные долины, но не достигшей уровня среднечетвертичного вреза. Несмотря на наличие участков переуглублений, в морфологии долин удастся проследить переход от эоплейстоценового этапа врезания к ранне- и среднеплейстоценовому врезу. По нашим наблюдениям раннеплейстоценовые террасовые уровни (вахшский комплекс) имеют относительные превышения примерно от 160 до 220—250 м, среднеплейстоценовые террасы — илякский комплекс — 100—150 м. Как правило, эти уровни выражены в рельефе фрагментарно и обычно лишены чехла аллювиальных осадков. Останцы террас вахшского и илякского комплексов наблюдаются в долине Вахша — около Сангуды и западнее Нурека, в долине Яхсу — близ Шугноу, по долине Обихингоу (рис. 28). Иногда вахшский комплекс террас намечается в рельефе в виде уступов, прикрытых сплошным чехлом молодых лёссов, как это видно, например, по левому борту долины Яхсу на участке к северу от устья ее левого притока Обисурх; илякские уровни, перекрытые лёссом, различаются по бортам долин Кызылсу, Яхсу, вдоль правого берега Пянджа — к северу от пос. Пяндж.

На участках заполнения древним аллювием переуглубленных долин отложения вахшского и илякского комплексов представлены галечниками. В разрезе Лахути и в обнажениях левого берега р. Кызылсу напротив кишлака Танапчи ниже-среднеплейстоценовые отложения состоят из ритмично построенных пачек нормального и аридного аллювия. В обнажении Лахути на уровне палеомагнитной инверсии Матуяма—Брюнес фиксируется одна ритмопачка вахшского аллювия, коррелятная X педокомплексу. Вдоль левого берега Кызылсу напротив кишлака Танапчи в нижней части берегового обрыва видно несколько ритмопачек вахшского и илякского комплексов. Мощность отдельных ритмично построенных пачек здесь около 10 м. Нормальный аллювий состоит из хорошо промытых, преимущественно русловых галечников с песчано-гравийным заполнителем. Аридный аллювий, образующий верхнюю часть ритмов, представлен светло-коричневыми слоистыми алевритами с включением гравия, гальки и линзами гравийно-галечного материала. Обломочный материал в составе аридного аллювия совершенно не отсортирован, не промыт и напоминает пролювиальные образования. Ритмично построенные пачки аллювия вахшского и илякского комплексов прослеживаются вдоль левого крутого берега Кызылсу на протяжении нескольких километров между кишлаками Каблайсай и Джерайлик. Слои слабо наклонены с севера на юг ($2-3^\circ$) и погружаются под современный аллювий Кызылсу. Суммарная мощность субаквальных отложений вахшского и илякского комплексов изменяется здесь от 50 до 80 м. Обоснованием ранне-

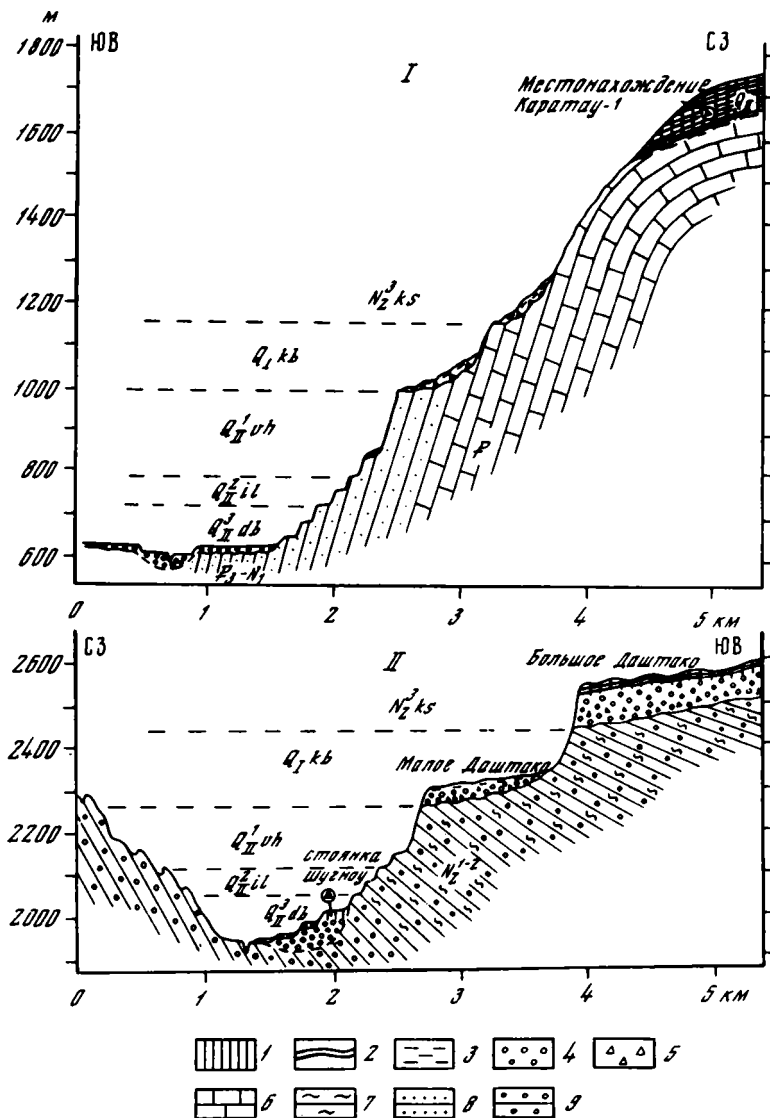


Рис. 28. Геолого-геоморфологические профили

I — правого борта долины р. Вахш близ кишлака Чалчал на юго-восточном склоне хребта Каратау (западная часть Нурекской межгорной котловины); II — левого борта долины р. Яхсу близ кишлака Шугнуо (построен с использованием данных А.А. Никонова и В.А. Ранова [1971]).

I — лёсс; 2 — погребенные почвы; 3 — алевроит; 4 — галечник; 5 — щебень; 6 — известняк; 7 — алевролит; 8 — песчаник; 9 — конгломерат. Ярусы рельефа: Q_{11}^{db} — позднеплейстоценовый (душанбинский), Q_{11}^{il} — среднеплейстоценовый (илякский), Q_{11}^{vh} — раннеплейстоценовый (вахшский), Q_{11}^{kb} — зоплейстоценовый (кайрубакский), N_2^{ks} — позднеплиоценовый (курукайский). Возраст пород: Q_{11} — плейстоцен, N_2^{ks} — нижний—средний плиоцен, P_1-N_1 — олигоцен—миоцен, P — палеоген

среднеплейстоценового возраста этой толщи служат прямая намагниченность слоев, что соответствует низам эпохи Брюнес, и положение данных отложений под субазральными образованиями, в которых выделяются III, IV и V педокомплексы. Почвенные комплексы в этом разрезе характеризуются светлой окраской, слабо развитыми почвенными профилями, плохо выраженными иллювиальными карбонатными горизонтами.

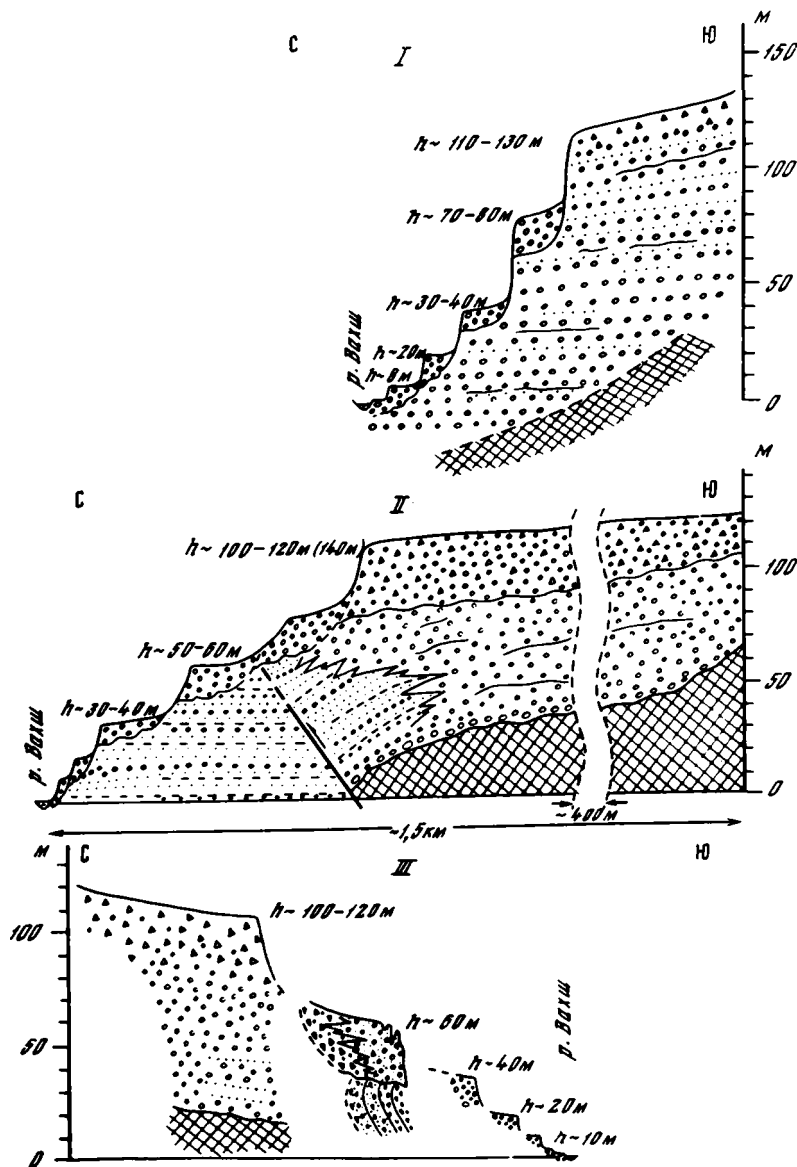


Рис. 29. Поперечные геолого-геоморфологические профили долины верховьев Вахша

I — в 3 км выше устья р. Обигарм; II, III — в 1 км ниже устья р. Обигарм. Условные обозначения см. на рис. 7

Переуглубленный участок долины Вахша на отрезке между устьем правого притока — р. Обигарм и слиянием Сурхоба и Обихингоу заполнен древним аллювием (рис. 29). Развита на этом участке 100—120-метровая терраса, сложена аллювием молодой генерации, залегающим на более древних (нижне-среднеплейстоценовых?) аллювиальных отложениях, представленных валунными галечниками русловой фации. Близ впадения р. Обигарм в составе толщи древнего аллювия характерно появление песчано-гравийно-алевритового материала, который можно рассматривать как фацию подпруживания (по А.А. Чистякову, 1978 г.). Видимая мощность констративно построенной древней аллювиальной толщи достигает 80—100 м. Цоколь, на котором она залегает, не вскрыт

современным руслом Вахша. 100—120-метровая терраса во многих местах перекрыта пролювиальными конусами выноса.

В нижнем течении Вахша в районе Ак-Джара и на останцовых возвышенностях Кара-Бура и Кызыл-Тумшук известны цокольные террасы ~80—90 и 60—70 м, которые многие исследователи относили к илякскому террасовому комплексу. Близ Ак-Джара на поверхности 80—90-метрового уровня описаны палеолитические находки, причисляемые В.А. Рановым к мустьерской культуре. На более низкой 60-метровой террасе на Кара-Буре находится богатая палеолитическая стоянка, носящая название этой возвышенности и принадлежащая к группе мустьерских памятников (развитое мустье). Орудия здесь были извлечены из 2-метрового слоя аллювиально-пролювиальных галечников, слагающих поверхность террасы, а также из осей по склонам возвышенности. Согласно прежней трактовке позднемустьерских памятников В.А. Ранов коррелировал время их образования с концом илякского (ташкентского) и началом душанбинского (голодностепского) этапов террасообразования, С.А. Несмеянов связывал позднемустьерские памятники с концом илякского (ташкентского) эрозионного цикла [Ранов, Несмеянов, 1973]. В.А. Ранов придерживался шкалы, в которой голодностепский комплекс был эквивалентен ресс-вюрму и вюрму, ташкентский миндель-рессу и рессу. Позже В.А. Ранов изменил свое представление о геологическом возрасте позднемустьерских памятников, считая их более молодыми, соответствующими ранним интерстадиалам вюрмского оледенения. Причиной такого пересмотра послужили новые материалы из стоянок в ископаемых почвах — Каратау-1 и Лахути [Додонов и др., 1978]. С.А. Несмеянов в своих стратиграфических построениях считает начало вюрма примерно с 55 тыс. лет, голодностепский комплекс по его схеме соответствует вюрму, ташкентский — рессу и ресс-вюрму, поэтому его представление о возрасте "позднеилякских" террас укладывается в рамки начала позднего плейстоцена нашей схемы.

Что же касается геологического возраста 60-метровой террасы на Кара-Буре, то палеолитические находки, давая верхний возрастной предел, показывают, что эта терраса, согласно археологической периодизации памятника, не моложе примерно 50—40 тыс. лет. Если же предположить, что древний человек использовал в низовьях Вахша для обитания преимущественно низкие террасы, т.е. если временной интервал между этапом образования рассматриваемой террасы и моментом ее заселения носителями мустьерской культуры составлял не более нескольких десятков тысяч лет, то вполне возможно, что 60-метровая терраса Кара-Буры соответствует примерно началу позднего плейстоцена нашей схемы и может рассматриваться в пределах душанбинского позднеплейстоценового террасового комплекса.

Все террасы душанбинского комплекса имеют относительные превышения обычно менее 100 м, всего намечается пять душанбинских террас на уровнях — 10—15, 20—30, 40—50, 60—70 и 80—90 м относительно уреза воды рек. Душанбинские террасы, наблюдающиеся на переуглубленном участке долины Вахша выше Рогунского створа, выработанные в древней аллювиальной свите, имеют относительные превышения над урезом воды примерно 15, 20, 40, 60 и 80 м. Они сложены русловыми валунными галечниками. Мощность аллювиальных пачек на террасах не превышает 5—10 м. Душанбинские террасы эрозионного типа прослеживаются вдоль Вахша ниже Рогунского створа — в районе Нурека и Сангтуды, а также по Обихингоу и Яхсу.

В долине Сурхоба выше Гарма душанбинские террасы не выражены в рельефе, что связано с особенностями тектонического развития этого участка долины, совпадающего с зоной Вахшского надвига. Исследователями указывалось на активность голоценовых и современных движений, а также отмечалось проявление интенсивных гравитационных процессов под действием тектонических сил в зоне надвига по долине Сурхоба [Ранцман, 1960; Скобелев,

Флоренский, 1974; Кучай и др., 1978]. Тектонические подвижки, оползни и обрушения бортов долины, особенно южного борта, приуроченного к аллохтонному крылу Вахшского надвига, приводили к уничтожению террас. Северный борт долины на отдельных участках испытывает опускание. Глубокое приразломное погружение, унаследованное Сурхобом, заполнено аллювием.

В южной части Таджикской депрессии, в зоне относительного прогибания, строение разреза душанбинских террас часто бывает двучленным или трехчленным. В нижней части разреза террас аллювиальные свиты представлены пачкой нормального аллювия преимущественно русловой фации, в верхней части — аридным аллювием, состоящим из плохо промытых супесчано-алевритовых отложений с включением несортированного обломочного материала. Разрез душанбинских террас обычно венчается пачкой покровных образований — лёссами или лёссовидными делювиально-пролювиальными отложениями. Например, в разрезе 65-метровой террасы на правом берегу Яхсу севернее Хонобада обнажаются (снизу вверх):

Мощность, м

1. Дислоцированные песчаники каранакской свиты и отложения кулябской серии. Они слагают цоколь террасы на протяжении нескольких километров 5—6
2. Валунные галечники, хорошо промытые, грубослоистые; заполнитель — песок разномерный 20—25
3. Алевриты слоистые, песчаные, с прослоями пылеватого, разномерного песка 5
4. Лёссы светло-палевые, однородные, тонкопористые, хрупкие. Местами отмечаются водно-седиментационные текстуры, указывающие на участие делювия в образовании покрова. В основании лёссовой пачки хорошо выражен II педокомплекс, состоящий из двух сближенных светло-коричневых почв. На глубине 8—9 м от кровли лёссов зафиксирована коричнево-серая морфологически слабо выраженная погребенная почва (I педокомплекс) 30

При интерпретации разреза террасы подобного типа должны учитываться строение и мощность покровных образований. Высота террасы по кровле аридного аллювия (пачка 3) составляет около 35 м, возраст аллювия террасы — не моложе времени формирования II педокомплекса (~20—25 тыс. лет). Принимая во внимание эти данные, можно полагать, что нормальный аллювий (пачка 2) данной террасы соответствует по возрасту III педокомплексу, а аридный аллювий (пачка 3) — горизонту лёсса, заключенному между III и II педокомплексами сводного лёссово-почвенного разреза.

На юге Таджикской депрессии вдоль Пянджа и Вахша встречаются разрез террас с очень мощными пачками аридного аллювия (возможно, состоящие из нескольких генераций), в котором участвует, вероятно, и пролювий, поступавший с бортов палеодолин. Одним из таких примеров может быть разрез 60—70-метровой террасы близ кишлака Уялы. Аридный аллювий этой террасы представлен параллельно-слоистыми пестроокрашенными алевритами с прослоями пылеватого песка и плохо отсортированного гравийно-галечного материала. Эта толща вскрывается севернее пос. Уялы по глубоким саям и вдоль шоссе-дороги, прорезающей на подъеме эту террасу. Видимая мощность аридного аллювия данной террасы 30—40 м. Мощность лёссового покрова террасы около 20 м.

В другом разрезе — в обрыве 30-метровой террасы близ кишлака Кызыл-Кала на правом берегу Вахша вскрывается грубообломочная галечно-алевритовая толща. Мощность галечных прослоев до 1,5—2 м, алевритовых — 2—3 м; чаще всего эти прослои линзовидные. Обломочный материал угловатый, реже окатанный, преобладают известняки и песчаники, заполнитель — грубозернистый песок и гравий. Материал не промыт, очень пылеватый. Алевриты серовато-палевые или красновато-коричневые, параллельно- или волнисто-слоистые. Видимая мощность галечно-алевритовой толщи 25—27 м. В целом, имея пролювиальный облик, эта толща, по-видимому, является аридным аллювием, в котором значительное участие принимают пролювиальные образования. Покров террасы

представлен 4-метровым слоем лёсса. В разрезе 30-метровой террасы близ Кызыл-Калы в 4—5 м над урезом Вахша обнаружена треугольная пластина мустьерского облика (определение В.А. Ранова), которая находилась в линзе галечников, скорее всего, в переотложенном состоянии. Ранее на размытых участках лёссового покрова 20—25-метровой террасы в 0,5 км выше по течению Вахша от Кызыл-Калы описаны находки кремневых изделий неолит-мезолитического возраста, а в толще валунно-галечного материала под лёссовым покровом — отдельная ориньякская находка [Окладников, 1958]. Здесь же известны два изделия, отнесенные к нижнему палеолиту, которые были обнаружены на поверхности галечников в выемке у основания террасы.

Очень мощная толща аридного аллювия пролювиального облика вскрывается в разрезе 120-метровой террасы р. Пяндж в 10 км севернее пос. Пяндж. В обнажении этой террасы снизу вверх описаны:

Мощность, м

1. Песок серый, разнородный, слюдястый, с включениями темноцветных минералов, хорошо промытый; слоистость параллельная, тонкая, местами косая. Отмечаются линзочки гравийно-галечного материала 7—8
2. Алевриты песчаные, красновато-серовато-коричневые, параллельно-слоистые 6—7
3. Алевриты с линзами и прослоями песчаного и гравийно-галечного материала. Мощность прослоев грубообломочного материала до 1—1,5 м, песчаных прослоев 0,5—2 м. Отложения неотсортированы, пылеватые 60—70
4. Лёссовый покров 20—30

При интерпретации этого разреза пачки 1 и 2 рассматриваются как нормальный аллювий русловой и пойменной фаций, пачка 3 — как аридный аллювий, включающий, вероятно, в большом количестве и пролювиальный материал. Возраст данной террасы, по-видимому, раннедушанбинский.

Вопросы определения возраста аллювиальных террас на юге Таджикистана и их соотношения с разными литостратиграфическими комплексами привлекали внимание многих исследователей [Костенко, 1958а, 1961; Лоскутов, 1962; Чедия, Лоскутов, 1965; Несмеянов, 1971, 1984; Никонов, Ранов, 1971, 1973; Чедия, 1971; Никонов, 1972б; Ранов, Несмеянов, 1973; и др.]. К сожалению, в некоторых ранних работах [Лоскутов, 1962; Чедия, Лоскутов, 1965; Чедия, 1971] при рассмотрении террас и определении их возраста часто указывались абсолютные высоты террас или их порядковые номера — II, III, IV, V и т.д., что затрудняет сопоставление наших данных с теми материалами, которыми располагали названные авторы.

При изучении низких позднелайстоценовых — душанбинских террас большинство исследователей сходились во мнении, что эти террасы располагаются ниже 80—100 м над урезом рек. В трактовке возраста более высокие террас существуют расхождение взглядов. Следует заметить, что некоторые исследователи омолаживают высокие геоморфологические уровни. Это обстоятельство в значительной мере объясняется тем, что, по прежним представлениям, кулябские отложения рассматривались как нижнечетвертичные и поэтому высокие террасы, сопоставляющиеся по возрасту с кулябским комплексом (серией), соответственно относились к раннелайстоценовым. Поскольку сейчас уточнены возрастные рубежи кулябских отложений и мы располагаем детальной стратиграфической шкалой по лёссово-почвенным образованиям эоплейстоцена и плейстоцена [Пеньков и др., 1976; Додонов, Пеньков, 1977], есть возможность внести уточнения в наше понимание возраста аллювиальных террас.

Суммируя основные сведения о строении плейстоценовых аллювиальных террас и лёссово-почвенных образований, предпринята попытка дать общую схему корреляции погребенных педокомплексов и аллювиальных террас (табл. 1). Комплекс плейстоценовых террас, рассматриваемых в интервале последних

Таблица 1
Схема сопоставления межледникового аллювия террас и почвенных комплексов
в предгорьях Южного Таджикистана

Стратиграфическая шкала, тыс. лет	Литостратиграфические подразделения	Относительные превышения аллювиальных террас, м*	Педокомплексы и их осредненный возраст, тыс. лет (ТЛ даты, палеомагнитная хронология)	Археологические культуры и их возраст, тыс. лет (по В.А. Ранову)
Голоцен	Амударьинский комплекс	Пойма (низкая, высокая)	Современная почва 10	Неолит Мезолит
Плейстоцен	Верхний	Душанбинский комплекс	10—15	Верхний палеолит 10—35 Средний палеолит 35—75 Индустрия Лахути ~75—150 Индустрия Каратау ~200
			20—30	
			35—50	
			60—70	
			80—90	
	Средний	Илякский комплекс	100—110	Нижний палеолит
			120—130	
			140—150	
	Нижний	Вахшский комплекс	IXa } IX ~500—650	
			IXb } X ~735—750	

*Превышения террас даны без учета мощности лёссового покрова; в предгорьях, где аллювий на высоких террасах эродирован, приняты во внимание высоты цоколей террас.

0,8 млн. лет, мы ограничиваем относительными превышениями до 220—250 м над урезом рек. Внутри этого интервала превышений выделяется до 10 регионально прослеживающихся террас. Конечно, не каждый участок какой-либо изучаемой долины содержит все террасы. Кроме того, как указывалось выше, существуют участки переуглубленных долин, а также зоны интенсивного погружения или поднятия, в которых террасы претерпевали деформацию, поэтому для определения их возраста требуется рассматривать весь комплекс данных.

Палеолитические находки на террасах служат важным источником информации для установления возраста террас. На основе всех материалов по палеолиту Южного Таджикистана можно сделать заключение, что верхнепалеолитические и среднепалеолитические (мустьерские) памятники, связанные с долинами рек, находятся, как правило, на террасах душанбинского комплекса. Как отмечалось выше, ряд вновь открытых за последние годы нижнепалеолитических памятников приурочен к погребенным почвам лёссовых разрезов. Это стоянки Лахути (V педокомплекс), Каратау-I (VI педокомплекс), Кульдара (XI педокомплекс). Известны также отдельные точки с небольшим количеством палеолитических находок из V, VI, VII, IX педокомплексов. Отсутствие домустьерских памятников на высоких террасах илякского и вахшского комплексов, по-видимому, объясняется плохой сохранностью аллювия на высоких террасах или еще недостаточной изученностью этих террас.

Среди неолитических и мезолитических памятников, связанных с террасами, заслуживает внимания стоянка Туткаул, описанная на ныне затопленной 30—31-метровой террасе Вахша [Пахомов и др., 1974; Нёсмеев, Ранов, 1975]. Два верхних культурных горизонта этой стоянки, находящиеся в покровных пролювиальных отложениях, относятся к эпохе докерамического неолита и

датируются около 6—5 тыс. лет до н.э. Горизонт 2а, находящийся также в пролювиальных отложениях в переотложенном состоянии, датируется 7 тыс. лет до н.э. Наконец, 3-й культурный горизонт мощностью 5 см "приурочен к прослою красноватой глины среди серого песка... Песок, включающий культурный слой, переслаивается и фациально замещается известковым щебнем" [Несмеянов, Ранов, 1975, с. 173]. Авторы считают, что 3-й культурный горизонт связан с пойменным аллювием. Возраст археологических находок 3-го культурного горизонта, находящегося на высоте 28 м относительно уреза реки, определяется около 10—11 тыс. лет до н.э. Трудно согласиться с одним из общих выводов авторов, описывавших стоянку Туткаул, что 30-метровая терраса Вахша имеет голоценовый возраст. Этот вывод сделан на основании датирования кровли "пойменного аллювия". Однако не исключено, что последний принадлежит к пролювиальным фациям, что, собственно, и намечается из описания характера соотношений этих осадков с грубообломочным пролювиальным материалом. При таком допущении к голоценовому возрасту может относиться пролювиальный покров, а сама 30-метровая терраса и слагающие ее аллювиальные галечники могут оказаться древнее.

Мезолит-неолитические местонахождения, интересные с точки зрения датирования небольших форм рельефа и молодых палеопочв, известны на юге Бешкентской долины¹. Первые мезолит-неолитические находки в южной части Бешкентской долины близ источника Чильчюрчашма были описаны А.П. Окладниковым [1958]. Названная долина имеет эрозионно-тектоническое происхождение и хорошо выражена в рельефе между хребтами Туюнтау и Арыктау. Она выполнена толщей пролювиальных супесчано-суглинистых отложений, содержащих большое количество обломочного материала местных пород. В составе пролювия имеются линзовидные прослои глин. Согласно данным бурения, мощность толщи, заполняющей долину, превышает 70 м. Как показывают геологические наблюдения, древние аллювиальные отложения палео-Кафирнигана не прослеживаются через Бешкентскую долину. В геоморфологическом отношении Бешкентская долина плоская, местами заболоченная. С поверхности она сложена лёссовидными палевыми суглинками и лёссами. Вдоль бортов долины в устьях сухих саев, расчленяющих склоны хребтов Туюнтау и Арыктау, располагаются пролювиальные конусы выноса, которые, продолжаясь в долину, быстро распыляются и сливаются с плоским дном долины. Ширина долины достигает 10 км.

Находки каменных изделий встречаются на невысоких останцах вдоль западного борта долины, в ее южной части. Относительное превышение останцов изменяется от 1,5—2 м около подножья склонов хребта Туюнтау до 5—6 м ближе к приосевой части долины. Размеры останцов в поперечнике колеблются от 5—10 до 30—50 м. Останцовые формы рельефа имеют эрозионное происхождение и рассматриваются нами как фрагменты поверхности пролювиальных конусов выноса. Микролитические изделия приурочены к почве, развитой на поверхности останцов. В канаве длиной 13,5 м и глубиной до 2,2 м, заложенной на останце N 7 (по нумерации А.Г. Амосовой) описан следующий разрез (сверху вниз):

Глубина, м

1. Лёссовидный пылеватый мелкозем белесого цвета, рыхлый, слегка карбонатизированный, слабо засоленный, с мелкими карбонатными конкрециями. Комковатая текстура плохо выражена. Отмечаются мелкие растительные остатки. Встречаются микролиты, которые не образуют горизонта, а попадают во взвешенном состоянии..... 0,0—0,4
2. Лёссовидный пылеватый мелкозем, сильно карбонатизированный, мелкие карбонатные конкреции размером 1—2 см. По всему слою отмечаются ходы землероев. Находки микролитов единичны, отмечены мелкие вкрапления угольков..... 0,4—0,8
3. Карбонатизированный лёссовидный алевроит. Слой сцементирован за счет карбонатации. Характерны серовато-зеленые пятна, указывающие на оглеение слоя. Степень карбонатации постепенно уменьшается сверху вниз..... 0,8—1,4

¹Археологические памятники изучаются А.Г. Амосовой.

4. Алевроит лёссовидный, коричневатопалевый, однородный, пористый, хрупкий. Видны расплывчатые зеленовато-серые пятна оглеения. Отмечаются тонкие блестящие пластинки гипса 1,4—1,7
5. Материнская порода — алевроит коричневатопалевый, лёссовидный, пылеватый, пористый, рыхлый. Встречаются тонкие игольчатые пластинки гипса 1,7—2,2

Вдоль канавы видно, что горизонт почвы залегает горизонтально и срезается склоном. Иллювиально-карбонатный горизонт почвы (слой 3) образует крепкие кальклеты. В шурфах, заложенных на поверхности других останцов, видно, что описанная почва нередко сильно эродирована, характерно проявление в нижней части ее профиля признаков оглеения, мощность карбонатного горизонта местами достигает 1 м и он часто образует выступы на склонах останцов. Почва, развитая на останцах, предварительно может рассматриваться как сероземная, карбонатизированная с признаками оглеения, вероятно, она близка к сероземным глееватым почвам (по А.Н. Розанову [1951, с. 298—301]).

Ниже останцов на плоской поверхности шурфами вскрыта более молодая слабо развитая почва серовато-палевого цвета, характеризующаяся слабокомковатой текстурой и наличием мелких (до 1 см) карбонатных конкреций. В этой почве не было обнаружено палеолитических находок.

Сравнивая сероземную почву, развитую на останцах, с более молодой зачаточной почвой низкой поверхности, можно сделать заключение, что природные процессы, влиявшие на их формирование, были различны. Нетрудно видеть, что при образовании более древней сероземной почвы имело место относительно большее сезонное увлажнение, на что указывают дифференциация карбонатов по профилю и признаки оглеения в нижней части почвы. Гидроморфизм этой почвы был связан, вероятно, с подпором грунтовых вод, проявившимся при более высоком положении в то время русла р. Карыз, дренирующей южную часть Бешкентской долины.

Археологические местонахождения, приуроченные к сероземной почве Бешкентской долины, параллелизуются с неолитическими памятниками, известными близ Хорезма [Виноградов, 1968] и в юго-западных Кызылкумах [Виноградов, Мамедов, 1975]. По заключению А.Г. Амосовой, археологический возраст бешкентских находок определяется финалом мезолита и началом неолита (~7—5 тыс. лет до н.э.) [Амосова, Додонов, 1984]. Учитывая археологические данные, можно полагать, что время формирования сероземной почвы в Бешкентской долине совпадало со временем так называемого льяляканского пльвиала (средний голоцен) [Виноградов, Мамедов, 1975], установленного для юго-западных Кызылкумов. На склонах останцов и на поверхности между ними встречаются небольшие курганы, часть которых относится к эпохе бронзы. Это определяет верхний возрастной предел времени формирования останцов и развитой на них сероземной почвы, т.е. уже примерно к 2,5 тыс. лет назад единая поверхность с сероземной почвой в покрове претерпела расчленение, а почва подверглась эрозии и дефляции.

ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ
ЮЖНОГО ТАДЖИКИСТАНА В АНТРОПОГЕНЕ

В раннем—среднем плиоцене Таджикская депрессия представляла собой тектонически дифференцированный седиментационный бассейн. Основными зонами аккумуляции служили вытянутые мегасинклинальные прогибы, разделенные поднятиями. Общее направление флювиального стока подчинялось простираниям геотектонических структур региона. По мнению Я.Р. Меламеда, к началу среднего плиоцена большая часть депрессии была выведена из зоны аккумуляции и подверглась размыву [Меламед, 1965, 1969]. Увеличение темпов воздымания и расширение области поднятий Таджикской депрессии в плиоцене отмечались также В.Д. Босовым [1972]. Горные сооружения, обрамлявшие Таджикскую депрессию, поставляли большое количество грубообломочного материала, который аккумуляровался главным образом по периферии депрессии. Здесь формировались конгломераты, брекчии, грубощебнистые толщи, паттумы. Тонкие осадки выносились в южную часть депрессии. Внутридепрессионные поднятия также подвергались размыву и служили источником обломочного материала. Среди таких поднятий О.К. Чедия [1972] намечал хребты-поднятия, входившие в Кафирниганскую и Обигармскую мегантиклинальные зоны. Яхсуйская мегасинклиналь, образовавшаяся на востоке депрессии, имела дифференцированное строение. Опускание происходило в Вахшской мегасинклинали и в Душанбинском прогибе.

В ранне-среднеплиоценовое время растительность в пределах депрессии была близка к формациям саванн с преобладанием злаковых. Значительное распространение имел род *Ephedra*. В горах, обрамлявших депрессию, были распространены хвойные леса с достаточно богатым составом древесных пород. Наряду с хвойными произрастали широколиственные и мелколиственные листопадные [Пенькова, 1973]. Климат был аридным в депрессии, с проявлением черт умеренного в горах, увлажнение было сезонным.

На рубеже среднего и позднего плиоцена, около 3,5 млн. лет назад, имела место интенсивная фаза диастрофизма (рис. 30, 31, см. вкл.), соответствующая тальбарской фазе складчатости, выделявшейся еще А.Р. Бурачком [1934б] по несогласию на границе полизаскской свиты с более молодыми отложениями. За сравнительно короткий геологический этап, не превышавший, вероятно, нескольких сотен тысяч лет, произошли активные дифференцированные тектонические движения, вызвавшие перестройку палеорельефа. Можно полагать, что по завершении этой фазы диастрофизма создалась модель современной орографии. Крупные мегантиклинали и мегасинклинали развивались унаследованно. Произошло усложнение их строения и еще большее обособление локальных прогибов и поднятий. Рост и увеличение крутизны антиклинальных складок сопровождалось разрывными нарушениями типа надвигов и взбросов, часто имевших чешуйчатый характер. Разрывные нарушения нередко предопределяли положение речных долин, что нашло, например, яркое выражение на отдельных отрезках верхнего течения Кызылсу, по долинам Вахша, Сурхоба, Кафирнигана. Эти долины унаследовали ряд разломов древнего заложения. Развитие в неогеновых породах сильно сжатых складок, своды и крылья которых, как правило, осложнены надвигами и взбросами, а также чешуйчатых нарушений — все это указывает на то, что наряду с общим тектоническим поднятием в тальбарскую фазу диастрофизма проявилось резкое усиление тангенциальных напряжений, которые, по всей вероятности, были ведущими в процессе складкообразования неогеновой молассы. Тектонические движения усложнили рельеф и увеличили его вертикальную расчлененность, особенно в северо-восточной части депрессии. Высота рельефа здесь достигала 1000—2000 м (рис. 32). При реконструкции палеорельефа, изображенного на палеогеографической схематической карте позднелигоцен-эоплейсто-

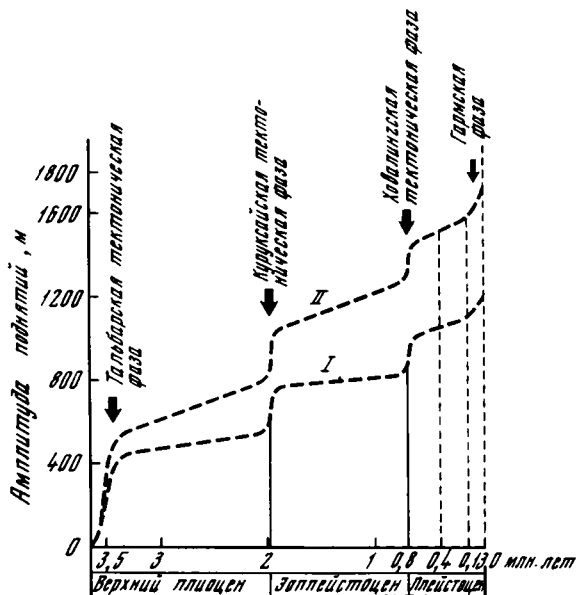


Рис. 30. График средних амплитуд тектонических поднятий Таджикской депрессии за позднелицен-четвертичное время

I — амплитуда поднятия относительно современных продольных профилей рек; II — то же с учетом поправки на региональное поднятие в области предгорий

ценового времени, было учтено, что амплитуда поднятий за позднелицен-четвертичный этап на северо-востоке депрессии в среднем составила около 1500 м. На это указывает величина глубины вреза рек Вахш, Обихингоу, Яхсу относительно современного положения позднелиценцевых террас и сопряженного с ними позднелиценцевого яруса рельефа.

Наметилось несколько зон аккумуляции: субширотная — Предгиссарская и субмеридиональные — Кафирниганская, Яван-Кургантюбинская, Дангаринская, Кызылсуйская, Обимазарская, Яхсу-Муминабадская. На юге субмеридиональные зоны сливались, образуя субширотную Пянджскую зону аккумуляции. Эти зоны дренировались речными артериями палео-Кафирнигана, палео-Вахша, палео-Кызылсу, палео-Обимазара, палео-Яхсу, палео-Пянджа (см. рис. 32). Палеореки в предгорной зоне обладали широкими долинами, имевшими в целом субсеквентный характер развития. Отдельные antecedentные участки долин существовали, например, в среднем течении палео-Вахша и по палео-Обихингоу. Грубообломочный аллювиальный материал выносился палеореками до широты Куляба; южнее располагалась зона аккумуляции преимущественно песчано-алевритовых осадков.

В позднелицен-зоплейстоценовое время формировались также пролювиальные серии. Они накапливались вдоль бортов долин в низовьях палео-Вахша, палео-Кызылсу, палео-Кафирнигана. Широкое развитие древний пролювий получил в полузамкнутых впадинах и небольших долинах, слабо дренировавшихся палеореками. Так, в Яванской впадине, вдоль долины р. Таирсу, в Дангаринском опускании, вдоль Илякского разлома (район Обигарма) накапливался исключительно автохтонный обломочный материал, фациальный облик которого близок к пролювиальным образованиям. В этой связи у нас пока нет основания, чтобы присоединиться к взглядам [Костенко, 1961; Чедия, 1972; Никонов, 19726], согласно которым предлагались реконструкции транзитного стока крупных палеорек позднелицен-раннечетвертичного времени через Яванскую впадину, Дангаринское опускание и долину Таирсу, вдоль Илякского разлома.

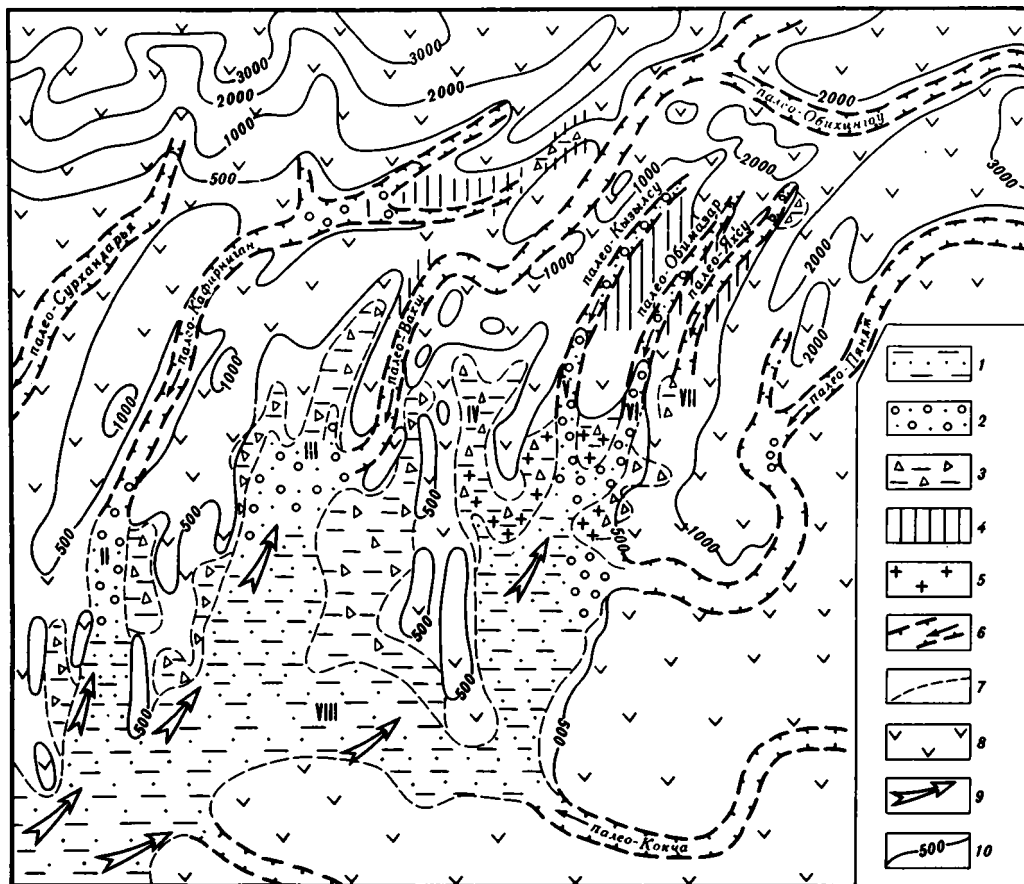


Рис. 32. Литолого-палеогеографическая схематическая карта Южного Таджикистана. Поздний плиоцен-зоплейстоцен

Зоны аккумуляции: I — Предгиссарская, II — Кафирниганская, III — Яван-Кургантиюбинская, IV — Дангаринская, V — Кызылсузская, VI — Обишкундская, VII — Яхсу-Муминабадская, VIII — Пянджская.

1 — пески с прослоями алевритов — аллювий зоны равнинно-долинной аккумуляции; 2 — галечники с песками — аллювий горных долин; 3 — грубообломочный материал, алевриты — пролювий; 4 — лёссово-почвенные образования; 5 — внедрения соленосных отложений; 6 — палеодолины, стрелкой указано направление речного стока; 7 — фациальные границы; 8 — доверхнеплиоценовый комплекс пород; 9 — доминирующее направление ветров, переносивших пылеватый материал; 10 — палеонизогипсы (м)

В позднеплиоценовое время в Таджикской депрессии существовала растительность, напоминавшая саванную или полусаванную. Леса были разрежены, вдоль речных долин росли тугаи. Были развиты красноцветные выщелоченные почвы, имевшие в основании профиля мощные калькредовые горизонты. В предгорьях произрастали умеренно-термофильные широколиственные древесные породы, а в горах — хвойные леса. На Дарвазе М. М. Пахомов [1982] отмечает существование флористически богатых лесов, включавших большой набор термофильных видов.

Животный мир позднего плиоцена иллюстрирует обстановку открытых пространств, близкую к саваннам. На низменных пространствах Южного Таджикистана обитали лошадь стенона, южный слон, жирафы, носороги, газели, антилопы, верблюды. В лесных биотопах на склонах гор были распространены медведи, олени, обезьяны. Широко были представлены хищники — гиены, гепарды, махайродусы, рыси, мелкие каниды. Реконструкции палеотектонических условий и палеофациальной

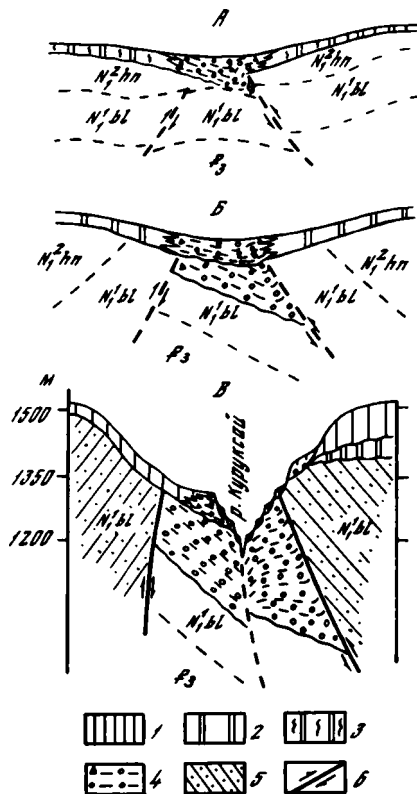


Рис. 33. Схематические поперечные палеогеологические профили через долину р. Куруксай, характеризующие развитие тектонической структуры, палеорельеф и накопление верхнеплиоцен-четвертичных отложений

А — поздний плиоцен; Б — эоплейстоцен; В — плейстоцен.
1 — лёссы плейстоценовой генерации; 2 — "каменные" лёссы эоплейстоценовой генерации; 3 — субэвальные образования верхнеплиоценовой генерации; 4 — субавальные верхнеплиоцен-четвертичные отложения; 5 — песчаники бальджуанской свиты (нижний миоцен); 6 — разрывные нарушения типа надвигов и взбросов. P_3 — верхний палеоген, N_1^{bl} — бальджуанская свита, N_1^{hn} — хингоуская свита

ных обстановок для некоторых речных долин, где существуют богатые захоронения позднеплиоценовой фауны млекопитающих (например, долина Куруксай), показывают, что в позднем плиоцене ширина долин и окружающий рельеф не препятствовали проникновению крупных обитателей животного мира саванны в северо-восточную часть депрессии (рис. 33). В составе позднеплиоценовых ориктоценозов Куруксай и Карамайда присутствуют обитатели открытых и лесных пространств. В Куруксае, по данным М.В. Сотниковой, в количественном отношении господствующее положение занимают степная и лесостепная группы, подчиненную роль играют обитатели лесных биотопов [Додонов, Сотникова, 1977]. В настоящее время фаунистические остатки встречаются здесь в узких ущелистых долинах, возникших в результате послепозднеплиоценового поднятия территории и врезания палеорек.

Остатки фауны позвоночных захоронялись главным образом в аллювиально-пролювиальных, делювиально-пролювиальных, золово-делювиальных и озерных (старичных) отложениях. В этих условиях в ископаемом состоянии сохранялись челюсти, фрагменты черепов, фрагменты конечностей, множество трубчатых костей, отдельные зубы и другие остатки скелетов животных. Надо заметить, что не всегда мнения разных исследователей совпадали в трактовке условий образования ряда местонахождений остатков фауны млекопитающих. Так, разошлись точки зрения относительно условий захоронения костных остатков животных в Куруксае — одном из наиболее богатых местонахождений Южного Таджикистана. Например, А.А. Никонов [1971в, с. 90] предполагал, что "животные погибли, увязнув в каких-то глинистых топях, возможно, при катастрофических паводках, на дне глубокой впадины и быстро захоронялись под новыми слоями". При этом ставился вопрос о массовой гибели животных в отдельные отрезки времени в конце плиоцена и начале четвертичного периода. Этой точке зрения, по нашему мнению, противоречат прежде всего такие обстоятельства, как отсутствие в куруксайских местонахождениях (Наврехо, точка Лагерная) целых скелетов животных. Сам характер захоронений, выраженный в виде костеносных линз, в которых кости лежат в целом по напластованию осадков, свидетельствует скорее всего о переносе и отложении костного материала в условиях водного потока. Кроме того, в Наврехо и в точке Лагерной встречаются также рассеянные мелкие остроугольные, слабо окатанные или неокатанные обломки костей и отдельные зубы, заключенные в отложениях делювиального типа, слабо затронутых почвенными процессами.

Согласно точке зрения С.А. Несмеянова, основное внимание обращалось на селевой генезис обнажающихся в Куруксае костеносных слоев [Дмитриева, Несме-

янов, 1982]. С.А. Несмеянов проводит параллель между современными условиями, существующими в долине Куруксай, и той обстановкой, которая была в позднем плиocene во время образования костеносных горизонтов, полагая, что и в прошлом Куруксай представлял собой довольно узкую долину, для которой были характерны примерно такие же селевые потоки, следы которых встречаются в верховьях современной долины. Однако такая параллель не может быть принята в качестве безусловной, поскольку, если мы сравним литологически и фациально галечно-песчано-алевритовые отложения куруксайской или кайрубакской свит с современными отложениями, то скорее найдем аналогии палео-Куруксай с современными довольно крупными и широкими речными долинами, не имеющими селевого стока. Представляется, что палеодолина Куруксай в позднеплиоцен-эоплейстоценовое время была значительно шире и ее продольный профиль был более пологим, чем у современной долины. Это заставляет нас усомниться в признании селевого генезиса верхнеплиоцен-эоплейстоценовых костеносных горизонтов в Куруксае. Наконец, наблюдающаяся концентрация остеологических остатков в костеносных горизонтах Куруксай не согласуется со структурой селевых образований, в которых обычно отсутствует какая-либо сортировка обломочного материала. Все это, очевидно, не увязывается с высказанными представлениями о селевом происхождении как самих отложений, так и вмещаемых ими костеносных горизонтов.

В работе Ш. Шарапова [1978] условия захоронения куруксайской фауны рассматривались как результат гибели животных в долине реки и на прилегающих склонах во время сезонных катастроф, вызванных длительными засухами, сменявшимися внезапными грозowymi ливнями. Отмечается автохтонный характер захоронений фауны млекопитающих и в связи с этим указывается на сравнительно высокий процент (около 15%) костных остатков молодых животных.

При попытках реконструировать палеогеографическую обстановку времени формирования костеносных горизонтов в Куруксае предложенная нами интерпретация сводилась к признанию аллювиально-пролювиального генезиса отложений, вмещающих костный материал [Додонов, Сотникова, 1977]. В отдельных интервалах аллювиально-пролювиальных толщ существуют озерные линзы и субаэральные (делювиально-почвенные, лёссово-почвенные) пачки. Отложения, содержащие костный материал, характеризуются относительно однородным песчано-суглинистым составом, песчаный материал образует линзовидные прослои. Сами костеносные горизонты имеют форму вытянутых линз сравнительно выдержанной мощности (1—1,5 м), их залегание подчинено общей структуре послонного напластования осадков. В костеносных линзах заключены наиболее крупные костные остатки — черепа и кости конечностей, нередко в их естественном сочленении. Целых скелетов в подобных скоплениях не найдено.

Судя по литологическим данным и тафономическим наблюдениям, можно полагать, что перенос костного материала был недалеким, вероятно, лишь в пределах окружающих долину склонов и сравнительно небольших расстояний по самой долине. Благоприятные условия для погребения костных остатков возникали, очевидно, в периоды сезонного увлажнения, когда в долинах появлялось много воды и потоки были перегружены наносами. Трупы животных и их фрагменты, оказавшиеся на дне палеодолины, увлекались паводковыми или временными потоками и накапливались в относительных понижениях дна долины, где быстро заносились тонкими осадками. Формирование костеносных прослоев происходило, по-видимому, в результате неоднократного приноса и отложения остатков животных при наличии благоприятных гидродинамических и седиментационных условий. Костные остатки в таких захоронениях белые, хрупкие, внутренние полости костей и зубов часто карбонатизированы. Для них характерны однородная фоссилизация и отсутствие погрызов. Все это указывает на быстрый перенос и захоронение остатков трупов животных, частично разрушенных при

переносе. Очевидно, также, что мацерация остатков скелетов происходила уже после погребения материала.

По мере заполнения осадками относительных понижений и бокового смещения потоков накопление субаквальных отложений постепенно сменялось формированием субаэральных образований (делювиальных, золово-делювиальных, лёссово-почвенных). На некоторых стратиграфических уровнях Куруксайского разреза небольшие скопления костного материала сосредоточены в делювиально-почвенных толщах. Такие тафономические зоны мы обнаруживаем, например, непосредственно над костеносными линзами в Наврухо. К такому типу захоронений относится Обигармское и Тутакское местонахождения, где костные остатки приурочены к золово-делювиальным лёссовидным образованиям, сильно переработанным почвенными процессами. Костные остатки здесь немногочисленны, часто заключены в карбонатные стяжения, легко рассыпаются на мелкие оскольчатые обломки. Находки фауны в лёссово-почвенных толщах встречаются реже, чем в аллювиально-пролювиальных отложениях. Это можно объяснить неблагоприятностью условий захоронения остатков животных на поверхности палеосклонов (или палеоводоразделов), сложенных лёссами. Заметим, что некоторые исследователи Обигармское местонахождение фауны ошибочно относили к озерному типу.

Захоронения костного материала в озерных отложениях не образуют концентрированных скоплений; части скелетов в естественном сочленении отсутствуют, целые черепа практически не встречаются. Здесь попадаются отдельные кости, зубы, много остроугольных обломков. Встречаются кости с погрызами, присутствуют копролиты и остатки грызунов. Озерные отложения, заключающие остатки фауны позвоночных, часто содержат малакофауну. К озерному типу захоронений относится одна из костеносных линз фаунистического горизонта Лахути-2 — та линза, которая располагается ближе к устью ручья. Озерные отложения с костными остатками вскрываются также по правому борту Куруксай, выше Наврухо (точка 97).

В позднем плиоцене две самые полноводные реки Южного Таджикистана — палео-Вахш и палео-Пяндж брали свое начало в горах Памиро-Алая и Памира, где в это время, по мнению ряда исследователей, уже существовали горные ледники. Реконструкция палеорельефа Памира с помощью восстановления гипсометрической позиции палеозон горной растительности допускает, что примерная высота горных сооружений Памира была до 4000—5000 м, а высота межгорных долин — до 2000—3000 м [Пахомов, 1982; Пахомов, Никонов, 1983]. Роль Гималаев и Гиндукуша как орографических барьеров на пути теплого и влажного муссона со стороны Индостана была еще незначительна. Большая абсолютная высота Памира и обильное увлажнение гор способствовали развитию в позднем плиоцене обширного горного оледенения. Мощные горные ледники при выходе из горных долин формировали покровы, заполняя льдами отдельные участки транзитных долин и межгорные котловины; таяние льдов приводило к накоплению мощных флювиально-озерных серий. Климат Памира не отличался большой суровостью, поэтому ледники соседствовали с высокогорными лесами. Существовала интразональная растительность в виде галерейных лесов, проникавших вплоть до ледников. Перигляциальная зона была сравнительно узкой. М.М. Пахомов [1982] отмечает, что она имела черты степей и горных пустынь, где среди травянистых растений преобладали *Chenopodiaceae* и разнотравье.

В условиях горного оледенения в перигляциальной зоне образовывалось много мелкозема. Исследователи Средней Азии отмечали, что протогенетическая стадия формирования лёссов имела место в обстановке морозного выветривания [Васильковский, 1952; Черняховский, 1966б]. Из перигляциальной зоны мелкозем выносился палео-Вахшем, палео-Пянджем и другими палеорекками в аридную область предгорных равнин, где он аккумуляровался, а затем легко подвергался развеванию ветром. Ветры также транспортировали тонкопылеватые частицы

из пустынь Средней Азии, на что указывал еще В.А. Обручев [1911]. Пути переноса пылеватого материала из области среднеазиатских пустынь в предгорную зону отражены в реконструкциях Б.А. Федоровича [1960] и Э.В. Кадырова [1979]. Современные господствующие ветры в Южном Таджикистане во время пыльных бурь дуют с юго-запада на северо-восток. Направление этих ветров обусловлено орографией территории. В позднем плиоцене здесь, вероятно, уже сложились основные черты динамики приземного слоя атмосферы, аналогичные современным. Можно полагать, что сила ветров изменялась в зависимости от сезона года (годовые вариации) и под влиянием похолоданий и потеплений климата (ледниковые и межледниковые вариации). Ветры, транспортировавшие пылеватый материал из низменных пустынной и полупустынной зон, затухали в области предгорий, и пылеватый материал осаждался на земную поверхность, образуя покров. Конец позднего плиоцена был самым началом лёссовобразования в Южном Таджикистане. Покровы лёсса были маломощны, они перерабатывались почвенными процессами, превращаясь в своеобразный "педоседимент".

Палеоклимат в позднем плиоцене был жаркий с сезонным увлажнением. Увлажнение было неравномерным, что обусловлено орографическим строением территории. Наибольшее количество осадков выпадало в горах и в предгорьях, наименьшее — на юге депрессии. Хорошо была развита высотная зональность растительности. Климатические колебания проявлялись слабо.

В позднем плиоцене возникла, казалось бы, парадоксальная палеогеографическая обстановка — обширное оледенение в горах и минимальное развитие лёссов в предгорьях. Объяснение этого "парадокса", по-видимому, надо искать в том, что, во-первых, климат Южного Таджикистана в то время характеризовался значительным сезонным увлажнением и, во-вторых, по причине относительной мягкости палеоклимата в горах перигляциальная зона была еще очень незначительной по площади. Поэтому из этой зоны поступало сравнительно мало мелкозема. Необходимо сказать, что лёссы Средней Азии в пространственном отношении практически не граничат с перигляциальной зоной высоких гор. Они формировались как интразональный тип отложений, парагенетически связанный с перигляциальной зоной высокогорий.

На границе позднего плиоцена и зоплейстоцена (2—1,8 млн. лет) произошло общее поднятие территории Южного Таджикистана. С позднеплиоцен-зоплейстоценовой фазой тектогенеза было связано увеличение контрастности палеорельефа и врезание речных долин. На северо-востоке Таджикской депрессии, где поднятие было самым значительным, речной врез достигал 300—400 м. Область аккумуляции на северо-востоке сократилась по площади, сместившись к югу. Верхнеогенные молассы Придарвазья, представленные конгломератами, активно размывались. В низовьях долин палео-Кафирнигана, палео-Вахша, палео-Кызылсу происходило относительное опускание и заполнение долин песчано-галечным материалом. В зоплейстоценовое время возросла роль пролювиальных отложений.

Воздымание горных сооружений Центральной Азии создало предпосылки для увеличения суровости палеоклимата высокогорья и для уменьшения увлажненности ее внутренних областей, таких как Таджикская депрессия, Памир, Памиро-Алай. Это вызвало общее сокращение масштабов зоплейстоценового оледенения в горах, а также уменьшение водности рек. Область перигляциальной зоны в горах постепенно увеличивалась, тогда как скорость накопления лёссового материала к концу зоплейстоцена возрастала. Важно подчеркнуть, что в зоплейстоценовое время был четко выражен колебательный характер изменений палеоклимата. Интервалы относительного похолодания и аридизации чередовались с эпохами потепления и увлажнения. В относительно прохладные и аридные отрезки времени формировались горизонты лёссов, мощность которых в позднем зоплейстоцене составляла по несколько метров. Потепление и увлажнение палеоклимата

в субэкральном седиментогенезе выражались в виде почвообразовательных процессов. Формировались преимущественно красно-бурые и бурые палеопочвы с четко выраженными калькretовыми горизонтами. Бурые почвы эоплейстоцена, по мнению С.П. Ломова, могут ассоциироваться с условиями максимального увлажнения и с развитием мезофильных широколиственных лесов [Додонов, Ломов, 1980; Ломов и др., 1982]. Красноцветная окраска погребенных педокомплексов свидетельствует о том, что на процесс буроземообразования накладывались процессы, характеризующиеся накоплением свободных форм железа на фоне оглинивания и декарбонатизации почв. Эти процессы протекали при достаточно высокой среднегодовой температуре (16—18°) и периодических осадках до 900 мм/год [Boulain, 1967]. Такое сочетание процессов почвообразования характерно для Средиземноморья [Зонн и др., 1973].

Лёссово-почвенные толщи эоплейстоценового возраста были распространены на водораздельных пространствах между палео-Кызылсу и палео-Обимазаром, в верховье палео-Кафирнигана, на вершинных поверхностях хребтов Каратау и Кугитек, а также на даштакинских конгломератах, слагающих высокую позднеплиоценовую террасу в долине палео-Яхсу. Характер залегания горизонтов палеопочв и лёссов показывает, что в эоплейстоцене палеорельеф на водоразделах был слабо расчлененным. На участках палеосклонов происходило сближение погребенных почв или срезание древних палеопочв более молодыми.

Растительность в эоплейстоценовое время была дифференцирована. На юге Таджикской депрессии доминировали пустынно-степные ландшафты с тугайными зарослями вдоль рек. В предгорьях, в районе Куруксая и Ховалинга, были распространены широколиственные леса; в горах произрастали хвойные леса.

На границе позднего плиоцена и эоплейстоцена животный мир на юге Таджикистана, по-видимому, не претерпел резких изменений. Однако в самом конце эоплейстоцена появились более крупные каниды, более прогрессивные формы лошадей, близкие к кабаллоидным, возросла роль оленей, преобладающими стали группировки степных и лесостепных пространств при наличии форм крайне аридных обстановок. Состав животных ориктоценозов в позднем эоплейстоцене в целом обеднен, что отчасти связано, вероятно, с тафономическими условиями захоронения остатков млекопитающих.

Рубеж эоплейстоцена и плейстоцена (0,8—0,7 млн. лет) ознаменовался резкой активизацией тектонических движений. Верхнеплиоцен-эоплейстоценовые горизонты были смяты и нарушены разломами. Наибольшей тектонической переработке подверглись северо-восточные районы Таджикской депрессии. Величина разрывных нарушений составляла не менее 300—400 м, как, например, это наблюдается на сложном разломе в своде Бештентяжской антиклинальной складки, где в грабенообразной структурной форме заложилась палеодолина Куруксая (см. рис. 33). Значительные амплитуды смещений горных пород имели место вдоль Вахшского и Илякского надвигов. Характер дислокаций показывает, что зоны аккумуляции испытывали тангенциальное сжатие, часто сопровождавшееся образованием взбросов, надвигов и тектонических покровов (рис. 34). С эоплейстоцен-плейстоценовой фазой тектогенеза было связано проявление соляной тектоники. Мощные внедрения верхнеюрских солей и гипсов в верхнеплиоцен-четвертичный комплекс отложений, например, по периферии плато Алимтай (разрез Саманчи, сай Учкол), приходятся на границу эоплейстоцена и плейстоцена. Можно полагать, что рост соляных куполов Ходжа-Мумын и Ходжа-Сартис, отчетливо выраженных в современном рельефе на юге Таджикистана, в значительной мере происходил именно во время фаз активизации тектонических движений в позднем плиоцене и антропогене.

В эоплейстоцен-плейстоценовую фазу тектогенеза вследствие интенсивных тектонических движений, проявлявшихся в виде общих поднятий и тангенциальных сжатий, образовывались субширотные пережимы в системе субмеридио-

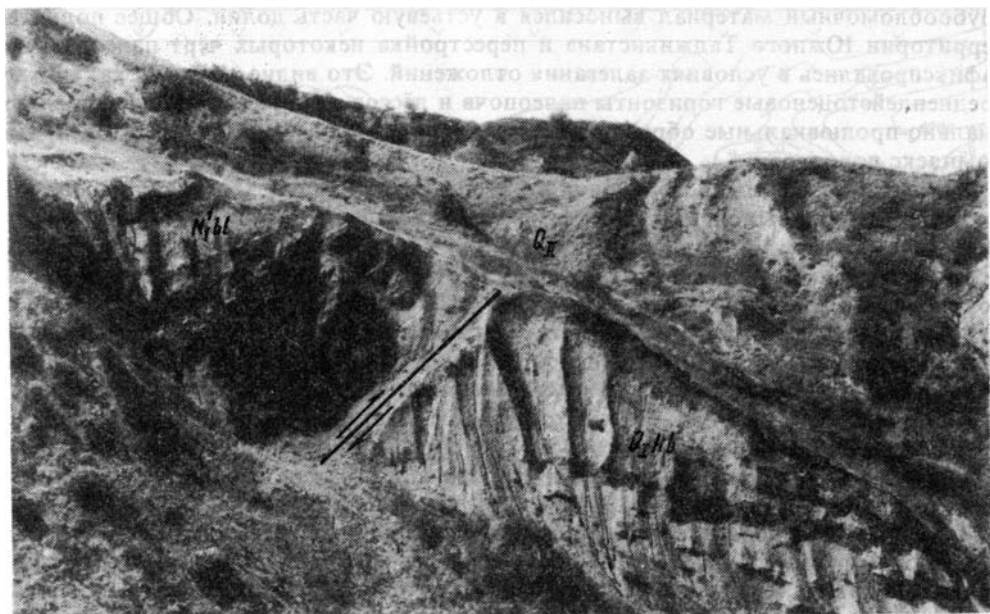


Рис. 34. Тектонический надвиг по левому борту долины р. Куруксай

N_{1b1} — песчанки и бальджуанской свиты (нижний миоцен); Q_{1kb} — конгломераты кайрубакской свиты (эоплейстоцен); Q₁₁ — плейстоценовые покровные образования

нальных опусканий, что явилось причиной перестройки гидрографической сети. Активную роль поперечных поднятий на фоне продольных структурных форм подчеркивал О.К. Чедия [1957а,б]. Наиболее существенные перестройки палеогидросети имели место в восточной части Таджикской депрессии — в бассейнах Кызылсу, Обимазара, Яхсу. Это было связано, вероятно, с активным поднятием всей области, граничащей с Западным Памиром. Произошло отмирание участка палеодолины в верховьях Кызылсу, который был приурочен к тектонически обусловленной субмеридиональной зоне, секущей современные долины Куруксай и Тиры и приустьевой участок современной долины Обимазара. На всем протяжении эта зона ограничена надвигами и взбросами. В верховьях Куруксай кулябский комплекс субкавальных отложений исчезает в северном направлении, что, вероятно, связано с его перекрытием неогеновыми породами. В южном направлении долина палео-Кызылсу прослеживается лишь от пос. Советский. Таким образом, участок долины Кызылсу к северу от пос. Советский, а также долины Шуробдарьи, Куруксай, Тиры и широтный участок долины Обимазара — все это молодые долины, сформировавшиеся начиная с эоплейстоцен-плейстоценовой фазы тектогенеза. Раньше исследователи [Чедия, 1957в, 1972; Костенко, 1961] определяли возраст основной перестройки гидрографической сети как среднечетвертичный (илякский). Детальные стратиграфические данные и палеогеографические реконструкции приводят нас к выводу, что возраст этой перестройки совпадал с эоплейстоцен-плейстоценовой фазой диастрофизма (0,7—0,8 млн. лет) [Додонов, 1978].

На рубеже эоплейстоцена и плейстоцена произошел быстрый эрозионный врез, достигавший 150—200 м. Он отделил эоплейстоценовый эрозионно-аккумулятивный уровень от серии более молодых террас. В раннем—среднем плейстоцене формировались речные террасы в диапазоне превышений 100—250 м относительно современных русел. Большинство этих террас сохранилось в современном рельефе в виде уступов и плеч, так как аккумулятивный чехол на террасах уничтожался последующей эрозией. Вдоль больших рек — Вахша, Кафирнигана, Кызылсу —

грубообломочный материал выносился в устьевую часть долин. Общее поднятие территории Южного Таджикистана и перестройка некоторых черт палеорельефа зафиксировались в условиях залегания отложений. Это видно по тому, как нижне-среднеплейстоценовые горизонты палеопочв и лёссов и сопряженные с ними аллювиально-пролювиальные образования перекрыли с несогласием эоплейстоценовый комплекс пород.

С эоплейстоцен-плейстоценовой тектонической фазой (среднечетвертичной, по О.К. Чедия) было связано активное воздымание Памира и Памиро-Алая. В это время высочайшие горные сооружения Средней Азии приобрели почти современный облик. Ледники сократились, превратившись в горно-долинные. Их сокращение было обусловлено возросшей аридизацией внутренних областей Средней Азии. После отмирания небольших боковых ледников и углубления магистральных ледниковых долин образовались висячие кары, приподнятые до 200 м над тальвегами основных долин. Вероятно, можно согласиться с предположением О.К. Чедия [1972] о том, что с этой фазой тектогенеза было связано возникновение вечной мерзлоты на Восточном Памире. Благодаря увеличению континентальности палеоклимата в раннем и среднем плейстоцене расширилась площадь высокогорной перигляциальной зоны при постепенном сокращении масштабов оледенения. Под действием колебательных палеоклиматических изменений проявлялись крупные пульсации горных ледников. По нашему мнению, эти пульсации ледников, отражавшиеся в серии четко обособленных конечно-моренных гряд, отвечали эпохам оледенений и межледниковий плейстоцена. Соподчиненность событий ледникового морфогенеза Восточного Памира хорошо сопоставима с общей направленностью и периодичностью субаэрального и субаквального седиментогенеза Таджикской депрессии.

Палеоклиматические флуктуации во время раннего—среднего плейстоцена зафиксировались в чередовании горизонтов палеопочв и лёссов. В предгорной зоне на широте Кайрубак и Ховалинга во время межледниковий формировались бурые лесные почвы с хорошо выраженными иллювиальными карбонатными горизонтами. Переход от оптимальных условий буроземообразования к лёссо-накоплению осуществлялся через коричневые и сероземные палеопочвы. По аналогичной схеме происходили пространственные изменения палеопочв от предгорий в сторону полупустынных и пустынных областей крайнего юга Таджикистана и Северного Афганистана: бурые лесные почвы замещались аридными вариантами — светло-бурыми, коричневыми и сероземными.

Во время оледенений устанавливался климат более континентальный, чем в межледниковья. В предгорьях лесная зона деградировала и широко распространялись прохладные сухие степи, сменявшиеся к югу полупустынями и пустынями. Возраставшие во времени и пространстве перепады температур, а также остепнение территории вызывали усиление ветровой деятельности, что приводило к активизации процессов выдувания пылеватого материала и к повышенной его аккумуляции в предгорьях. Средняя скорость накопления лёссового материала в раннем и среднем плейстоцене составляла 0,1—0,2 мм/год. В это время роль лёссообразования возросла по сравнению с эоплейстоценом. Мощностью отдельных горизонтов лёссов в раннем—среднем плейстоцене достигла 10 м. Значительно увеличилась и площадь, покрытая лёссами (рис. 35). Условия залегания нижне-среднеплейстоценовых горизонтов палеопочв и лёссов характеризуют среднерасчлененный палеорельеф с пологохолмистыми водораздельными участками.

Появление древнего человека на юге Таджикистана, судя по первым следам его жизнедеятельности, дошедшим до нас в виде культуры каменного века, произошло около 0,8 млн. лет назад. Небольшое количество каменных изделий, имеющих явные признаки обработки древним человеком, обнаружены в 11-й и 12-й ископаемых почвах (XI педокомплексе) в сас Кульдара, близ пос. Лахути [Ранов, 1982]. Несмотря на малочисленность находок, они очень важны, так как пока это

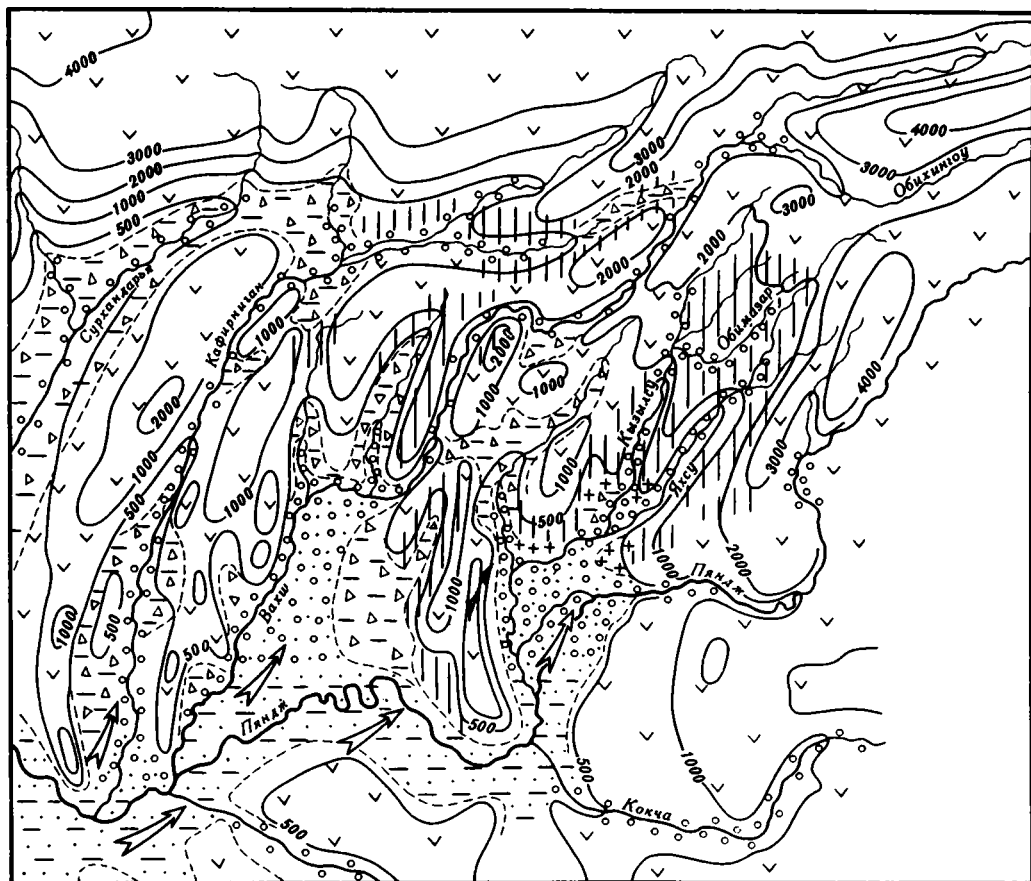


Рис. 35. Литолого-палеогеографическая схематическая карта Южного Таджикистана. Ранний—средний плейстоцен

Условные обозначения см. на рис. 32

самые ранние стратифицированные следы пребывания палеолитического человека в Южном Таджикистане и, возможно, вообще в Средней Азии. Обращает на себя внимание приуроченность находок к погребенным почвам. Интересно, что в это же время в долине Обимазара (костеносный горизонт Л-2) обитали древняя собака, гиена, саблезубая кошка, пантера, слон, лошадь, олень, верблюд, антилопа, бык.

Указанием на более позднее развитие палеолитической культуры древнего человека служат разрозненные находки каменных изделий в IX, VIII, VII педокомплексах. Большая встречаемость предметов галечной культуры связана с временем формирования VI педокомплекса. Среди точек с находками в VI педокомплексе наиболее богатым местонахождением является Каратау-1 [Лазаренко, Ранов, 1977]¹. Древний человек обитал здесь на водораздельной поверхности хребта Каратау. Сырьем для изготовления галечных орудий служила галька из аллювия высоких террас Вахша. Эти террасы к настоящему времени сохранились весьма фрагментарно. Источниками воды были небольшие родники в оврагах, прорезающих склоны хребта. Кроме Каратау, места обитания древнего человека во время

¹ По счету палеопочв VI педокомплекс Каратауского разреза в нашей стратиграфической схеме равен V педокомплексу схемы А.А. Лазаренко.

формирования VI педокомплекса существовали на склонах хребта Кугитек и в бассейне р. Обимазар. Указанные районы представляли собой хорошие охотничьи угодья. Высокие водоразделы с хорошим обзором местности, богатство растительного и животного мира, горные реки с чистой водой — все это не могло не привлекать древних охотников и собирателей в область предгорий Южного Таджикистана.

В позднем плейстоцене произошло оживление тектонических движений. О фазе тектонической активности в последние 100 тыс. лет, фиксируемой по деформациям и разрывам в отложениях террас Афгано-Таджикской депрессии, писал, например, А.А. Никонов [1970]. Величина дифференцированных поднятий и опусканий не превышала нескольких десятков метров. В сейсмоактивных зонах имели место сейсмо-тектонические и сейсмогравитационные нарушения. Так, серия палеосейсмодислокаций зафиксирована в лёссово-почвенных толщах нижнего—среднего плейстоцена на хребте Каратау и в Чашманигаре.

Углубление речных долин в позднем плейстоцене достигло 100 м. Наличие переуглубленных участков в речных долинах (верховья Вахша, Яхсу, Обихингоу) свидетельствует либо о разнонаправленности тектонических движений по отдельным зонам, соизмеримым с крупными блоками или чешуями земной коры, а также с синклиналями и антиклиналями, либо о существовании в русле рек тектонических или обвальных перемычек, выше которых создавались подпоры. Одним из примеров обвальных перемычек может служить район крупных древних обвалов близ кишлака Шидз, перекрывших русло Пянджа и создавших выше Шидза аномально спокойный участок реки, где идет заполнение русла аллювием. Высота подпора воды в Пяндже близ Шидза в целом достигает 50—70 м. Другим примером аномального заполнения эрозионного вреза молодым (позднеплейстоценовым?) аллювием является долина Сурхоба на участке выше Гарма. Как отмечалось в предыдущей главе, долина Сурхоба приурочена к зоне Вахшского надвига, вдоль которого происходят дифференцированные тектонические движения. Можно допустить, что по аналогии с современной структурно-фациальной обстановкой Сурхоба в раннем—среднем плейстоцене древним аллювием заполнялась долина Вахша на участке выше Рогунского створа, где она также совпадает с зоной одноименного надвига. На этом участке в древнем аллювии Вахша отмечены фации подпруживания. В позднем плейстоцене переуглубленный участок верхнего Вахша, заполненный горным аллювием, был прорезан рекой, что сопровождалось выработкой лестницы позднеплейстоценовых террас.

В районе Ховалинга можно наблюдать субмеридиональный участок долины Обимазара, заполненный молодым (позднеплейстоценовым) аллювием. Здесь отмечаются только очень низкие аллювиальные террасы — не выше 20 м над урезом реки да и они быстро снижаются в наиболее погруженной и расширенной части долины около Ховалинга. Характерно, что на отдельных отрезках вдоль правого берега реки имеются выходы лёссово-почвенных образований плейстоценового возраста (кызылсуйской серии), причем эти толщи обнажаются сразу же над современной поймой. Это говорит о том, что в прогибание были вовлечены субазральные образования, некогда слагавшие приводораздельные склоны долины. Опускание субмеридионального участка долины Обимазара и его заполнение аллювием связано с прогибанием вдоль синклинальной складки, развитой в неогеновых породах.

В позднем плейстоцене возросла вертикальная и площадная расчлененность рельефа Южного Таджикистана. Эрозионная сеть глубже проникла в сторону водоразделов. В зоне лёссонакопления верхнеплейстоценовые палеопочвы и горизонты лёссов облекают довольно расчлененный палеорельеф, иногда срезая более древние горизонты палеопочв и лёссов. Наиболее значительные срезы отмечаются при налегании самого молодого горизонта лёсса на подстилающие субазральные образования (рис. 36). В зоне лёссов увеличение вертикальной расчлененности

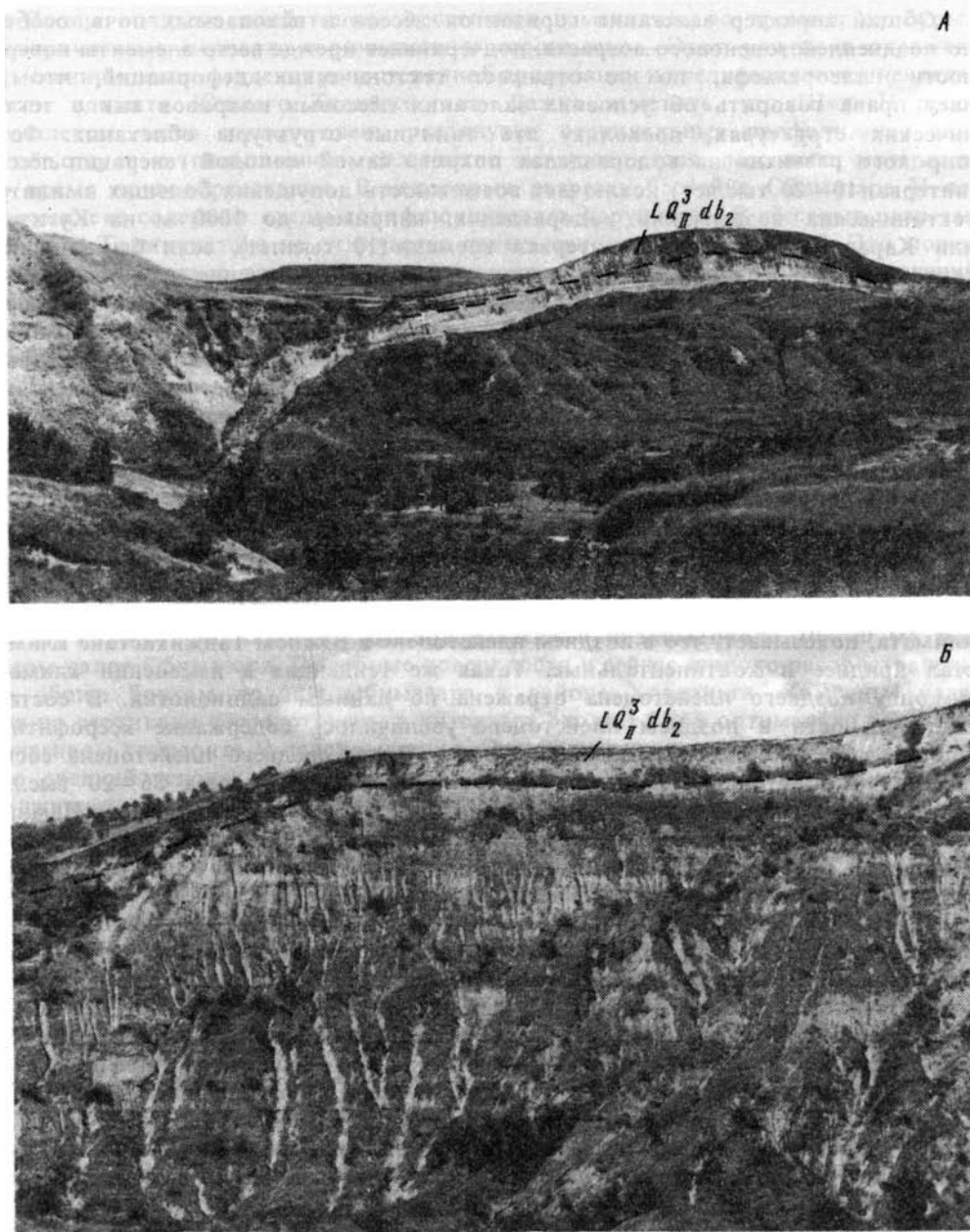


Рис. 36. Облекающий характер залегания самой молодой позднплейстоценовой генерации лёссов ($LQ_{II}^3 db_2$) в обнажениях Карамайдан (А) и Чашманигар-2 (Б)

рельефа было вызвано не только врезанием рек, но и постепенным возрастанием относительных превышений водораздельных поверхностей за счет накопления пылеватого материала. Так, в позднем плейстоцене над V почвенным комплексом образовалась лёссово-почвенная толща общей мощностью около 50—60 м. Совместное проявление двух факторов — врезания рек и лёссонакопления — обусловило в поле развития лёссовых покровов формирование врезов на глубину более 100 м.

Общий характер залегания горизонтов лёссов и ископаемых почв, особенно позднелейстоценового возраста, подчеркивает прежде всего элементы поверхности палеорельефа, но не отражает тектонических деформаций, что не дает права говорить об условиях залегания лёссовых покровов как о тектонических структурах, поскольку это типичные структуры облекания. Факт широкого развития на водоразделах покрова самой молодой генерации лёссов (интервал 10—20 тыс. лет) исключает возможность допущения больших амплитуд тектонических воздыманий водоразделов, например до 1000 м на Кугитеке или Каратау, за короткий интервал времени (10 тыс. лет), если бы влиянием тектонического фактора мы попытались объяснить изменение первоначального гипсометрического положения якобы спокойно залегающих делювиально-пролювиальных шлейфов лёссов и лёссовидных пород. Используемая некоторыми исследователями гипотеза водного происхождения лёссов часто сопровождается предположениями о значительных амплитудах позднелейстоцен-голоценовых тектонических деформаций при объяснении дифференцированного гипсометрического залегания молодых лёссов. Однако, как показано выше, данные по стратиграфии, палеогеографии и палеотектонике исключают признание значительных деформаций лёссовых покровов в позднем лейстоцене.

Скорость накопления пылеватого материала в позднем лейстоцене составляла 0,5 мм/год, достигнув к концу позднего лейстоцена 1—1,5 мм/год. Это было время наиболее широкого развития лёссов. Увеличение масштабов образования лёссов, являющихся индикатором аридного и холодного (прохладного) климата, показывает, что в позднем лейстоцене в Южном Таджикистане климат стал ариднее и континентальнее. Такая же тенденция в изменении климата к концу позднего лейстоцена отражена по данным палинологии. В составе растительности в позднем лейстоцене увеличилось содержание ксерофитной флоры, степень облесенности уменьшилась. После среднего лейстоцена сосны исчезли на Восточном Памире. На уровне временного среза 36—20 тыс. лет назад сосны в горной части Средней Азии исчезли всюду, кроме Южного Памира, Дарваза, горного обрамления Таджикской депрессии, Прииссыккуля, Северного Памира и Туркестанского хребта. На рубеже позднего лейстоцена и голоцена сосны в Средней Азии палинологическими методами не фиксируются [Агаханянц, 1982]. На фоне общей тенденции к аридизации имели место частые флуктуации климата. Как показали детальные палинологические исследования М.М. Пахомова и Л.Л. Байгузиной, состав растительности различался для времени преимущественного лёссонакопления и интервалов почвообразования. Во время формирования лёссовых горизонтов преобладала травянистая растительность с обилием ксерофитов. В эпохи почвообразования широко были представлены лесные группировки. Палинологическим методом по составу растительности М.М. Пахомовым [1982] не улавливается относительное ухудшение (похолодание) климатических условий во время формирования горизонтов лёссов. Однако из сравнительного анализа лёссов и палеопочв, особенно той части педокомплексов, для которой характерны наибольшая выщелоченность, текстурность, густота окраски, присутствие свободных форм железа, вызывающих красноватый оттенок горизонта, следует, что во время почвообразования существовали оптимальные температурные условия с наибольшим увлажнением. Напротив, времени формирования лёссов соответствовали относительно прохладные и аридные климатические условия. С периодами оледенений совпадали интервалы интенсивного накопления пылеватого материала и формирования лёссовых горизонтов. Климату межледниковий, характеризовавшемуся большой увлажненностью и более высокими среднегодовыми температурами, соответствовали эпохи почвообразования. В современных межледниковых условиях фиксируется формирование современной почвы, хорошо выраженной на покровах лёссов в предгорьях Южного Таджикистана.

Почвы позднего плейстоцена постепенно изменялись во времени от бурых к коричневым, серовато-коричневым и сероземным. Этот ряд почв отражает отмеченную выше тенденцию постепенной аридизации и увеличения континентальности климата Южного Таджикистана. Важно заметить, что III и II педокомплексы часто имеют очень растянутые вертикальные профили, что свидетельствует о повышенном количестве осаждавшегося лёссового материала во время почвообразования. В некоторых разрезах бассейна Обимазара II педокомплекс содержит следы солифлюкционных нарушений. В лёссовых разрезах Южного Таджикистана не отмечается явных криогенных нарушений. Это может свидетельствовать о том, что мерзлотные процессы во время горных оледенений не распространялись за пределы высокогорной перигляциальной зоны. Кроме того, в предгорьях криогенные процессы в грунтах не развивались из-за повышенной аридности ледниковых эпох.

Большое число палеолитических находок извлечено из V почвенного комплекса в бассейне Обимазара — в местонахождениях Лахути, Хонако-1, -2 [Додонов, Ранов, 1976а; Додонов и др., 1978]. Многочисленностью каменного материала выделяется палеолитическая стоянка Лахути. В результате раскопок, проводившихся на этом памятнике В.А. Рановым, извлечено 1000 различных каменных изделий. Каменный инвентарь стоянки Лахути находится в рамках галечной каратауской культуры, но в типологическом отношении культурный уровень Лахути рассматривается В.А. Рановым как более развитый по сравнению с Каратау-1. Местом обитания древнего человека в Лахути была поверхность, полого понижавшаяся от водораздела к низким (около 10—20 м) террасам палео-Обимазара. Подобные поверхности и сейчас широко распространены по обоим бортам долины Обимазара в районе Ховалинга. Каменные изделия по вертикали сосредоточены в интервале около 1,5 м в оптимально развитом почвенном горизонте V педокомплекса. Это подтверждает предположение о том, что древний человек предпочитал оптимальный климат при расселении на юге Таджикистана. Отсутствие четких культурных горизонтов в ископаемой почве стоянки Лахути и рассредоточенность палеолитических изделий по вертикали почвенного профиля, по-видимому, связаны с двумя причинами. Во-первых, поскольку даже во время периодов почвообразования продолжалось, хотя и меньше, накопление лёссового материала, часть каменных изделий оказывалась погребенной в моменты появления новых предметов на поверхности почвы. Во-вторых, древний человек, вероятно, неоднократно посещал данную стоянку, может быть, на протяжении тысячелетий, оставляя на поверхности в процессе своей жизнедеятельности каменные изделия и побочный материал от обработки камня. В процессе субэдральной седиментации эти изделия захоронялись на разных уровнях. Источником сырья для изготовления галечных орудий служили аллювиальные галечники Обимазара.

По приуроченности палеолитических находок к горизонтам палеопочв как в раннем—среднем, так и в позднем плейстоцене мы можем сделать заключение, что палеолитический человек широко расселялся в предгорьях Южного Таджикистана во время оптимальных климатических условий. Время лёссообразования, вероятнее всего, было неблагоприятно для жизнедеятельности сообществ древних людей. Очевидно, большая остепненность территории, обеденность животного мира, относительно прохладная климатическая обстановка с более суровыми зимами, интенсивные пыльные бури и накопление пылеватого материала обуславливали миграцию первобытных людей из зоны лёссообразования в другие районы с более пригодными условиями для жизни и охоты на диких животных.

КОРРЕЛЯЦИЯ ВЕРХНЕПЛИОЦЕН-ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ, ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СОБЫТИЯ И СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ГРАНИЦЫ

При корреляции верхнеплиоцен-четвертичных отложений Южного Таджикистана с соседними областями Средней Азии, а также с более удаленными регионами — Северным Китаем, севером Индии и Пакистана, Европейской территорией СССР, Западной Европой — основное внимание обращено на геологические объекты, изученность которых позволяет с той или иной степенью надежности выделять как крупные стратиграфические подразделения верхнего плиоцена, эоплейстоцена и плейстоцена, эквивалентные свитам или литостратиграфическим комплексам, так и более дробные единицы типа климатолитов. Важная сторона корреляционных построений — прослеживание временных рубежей, с которыми ассоциируются геологические события и стратиграфические границы. Корреляция лёссово-почвенной стратиграфической шкалы с изотопно-кислородной шкалой позволяет в определенной мере унифицировать наши представления о стратификации плейстоцена Южного Таджикистана с климатостратиграфическими данными глобального значения.

СРЕДНЯЯ АЗИЯ

Корреляция верхнеплиоцен-четвертичных отложений Южного Таджикистана на территории Средней Азии проводится по разрезам Ферганской долины, При-ташкентского района и Иссыккульской впадины. Названные регионы характеризуются преимущественным прогибанием в позднем кайнозое и наличием относительно полных разрезов верхнеплиоцен-четвертичных отложений. Присутствие в ряде точек указанных территорий ископаемых остатков млекопитающих, развитие лёссово-почвенных образований, а также детальная палеомагнитная изученность разрезов — все это позволяет широко использовать уже примененный комплекс методов стратиграфического расчленения и корреляции. Среди ледниковых областей высокогорий наибольший интерес для корреляции представляет Восточный Памир.

В Ферганской долине прежде всего заслуживают внимания разрезы плиоцен-четвертичных отложений, находящиеся в ее западной и северо-западной частях, в районе Коктюрюкских излучин и на склонах гор Супетау, Акбель и Акчоп. Здесь Н.П. Васильковский [1951] начиная с 30-х годов выделял свиты:

B_2 — палевых глин, мергелей и песчаников. С песчаниками на склоне гор Супетау связана находка зуба *Elephas cf. meridionalis* Nesti (определение Е.И. Беляевой [1936]). Мощность свиты до 400 м.

C_1 — пестрых глин и песчаников. Мощность до 300 м.

C_2 — песков и гравия, реже песчаников и конгломератов. Мощность до 200 м.

D — уплотненных лёссовидных суглинков и песков, залегающих со слабым несогласием на свите C_2 . Мощность до 100 м.

E — пролювиальных конгломератов, брекчий и лёссовидных суглинков. Мощность несколько десятков метров.

Н.П. Васильковский относил свиту B_2 к плиоцену, он не исключал, что древнечетвертичными являлись свита C_1 и в еще большей степени свита C_2 . К древнечетвертичному возрасту относилась также свита D .

По стратиграфической схеме неогеновых моласс Ферганской долины М.Н. Грамма, свитам C_1 и C_2 соответствует кепелийская свита, а свите D — исписарская свита. На основании изучения остракод кепелийская свита отнесена к верхнему плиоцену [Грамм, 1959а]. В исписарской свите, по описаниям М.Н. Грамма [1959б], были отмечены остракоды *Limnocythere sancti-patricii* (Brady et Robertson),

Ilyocypris bradyi Sars, *Candona rostrata* (Brady et Norman), *Candonopsis kingsleii* (Br. et Rob.), *Candona candida* Müller и др., свидетельствующие об антропогеновом возрасте свиты. Возраст свиты принимался как раннеантропогеновый.

Согласно стратиграфическим построениям С.А. Несмеянова указанные выше стратиграфические подразделения (свиты В₂, С₁, С₂, D) рассматриваются как верхняя часть аксарайской свиты (палевая толща) и коктюрлюкская свита. В разрезе Коктюрлюкских излучин (левый берег Сырдарьи ниже Кайраккумской плотины) коктюрлюкская свита выделяется над слоем дисгармонично дислоцированных алевроитов; ее мощность, по описанию С.А. Несмеянова, 150 м. Коктюрлюкская свита характеризуется наиболее грубообломочным составом по сравнению с подстилающими отложениями; она параллелизуется с исписарской свитой и верхней частью кепелийской свиты М.Н. Грамма [Несмеянов, 1967; Дмитриева, Несмеянов, 1982]. Можно заметить, что в районе Коктюрлюкских излучин коктюрлюкская свита принята С.А. Несмеяновым в несколько более ограниченном стратиграфическом объеме, чем она показывается в корреляционных схемах, где дается ее сопоставление с верхами кепелийской свиты и исписарской свитой [Дмитриева, Несмеянов, 1982, с. 13].

Рассматривая существующие стратиграфические шкалы ряда авторов, необходимо считаться с тем, что вследствие фацальной изменчивости отложений, постепенности переходов между свитами, а также различной интерпретации стратиграфических границ нередко затруднена полная идентификация тех стратиграфических подразделений, которые выделены разными исследователями.

На северном берегу Кайраккумского водохранилища, в 6,5 км южнее пос. Самар, в толще, состоящей из переслаивающихся пачек серых песков и светло-палевых алевроитов, выявлены находки остатков млекопитающих *Archidiskodon meridionalis meridionalis*, *Dicerorhinus* sp., *Elasmotherium* sp. [caucasicum?] Bor., *Camelidae* gen. (?), *Cervidae* gen. (?), *Bison* sp. [Дуброво, 1963, 1964; Несмеянов, 1964; Несмеянов, Федоренко, 1964; Дмитриева, Несмеянов, 1982]. Возраст этих находок определяется как позднеплиоценовый. По мнению И.А. Дуброво, остатки *Archidiskodon meridionalis meridionalis* отвечают архаичной форме южного склона, знаменующего этап развития фауны не моложе ханжовского фаунистического комплекса. Геологическое положение основного костеносного горизонта кайраккумского местонахождения С.А. Несмеянов [Дмитриева, Несмеянов, 1982] рассматривает в 50 м выше подошвы коктюрлюкской свиты.

Детальное палеомагнитное изучение костеносных слоев в кайраккумском местонахождении, а также отложений, обнажающихся вдоль левого берега Сырдарьи, ниже Кайраккумской плотины, проведенное А.Ф. Ерошкиным, позволило сделать вывод, что фаунистические находки приурочены к границе зон прямой и обратной полярности, интерпретируемой в основном разрезе (ниже Кайраккумской плотины) как инверсия Гаусс-Матуяма. В стратиграфической схеме А.Ф. Ерошкина, опирающейся на палеомагнитные исследования, кайраккумский костеносный горизонт с остатками *Archidiskodon meridionalis meridionalis* показан в верхней части свиты С₂. Геологически этот костеносный горизонт попадает в интервал на 20—40 м ниже дислоцированного слоя, маркирующего нижнюю границу коктюрлюкской (исписарской) свиты, т.е. он находится стратиграфически ниже, чем это допускал С.А. Несмеянов, и принадлежит к верхнему плиоцену нашей схемы, а не к эоплейстоцену, как это следует из корреляции коктюрлюкской—исписарской свиты. Палеомагнитная эпоха Гильберт охватывает палевую свиту В₂ и низы свиты С₁, эпоха Гаусс — верхнюю часть свиты С₁ и нижнюю часть свиты С₂, эпоха Матуяма — верхнюю часть свиты С₂ и исписарскую свиту (D) [Тетюхин и др., 1980]. А.В. Пеньков и Е.И. Жидков пришли к аналогичным выводам при интерпретации своих палеомагнитных данных по разрезу,

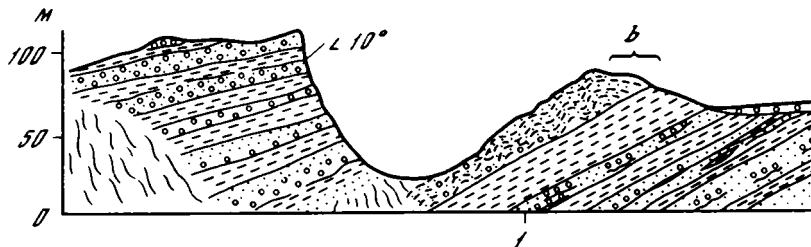


Рис. 37. Геологический профиль обнажения Кайраккум, расположенного на левом берегу р. Сырдарьи ниже Кайраккумской плотины, где обнажаются верхнеплиоцен-эоплейстоценовые отложения (свиты C_1 , C_2 , исписарская)

Буквами показано положение геологических границ: a — между свитами C_1 и C_2 , b — между свитой C_2 и исписарской свитой. Условные обозначения см. на рис. 7

расположенному у Кайраккумской плотины. Ниже приведено описание разреза у Кайраккумской плотины вдоль левого берега Сардарьи:

Свита C_1	Мощность, м
Песчаники серые, разнотернистые, косослоистые, рыхлые; включают редкие маломощные (2—3 м) пропластки светло-палевых алевролитов, местами образующие маломощные (до 0,5 м) линзы. Отмечаются включения остатков древесины в виде ожелезненных обломков стволов диаметром до 20—25 см. В прослоях алевролитов отмечаются трещины и зеркала скольжения. Элементы залегания: азимут падения 170—190°, $\angle 25$ —30°, в верхней части свиты наблюдается увеличение углов падения до 55—65°. На контакте с вышележащей свитой C_2 фиксируются два пласта алевролитов, характеризующиеся значительной трещиноватостью и дисгармоничной деформированностью	310

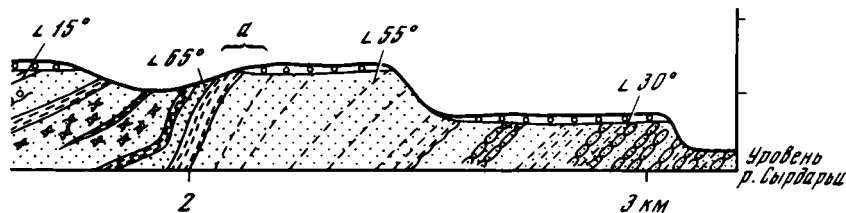
Свита C_2	Мощность, м
Песчано-алевритовая толща с маломощными прослоями и линзами галечников. Пески серые, разнотернистые, косослоистые, с включениями окатышей палевых алевролитов. Песчаный материал преобладает в нижней части свиты. Алевролиты зеленовато-серые, с охристыми пятнами. В верхней части свиты мощность прослоев алевролитов достигает 10—15 м. Галечный материал встречается в песчаных пачках главным образом в верхней части свиты. Среди песков и галечников отмечаются включения остатков ожелезненной древесины. Элементы залегания: азимут падения 165—170°, $\angle 15^\circ$	195

Исписарская свита

В основании свиты отмечен слой песчаных алевролитов (мощностью 20—30 м), перемятый в дисгармоничные складки, брекчированный, местами с включениями гравия и гальки. Выше по разрезу наблюдается переслаивание пачек алевролитового и песчано-галечного материала. Песчано-галечный материал косослоистый, хорошо промытый. Азимут падения 160°, $\angle 10$ —15°

Как видно из описанного выше разреза, границы между свитами C_1 и C_2 , а также между свитой C_2 и исписарской свитой условно проведены по подошве дислоцированных пачек (рис. 37), отражающих своеобразные угловые несогласия между основными стратиграфическими толщами. Отмеченные дислокации возникли, вероятно, в субкавальных условиях в результате оползания и деформации рыхлых отложений при активизации тектонических движений. Свита C_1 дислоцирована сильнее, чем свита C_2 . В этом разрезе коктюрлюкскую свиту С.А. Несмеянов выделил над слоем перемятых алевролитов, выше границы b (см. рис. 37), толщу ниже этой границы он рассматривал как аксарайскую свиту.

Слабо сцементированные конгломераты и галечники исписарской свиты слагают поверхность Дигмайской и Рухакской адырных возвышенностей. Лёссовые покровы отсутствуют на поверхности адыров в Западной Фергане. На правом берегу Сырдарьи, напротив охарактеризованного выше разреза, свита D представлена пролювиальными отложениями, состоящими из плохо отсортированных супесей и галечников. Видимая мощность свиты достигает 100 м. Палеомагнитные измерения А.Ф. Ерошкина (устное сообщение) показали, что свита D имеет обратную намагниченность. Учитывая геологическое положение исписарской свиты и свиты D, их литологический состав, а также пространственные соотно-



шения, можно полагать, что песчано-галечные отложения исписарской свиты — это русловые фации палео-Сырдарьи, а отложения свиты D — это синхронные первым пролювиальные образования, развитые вдоль бортов долины.

В разрезе плиоцен-четвертичных отложений гор Акбель переход от свиты B₂ к свите C₁ фиксируется по преобладанию серых песчаников. В песчаниках свиты C₁ появляются окатыши алевролитов из подстилающих свит B₁ и B₂. Переход от свиты C₁ к свите C₂ определяется по появлению в песчаниках гравия и гальки. Мощность свит C₁ и C₂ в Акбельском разрезе соответственно около 300 и 400—450 м.

Исходя из представленных материалов, возраст свиты C₂ и верхней части свиты C₁ принят как позднеплиоценовый, и они коррелируются с куруксайской свитой Южного Таджикистана; исписарская свита (свита D) относится к эоплейстоцену и коррелируется с кайрубакской свитой (рис. 38). Данные о положении горизонта с *Archidiskodon meridionalis meridionalis*, указывающие на принадлежность этой находки к верхам свиты C₂, рассматриваемой в объеме верхнего плиоцена, согласуются с выводами о возрасте свиты.

Весьма сложным остается вопрос корреляции верхнеплиоцен-четвертичных отложений западной и северо-западной частей Ферганской долины с галечниками и конгломератами сохской свиты, венчающей разрез молассы в Южной Фергане. Впервые сохская свита была выделена Н.П. Васильковским в 1935 г. [Васильковский, 1935]. К сохской свите относились галечники и конгломераты, имеющие площадное развитие на адырах Южной Ферганы. Отложения сохской свиты деформированы, в сводах антиклинальных складок они залегают несогласно на третичных и более древних породах, мощность их достигает 100 м и более. В высокогорной зоне им соответствуют террасы высотой в несколько сот метров, обычно плохо сохранившиеся в рельефе [Васильковский, 1951]. Н.П. Васильковский параллелизовал сохскую свиту со свитой D. Однако он допускал, что сохская свита может сопоставляться со свитой C₂ или с обеими свитами — C₁ и C₂.

В описаниях сохской (исписарской) свиты, сделанных М.Н. Граммом, в ее нижней части отмечалось присутствие чередующихся между собой пачек желто-палевых алевритов и конгломератов, переходящих выше по разрезу в конгломерато-галечную толщу. Мощность сохской свиты принималась до 100 м, иногда до 300 м. Подобная же характеристика сохской—коктюрлюкской свиты дана С.А. Несмеяновым [1971; Дмитриева, Несмеянов, 1982].

Граница между бактрийской и сохской свитами или кепелийской и исписарской, по М.Н. Грамму, или аксарайской и коктюрлюкской свитами, по С.А. Несмеянову, не проводится однозначно в разрезах Южной Ферганы. Особенно сложно разделение этих свит там, где преобладают конгломераты.

В разрезе напротив кишлака Чонгара, на левом борту долины р. Сох, в своде Чонгарской антиклинальной складки бактрийская (аксарайская—кепелийская) свита залегает с угловым несогласием на дислоцированных кирпично-красных отложениях массагетской свиты. Бактрийская свита имеет сокращенную (до нескольких десятков метров) мощность, она представлена валунными конгломератами с прослоями желтовато-палевых алевритистых песчаников. В своде

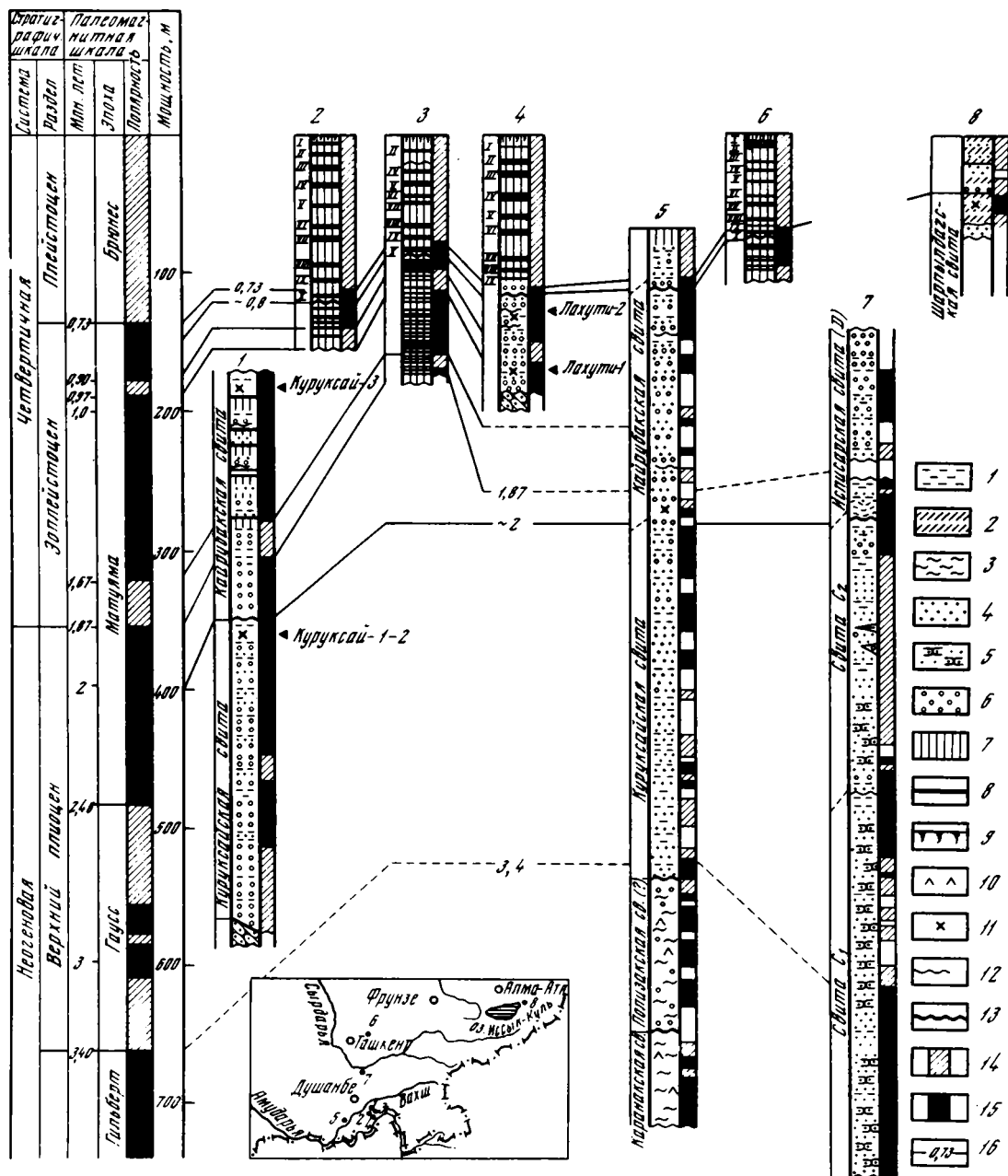


Рис. 38. Корреляция разрезов верхнеплиоцен-четвертичных отложений Средней Азии

1 — Куруксай; 2 — Кайрубах; 3 — Чашманигар; 4 — Лахути; 5 — Ак-Джар; 6 — Оркутсай; 7 — Кайраккум; 8 — Тепке. 1 — алевриты; 2 — супеси; 3 — алевролиты; 4 — песок; 5 — песчаники; 6 — галечники; 7 — лёссы; 8 — погребенные почвы (или педокомплексы I-X); 9 — современная почва; 10 — гипсы; 11 — костные остатки млекопитающих; 12 — локальный размыв; 13 — геологическая граница; 14 — прямая; 15 — обратная; 16 — корреляционные линии и возраст (млн. лет). На врезке показано расположение разрезов (1-8)

антиклинали песчаники частично выклиниваются и замещаются конгломератами. Выше по разрезу на толще, содержащей прослой палевых песчаников, залегает конгломерато-галечная толща сохской свиты, имеющая мощность на своде складки около 100—150 м, а на ее крыльях до 200 м. Рыхлые валунные галечники, которые можно выделить в верхней части этой толщи как более молодую генерацию, по мощности составляют не более 80 м. Высота адыра близ Чонгары около 1000—1100 м.

Выше по долине р. Сох на крыльях Актурпакской антиклинальной структуры (близ кишлаков Актурпак, Газноу) конгломерато-галечные отложения сохской свиты достигают 200 м мощности. На своде Актурпакской антиклинали их мощность сокращается до 50—100 м. Здесь они слагают адырную возвышенность высотой до 1200—1250 м.

В разрезе верхнекайнозойской молассы по правому борту долины р. Исфары, около кишлака Ханабад, кепелийская свита, по М.Н. Грамму, разделяется на две толщи. Нижняя состоит из бурых алевролитов, мощностью около 120—130 м. Верхняя толща — преимущественно конгломератовая, мощностью около 200 м. В нижней части верхней толщи содержатся линзы и прослой желтовато-палевых алевролитов. На конгломератах кепелийской свиты залегают рыхлые галечники мощностью около 80 м, аналогичные рыхлым галечникам Чонгарского разреза. Эти галечники в Исфаринском разрезе М.Н. Грамм относил к исписарской—сохской свите. Если следовать стратиграфическим построениям С.А. Несмеянова, то верхняя часть кепелийской свиты включалась в состав коктюрлюкской свиты, а последняя коррелируется с сохской свитой Н.П. Васильковского. Таким образом, имеет место разное понимание стратиграфического объема сохской свиты. В этой связи представляется, что при узком понимании стратиграфического объема сохской свиты, если за нее принять только рыхлые галечники (молодая генерация мощностью не более 100 м), хорошо выраженные в верхней части Чонгарского, Исфаринского, Шорсуйского и других разрезов Южной Ферганы, то, по-видимому, она может коррелироваться с исписарской свитой или свитой D и возраст ее может рассматриваться как эоплейстоценовый. При более широком понимании стратиграфического объема сохской свиты и включении в ее состав конгломератов и конгломерато-алевритовых слоев верхней части кепелийской свиты ее возраст может рассматриваться как позднеплиоцен-эоплейстоценовый и ее следует коррелировать со свитами C₁ (верхняя часть), C₂ и D или с куруксайской и кайрубакской свитами Южной Таджикистана (табл. 2).

Следует обратить внимание на то, что в Южной Фергане так же, как и в западной ее части, лёссовые покровы отсутствуют на адырах, сложенных галечниками и конгломератами сохской свиты.

В районе Коктюрлюкских излучин и вдоль южных склонов гор Акчоп, Акбель и Супетау наблюдаются террасы Сырдарьи, имеющие относительные высоты 10—15, 20, 35—40, 70—75 и 100—120 м. Более высокие террасовые уровни на Супетау выражены плохо. Террасы сложены аллювиальными галечниками, мощность которых не превышает 3-4 м. Аналогичный комплекс террас прослеживается по долинам рек Сох, Исфара, Шорсу и др. Около Кайраккумского водохранилища, вдоль гор Акбель, Акчоп и Супетау, с поверхностью террас 30—100-метровых уровней связано большое количество находок среднепалеолитических изделий — так называемый кайраккумский палеолит [Ранов, 1965; Ранов, Несмеянов, 1973]. В.А. Ранов рассматривает каменный инвентарь кайраккумского палеолита как ашеле-мустьерский или раннемустьерский комплекс с небольшой примесью более позднего материала. Все палеолитические местонахождения здесь открытого типа и не позволяют точно судить о возрасте террас, тем более, не исключается вероятность частичного перетолжения кайраккумского палеолита. Условно террасы ниже 100 м нами отнесены к позднеплейстоценовым, а 100—120-метровые — к среднеплейстоценовым.

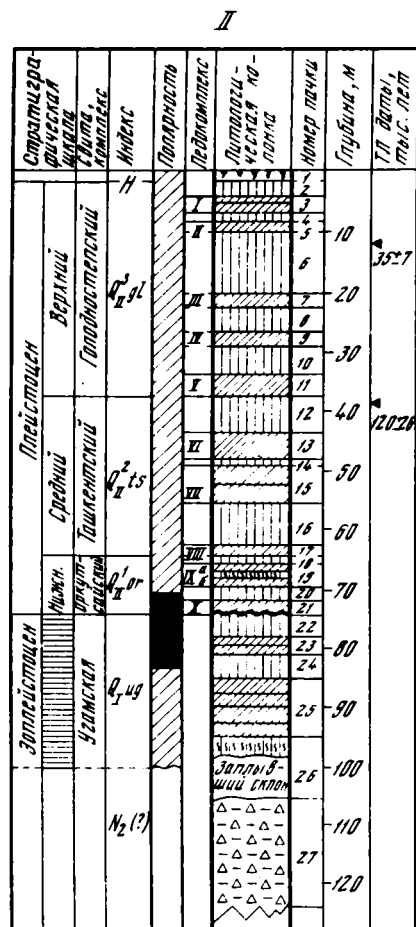
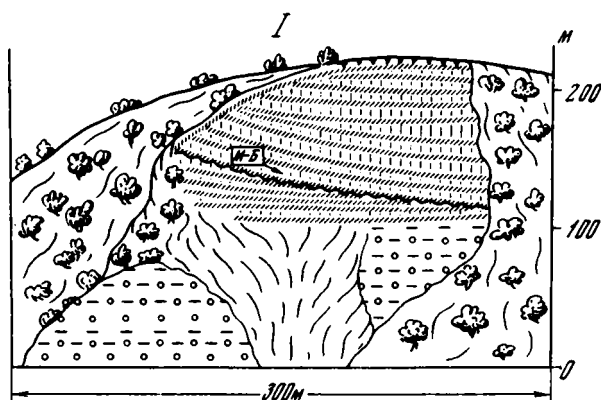


Рис. 39. Разрез Оркутсай

I — общий вид обнажения (зарисовка); II — стратиграфическая колонка. Условные обозначения см. на рис. 7

Сукок (бассейн р. Кугарт) в оползневом цирке зафиксировано пять ископаемых почвенных комплексов. Видимая мощность лёссово-почвенной толщи здесь около 70 м.

В Приташкентском районе обычно выделяют четыре возрастных комплекса четвертичных отложений: раннечетвертичный — нанайский (Q₁), среднечетвертичный — ташкентский (Q₂), позднечетвертичный — голодноостепский (Q₃) и современный — сырдарьинский (Q₄). Эти стратиграфические подразделения были описаны в работах Ю.А. Скворцова [1949], Н.П. Васильковского [1951, 1957], Г.А. Мавлянова [1958], Г.Ф. Тетюхина [1978] и др. Для Приташкентского района характерно широкое распространение лёссов, которые образуют покровы на речных террасах вдоль Сырдарьи и в низовьях рек Ангрэн, Чирчик, Келес. Возраст лёссовых покровов отождествлялся с возрастом террас. Однако детальное изучение лёссово-почвенных образований показывает, что такой подход ошибочен и в ряде случаев необходимо пересмотреть возраст лёссовых толщ, составляющих террасы. Так, в 40-метровом разрезе Келес, характеризующем III террасу (превышение 40 м), относимую геологами к ташкентскому комплексу (средний плейстоцен), вскрыты лёссы позднеплейстоценового возраста. В толще лёссов здесь на разных уровнях намечается два-три горизонта слабо развитых сероцветных палеопочв. Эти почвы характеризуют условия очень слабого увлажнения и коррели-

руются с наиболее молодыми позднелайстоценовыми ископаемыми почвами субэвразского разреза Южного Таджикистана. По материалам А.А. Лазаренко и В.Н. Шелкопляса [1973], термолюминесцентный возраст нижней части лёссовой толщи в разрезе Келес не древнее 110 тыс. лет. Такая же картина наблюдается в другом разрезе 40—50-метровой "ташкентской" террасы в низовьях р. Ангрен — в овраге Бурджар, прорезающем Пскентский лёссовый массив. В 30—35-метровых обрывах вдоль оврага обнажается лёссово-почвенная толща, в которой насчитывается до четырех-пяти горизонтов ископаемых почв. Цвет палеопочв изменяется от бурого и светло-бурого до палево-коричневого. Иллювиальные карбонатные горизонты почв плохо выражены. Погребенные почвы в лёссах разреза Бурджар проявлены несколько слабее, чем в предгорной зоне Приташкентского района. Термолюминесцентные даты, полученные А.А. Лазаренко по самым нижним слоям лёсса в разрезе Бурджар, дают возраст около 150 тыс. лет. Исходя из геологических и палеопедологических данных и результатов термолюминесцентного датирования, вся лёссово-почвенная толща в разрезе Бурджар может быть отнесена к позднему плейстоцену (голодностепскому комплексу) и ее следует коррелировать с душанбинским комплексом субэвразских отложений на юге Таджикистана. Находка мустьерского отщепы в погребенной почве разреза Бурджар на глубине 14,2 м также указывает на относительно молодой возраст (верхняя половина позднего плейстоцена) верхней части толщи лёссов [Лазаренко, Громов, 1970].

В 1943 г. в основании лёссового покрова так называемый ташкентской 40-метровой террасы юго-западнее Ташкента при рытье котлована под Нижнебозусуйскую ГЭС был найден зуб *Elasmotherium sibiricum* [Скворцов, 1949]. Зуб был обнаружен в песчаной линзе между "шоком" и лёссом, образующим покров террасы. Многие исследователи эту палеонтологическую находку часто приводят для доказательства среднеплейстоценового возраста ташкентской террасы. Возрастной диапазон распространения *Elasmotherium sibiricum* — от виллафранка до миндель-рисса и, возможно, до начала рисса [Громова, 1965]. Следовательно, находящаяся выше слоя с *Elasmotherium sibiricum* толща лёссового покрова ташкентской террасы имеет возраст не древнее среднего плейстоцена, т.е. палеонтологическая находка дает всего лишь нижний возрастной предел стратиграфической позиции покровных лёссов.

Один из наиболее полных лёссовых разрезов расположен в с. Оркутсай (рис. 39). Он приурочен к узкому водоразделу между долинами рек Чирчик и Угам. Лёссы образуют покров, развитый на абсолютных высотах 1300—1600 м. Выше по склонам гор лёссы постепенно выклиниваются, образуя маломощные фрагментарные покровы. Наибольшее распространение имеет самая молодая генерация лёссов, сформировавшаяся в интервале времени от 20—22 до 10 тыс. лет.

В оползневом цирке на правом борту Оркутсая описан следующий разрез (сверху вниз):

Н	Глубина, м
1. Современная хорошо развитая коричневая почва. Текстура комковатая, отмечаются многочисленные поры и ходы землероев	0,0—1,5
2. Лёсс серовато-палевый, однородный, рыхлый, пористый, местами ноздреватый, отмечены мелкие (1—1,5 см) известковистые конкреции. Переход в нижележащий горизонт ископаемой почвы постепенный	1,5—4
3. I почвенный комплекс. Состоит из двух сероцветных почв, наложенных одна на другую. Верхняя почва выражена слабее, чем нижняя. Иллювиальный карбонатный горизонт нижней почвы рыхлый белесый. Мощность верхней почвы 0,7—0,8 м, нижней — 2 м	4—6,8
4. Лёсс серовато-палевый, однородный, хрупкий	6,8—8
5. II погребенный почвенный комплекс. Почва светло-коричневая, хорошо выражена морфологически, текстура мелкокомковатая. Иллювиальный карбонатный горизонт рыхлый, белесый, его мощность до 0,5 м	8—10

6. Лёсс палевый, однородный, хрупкий, тонкопористый. Фитогенные поры слабо карбонатизированы. Встречаются карбонатные конкреции размером до 3—4 см 10—20
7. III погребенный почвенный комплекс. Сдвоенные почвы. Верхняя выражена слабо. Нижняя почва светло-бурая, текстура комковатая, фитогенные поры карбонатизированы. Иллювиальный карбонатный горизонт белесый, рыхлый, мощностью 0,3—0,4 м, верхние 5 см — карбонатная корка 20—22,5
8. Лёсс палевый, однородный, хрупкий, тонкопористый, слабокарбонатизированный 22,5—26,5
9. IV ископаемый почвенный комплекс. Суглинок серовато-коричневый, мелкокомковатый, слабооглиненный, тонкопористый, поры карбонатизированы. Иллювиальный карбонатный горизонт хорошо выражен, в его верхней части карбонатная корка 5—7 см 26,5—29
10. Лёсс серовато-палевый, однородный, тонкопористый, хрупкий, карбонатизированный ... 29—33,6
11. V ископаемый почвенный комплекс. В верхней части комплекса до глубины 35,1 м почва светло-коричневая, тонкопористая, мелкокомковатая. Ниже почва буроцветная, с хорошо выраженной комковатой текстурой. Иллювиальный карбонатный горизонт хорошо проявлен, имеет карбонатную корку (10—15 см) в кровле. Мощность иллювиального карбонатного горизонта 0,4—0,5 м 33,6—37,3

Q₁ts

12. Лёсс палевый, тонкопористый, карбонатизированный, с карбонатными конкрециями ... 37,3—43,5
13. VI ископаемый почвенный комплекс. Почва буроцветная, граница почвы с вышележащим горизонтом лёсса постепенная. Текстура комковатая, поры имеют темную пигментацию. Иллювиальный карбонатный горизонт мощностью 0,4—0,5 м хорошо выражен. В верхней части этого горизонта имеется карбонатная корка мощностью 10—15 см 43,5—48,3
14. Лёсс коричнево-палевый, слабо переработан почвенными процессами, тонкопористый 48,3—48,8
15. VII ископаемый почвенный комплекс. Состоит из двух наложенных одна на другую буроцветных почв. Иллювиальный карбонатный горизонт верхней почвы выделяется в интервале 52—52,3 м. В нижней почве по порам и плоскостям комковатых отдельностей наблюдается известковый псевдоморфизм. Иллювиальный карбонатный горизонт нижней почвы хорошо выражен, его мощность 0,4—0,5 м, в его верхней части карбонатная корка мощностью 10—15 см 48,8—55,5
16. Лёсс палевый, тонкопористый, с карбонатными конкрециями размером до 5 см 55,5—62,5
17. VIII ископаемый почвенный комплекс. Почва буроцветная, слабокомковатая. Мощность иллювиального карбонатного горизонта 0,5—0,6 м 62,5—64,5

Q₁ог

18. Лёсс палевый, однородный, тонкопористый, уплотненный 64,5—65,5
19. IX почвенный комплекс состоит из двух светло-бурых почв, разделенных 1—1,5-метровым слоем лёсса. Верхняя почва имеет мощность 1,2 м, нижняя — 1,7 м 65,5—69,5
20. Лёсс палевый, тонкопористый, карбонатизированный 69,5—72
21. X ископаемый почвенный комплекс. Почва буроцветная, комковатая текстура выражена слабо. Мощность иллювиального карбонатного горизонта 0,7 м 72—74,3

Q₁г

22. Лёсс палевый, однородный, уплотненный 74,3—78
 23. Две, буроцветные палеопочвы, наложенные одна на другую. В нижней части их профиля — сдвоенный иллювиальный карбонатный горизонт 78—81
 24. Лёсс палевый, уплотненный, тонкопористый, карбонатизированный 81—85
 25. Четыре наложенные одна на другую буроцветные почвы 85—94,8
 26. Лёсс, переработанный почвенными процессами 94,8—98
- Запавший склон; уровень выхода грунтовых вод 98—105

N₂ (?)

27. Суглинки красновато-коричневые, с гравием и обломками пород. Обломочный материал образует прослой и линзы, нечетко разделяющиеся между собой; он не отсортирован, плохо окатан, представлен преимущественно изверженными породами 105—195

Оркусайский разрез по строению и стратиграфии идентичен таким разрезам Южного Таджикистана, как Кайрубак, Хонако, Чашманигар. В разрезе Оркусай по аналогии с лёссовыми разрезами Южного Таджикистана хорошо прослеживается угловое несогласие под X педокомплексом, а палеомагнитная инверсия Матуюма—Брюнес установлена в горизонте лёссов между X и IX педокомплексами (палеомагнитная характеристика получена А.В. Пеньковым и Е.И. Жидковым по образцам, отобраным автором). Термолюминесцентная дата (120±26 тыс. лет), полученная по лёссовому горизонту, находящемуся между VI и V педокомплексами, указывает, что V педокомплекс не выходит за возрастные пределы, установленные для этого педокомплекса в разрезах Южного Таджикистана. В целом все это позволяет говорить о достаточно хорошей межрегиональной стратиграфической корреляции ископаемых почв и лёссов Узбекистана и Южного Таджикистана,

по крайней мере, в объеме эпохи Брунес (см. рис. 38). На это также указывалось в работе А.А. Лазаренко и соавторов, изучавших субазральные толщи в разрезах Оркутсай и Хумсан [Лазаренко и др., 1980].

В разрезе Оркутсай на глубине 21 м в III педокомплексе Н.Г. Мавляновым¹ был обнаружен обломок пластины кремнистой породы, который, судя по описанию, принадлежит культуре развитого мустье [Мавлянов, Касымов, 1984]. Знаменательно, что авторы, дающие геологическую привязку и археологическую характеристику этой палеолитической находки, задаются вопросом о возрастном несоответствии мустьерского изделия его положению в лёссово-почвенной толще ташкентского комплекса (средний плейстоцен), за который, собственно, они принимают всю толщу лёссов в Оркутсайском разрезе. Тем самым эти авторы повторяют ошибочную стратиграфическую трактовку толщи лёссов, слагающих водораздел в Оркутсае, как образований среднеплейстоценовых, принадлежащих к ташкентскому литостратиграфическому комплексу. В связи с этим необходимо вновь обратить внимание на то, что стратиграфия разреза Оркутсай демонстрирует сложное строение лёссово-почвенной водораздельной толщи, в которой вскрываются разновозрастные горизонты ископаемых почв и лёссов от эоплейстоцена до верхнего плейстоцена включительно. Находка мустьерского орудия в III педокомплексе подтверждает ранее сделанное В.А. Рановым предположение о том, что благоприятные перспективы при поисках в лёссово-почвенных разрезах изделий мустьерской культуры следует связывать с III педокомплексом (см. табл. 1). Иными словами, это свидетельствует о том, что возраст III педокомплекса отвечает времени развития мустьерской культуры Средней Азии, т.е. примерно 50—40 тыс. лет назад.

В Оркутсайском разрезе среднеплейстоценовый — ташкентский литостратиграфический комплекс мы рассматриваем в объеме VIII, VII, VI педокомплексов, включая разделяющие их горизонты лёссов и горизонт лёсса над VI педокомплексом (см. рис. 39). Расположенные выше пять педокомплексов и горизонты лёссов между ними относятся к верхнеплейстоценовому — голодностепскому литостратиграфическому комплексу. Нижнеплейстоценовые палеопочвы и лёссы в возрастном интервале от ~ 0,8 до 0,5—0,45 млн. лет назад выделены как оркутсайский литостратиграфический комплекс. Он значительно моложе нанайского комплекса, являющегося по нашему мнению, дозоплейстоценовым, т.е. древнее 1,8—2 млн. лет назад. Для эоплейстоценовых субазральных и субаквальных отложений в стратиграфической шкале Приташкентского района мы предлагаем пользоваться названием угамский литостратиграфический комплекс, который объединяет в себе отложения высоких (300—400 м) аллювиальных террас верховьев Чирчика и субазральные образования, имеющие в целом возраст от 1,8—2 до 0,8 млн. лет назад.

Обширный лёссовый покров развит в районе г. Паркента на отрогах Чаткальского хребта. Шире всего здесь представлены самые молодые горизонты лёссов. Они распространены до высот 1600—1700 м. На левом борту Паркентская в лёссовой толще, залегающей на аллювиально-пролювиальных галечниках, наблюдаются хорошо выраженные красновато-бурые ископаемые почвы. Насчитывается до восьми горизонтов палеопочв. Видимая мощность лёссово-почвенной толщи здесь достигает 70—80 м. Сверху эта толща срезана молодой генерацией лёссов, мощность которых от 10 до 16—18 м.

Древние лёссово-почвенные образования обнажаются в разрезе Гальвасай, располагающемся в 3 км к востоку от Газалкента. В нижней части этого разреза хорошо представлены красноцветные и красно-бурые палеопочвы. Большая часть разреза характеризуется обратной намагниченностью (палеомагнитная характе-

¹ III педокомплекс в стратификации Оркутсая, приведенной автором настоящей работы, соответствует II педокомплексу этого же разреза по описанию Н.Г. Мавлянова.

ристика получена А.В. Пеньковым и Е.И. Жидковым по образцам автора). Несмотря на то, что пока не удалось точно скоррелировать разрез Гальвасай с лёссовыми разрезами Южного Таджикистана, принимая во внимание палеомагнитные и палеопедологические данные, можно сделать заключение, что в Гальвасе вскрыты, по-видимому, эоплейстоценовые и верхнеплиоценовые субзаральные образования. Плейстоценовая часть разреза здесь, вероятно, редуцирована или частично размыта.

В верховьях бассейна р. Чирчик хорошо выражены высокие террасы, имеющие превышения 700—800 и 300—400 м. Комплекс низких террас в долинах рек Приташкентского района располагается ниже 250 м. 700—800-метровая терраса лучше всего представлена в долине р. Пскем около кишлака Нанай (рис. 40). Она сложена 200—250-метровой толщей конгломератов и 20—40-метровым покровом лёссов. Со времени работ Ю.А. Скворцова разрез этой террасы рассматривался как стратотип нанайского комплекса. Геоморфологически эта терраса хорошо коррелируется с террасой Большое Даштако в Южном Таджикистане, что, вероятно, косвенно может указывать на позднеплиоценовый возраст нанайской террасы. Заметим, что нанайский комплекс коррелировался с сохской свитой [Васильковский, 1951], возраст которой позднеплиоцен-эоплейстоценовый, т.е. и это сопоставление допускает, что возраст нанайского комплекса древнее раннеплейстоценового.

300—350-метровая терраса хорошо выражена на правом борту долины Чирчика над Чарвакской плотиной. Эта терраса сложена рыхлыми конгломератами, представляющими собой фации горного аллювия. По простирацию к северу, к предгорьям Угамского хребта, конгломераты фациально замещаются лёссово-почвенными образованиями эоплейстоценового возраста и частично перекрыты плейстоценовым лёссово-почвенным покровом. Эта же терраса прослеживается на левом борту долины р. Чаткал при впадении левого притока Чимгансая. Здесь она сложена рыхлыми конгломератами, мощность которых достигает 70—80 м. Этот же уровень выделяется в долине р. Пскем в одном поперечном пересечении вместе с 700—800-метровым нанайским уровнем. 300—350-метровая терраса — это самостоятельный геоморфологический уровень, отвечающий обособленной фазе эрозивно-аккумулятивной деятельности рек Приташкентского района. Поэтому нельзя согласиться с мнением Н.П. Васильковского [1951], в соответствии с которым предполагалось, что 300-метровый уровень отвечает погруженной нанайской террасе. С 300—400-метровым уровнем в Южном Таджикистане сопоставляются эоплейстоценовые отложения, что, по-видимому, позволяет осуществлять такую же геолого-геоморфологическую корреляцию в Приташкентском районе.

При рассмотрении возрастных соотношений низких речных террас в комплексе с материалами по геологии палеолита Приташкентского района определенный интерес представляют данные по археологическим памятникам Обирахмат и Ходжакент.

Пещера Обирахмат находится в верхней части бокового сая р. Пальтав, правого притока р. Чаткал. Вход в пещеру и культурные слои, вскрытые в ней, находятся на 10—15 м ниже поверхности 90-метровой террасы, прослеживающейся по долине р. Пальтав. Эта терраса рассматривается нами как одна из высоких террас позднеплейстоценового (голодностепского) комплекса. Врез бокового сая, открывшего вход в пещеру, произошел в позднем плейстоцене, после того, как образовалась 90-метровая терраса. В связи с этим можно полагать, что древний человек обитал в пещере во второй половине позднего плейстоцена, т.е. во второй половине голодностепского времени, если границу между ташкентским и голодностепским комплексами проводить по 130 тыс. лет или по началу рисс-вюрма. Абсолютное датирование стоянки Обирахмат пока не дало однозначных результатов. По травертинам был получен возраст в пределах 170—70 тыс. лет

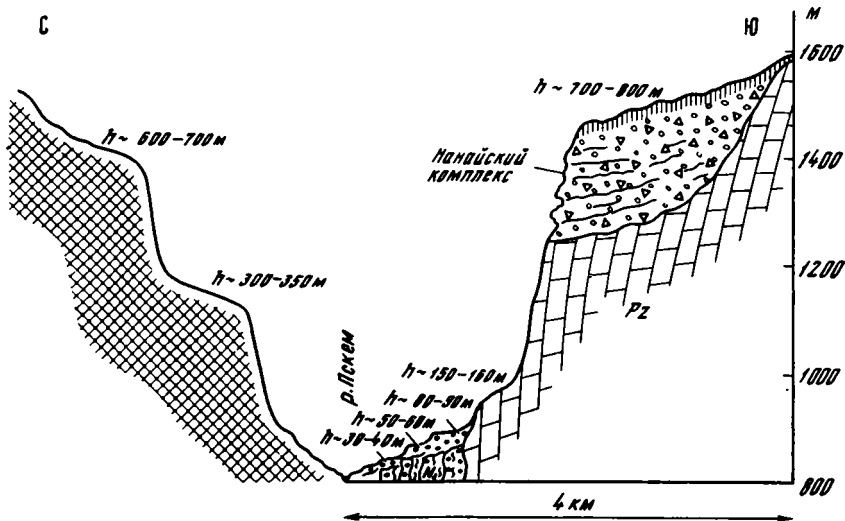


Рис. 40. Поперечный геолого-геоморфологический профиль долины р. Пскем близ кишлаков Нанай и Богустан

Условные обозначения см. на рис. 7

[Чердынцев, 1969]. Археологический возраст нижних культурных слоев, по исследованиям Р.Х. Сулейманова, — финальное мустье, выше которых идут слои верхнего палеолита [Древности..., 1976]. С такой оценкой археологического возраста палеолитической культуры пещеры Обирахмат согласуется мнение В.А. Ранова [Ранов, Несмеянов, 1973]. Как уже отмечалось, мустьерская культура Средней Азии не связана по возрасту со среднеплейстоценовым (ташкентским) комплексом террас. С.А. Несмеянов [Ранов, Несмеянов, 1973] предполагал, что геологический возраст щебнистых слоев грота Обирахмат, содержащих изделия финального мустье, соответствует рубежу позднеташкентской и начала голодно-степской эпох. Заметим, что С.А. Несмеянов возраст этого рубежа понимал на уровне около 55 тыс. лет. В соответствии с нашей схемой это приходится на начало второй половины позднего плейстоцена. Археологический возраст нижних культурных слоев Обирахмата также указывает на вторую половину позднего плейстоцена, если иметь в виду определение возраста (75—35 тыс. лет) среднеазиатского мустье (среднего палеолита) по В.А. Ранову [1980; Додонов, Ранов, 1984]. Из всего этого можно сделать вывод, что 90-метровая терраса образовалась в первую половину позднего плейстоцена (начало голодно-степского этапа).

Что касается другого археологического памятника — Ходжакент, то трудно согласиться с геологическим определением возраста этой стоянки по данным С.А. Несмеянова. Представляется, что более правильную точку зрения высказывали Г.Ф. Тетюхин [1961] и А.А. Юрьев [1961], которые связывали возраст геологических слоев, содержащих мустьерскую культуру ходжакентских гротов, с временем формирования голодно-степского комплекса террас. К этому можно добавить, что ходжакентский памятник, геоморфологически приуроченный к низким голодно-степским террасам Чирчика (к 20-метровой террасе), по возрасту скорее всего принадлежит ко второй половине голодно-степского этапа врезания палео-Чирчика.

По долине р. Чирчик на участке от впадения р. Угам до г. Газалкента вдоль ее правого борта прослеживаются террасы с относительными высотами 15—20, 40, 60, 90—100, 120 и 200—220 м, а вдоль левого борта — 27—30 и 45—50-метровые

террасы, которые сложены аллювиальными галечниками и маломощными покровами лёссов. На указанном отрезке долины Чирчика наблюдается почти полный спектр низких аллювиальных уровней, рассматриваемых нами как плейстоценовый комплекс террас. Вниз по долине террасы постепенно понижаются и в низовьях Чирчика ниже-, средне- и частично верхнеплейстоценовые аллювиальные свиты погребены под покровом лёссов позднплейстоценовой генерации. Подобная геологическая ситуация наблюдается в низовьях рек Ангрэн и Келес.

В Иссыккульской впадине с верхнеплиоцен-плейстоценовыми образованиями коррелируются верхи джуукинской свиты и шарпылдагская свита. Верхняя часть джуукинской свиты (верхняя подсвита) представлена пестроцветной (зеленоватопалевые, светло-серые, палевые) толщей переслаивания песчаников, алевроитов, галечников, мергелей. Мощность верхней подсвиты 400—500 м. В ней имеется ряд палеонтологических находок, среди которых важно отметить наличие остатков *Archidiskodon meridionalis* (Ордокучар) и *Equus stenonis* (Ичке-Тасма) [Курдюков, 1962; Беляева, Курдюков, 1963; Дмитриева, Несмеянов, 1982]. Переход от джуукинской свиты к шарпылдагской свите постепенный, хотя нередко граница между свитами выражена в виде размыва и несогласия. По этой границе отмечается увеличение кластического материала снизу вверх по разрезу. Шарпылдагская свита представлена серовато-коричневыми алевроитами, насыщенными гравием, щебнем и галькой, дислоцирована слабее, чем джуукинская свита.

В разрезе горы Шарпылдаг шарпылдагская свита характеризуется обратной намагнитченностью [Алешинская и др., 1976; Ильичев, Куликов, 1974]. При интерпретации этого разреза можно согласиться с А.К. Трофимовым и О.М. Григиной [1980], не включающих в состав шарпылдагской свиты слои верхней части разреза мощностью 35 м, обладающие прямой полярностью. Мощность шарпылдагской свиты около 100 м. Аналогии шарпылдагской свиты обнажаются в нижней части разреза горы Тепке (тепкинские слои). На правом берегу р. Джергалан в разрезе Тепке в самой высокой части обнажения, отвечающей своду антиклинальной складки, описан следующий разрез (снизу вверх):

Q _{1sh}	Мощность, м
1. Супесь палево-коричневая, плотная, оскольчатая, с карбонатными стяжениями. В некоторых интервалах супесь опесчанена. Отмечаются зеркала скольжения. В нижней части пачки — выходы 8-метрового слоя зеленовато-серых песков, разнозернистых, с включениями гравия. Пачка дислоцирована. Азимут падения 180°, $\angle$ 20°. Граница с вышележащей пачкой резкая	31
Q ₁₁	
2. Пески разнозернистые, косослоистые, хорошо промытые. В нижней части пачки пески переслаиваются с маломощными (0,5—1,5 м) прослоями алевроитов и супесей. По контакту с нижележащей супесчаной пачкой — гравийно-галечный слой	19
3. Переслаивание супесей и песков. Супеси серовато-коричневые, плотные, неравномерно опесчаненные. Пески разнозернистые, местами содержат гравий и гальку. Мощность отдельных слоев не превышает 3 м	20

Между нижней пачкой 1 и верхними пачками 2 и 3 фиксируется угловое несогласие. Пачка 1 характеризуется обратной полярностью, пачки 2 и 3 имеют прямую намагнитченность. Палеомагнитное изучение Тепкинского разреза (измерения А.В. Пенькова и Е.И. Жидкова по отобраннным автором образцам) дало результаты, сходные с палеомагнитными данными В.А. Ильичева и О.А. Куликова [1973]. В обратно намагнитченных слоях обнажения горы Тепке обнаружена фауна *Equus ex gr. sanmeniensis* Teilh. et Piv., *Dicerorhinus cf. etruscus* (Falc.), *Canis cf. lupus* L., *Nyaena cf. sinensis* Owen, *Cervus elaphus* L., *Bison* sp. [Беляева, Курдюков, 1963; Алешинская и др., 1976; Дмитриева, Несмеянов, 1982]. В прямо намагнитченных слоях, залегающих на пачке 1, отмечались находки *Equus caballus* L., *E. hemionus* Pal., *Cervus* sp., *Mamuthus* sp. [Беляева, Курдюков, 1963]. В периклинальных частях складки, западнее и восточнее горы Тепке, вдоль р. Джергалан пачки 2 и 3 понижаются и слагают террасу высотой 50 м над рекой. Эти слои рассматривались как джергаланская свита среднплейстоценового возраста [Талипов,

Королев, 1970; Алешинская и др., 1971]. Однако они могут отвечать нижнему—среднему плейстоцену, учитывая положение в рассматриваемом разрезе палеомагнитной инверсии, отождествляемой с инверсией Матуяма—Брюнес и совпадающей с подошвой данной свиты. В Тепкинском разрезе обращает на себя внимание приуроченность инверсии Матуяма—Брюнес к границе, выраженной в виде углового несогласия и размыва, что хорошо согласуется с характером проявления зоплейстоцен-плейстоценовой границы в разрезах Южного Таджикистана. Тем самым подтверждается широкое развитие в Средней Азии зоплейстоцен-плейстоценовой фазы диастрофизма, определившей этот рубеж.

Корреляция климатостратиграфической антропогенной шкалы Южного Таджикистана со шкалой ледниковых отложений высокогорного пояса Средней Азии представляет большие трудности. В стратиграфических схемах Восточного Памира, характеризующегося хорошей сохранностью ледниковых образований, обычно были отражены три ледниковые эпохи, если не считать голоценовые подвижки ледников [Васильев, 1962; Трофимов, 1962]. На основе применения палеомагнитного и палинологического методов был удревнен возраст ледниковых отложений Восточного Памира до позднего плиоцена включительно [Пеньков и др., 1976]. Рассмотрена история горного оледенения, а для отдельных интервалов времени позднелицен-четвертичного этапа развития Восточного и Западного Памира даны палеогеографические реконструкции [Чедия, 1955; Пахомов, 1962, 1969, 1972; Никонов, Пахомов, 1976; Пахомов, Никонов, 1983]. В стратиграфических схемах верхнелицен-четвертичных отложений Восточного Памира, составленных А.А. Никоновым и М.М. Пахомовым, указывается пять или шесть оледенений, разделенных межледниковьями [Пахомов, 1982; Никонов, Пахомов, 1984].

Изучение геологии и геоморфологии ледниковых образований Восточного Памира показывает, что в строении древних морен обнаруживаются те же закономерности деления на крупные генерации, которые удалось наблюдать при анализе субэкральных и субкавальных отложений верхнего плиоцена и антропогена Таджикской депрессии. Так, в бассейнах рек Токузбулак и Аличур (рис. 41), по долине р. Гурумды, на северо-восточном борту котловины оз. Каракуль прослеживаются три крупные генерации ледниковых образований. Две наиболее древние генерации ледниковых отложений (I и II) имеют чаще всего площадное распространение, нередко они выдвинуты за пределы ледниковых долин и занимают различные геоморфологические уровни. Самая древняя генерация (I) в бассейне р. Токузбулак и на северо-восточном борту Каракульской котловины прослеживается на абсолютных высотах 4700—4800 м, занимая водораздельные участки небольших долин. Аналогичное гипсометрическое положение древняя морена занимает в приустьевой части долины р. Уйсу (севернее оз. Каракуль). Более молодая генерация ледниковых образований (II) в указанных районах слагает уровни на абсолютных высотах 4200—4400 м. В восточной части Аличурской долины и в котловине оз. Сасыкуль морены I и II генераций располагаются примерно на одних и тех же высотах — 4000—4100 м. Рассматриваемые генерации ледниковых образований хорошо различаются между собой по характеру рельефа: поверхность более древней генерации обладает значительной выровненностью, а поверхность более молодой генерации имеет холмисто-западный рельеф с обилием выветрелых валунов и глыб изверженных и метаморфических пород. Отметим, что валуны и глыбы на поверхности древней (I) генерации ледниковых отложений были в значительной степени уничтожены физическим выветриванием.

В верховьях ледниковых долин Восточного Памира трогии глетчеров I генерации прослеживаются на высотах с 500 м, а трогии глетчеров II генерации — с 200—250 м относительно тальвегов. Надо заметить, что вместе две системы разновозрастных трогов наблюдаются не во всех долинах. А.К. Трофимов писал, что "вставленные трогии (нижнечетвертичные и среднечетвертичные) — явление довольно редкое, наблюдается лишь местами в переходной зоне от Западного

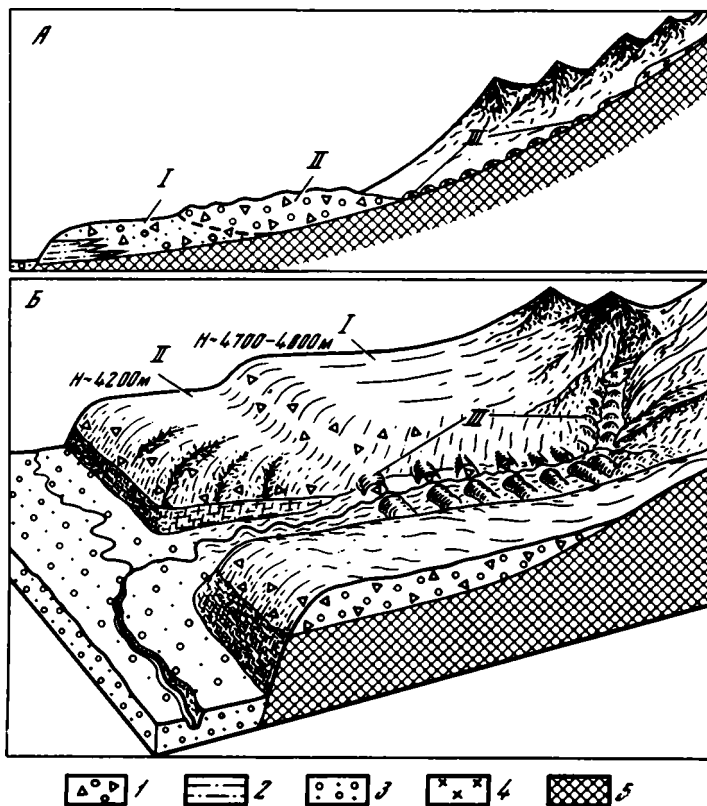


Рис. 41. Соотношение разновозрастных ледниковых образований на Восточном Памире

А — бассейн р. Аличур и котловина оз. Сасыккуль; Б — бассейн р. Токузбулак. I—III — разновозрастные генерации ледниковых образований (описание в тексте).

1 — морена; 2 — озерные и флювиогляциальные отложения; 3 — аллювий; 4 — современные ледники; 5 — коренные породы

Памира к Восточному" [Трофимов, 1962, с. 268]. "Нижнечетвертичные" и "среднечетвертичные" морены, по описаниям А.К. Трофимова, соответствуют моренам I и II генераций, выделяемых нами на Восточном Памире.

Моренные образования самой молодой генерации (III) распространены в пределах горных долин и представлены в виде серии конечно-моренных гряд. Количество таких конечно-моренных гряд достигает 8—10, хотя далеко не в каждой долине эти морены хорошо выражены. Нередко, особенно в узких долинах, они размыты и перекрыты водно-ледниковыми отложениями, маскирующими ледниковые формы. Детальные геолого-геоморфологические наблюдения позволяют выявить большое число конечно-моренных гряд данной генерации в боковых долинах Аличура (например, по долинам рек Тамды, Акджилга, Кулкурумды, Кумды) и в бассейне р. Токузбулак (по долине р. Кокджар-Учкүль). Например, В.А. Васильев [1966] также отмечал хорошо выраженные конечные морены молодой (III) генерации (аличурский комплекс, по В.А. Васильеву) на северных склонах Южно-Аличурского хребта в долинах рек Шегембет, Курумды, Бешгумбез, Кол-Уч-Кол, а также в долине р. Кара-Арт, принадлежащей к бассейну оз. Каракуль. Обычно конечно-моренные гряды имеют в плане серповидную форму, обладают крутым дистальным и пологим проксимальным склонами. Относительная высота конечно-моренных гряд достигает 30—40 м. Прослеживаются они в верхних частях горных долин ниже современных морен на расстоянии

Таблица 3

Схема сопоставления верхнеплиоцен-четвертичных отложений Таджикской депрессии и ледниковых образований Восточного Памира

Стратиграфическая шкала				Таджикская депрессия						Ледниковые и водно-ледниковые образования Восточного Памира		
Система	Отдел	Раздел	Подраздел	Палеомаятниковая шкала, млн. лет	Сдвиг, комплекс	Костеночные горизонты	Элементы рельефа долины рек	Лессово-песчаные образования	Археологические данные	Фаза тектогенеза		
Четвертичная (антропогеновая)	Плейстоцен	Верхний	Верхний	0,02	Ишанский комплекс		Эрозионно-аккумулятивные террасы в интервале 10—220(250) м	I ПК	Иссарская культура	Горная	Генерация III	
			Средний	0,11				II ПК				Харатаская культура
			Нижний	0,73				III ПК				
			Бронзовый	0,90				IV ПК				
Четвертичная (антропогеновая)	Плейстоцен	Верхний	Верхний	0,97	Кулябский комплекс	Лахут-2	Эрозионно-аккумулятивные террасы в интервале 300—400 м	V ПК	Харатаская культура	Харатаская	Генерация II	
			Средний	1,67				VI ПК				
			Нижний	1,87				VII ПК				
			Бронзовый	2,40				VIII ПК				
Четвертичная (антропогеновая)	Плейстоцен	Верхний	Верхний	2,40	Куруксайский комплекс	Куруксай-1 (Набруха)	Эрозионно-аккумулятивные террасы в интервале 600—800 м	IX ПК	Харатаская культура	Харатаская	Генерация I	
			Средний	3,40				X ПК				
			Нижний					XI ПК				
			Бронзовый					XII ПК				

Примечание: ПК — педокомплекс, Л — лёсс

до 10—25 км. Протяженность зоны с развитыми краевыми моренами молодой генерации зависит от величины долины и ее экспозиции. Горные долины северной экспозиции отличаются лучше выраженными краевыми моренными образованиями, по сравнению с долинами, обращенными на юг. Конечно-моренные гряды III генерации, как правило, задернованы, на их поверхности много валунов, степень выветрелости которых значительно меньше, чем валунов на морене более древней (II) генерации. Современные (голоценовые) морены имеют свежий облик, скелетное строение, мало содержат мелкозема.

Охарактеризованные выше генерации ледниковых образований Восточного Памира раньше описывались и картировались преимущественно как нижне-, средне- и верхнечетвертичные моренные комплексы [Васильев, 1962, 1966; Трофимов, 1962; Чедия, Лоскутов, 1965; Чедия, 1971]. "Нижнечетвертичный" — восточно-памирский ледниковый комплекс (I генерация) обычно коррелировался с кулябским комплексом (серией) Таджикской депрессии. Принципиально эта корреляция и сейчас представляется верной. Однако, поскольку возраст кулябской серии, как теперь установлено, не раннечетвертичный, а позднелиоцен-эоплейстоценовый, то возникает вопрос об удревнении возраста коррелируемых с ней

моренных образований. Это, в свою очередь, заставляет, по нашему мнению, пересматривать и удреждать возраст "среднечетвертичного" — мургабского и "верхнечетвертичного" — аличурского ледниковых комплексов.

Суммируя данные по геологии и геоморфологии ледниковых отложений Восточного Памира, привлекая уже известные по этому региону литературные источники и опираясь на стратиграфическую шкалу Таджикской депрессии, можно прийти к следующим корреляционным построениям. Две наиболее древние генерации ледниковых отложений, по всей вероятности, могут рассматриваться как сложно построенные ледниковые толщи позднеплиоценового (куруксайского) и эоплейстоценового (кайрубакского) возраста (табл. 3). Эти морены формировались в условиях обширного горного оледенения, когда древние ледники покрывали подножья горных хребтов и днища широких долин. Морены самой молодой генерации, по-видимому, должны быть отнесены к эпохе плейстоценового оледенения, когда масштабы оледенения резко сократились и оно приобрело горно-долинный характер. Дополнительным указанием на это является значительная аридизация палеоклимата в течение плейстоцена, а также резкий рост горных сооружений Центральной Азии в эоплейстоцен-плейстоценовую фазу тектогенеза, что в целом способствовало изоляции и иссушению высокогорных районов Восточного Памира начиная именно с рубежа эоплейстоцен—плейстоцен, т.е. 0,8—0,7 млн. лет назад.

Таким образом, материалы по стратиграфии и корреляции антропогена в Средней Азии показывают, что наиболее дробная шкала для последних 3,5—4 млн. лет получена по эоплейстоцену и плейстоцену. Выделение климатостратиграфических подразделений в виде горизонтов почв и лёссов и прослеживание климатических ритмов от сравнительно хорошо изученных интервалов плейстоцена до подошвы эоплейстоцена указывает на возможность применения климатостратиграфического принципа расчленения не только для плейстоценовых, но и для эоплейстоценовых отложений. Вместе с тем нельзя не отметить, что в течение последних 0,8 млн. лет климатические ритмы проявлены более отчетливо, чем в интервале 2—0,8 млн. лет. Причина этого, по-видимому, в том, что в эпоху сравнительно большого похолодания и аридизации во время плейстоцена климатические колебания проявлялись гораздо резче, чем в предыдущий геосторический этап.

СЕВЕРНЫЙ КИТАЙ

Корреляция верхнеплиоцен-четвертичных отложений Южного Таджикистана с разрезами аналогичных образований удаленных территорий Евразии не решается однозначно, так как пока еще не существует общего понимания относительно положения неоген-четвертичной границы, кроме того, детальность расчленения верхнеплиоцен-четвертичного интервала шкалы неодинакова в разных регионах.

В геологических разрезах Северного Китая неоген-четвертичную границу предлагается проводить по палеомагнитной инверсии Гаусс—Матуяма (2,48 млн. лет), которая приходится на рубеж между нижним и верхним нихэванем. В лёссовых разрезах эта граница устанавливается в основании лёссовой толщи [Liu Tung-sheng, Ding Meng-lin, 1982]. Нихэваньские аллювиально-озерные отложения залегают на плиоценовых красных глинах; с последними ассоциируются находки *Hipparion* и *Chilotherium*. По контакту между красными глинами и нихэваньскими отложениями отмечается поверхность размыва и фиксируются делювиальные образования. Начало формирования нихэваньских отложений отмечается, согласно палеомагнитным данным, в середине эпохи Гаусс (~ 3 млн. лет назад). Со слоями нижнего нихэвана связаны находки остатков *Lynx variabilis*, *Zygodolophodon* sp., *Paracamelus* sp., *Antilopini* unxiensis, *Hipparion* (разрезы Доуби и Данагоу близ д. Донгъяожитоу). Такие находки, как *Equus sanmeniensis*, *Proboscidea* sinense, *Epimachairodus* cf. *crenatidens*, описанные раньше П. Тейяр де Шарденом и

Пивето [Teilhard de Chardin, Piveteau, 1930], встречаются главным образом в основании верхнего нихэваня [Li Hua-mei, Wang Jun-da, 1982].

Известно, что в нихэваньском местонахождении костных остатков млекопитающих отмечались единичные каменные изделия галечной культуры [Ларичев, 1984]. Они имели спорный характер и вызывали дискуссию среди исследователей относительно их принадлежности к древнему палеолиту. В коллекции галек, отобранных Э. Лисаном и П. Тейяр де Шарденом в местах концентрации фауны, отмечались каменные предметы предположительно с признаками искусственного раскалывания камня. В.Е. Ларичев приводит археологические и палеонтологические данные о местонахождении Шаншацзюй (расположенном в 1 км к западу от Нихэваня), где вскрываются нихэваньские отложения мощностью около 10 м. Китайские исследователи Гай Пэй и Вэй Ци здесь выделяют семь слоев, состоящих из глин и разнозернистых песков. Нихэваньские отложения перекрыты в этой точке 2-метровым слоем молодого лёсса (слой 7). В слое 4 на глубине 6,5 м была обнаружена галька со следами искусственной обработки. Время отложения шести слоев (нихэваньских отложений) определяется содержащейся в них фауной *Proboscideipparion*, *Postschizotherium*, *Elasmotherium*, *Palaeoloxodon namadicus*, *Equus sanmeniensis*, *Bison palaeosinensis*. Эта фауна относится к виллафранку, и считается, что вмещающие ее отложения имеют раннеплейстоценовый возраст (по западноевропейской стратиграфической шкале).

Важным дополнением к сведениям о наличии палеолитических находок в нихэваньских отложениях служат данные по местонахождению Сихоуду, которое расположено на северо-востоке уезда Жуйчэн, в 3,5 км к северо-востоку от д. Кэхэ и в 3 км от р. Хуанхэ. Этот пункт известен под N 6053. По очень схематичному геоморфологическому и геологическому описанию этого местонахождения, приведенному в работе В.Е. Ларичева [1984], следует, что здесь существует поверхность, возвышающаяся на 170 м над уровнем р. Хуанхэ и на 500—520 м над уровнем моря. Отмечается оползневой характер склонов. В основании разреза плейстоценовой толщи, мощность которой составляет здесь 75 м, в песчано-глинистых отложениях были обнаружены костные остатки млекопитающих, обработанные камни и фрагменты костей животных со следами воздействия огня. Песчано-глинистые отложения перекрыты пачкой песчанистой "красноватой земли" мощностью около 50 м. Судя по описанию некоторых деталей, можно предположить, что толща "красноватой земли" представляет собой лёссы (лёссовидные суглинки) с погребенными почвами. В верхней части этой толщи на профиле, приведенном в статье В.Е. Ларичева [1984], изображены две погребенные почвы. По материалам Цзя Ланьпо [Jia Lanpo, 1980] для местонахождения Сихоуду приведен следующий список костных остатков млекопитающих: *Hyaena* sp., *Elaphurus bifurcatus*, *Axis rugosus*, *Axis shansius*, *Gazella* cf. *blacki*, *Coelodonta antiquitatis shansius*, *Elasmotherium* cf. *inexpectatum*, *Proboscideipparion sinense*, *Equus sanmeniensis*, *Stegodon* sp., *Archidiskodon planifrons*, *Palaeoloxodon* cf. *namadicus*, *Trogontherium* sp. Цзя Ланьпо считает, что возраст этой фауны превышает 1 млн. лет. В монографии "Fossil Man in China" [1983], посвященной палеонтологической и палеоантропологической выставке в Гонконге, возраст местонахождения Сихоуду рассматривается как конец раннего плейстоцена (по западноевропейской схеме). По мнению китайских исследователей, отложения Сихоуду формировались в эпоху, предшествовавшую оледенению поян (=гюнц).

Верхнихэваньским субаквальным образованиям соответствует субазральная толща учэн. Возраст лёссовой толщи учэн китайские геологи рассматривают как раннеплейстоценовый — в объеме палеомагнитной эпохи Матуйама, ниже эпизода Харамильо [Heller, Liu Tung-sheng, 1982]. Эта толща представлена чередующимися между собой горизонтами красноцветных и красно-бурых палеопочв и горизонтами лёссов, содержащих большое количество карбонатных конкреций. Если использовать геологические и палеомагнитные данные по разрезам Лёссового

плато, опубликованные в работе Чжан Цзунху [Zhang Zonghu, 1983, 1984], то можно видеть, что мощность лёссово-почвенной толщи учэн 80—90 м при общей мощности лёссово-почвенных разрезов до 180—200 м. В толще учэн пока не выделяются отдельные горизонты палеопочв, а показываются мощные педокомплексы и слои лёссов или лёссовидных силтов, переработанные почвенными процессами. Учитывая строение субазальной толщи учэн и ее палеомагнитную характеристику, с ней можно коррелировать зоплейстоценовые лёссово-почвенные образования Южного Таджикистана. Самые нижние горизонты почв и лёссов толщи учэн, очевидно, соответствуют субазальной толще верхнего плиоцена Южного Таджикистана. Начало лёссообразования на Лёссовом плато фиксируется с 2,4 млн. лет назад [Чжан Цзунху, 1982]. В Южном Таджикистане лёссы стали формироваться с 2 млн. лет назад. В некоторых разрезах, например в Карамайдане, лёссы, переработанные почвами, зафиксированы на уровне 2,4 млн. лет.

Более молодые лёссовые толщи Лёссового плато — лиши и малань — китайские исследователи относят соответственно к среднему и позднему плейстоцену. Граница перехода от лёссов учэн к лёссам лиши, устанавливающаяся ниже эпизода Харамильо, примерно по 1,1 млн. лет, принята в качестве границы между нижним и средним плейстоценом [Heller, Liu Tung-sheng, 1982]. В толще лишийских лёссов отчетливо выражены бурые и коричневые ископаемые почвы, разделенные горизонтами лёссов. При корреляции горизонтов палеопочв и лёссов в разрезах Южного Таджикистана и Лёссового плато Китая важную роль играет такой маркер, как инверсия Матуяма—Брюнес. Этот палеомагнитный репер позволяет установить количество ископаемых почв (или педокомплексов), сформировавшихся за последние 0,73 млн. лет. В Лочуаньской скважине, по которой проводились палеомагнитные, геохимические и минералогические исследования [Liu Yulan et al., 1981; Wen Qizhong et al., 1981], первоначально инверсия Матуяма—Брюнес была определена в горизонте лёссов между 13-й и 14-й почвами, однако затем было дано другое положение этой инверсии — на уровне 8-й палеопочвы [Heller, Liu Tung-sheng, 1982; Wen Qizhong et al., 1985].

Интересные геологические и палеомагнитные данные содержатся по разрезам Лёссового плато, изученным Чжан Цзунху [Zhang Zonghu, 1983]. В разрезах Пинлянь и Сифэн зафиксировано, что в эпохе Брюнес заключено до девяти уровней почвообразования (рис. 42). Строение этого интервала лёссово-почвенной толщи Лёссового плато имеет черты сходства с лёссово-почвенным разрезом плейстоцена в Южном Таджикистане. Важно подчеркнуть, что 5-й и 6-й уровни почвообразования имеют сложное строение и состоят из нескольких наложенных одна на другую палеопочв, представляя собой педокомплексы. Их, очевидно, можно коррелировать соответственно с VI и VII педокомплексами Южного Таджикистана. В работе Лю Цзечуня [Liu Ze-chun, 1982] при послойной корреляции разреза Чжоукоудянь¹ указывается, что возраст 5-й палеопочвы разреза Лочуань по ТЛ данным равен 220—180 тыс. лет. Эта дата хорошо согласуется с ТЛ датами VI педокомплекса лёссовых разрезов Южного Таджикистана. Лю Цзечунь полагает, что 4, 3, и 2-я палеопочвы Лочуаня соответствуют 5-му ярусу (128—75 тыс. лет назад) шкалы Н. Шеклтона и Н. Опдайк или рисс-вюрмскому межледниковью альпийской ледниковой шкалы. Между тем, например, по Лю Дуншэну и его соавторам с 5-м ярусом коррелируется 1-я палеопочва Лочуаньского разреза [Лю Дуншэн и др., 1984; Heller, Liu Tung-sheng, 1982]. Маланьский лёсс рассматривается в интервале между 1-й палеопочвой и современной почвой. В работе Чжэн Хонхана [Zheng Honghan, 1984] 1-я ископаемая почва лёссовых разрезов Северного Китая также коррелируется с 5-м ярусом изотопно-кислородной шкалы, маланьский лёсс предлагается делить темной почвой (black soil) на два горизонта — нижний и верхний и возраст маланьского лёсса рассматривается в объеме 4-го и 2-го ярусов изотопно-кислородной шкалы. Согласно предложенному нами варианту корреляции лёссово-почвенных разрезов Северного Китая и Южного Таджикистана

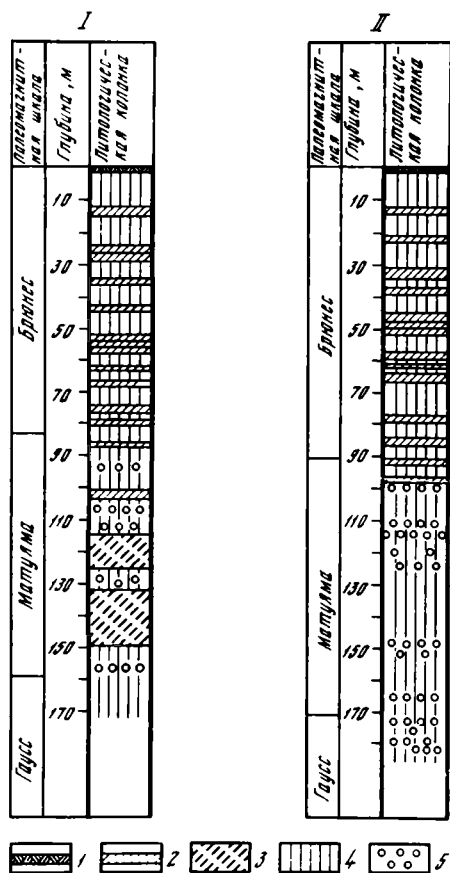


Рис. 42. Лёссово-почвенные разрезы Лёссового плато Северного Китая [Zhang Zonghu, 1983]

I — разрез Пинлянь; II — разрез Сифэнь
1 — современная почва; 2 — ископаемые почвы; 3 — лёссовидные суглинки; 4 — лёсс; 5 — карбонатные конкреции

(табл. 4), представляется, что маланьский лёсс (над 1-й палеопочвой) не древнее 22—20 тыс. лет. Что касается возраста двух верхних горизонтов палеопочв Лёссового плато, то они, вероятно, отражают интерстадиальные события позднего вюрма, а 5-му ярусу изотопно-кислородной шкалы могут отвечать 4-я и 3-я палеопочвы северокитайских лёссовых разрезов.

Вновь опубликованные палеомагнитные и геологические данные [Burbank, Li Jijun, 1985] по 330-метровому лёссовому разрезу Ланьчжоу (западная окраина Лёссового плато) дополняют имеющиеся сведения о стратиграфии лёссово-почвенных толщ Северного Китая. В Ланьчжоу инверсия Матуйама—Брюнес установлена на глубине 180 м. В пределах эпохи Брюнес, если судить по приведенной литологической колонке разреза, можно выделить до 10 ископаемых палеопочв, хотя надо отметить, что пока здесь не дано их четкой стратификации. В нижних 100 м этого разреза, относящихся к верхней части эпохи Матуйама, выделено еще 15 палеопочв. Большая мощность лёссово-почвенной толщи в эпохе Брюнес и всего разреза в целом объясняется

большими скоростями накопления пылеватого материала в этой части Лёссового плато.

Большое обобщение палеонтологических и археологических материалов по известным местонахождениям плейстоценовой фауны и палеолитическим памятникам Китая дано в книге Д.С. Айгнер [Aigner, 1981]¹; посвященной археологии плейстоцена Китая. Схема корреляции, в интерпретации Д.С. Айгнер, главных местонахождений фауны и археологических памятников Северного Китая с основными стратиграфическими подразделениями Европы приведена в табл. 5. Заметим, что еще раньше, согласно данным по корреляции фауны млекопитающих Китая и Европы, опубликованным Б. Куртеном [Kurtén, 1960a], фауна Чжоукоудяня в пункте 12 рассматривалась как средневиллафранкская и сопоставлялась с местонахождением Сен-Валье. Чжоукоудянь — пункт 18 — параллелизовался с тиглием.

В кратком описании местонахождения Гунвалинь (=Ланьтянь 63706) Д.С. Айгнер указывает, что в разрезе над горизонтом с находками остатков ланьтяньского синантропа и фауны млекопитающих фиксируется пять горизонтов ископаемых почв. Это отражено также в схеме Гунвалиньского разреза, воспроизведенном В.Е. Ларичевым [1970]. Однако сведений о возрастном ранге этих палеопочв не приводится исследователями. Костные остатки ланьтяньского синантропа и млекопитающих в Гунвалине заключены в красноцветном суглинке, что, возможно,

¹ При работе автора с литературой ряд книг по археологии Азии был любезно предоставлен В.А. Рановым.

Таблица 4.

Корреляция стратиграфической лёссово-почвенной шкалы Южного Таджикистана со стратиграфическими шкалами Евразии

Стратиграфическая шкала	Палеомагнитная шкала	Европа				Океан	Средняя Азия	Северный Китай
		Альпийская шкала	Северная Европа	Венгрия (Паки, Менде)	Европейская часть СССР	Арус по 810, возраст	Южный Таджикистан	Лессовое плато
Голоцен		Голоцен	Голоцен	Современная почва	Голоцен		Современная почва	Современная почва
Верхний 0,04-0,13 млн. лет	Вюрм	III	Апперд Бейлинг	M ₁ гумусовая почва	Верхний Валдайский	13000 лет	Лёсс	Маланьский лёсс
				Лёсс			I ПК	
			Денкамп (Штильфрид В)	M ₁ - M ₂ Менде берма	Средний Валдайский	3	Лёсс	II ПК
		II	Ленгел Мерсхорф	W ₁ - W ₂ Вюльгарь северная			Лёсс	
				Лёсс	Нижний Валдайский	4	Лёсс	Лёсс
		I	Ореруп Амстерфорд	ВЛ Баши-гара, нижняя			Лёсс	
				Лёсс	Мезинский комплекс	5	Лёсс	III ПК
		Рисс-Вюрм	Зем (Штильфрид А)	M ₁ - M ₂ Менде нижн.			Лёсс	
			Варта	Лёсс	Средневалдайский	6	Лёсс	Лёсс
		II	Треене	Р5 Пакиш			Лёсс	
Средний 0,13-0,73 млн. лет	Бриннес	I-II	Дренте	Лёсс, песок	Средневалдайский	7	Лёсс	IV ПК
						8	Лёсс	
		I	Миндель-рисс	Мер Гироморфная почва	Средневалдайский	9	Лёсс	V ПК
			Зальстер	Песчаные слои		10	Лёсс	
		Миндель	Хромел	РР ₁	Средневалдайский	11	Лёсс	VI ПК
				РР ₂		12	Лёсс	
		Гунц	Манат	Лёсс	Средневалдайский	13	Лёсс	VII ПК
				Лёсс		14	Лёсс	
		Гунц	Манат	Лёсс	Средневалдайский	15	Лёсс	VIII ПК
				Лёсс		16	Лёсс	
Нижний 0,73-0,8 млн. лет	Матрица	Гунц	Манат	Лёсс	Средневалдайский	17	Лёсс	IX ПК
				Лёсс		18	Лёсс	
Дуплей-стоцен		Гунц	Манат	Лёсс	Средневалдайский	19	Лёсс	X ПК
				Лёсс		20	Лёсс	
		Гунц	Манат	Лёсс	Средневалдайский	21	Лёсс	XI ПК
				Лёсс		22	Лёсс	

является древней погребенной почвой. Д.С. Айгнер считает, что Гунвалинь — возрастной эквивалент европейского кромера. Это согласуется с представлениями китайских исследователей о палеомагнитном возрасте находок в Гунвалине — 750—800 тыс. лет назад. В Южном Таджикистане на стратиграфическом уровне, очень близком к Гунвалиню, известны палеолитические находки из 11 и 12-й палеопочв в Кульдаре, возраст которых находится примерно на рубеже 0,8 млн. лет. Предметы палеолитической культуры в Кульдаре пока немногочисленны. В.А. Равновым проводятся интенсивные раскопочные работы на этом памятнике, поскольку он представляет собой пока самый древний стратифицированный объект каменного века в Южном Таджикистане.

В другой точке гунвалиньского местонахождения, расположенной восточнее места, где в 1965 г. были обнаружены остатки ланьяньского синантропа, были проведены раскопки на площади 62×17 м. По описаниям В.Е. Ларичева [1985],

Таблица 5
**Корреляция местонахождений плейстоценовой фауны млекопитающих
и палеолитических памятников Северного Китая
с европейской стратиграфической шкалой, по Д.С. Айгнер [Aigner, 1981]
(с некоторыми сокращениями)**

Европа (по Б. Куртену [Kurten, 1960b, 1968])	Северный Китай (палеонтологические и археологические местонахождения)
Первое похолодание (3 млн. лет назад)	
Потепление	Чжоукоудянь 12
Холодная фаза	Нихэвань, Юше
Теплая сухая фаза	Нихэвань
Холодная фаза	
Тиглий — интерглюциал	Чжоукоудянь 18
Гюнц I	
Ваалий — интерглюциал	
Гюнц II	
Кромер	Ланьтянь 63706 (Гунвалинь)
Миנדель (>400 тыс. лет назад)	
Гольштейн	Чжоукоудянь 13, нижние и средние слон Чжоукоудянь 1, Кэхэ, Ланьтянь 63709 (Чэнь- цзяво), верхние слон Чжоукоудянь 1 Чжоукоудянь 15
Рисс I	
Рисс I/II — интерглюциал	
Рисс II	Чжоукоудянь 3
Эем (110 тыс. лет назад)	Динцунь

почерпнутым в работах китайских ученых, в этой точке наблюдается чередование слоев коричневатых и красноватых суглинков, интенсивность окраски которых нарастает по разрезу сверху вниз, и слоев тонкоструктурных песчанистых глин коричнево-, буро- и красно-желтого цвета. В глинах и суглинках отмечаются карбонатные стяжения. Мощность слоев суглинков и глин колеблется от 0,3 до 2,5 м. Карбонатные стяжения более многочисленны в нижней части разреза, в некоторых интервалах они образуют прослой толщиной 0,2—1,2 м. У автора настоящей работы создается впечатление, что данный разрез иллюстрирует фрагмент древней субэкральной толщи, видимая мощность которой около 20—25 м. Здесь, вероятно, имеет место сближенное залегание и наложение друг на друга нескольких горизонтов красновато-бурых палеопочв, расшифровка и стратификация которых была достаточно сложна и поэтому не нашла отражения в описании разреза, воспроизводимого В.Е. Ларичевым по материалам китайских исследователей. Обращает на себя внимание сравнительно частая встречаемость на разных уровнях отдельных палеолитических находок и костных остатков животных. В самой нижней части разреза (слой 18, Ларичев [1985, с. 11]) в желтой песчанистой глине было обнаружено множество костных остатков грызунов (определений не дано); мощность слоя 1,6—2,5 м. Подчеркивается, что этот слой отвечает тому же стратиграфическому уровню, на котором в ранее известном ("западном") пункте Гунвалиня были найдены костные остатки ланьтяньского синантропа. В целом "восточный" разрез Гунвалиня, где проводились раскопки, датируется "ранней стадией среднего плейстоцена" и отмечается, что интервал разреза "средней поры среднего плейстоцена" отсутствовал. Все это, по-видимому, можно воспринимать как указание на интервал, очень близкий к нижней части эпохи Брунес, если пользоваться палеомагнитной терминологией, т.е. это, вероятно, нижний плейстоцен согласно нашей стратиграфической шкале.

Находки остатков ланьтяньского человека в Гунвалине Д.С. Айгнер рассматри-

вает как более ранние по отношению к находкам остатков лантьяньского человека в другом лёссовом разрезе — Чэньцзяо (Лантьянь 63709). Причиной тому, по мнению Д.С. Айгнер, может служить наличие в Гунвалине *Leptobos*, *Ochotonoides*, *Nastoritherium*, примитивного *Ursus* и *Megaloceros*, тогда как в Чэньцзяо отсутствуют нижнеплейстоценовые формы млекопитающих и, кроме того, там встречаются некоторые формы, общие для Чжоукоудянь 1 и 13. По палеомагнитным данным возраст Чэньцзяо китайские исследователи оценивают примерно в 650 тыс. лет. Однако Д.С. Айгнер предполагает еще более молодой возраст находок остатков лантьяньского человека в Чэньцзяо (см. табл. 5).

В качестве переходной ступени от находок в Сихоуду и культуры лантьяньского человека к более поздней культуре Динцунь рассматривается палеолитический памятник Кэхэ [Jia Lanpo, 1980]. Местонахождение Кэхэ располагается на левом берегу р. Хуанхэ у д. Кэхэ в провинции Шаньси. С этим памятником связано несколько пунктов с находками костных остатков млекопитающих и каменных орудий. По описанию Цзя Ланьпо [Jia Lanpo, 1980], в геологическом разрезе, где были обнаружены находки, глубоким оврагом вскрыта мощная толща озерных глин, имеющих наклонное залегание (угол наклона 5—10°). Предполагается, что эти глины формировались в интервале 3—1 млн. лет. Примерно на рубеже 600 тыс. лет назад озерные отложения были замещены аллювиальными образованиями. Находки каменных орудий и костных остатков животных заключены в метровом слое гравия, находящегося в основании 6-метровой пачки аллювиальных отложений. Последние перекрываются пачкой косослоистых буроватых песков (мощностью 4 м), которые, в свою очередь, перекрыты метровым слоем желтовато-серых тонкозернистых песков. Выше залегают горизонт красноватой ископаемой почвы и желтые песчанистые лёссы. Примерно такое же описание аллювиального разреза местонахождения Кэхэ, но с некоторыми вариациями и деталями, дано в работе В.Е. Ларичева и Т.И. Кашиной [1969]. Они указывают, что общая мощность разреза Кэхэ 30 м, а мощность верхней пачки лёссовидных глин (песчанистые лёссы) — 22 м. Отмечается также, что в отложениях, содержащих палеолитические находки, определены раковины моллюсков *Lamprotula antiqua* Odner. Изучение костного материала, обнаруженного в нескольких пунктах местонахождения Кэхэ, позволяет установить здесь *Coelodonta* sp., *Equus* sp., *Sus* sp., *Megaceros pachyosteus*, *Megaceros flabellatus*, *Babulus teilhardi*, *Stegodon zdanskyi* или *Stegodon chiai*, *Palaeoloxodon* cf. *namadicus* [Jia Lanpo, 1980]. На основании этой фауны предполагается, что местонахождение Кэхэ имеет среднеплейстоценовый возраст (по западноевропейской шкале), т.е. нижний—средний плейстоцен по стратиграфической схеме, принятой в данной работе. Д.С. Айгнер [Aigner, 1978] полагает, что фауну и палеолитические изделия Кэхэ по возрасту можно считать примерно эквивалентными средним слоям Чжоукоудянь 1. Среди фауны Кэхэ находились обитатели как лесных, так и луговых открытых палеоландшафтов.

К группе среднеплейстоценовых палеолитических памятников Северного Китая относятся еще два близко расположенных между собой местонахождения — Шуйгоу (пункт 63504) и Хуэйсингоу (пункт 63506), находящихся к северо-востоку от г. Саньмэнься, в устье двух небольших притоков р. Хуанхэ [Ларичев, 1985]. Оба пункта охарактеризованы сходными между собой геологическими разрезами. В основании разрезов располагаются серовато-зеленые известковистые глины. Их перекрывают пласт конгломератов и слой илисто-песчанистых и известковистых древних почв, переходящих выше в красноземы. Красноземы перекрываются маланьским лёссом; в одном из разрезов между красноземом и маланьским лёссом находится слой галечника. Видимая мощность отложений, вскрытых в этих разрезах, около 80 м. Обработанные камни залегали в нижней части толщи красноземов, т.е. выше нижних конгломератов. Судя по описаниям, можно предположить, что палеолитические находки приурочены к древним погребенным

почвам; возраст которых приравнивается к нижней половине среднего плейстоцена, т.е. это может соответствовать нижнему плейстоцену нашей схемы. Геологическое строение этих двух разрезов и их схематические геологические профили, воспроизводимые в публикации В.Е. Ларичева [1985], позволяют найти некоторые черты сходства с разрезом Лахути в Южном Таджикистане, особенно с той его частью, где известна хорошо изученная фауна горизонта Лахути-2 и палеолитические находки в V педокомплексе. По-видимому, красноземы в описании китайскими исследователями разрезов Шуйгоу и Хуэйсингоу можно интерпретировать как интервалы разреза, где имеет место частое чередование красно-бурых палеопочв. Среди каменных изделий Шуйгоу и Хуэйсингоу наряду с чопперами и чоппингами примечательно упоминание находок бифасиально обработанных рубил. Это дает повод вновь подвергнуть критическому пересмотру гипотезу, наиболее полно отразившуюся в работе Х. Мовиуса [Movius, 1944], о том, что палеолитическая индустрия, в которой главную роль играла прогрессивная техника создания ручных рубил с двусторонней оббивкой, не проникала в раннем палеолите в Восточную Азию [Ларичев, 1985]. Принимая во внимание стратиграфию Шуйгоу и Хуэйсингоу, а также типологию их археологического материала, В.Е. Ларичев предлагает рассматривать эти два палеолитических памятника как связующее звено между ранним и средним этапами среднего плейстоцена Китая, т.е. между памятниками типа Кэхэ—Ланьтянь (Гунвалинь) и местонахождениями Чжоукоудянь 1 и 13.

Отложения пещеры пекинского человека — Чжоукоудянь 1, содержащие многочисленные остатки *Homo erectus pekinensis*, костные остатки млекопитающих и палеолитические орудия, были разделены первоначально на 10 слоев. Позднее под слоем 10 были выделены более древние слои — с 11-го по 17-й. Возраст слоя 10 по трековому методу составляет 460 тыс. лет. Для трех верхних слоев по уран-ториевому методу была получена дата 230 тыс. лет. Палеомагнитная инверсия Матуйма—Брюнес установлена на уровне слоя 14 [Liu Ze-chun, 1982; Wu Pukang, Liu Shenglong, 1983]. В настоящее время ученые утверждают, что пекинский человек появился в пещере Чжоукоудянь 460 тыс. лет назад и не покидал это убежище примерно 230 тыс. лет. Результаты раскопок верхних слоев Чжоукоудянь 1 подтверждают идею о том, что культурную толщу места обитания синантропа следует подразделять на две зоны: нижнюю — древнюю и верхнюю — позднюю, для культуры которой характерны четко выраженные признаки заметного прогресса в технике обработки камня и расширение типологических вариантов инструментов [Ларичев, 1985, с. 27]. Указывается, что переход к новой ступени начинает проявляться со слоя 6, а к слою 4 результаты прогресса становятся очевидными. В соотношении памятника Чжоукоудянь 1 с другим местонахождением — Чжоукоудянь 15 отмечаются черты как сходства, так и различия. В целом же местонахождение Чжоукоудянь 15 считается более молодым и отделяется от Чжоукоудянь 1 определенным временным интервалом и этапом в развитии материальной культуры древнего человека [Ларичев, 1985].

На юге Таджикистана времени обитания пекинского человека в пещере Чжоукоудянь (460—230 тыс. лет назад) отвечают VIII и VII педокомплексы, в которых пока имеются лишь единичные находки палеолитических изделий. Южнотаджикстанскую стоянку Каратау-1 и местонахождение палеолита Хонако-3, приуроченные к VI педокомплексу, по сходству материальных культур В.А. Ранов [Додонов, Ранов, 1984] сопоставляет с локусом Чжоукоудянь 15, имеющим рисский возраст.

Местонахождение палеолита Динцунь, как считает Д.С. Айгнер, относится к послесреднеплейстоценовому времени, но предшествует этапу формирования "классического лёсса". Что понимается под "классическим лёссом", неясно. Можно считать, например, что это позднеплейстоценовый или, возможно,

маланьский лёсс. В итоге Д.С. Айгнер склоняется к тому, что возраст Динцуня эквивалентен европейскому зему и что по типологии орудий этот памятник находится на уровне более раннем, чем европейское мустье. В геологическом строении разреза Динцунь обращает на себя внимание то, что этот памятник многослойный. Песчано-галечные слои, содержащие палеолитические находки и костные остатки млекопитающих, перекрыты молодыми генерациями лёссов. Возраст находок остатков динцуньского человека (череп и зубы ребенка) китайские исследователи оценивают около 100 тыс. лет [Loess in China, 1980]. В целом палеолитический памятник Динцунь по уровню развития материальной культуры может коррелироваться, как полагает В.А. Ранов, с палеолитической стоянкой Лахути в Южном Таджикистане.

С верхним плейстоценом ассоциируются песчано-глинистые отложения, слагающие террасы (до 60—80 м) р. Шароосогол в центральной части Ордоса (юг Внутренней Монголии), где около Сяоцяпаня известны находки палеолита и костные остатки животных [Boule et al., 1928]. Каменные изделия Шароосогола рассматривались как верхнепалеолитические [Ларичев, 1976], вместе с тем В.А. Ранов коррелирует это местонахождение с мустьерскими памятниками [Додонов, Ранов, 1984]. Среди фаунистических находок здесь имеются *Elephas namadicus*, *Rhinoceros tichorhinus*, *Equus hemionus*, *Bos primigenius*, *Cervus megaceros*, *Capra falconery*, *Camelus knoblockhi* и др. Для отложений Шароосогола, в которых часто встречаются прослои золотых песков, термолюминесцентным методом по зернам кварца получен возраст около 60 тыс. лет назад [Лю Дуншэн, 1986].

На основании комплексного рассмотрения геотектонических и палеоклиматических процессов в районе Пекина выделено три тектоно-климатических цикла (длительность каждого около 1,2 млн. лет) [Wu Xihao, 1983]. Границы этих циклов установлены на уровнях 3,5; 2,4 и 1,2 млн. лет. С этими границами ассоциируются этапы активизации тектонических движений и похолодания климата. Первое значительное похолодание фиксируется в начале первого цикла. Ву Сихао [Wu Xihao, 1983] нижнюю границу четвертичной системы предлагает проводить по палеомагнитной инверсии Гильберт—Гаусс (3,4 млн. лет), с которой совпадает начало первого тектоно-климатического цикла. Такое проведение нижней границы четвертичной системы отличается от принятого положения неоген-четвертичной границы в Китае.

СЕВЕР ИНДИИ И ПАКИСТАНА

В последние годы высказывались разные мнения по поводу корреляции верхнесиваликских отложений Северной Индии. Советские исследователи предполагали, что татрот и пинджор могут отвечать соответственно ачкагылу и апшерону [Алексеев и др., 1973]. В одной из последних корреляционных схем К.В. Никифоровой татрот также сопоставлен с верхнеплиоценовыми отложениями Европы (с ачкагылом), пинджор — с эоплейстоценом (с апшероном), валунные конгломераты — с нижним плейстоценом [Проблемы..., 1982]. Индийские исследователи высказывали точку зрения о возможно более древнем возрасте татрота [Prasad, 1975; Sastry, Dutta, 1975].

Определенную роль в изучении стратиграфии верхнего сивалика и выявлении положения нижней границы четвертичной системы сыграл Международный симпозиум по неоген-четвертичной границе, состоявшийся в 1979 г. в г. Чандигархе на севере Индии. М.В. Шастри [Sastry, 1981] предложил коррелировать татрот с русцинем, пинджор с нижним—средним виллафранком, проведение неоген-четвертичной границы он намечал в переходных слоях пинджор—валунный конгломерат.

Изучение местонахождений фауны млекопитающих в Сиваликских холмах,

а также критическое рассмотрение палеонтологических данных других исследователей, проведенное А. Нандой [Nanda, 1981], позволило ему прийти к выводу о том, что в отложениях татрота присутствуют *Stegodon bombifrons*, *Hipparion antelopinum*, *H. theobaldi*, *Hippohyus tatroti*, тогда как в слоях пинджора — *Elephas hysudricus*, *Equus sivalensis*, *Leptobos*, *Bos*. Гиппарионы встречаются в пинджоре редко.

К.Н. Прасад [Prasad, 1982] считает, что *Equus*, *Babalus*, *Hypselephas*, фиксирующие начало плейстоцена¹ в разрезах Сиваликских холмов, появляются в слоях пинджора. Пинджор он относит к нижнему плейстоцену, а татрот — к верхнему плиоцену.

В результате обобщения геологических данных о положении неоген-четвертичной границы в Индии Д.П. Агравал с соавторами [Agrawal et al., 1981] пришел к заключению, что нижнюю границу четвертичной системы следует проводить на уровне палеомагнитного эпизода Олдувей, а в верхнесиваликских отложениях устанавливать ее внутри пинджора.

Исследования по биостратиграфии и палеомагнетизму верхнесиваликских отложений, проводившиеся А. Аццароли и Г. Наполеоном [Azzaroli, Napoleone, 1982], позволили им предположить, что пинджор не моложе нижней части эпохи Матуяма, а валунный конгломерат соответствует верхней части этой эпохи. Такие данные в целом подтверждают относительную древность валунных конгломератов. А. Аццароли и Г. Наполеон изучали разрезы в районе г. Чандигарха — Масол (верхи татрота и самые низы пинджора), Надах (самые верхи татрота, пинджор, валунный конгломерат), Дхамала (верхи татрота), а также Сакети (док-патан, татрот). Последний разрез расположен значительно юго-западнее Чандигарха. В указанной работе в интерпретации разреза Надах, где вскрывается пинджор, весьма озадачивает та небольшая мощность, которая отведена этим отложениям — около 150 м, тогда как известно, что толща пинджора в районе Чандигарха достигает 1000 м, а возможно, и больше. Автором совместно с М.А. Певзнером был изучен разрез около д. Надах (разрез Могинанд, рис. 43, 44) [Додонов и др., 1979]. Видимая мощность пинджора в разрезе Могинанд составила около 500 м. В связи с этим нет полной ясности относительно того, какая часть пинджора получила палеомагнитную характеристику в работе А. Аццароли и Г. Наполеона.

В районе г. Чандигарха широко представлены отложения верхней части сиваликской серии — пинджор и валунный конгломерат. Татрот вскрывается в ограниченном числе разрезов, преимущественно своей верхней частью, в частности в известном разрезе у д. Масол. Отложения татрота представлены чередующимися пачками разнотермистых песков (или песчаников), алевроитов и глин. Общая окраска пачек песков — светло-серая, алевроитов и глин — палевая, иногда с красноватым или фиолетовым оттенком. Видимая мощность отложений татрота в разрезе Масол 200—300 м. Важно заметить, что индийские палеонтологи и геологи [Бадам, 1977; Khan, 1971; Nanda, 1973] при палеонтологической характеристике татрота признают отсутствие в нем остатков *Equus*. Не все ясно относительно присутствия в татроте остатков *Leptobos*: одни — исследователи [Khan, 1971; Sastry, Dutta, 1975] этот род указывают в верхней части татрота, другие [Nanda, 1973, 1981] — лишь в пинджоре.

Отложения пинджора представлены переслаивающимися между собой розоватыми алевроитами, светло-серыми песками и галечниками. Переслаивание литологических разностей имеет ритмичный характер.

¹ Индийские геологи и палеонтологи в стратиграфический объем плейстоцена включают весь виллафранк.

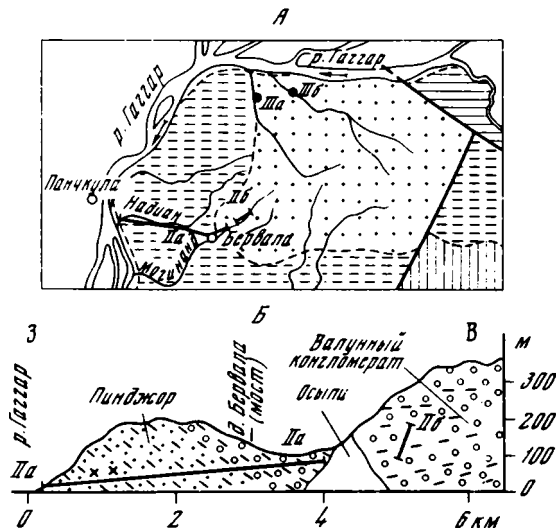


Рис. 43. Геологический разрез Могинанд (Б) и его положение в бассейне р. Гаггар (А)

Условные обозначения см. на рис. 44. Геологическая карта дана по материалам Б. Тевари и А. Нанды (1968 г.). IIIa, б — разрез Могинанд; IIIa, б — разрез Гаггар

Переход от пинджора к валунным конгломератам постепенный. Явных признаков углового несогласия между пинджором и валунными конгломератами в изученных разрезах не наблюдалось. В интервале перехода характерно резкое увеличение валунно-галечного материала и изменение окраски от розовой, свойственной отложениям пинджора, к бурой или красновато-бурой, наблюдаемой в валунных конгломератах. В составе горизонта валунных конгломератов прослой тонкого материала (глин и алевроитов) чрезвычайно редки и маломощны, особенно в верхней части. Мощность валунного конгломерата обычно оценивается в 300—400 м. В нижней части валунного конгломерата отмечено присутствие остатков *Equus sivalensis*, *Elephas hysudricus*, *Babalus palaeindicus* [Sastry, Dutta, 1975].

Отложения пинджора характеризуются господством пыльцы древесных пород, пыльца голосеменных присутствует в небольшом количестве; разнообразно, но немногочисленно представлена пыльца широколиственных пород (рис. 45). Наибольший процент среди листопадных приходится на пыльцу *Betula* и *Fraxinus*. Среди травянистых доминирует пыльца *Gramineae*. Климат этого отрезка времени был теплым и влажным. В нижней части валунного конгломерата уменьшается количество пыльцы древесных пород, а в верхней — увеличивается за счет высокого содержания пыльцы *Betula*. Исчезает пыльца некоторых широколиственных пород. Среди травянистых преобладает *Gramineae*. Были широко распространены березовые леса. Значительную долю составляли ольха, лещина, ель, что свидетельствует о похолодании.

Валунные конгломераты участвуют в дислокациях верхнего сивалика, подчиняясь в своем распространении простираению основных структур, и нередко нарушены разломами. В районе Чандигарха, в бассейне р. Гаггар, валунные конгломераты слагают сильно расчлененную поверхность, относительное превышение которой над руслом 300—400 м. Ниже нее в долине р. Гаггар в интервале до 200—220 м над руслом реки прослежен ряд террас с относительными превышениями: 4—5, 10—15, 20, 35—40, 50—60, 100, 140 и 200 м. Низкие террасы, включая уровень 50—60 м, эрозионно-аккумулятивные (рис. 46). Уровни террас, расположенные выше, плохо выражены в рельефе. В доли-

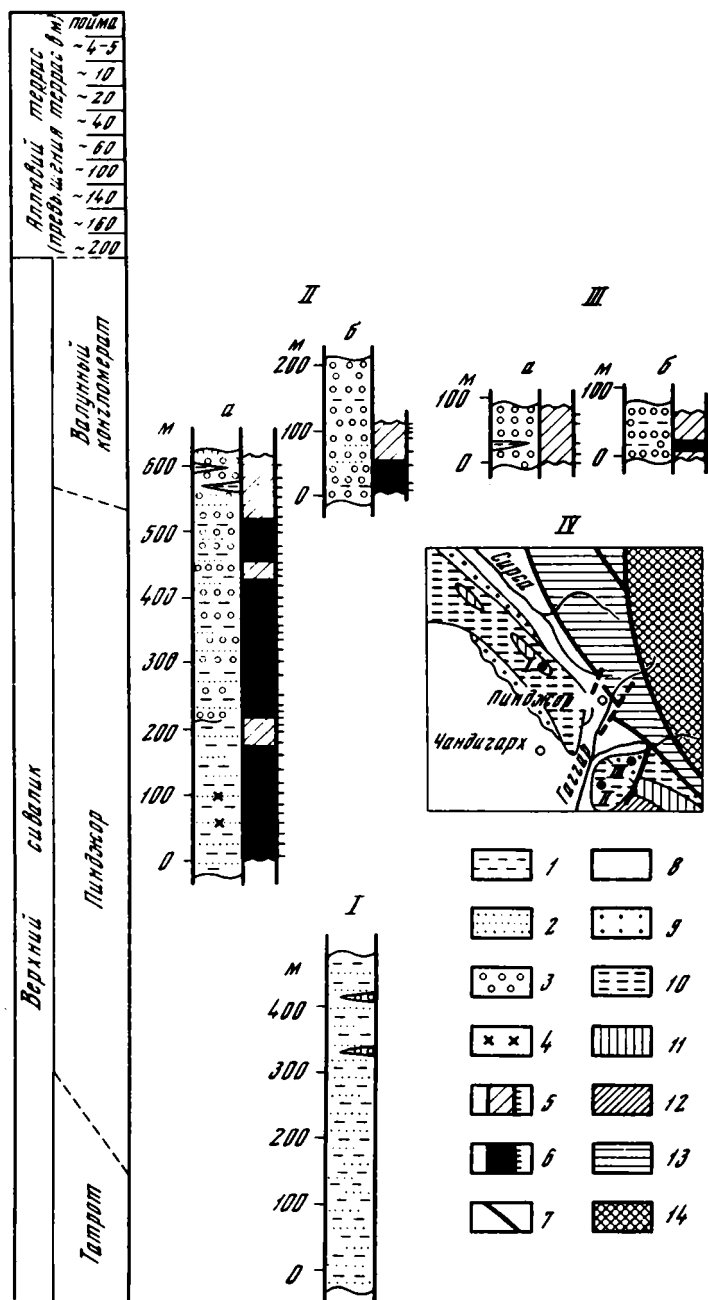


Рис. 44. Разрезы верхнесиваликских отложений в Северной Индии близ г. Чандигарха

I — Масол; II — Могинанд; III — Гаггар; IV — схема расположения изученных разрезов.

1 — алевроит; 2 — песок (песчаник); 3 — галька, валуны; 4 — костные остатки млекопитающих; полярность: 5 — прямая, 6 — обратная (места отбора палеомагнитных образцов отмечены штрихом); 7 — разломы; 8 — аллювиальные отложения; 9 — валуны конгломерат; 10 — пинджор; 11 — татрот; 12 — средний сивалик; 13 — нижний сивалик; 14 — досиваликские породы

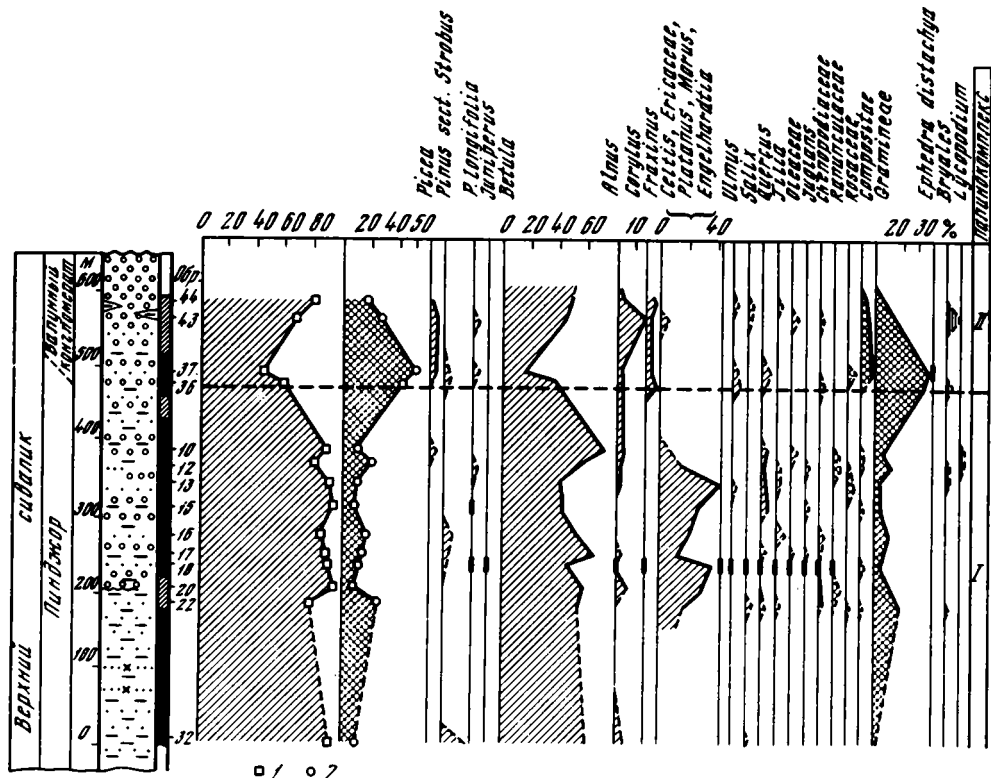


Рис. 45. Спорово-пыльцевая диаграмма верхнесиваликских отложений (анализы выполнены А.М. Бронниковой)

1 — пыльца древесных пород; 2 — пыльца трав и кустарничков

нах рек Биас и Банганга (в районе г. Кангра, 200 км северо-западнее Чандигарха) прослежен комплекс террас, подобных террасам в долине р. Гаггар. Высокие террасы Биаса и Банганги (уровни 100—110, 130—140, 160—165 и около 200 м) выражены более отчетливо в отличие от аналогичных уровней долины р. Гаггар. С поверхности они сложены маломощным горным аллювием, представленным валунно-галечными отложениями.

Рубеж, отделяющий этап образования комплекса аллювиальных террас от времени формирования валунных конгломератов, — один из наиболее молодых и значительных геологических рубежей. Более древние рубежи приходятся на временные границы между горизонтами: валунный конгломерат и пинджор, пинджор и татрот.

При сравнении геологических данных по предгорьям Северных Гималаев и Южному Таджикистану можно допустить, что рубеж между комплексом террас высотой до 200—220 м и валунными конгломератами приходится на границу плейстоцена и эоплейстоцена, тогда валунные конгломераты отвечают эоплейстоцену, а пинджор — верхнему плиоцену принятой статиграфической схемы. Согласно палеомагнитным данным (материалы М.А. Певзнера) в отложениях пинджора разреза Могинанд установлена преимущественно обратная намагниченность с двумя прямо намагнитченными эпизодами. В нижней части валунных конгломератов были установлены интервалы прямой и обратной полярности. М.А. Певзнер, интерпретируя данный разрез, больше склонялся к тому, что пинджор соответствует верхам эпохи Матуйма, а валунный конгломерат относится к эпохе

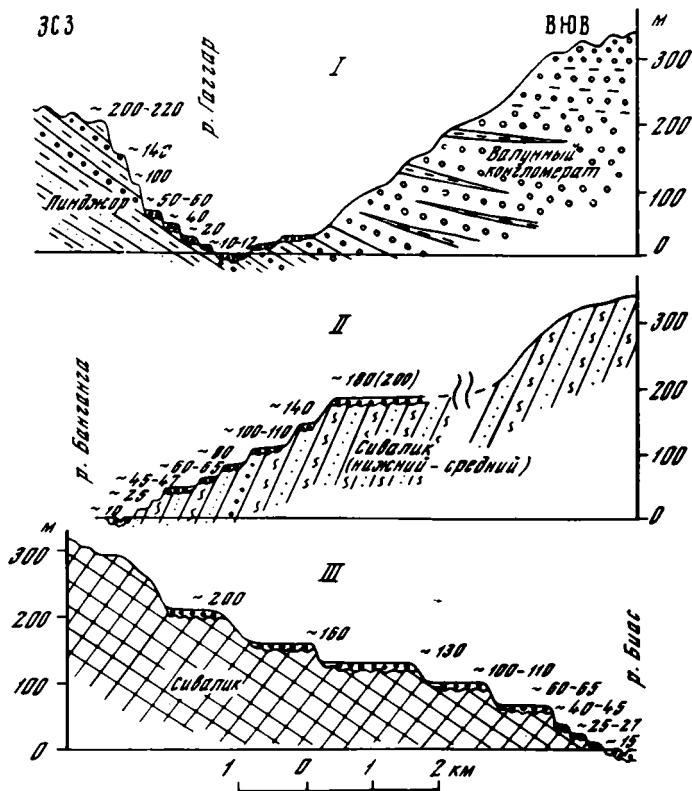


Рис. 46. Схематические геолого-геоморфологические профили долин рек

I — Гаггар ниже впадения притока р. Кошалия; II — правый борт долины р. Банганга у д. Гулер; III — левый борт долины р. Биас в районе пересечения реки дорогой на г. Ранитал. Даны превышения террас (м)

Брюнес. Он не исключал и другую трактовку этого разреза, при которой валунные конгломераты могли бы быть древнее эпохи Брюнес. Однако неполнота палеомагнитных данных, особенно по валунным конгломератам, затрудняет однозначную палеомагнитную корреляцию [Додонов и др., 1979].

Палеомагнитные исследования отложений верхнего сивалика — верхов татрота, пинджора и переходных слоев от пинджора к валунным конгломератам проведены в разрезе Кхетпурали, расположенном восточнее Чандигарха, примерно в 12—15 км к востоку от разреза Могинанд [Tandon et al., 1984]. Разрез Кхетпурали находится в той же структурно-фациальной зоне, что и разрез Могинанд. Мощность отложений татрота здесь 210 м, пинджора — 700 м, валунных конгломератов — 155 м. Согласно интерпретации палеомагнитной характеристики разреза Кхетпурали, предполагается, что верхам татрота соответствует верхняя часть палеомагнитной эпохи Гаусс, а пинджору — эпоха Матуяма. Авторы этих исследований считают, что остается не совсем уверенной интерпретация верхней части палеомагнитного разреза, т.е. положение инверсии Матуяма—Брюнес в переходных слоях пинджор—валунный конгломерат, а также и возможное положение эпизода Харамильо. Следует еще заметить, что в этой работе исследователями не приведена сколько-нибудь полная палеомагнитная характеристика валунных конгломератов, что по-прежнему оставляет открытым вопрос о принадлежности валунных конгломератов к той или иной палеомагнитной эпохе.

В классической работе Х. де Терра и Т.Т. Патерсона [De Terra, Paterson, 1939], посвященной геологии и археологии плейстоцена Индии, детально рас-

смотрено строение отложений, заполняющих Кашмирскую долину, и приведена корреляция между оледенениями Гималаев, верхнесиваликскими породами, аллювиально-озерными отложениями Кашмирской долины и речными террасами. Выделены четыре ледниковые эпохи в Гималаях. Со временем образования отложений татрота связывалось I оледенение, с пинджором — отложения нижней каревы и I межледниковье, с валунными конгломератами — галечники каревы и II оледенение. С верхней каревой сопоставлялось II межледниковье. III оледенение, III межледниковье и IV оледенение коррелировались с террасами Кашмирской долины, а также с лёссами Кашмира и Потварского плато.

В настоящее время в состав каревы включаются обычно аллювиальные и озерные отложения, а также лёссы, венчающие разрез каревы. Вероятно, целесообразно лёссы рассматривать самостоятельно. Карева делится на нижнюю и верхнюю — это соответственно формации хирпур и нагум. Вдоль склонов Пир-Панджала отмечается несогласие между этими формациями. Отложения нижней каревы (формация хирпур) накапливались в обширном озере, занимавшем большую часть Кашмирской долины, тогда как верхняя карева (формация нагум) формировалась преимущественно в аллювиально-озерных условиях, когда размеры древнего озерного бассейна сократились [Singh, 1982]. По И.Б. Сингху, мощность формации хирпур достигает 1200 м, формация нагум имеет мощность 50—200 м.

По данным Г.Л. Бадама [Badam, 1979], в отложениях нижней каревы встречаются костные остатки *Sivatherium giganteum*, *Rhinoceros* sp., *Rhinoceros palaeindicus*, *Hypselephas hysudricus*, *Cervus* sp., *Sus* sp., *Equus* sp., с верхней каревой связаны находки костных остатков *Bos* sp. Судя по палеонтологическим данным, Г.Л. Бадам коррелирует отложения нижней каревы с пинджором и считает, что основание нижней каревы соответствует началу нижнего плейстоцена европейской стратиграфической схемы. Верхнюю часть нижней каревы — галечники каревы — он сопоставляет с валунными конгломератами верхнего сивалика, отложения верхней каревы параллелизует со средним плейстоценом европейской шкалы.

Новые палеомагнитные и геохронологические данные по озерно-аллювиальным отложениям каревы дают основание считать, что эта толща начала накапливаться примерно 4 млн. лет назад. Верхние слои каревы отвечают нижней половине эпохи Брюнес, их верхний временной предел находится на рубеже около 0,3—0,4 млн. лет [Agrawal et al., 1979; Burbank, Johnson, 1982]. Возраст прослоев пеплов, находящихся в нижней части толщи каревы и служащих маркером, определен по трекам (циркон) в пределах 2,4—2,6 млн. лет [Burbank, Johnson, 1983]. Эти прослои приурочены к нижней части эпохи Матуяма. Предполагается, что пепел отложился в Кашмирской долине в результате извержения в районе вулканического комплекса Дашти—Навар, расположенном к востоку от Центрального Афганистана. На рубеже около 1,8 млн. лет в Кашмирской долине намечается перестройка палеогидросети. Так, литофациальный анализ разрезов Хирпур, Ро-муши, Шалиганга, Барамула, расположенных вдоль северо-восточных подножий Пир-Панджала, показал, что в интервале 4—1,8 млн. лет обломочный материал в эту зону поступал по палеодолинам с северо-востока, со стороны Гималаев. В более поздний этап (после 1,8 млн. лет) снос обломочного материала в эту часть Кашмирской долины происходил с юго-запада, со стороны Пир-Панджала. Это было вызвано возросшей тектонической активностью вдоль системы Главного пограничного надвига и поднятием Пир-Панджала [Burbank, Johnson, 1983].

Возраст лёссово-почвенных толщ, развитых на отложениях каревы и частично фациально замещающих ее верхние слои, вероятно, не выходит за пределы палеомагнитной эпохи Брюнес. Более детально изучались самые молодые ископаемые почвы на неолитической стоянке Бурзахом близ Сринагара. Возраст трех верхних ископаемых почв, вскрываемых здесь небольшими карьерами, не древнее 100 000 лет [Agrawal et al., 1979]. По наблюдениям индийских исследователей в разрезе Дильпур отмечается до шести-семи горизонтов ископаемых почв [Агравал, 1982]. В

устных сообщениях на Международной конференции "Познекайнозойские изменения климата в Центральной Азии и Кашмире" (г. Ахмедабад, 1982 г.) индийские геологи указывали, что в лёссовом разрезе Кашмира присутствует до 10 горизонтов палеопочв. Ознакомление автора с некоторыми лёссово-почвенными разрезами Кашмира во время геологической экскурсии под руководством Р.К. Панта создало впечатление, что верхние четыре-пять горизонтов палеопочв Кашмира очень напоминают аналогичные палеопочвы Южного Таджикистана. Профили палеопочв Кашмира в целом менее растянуты по вертикали, чем в Южном Таджикистане, что служит указанием на более умеренные скорости накопления лёссового материала в Кашмире. В верхней части лёссово-почвенного разреза Дильпур имеются сдвоенные горизонты палеопочв, которые, возможно, составляют единые педокомплексы.

Рассматривая плейстоценовые отложения Северного Пакистана и геологию палеолита соана, необходимо снова обратиться к работе Х. де Терра и Т.Т. Патерсона [De Terra, Paterson, 1939]. На Потварском плато, в долине р. Соан, они выделили четыре основные террасы над уровнем реки: $T_1 \sim 70$ м; $T_2 \sim 40$ м; $T_3 \sim 25$ м; $T_4 \sim 12$ м¹. Самый высокий уровень, расположенный выше T_1 , сложен валунными конгломератами, его относительное превышение 120 м. На высоких террасах развиты лёссовые покровы. Мощность потварских лёссов достигает 60 м. Важно отметить, что многочисленные находки палеолитической культуры соана пока не имеют четкой геологической привязки, что чрезвычайно затрудняет корреляцию местонахождений палеолита Южного Таджикистана с соанскими находками. Судя по весьма схематичным описаниям геологии палеолита соана в работе Х. де Терра и Т.Т. Патерсона, можно полагать, что большинство находок каменных изделий на Потварском плато сделано либо на поверхности аллювиальных террас, сложенных галечниками, либо в лёссовых покровах на террасах. Некоторые местонахождения изделий соанской палеолитической культуры связаны с толщами галечников. Например, большая часть каменных находок, принадлежащих к раннему соану, связана с "третьим потварским гравием", слагающим террасу T_2 и подстилающим местами аллювиальные отложения террасы T_3 . Эти находки в "третьем потварском гравии" перекрыты лёссом (лёссовым силтом) и располагаются на глубине 45 м от поверхности. Есть указание, что в гравии террасы T_1 и на ее поверхности имелись находки ранней индустрии соана. Х. де Терра и Т.Т. Патерсон отмечали, что каменные изделия характеризовались здесь окатанностью и, вероятно, были переотложены, но нет основания предполагать, что это произошло в результате размыта более древних формаций. Все это дает пока самое общее представление о стратиграфии соанского палеолита, и поэтому в дальнейшем требуются детальные стратиграфические исследования.

Валунные конгломераты, перекрывающие верхний сивалик, часто имеют нижнюю границу с чертами углового несогласия. По Х. де Терра и Т.Т. Патерсону, в районе Потварского плато различаются три фации валунных конгломератов: 1) конгломераты, слагающие конусы выноса, имеющие бурую патинизацию; мощность 460—930 м; галька и валуны состоят из кристаллических и осадочных пород; 2) водораздельные валунные конгломераты, местами сцементированные; мощность до 300 м; среди обломочного материала отмечаются известняки, а также песчаники серии мюрри; слагают холмистые водоразделы Потварского плато; 3) конгломераты и песчаники (пески) равнины розовые, серые, с прослоями алевритов (силт); мощность до 150 м; местами сопряжены с водораздельными валунными конгломератами.

Авторы отмечали некоторую условность разделения валунных конгломератов на три фации и трудности при доказательстве их одновозрастности. Они указывали также, что в валунных конгломератах очень мало находок костных остатков

¹ В футах: T_1 — 220, T_2 — 120, T_3 — 80, T_4 — 40.

млекопитающих. Так, с валунными конгломератами ассоциируются *Equus namadicus*, *Babalus palaeindicus*, *Boselaphus* cf. *namadicus*.

В исследованиях, предпринятых позже, обращалось внимание на условность использования термина "валунный конгломерат" (Bolder Conglomerate) применительно к стратиграфическому описанию верхнесиваликских и послесиваликских отложений Потварского плато [Gill, 1952; Rendell, 1984]. Например, В.Д. Гилл при детальном геологическом картировании в долине р. Соан (Соанской синклинали) различал собственно сиваликские конгломераты (Siwalik Conglomerate) и конгломераты лэй (Lei Conglomerate). Последние названы по р. Лэй, протекающей юго-восточнее г. Равалпинди, где они были изучены в разрезах. Сиваликские конгломераты В.Д. Гилл относил к верхнесиваликской группе и параллелизовал, хотя и не полностью, с пинджором; залегающие ниже бурые песчаники, переслаивающиеся с буровато-красными алевролитами (общей мощностью 1000—1150 м) он относил к татроте. В центральной части Соанской синклинали мощность сиваликских конгломератов около 900 м. На сиваликских конгломератах с угловым несогласием залегают конгломераты лэй. Распространение конгломератов лэй в большой мере связано с долиной р. Соан и пониженными участками Потварского плато. Наилучшая сохранность конгломератов лэй наблюдается на северном крыле Соанской синклинали. Эти породы представляют собой фациально невыдержанную толщу, в составе которой, помимо плохо отсортированных конгломератов, встречаются прослои песков и коричневатопалевых алевроитов. Отмечается, что алевроиты очень мало отличимы от потварских лёссов, залегающих стратиграфически выше конгломератов лэй. Мощность последних несколько более 100 м.

Интересны результаты палеомагнитных и палеонтологических исследований по верхнесиваликским отложениям в Северном Пакистане, проведенным в последние годы. Серия разрезов, расположенных к западу от Пир-Панджала, была скоррелирована между собой по палеомагнитным и геохронологическим данным и по фауне позвоночных [Опдайк и др., 1981; Khan, Opdyke, 1981; Johnson et al., 1982]. Маркирующие слои бентонитизированных туфов, имеющие даты по трекам $2,4 \pm 0,2$ и $2,58 \pm 0,06$ млн. лет, приурочены к границе геомагнитных эпох Гаусс и Матуяма [Johnson et al., 1982]. Эти прослои туфов по стратиграфическому положению и датировкам близки к прослоям пеплов, изученным Д. Бёрбенком и Г. Джонсоном в разрезах каревы в Кашмирской долине. В результате исследований в Северном Пакистане отмечалось, что фауна, характерная для татрота, находится в слоях, намагниченность которых указывает на эпоху Гильберт и верхи 5-й палеомагнитной эпохи. Высказывалась идея о том, что в верхнесиваликских отложениях нижний предел биоинтервала *Equus* находится на рубеже 2,6 млн. лет, а нижний предел биоинтервала *Elephas planifrons* — на рубеже 2,9 млн. лет [Lindsay et al., 1980].

Необходимо отметить, что вопрос о геохронологии татрота в Северном Пакистане остается дискуссионным. Так, на основании палеомагнитных данных граница между док-патаном и татротом проводится в нижней части эпохи Гильберт — на рубеже 5,1 млн. лет [Johnson et al., 1982]. Вместе с тем имеет место и другая точка зрения, согласно которой татрот может быть заключен в интервале 2,9—2,5 млн. лет [Barry et al., 1982].

Следует также упомянуть о более ранней работе Д. Пильбима и соавторов [Pilbeam et al., 1977], в которой на основании геологического и палеонтологического изучения сиваликской формации Потварского плато (преимущественно нижней и средней частей сиваликов — чинжи, нагри, док-патан) граница между док-патаном и татротом проводилась несколько ниже уровня 3 млн. лет, татрот коррелировался с виллафранком. Эта работа вышла из печати еще до публикации палеомагнитных и геохронологических данных по верхнесиваликским отложениям.

Геологические и магнитостратиграфические данные по молассам, развитым в Пешаварской и Кэмпбеллпурской впадинах, а также в Соанской синклинали, позволяют сделать вывод о том, что интенсивное заполнение грубообломочными

осадками этих зон прогибания, относящихся к северо-западной части Предгималайского прогиба, происходило в связи с импульсами тектонических поднятий хребтов горного обрамления и активными движениями вдоль разломов, среди которых особенно выделяется Главный пограничный разлом, проходящий к западу от Пир-Панджала через систему хребтов, расположенных севернее Потварского плато [Burbank, Reynolds, 1984]. Интенсивные тектонические движения происходили в интервале $\sim 3\text{—}1,8$ млн. лет. Следует обратить внимание на четко выраженную фазу тектогенеза на рубеже около 2,1 млн. лет. Эта фаза хорошо устанавливается в разрезах на северном крыле Соанской синклинали. Здесь фиксируются резкий разрыв и угловое несогласие при налегании конгломератов лэй на верхнесиваликские породы. Дата $1,6\pm 0,2$ млн. лет по трекам пеплового слоя, находящегося внутри конгломератов лэй, а также возраст упоминавшихся выше двух других пепловых слоев в верхнесиваликских отложениях, равный в целом $\sim 2,5$ млн. лет, позволяют принять возраст нижней границы конгломератов лэй около 1,9 млн. лет. В интервале 2,1—1,9 млн. лет происходили интенсивные тектонические движения, перестройка палеорельефа, срезание и разрыв верхнесиваликских отложений, и только после этого стала накапливаться субгоризонтально залегающая толща конгломератов лэй [Burbank, Reynolds, 1984]. Эти данные о проявлении фазы тектогенеза в Северном Пакистане на рубеже $\sim 2,1$ млн. лет хорошо согласуются с материалами об аналогичной тектонической фазе, проявившейся к востоку от Пир-Панджала — в Кашмирской долине. В Южном Таджикистане также фиксируется фаза диастрофизма на рубеже около 2 млн. лет [Додонов, 1978, 1980]. Все это указывает на то, что крупные тектонические подвижки охватывали всю Центральную Азию, они проявлялись синхронно, вызывая изменения в строении палеорельефа и условиях седиментации. Геологические и геохронологические данные по верхне- и послесиваликским отложениям Потварского плато позволяют прийти к выводу об их вполне определенной корреляции с верхнеплиоцен-эоплейстоценовыми отложениями Южного Таджикистана. Так, сиваликские конгломераты — пинджор (в понимании В.Д. Гилла), вероятно, в своей значительной части сопоставимы с куруксайской свитой, а конгломераты лэй — с кайрубакской свитой.

В двух разрезах (Бэйн и Пезу) на пересечениях хребта Бхиттани были изучены палеомагнитным методом верхнеплиоцен-плейстоценовые молассы — формации каргоча, марват, шери гаша и малаган, представленные чередующимися пластами песчаников и алевролитов разной мощности и крепости. Песчаники коричневые в основании и серые в верхней части разреза, алевролиты коричнево-красные в основании до коричневых вверху [Khan, Opdyke, 1981]. В более полном разрезе молассы мощностью до 2200 м на перевале Бэйн установлены палеомагнитные эпохи Гаусс, Матуяма и низы Брюнес. Скорость осадконакопления молассы, слагающей хребет Бхиттани, в позднеплиоцен-плейстоценовое время составляла 0,77—0,78 м в 1000 лет. Отмечается, что последняя тектоническая фаза в этом регионе имела место после 700 тыс. лет назад.

ЕВРОПЕЙСКАЯ ТЕРРИТОРИЯ СССР

В последние годы на Европейской территории СССР стратиграфическая шкала верхнего плиоцена, эоплейстоцена и плейстоцена претерпела значительные уточнения и детализацию [Никифорова и др., 1980; Герасимов и др., 1980; Веклич, 1980, 1982; Проблемы..., 1982; Стратиграфия..., 1982, 1984]. В верхнем плиоцене и эоплейстоцене выделены молдавский, хапровский, одесский и таманский фаунистические комплексы. Фауна молдавского комплекса содержится в континентальных отложениях, сопоставляемых с нижним акчагылом. Фауна хапровского комплекса, характеризующаяся руководящей формой *Archidiskodon gromovi*, расцветом корнезубых полевок рода *Mimomys* и появлением *M. pliocaenicus*, встречается в континентальных фациях, соответствующих среднему и верхнему акчагылу.

Общность фауны из верхней части куруксайской свиты (костеносный горизонт Наврухо) и фауны хапровского комплекса позволяет на биостратиграфической основе сопоставлять куруксайскую свиту с верхнеплиоценовыми отложениями Европейской территории СССР и параллелизовать ее с акчагылом. Палеомагнитные данные в целом подтверждают такую корреляцию. Фауна одесского и таманского комплексов соответствует апшерону. В Южном Таджикистане в кайрубакской свите находки фауны млекопитающих пока немногочисленны и среди них не встречено аналогов ископаемым формам одесского и таманского фаунистических комплексов. Фауна из костеносного горизонта Лахути-2, заключенного в самой верхней части кайрубакской свиты, рассматривалась как переходная от таманского комплекса к тираспольскому [Путеводитель..., 1977]. Учитывая то, что палеомагнитная инверсия Матуяма—Брюнес проходит в нескольких метрах над костеносным горизонтом Лахути-2, можно полагать, что эта фауна близка к геохронологическому уровню 0,8 млн. лет. Корреляция кайрубакской свиты с апшероном обосновывается главным образом палеомагнитными данными.

Детальное изучение мелких млекопитающих (Л.П. Александрова) и фауны пресноводных моллюсков (А.Л. Чепалыга) позволило выделить на юге Русской равнины в составе верхнего плиоцена и зоплейстоцена ряд drobных горизонтов [Никифорова и др., 1980, 1984; Стратиграфия..., 1982, 1984]. В интервале 3,5—0,8 млн. лет указывается всего 14 горизонтов (снизу вверх): кучурганский, кышлицкий, истрийский, скорцельский, веселовский, чистопольский, аккумуляевский, крыжановский, ферладанский, домашкинский, бошерницкий, жеваховский, ногайский, морозовский. Они распознаются и в субкавальных и в субэзальных отложениях в Молдавии, Предуралье, на Нижней Волге и Нижнем Дону. Геохронологический объем каждого из этих горизонтов колеблется в среднем от 100 до 300 тыс. лет. Авторы считают, что эти горизонты отвечают эпохам относительного потепления и похолодания в позднем плиоцене и зоплейстоцене. Наличие в субэзальном верхнеплиоцен-зоплейстоценовом разрезе Южного Таджикистана большого количества ископаемых почв и горизонтов лёссов также свидетельствует о том, что в геологической летописи Средней Азии хорошо зафиксировались палеоклиматические колебания. Однако корреляция drobных фаунистических горизонтов верхнего плиоцена и зоплейстоцена, выделенных на Европейской территории СССР, с горизонтами ископаемых почв и лёссов Южного Таджикистана пока не имеет геохронологической и палеонтологической основы. Первое, что бросается в глаза при сопоставлении лёссово-почвенной шкалы зоплейстоцена Южного Таджикистана со шкалой этого же возрастного интервала Европейской территории СССР — гораздо бóльшая drobность схемы, построенной по лёссово-почвенным разрезам Таджикистана. Каждому фаунистически охарактеризованному горизонту зоплейстоцена стратиграфической схемы К.В. Никифоровой и соавторов [1980, 1984] соответствует, вероятно, несколько ископаемых почв или педокомплексов в зоплейстоцене Южного Таджикистана. Горизонты лёссов, как сказано в главе третьей, в разрезах южнотаджикистанского зоплейстоцена очень маломощны, они входят в состав педокомплексов и обычно слабо выражены как горизонты, разделяющие педокомплексы. Придерживаясь палеомагнитных реперов — эпизодов Харамильо и Олдувей, можно сопоставлять палеопочвы, объединяемые в XI, XII и XIII педокомплексы, с морозовским и ногайским горизонтами. Домашкинскому горизонту, находящемуся непосредственно над эпизодом Олдувей, по-видимому, соответствуют XVI и XVII педокомплексы. С бошерницким и жеваховским горизонтами, расположенными между домашкинским горизонтом и эпизодом Харамильо, вероятно, сопоставимы XV и XIV педокомплексы. При такой довольно условной корреляции можно видеть, что если в зоплейстоцене Европейской территории СССР выделяются три холодных горизонта — домашкинский, жеваховский, морозовский и два теплых — бошерницкий, ногайский, то, согласно лёссово-почвенной шкале Южного Таджикистана, этот

интервал геологического времени характеризуется более сложным и частым чередованием относительных похолоданий и потеплений.

В субэразальных разрезах юга Европейской территории СССР, по данным М.Ф. Веклича и Н.А. Сиренко [1976; Веклич, 1980, 1982], в интервале 4,5—0,7 млн. лет предлагается выделять до восьми почвенных горизонтов — иванковский, любимовский, севастопольский, ярковский, богдановский, береговский, крыжановский, широкинский, каждый из которых состоит из нескольких палеопочв, имеющих красный и красно-бурый оттенок. Почвы этого возрастного диапазона характеризуются преимущественно как покровные образования саванн и субтропических лесов; они входят в состав красно-буроцветной (красноцветной) плиоценовой формации. В опорном разрезе этой формации на западном берегу Крыма у с. Любимовки почвенные горизонты разделены лёссовидными глинами и суглинками, имеющими признаки переработки почвенными процессами, или аллювиально-пролювиальными образованиями, содержащими обломочный материал. Нельзя не отметить, что в этом разрезе не исключено наличие размылов и перерывов, кроме того некоторые почвенные серии, как предполагается, представлены здесь субквальными фациями. Нижняя граница красно-буроцветной формации устанавливается по кровле понта; часто на месте этой границы обнаруживается значительный перерыв. Верхняя граница красно-буроцветной формации проводится между широкинским почвенным горизонтом и приазовским лёссом. Подчеркивается, что выше этой границы на юге Европейской территории СССР начинается собственно лёссовая формация [Веклич, 1982]. Положение палеомагнитной инверсии Матуяма—Брюнес предположительно определяется в кровле мартоношской почвы, залегающей на приазовском лёссе. Почвенные горизонты (почвенные свиты), выделяемые внутри красно-буроцветной формации, включают по несколько генетически однородных палеопочв (до пяти-шести), отражающих определенные этапы палеогеографического развития. Возраст этих почвенных горизонтов определяется весьма условно, а положение палеомагнитных инверсий Гильберт—Гаусс, Гаусс—Матуяма, Матуяма—Брюнес в разрезах точно не установлено. Поэтому трудно судить о том, какой возрастной ранг имеют выделяемые М.Ф. Векlichem почвенные горизонты.

При сопоставлении верхнеплиоцен-эоплейстоценовых лёссово-почвенных образований Южного Таджикистана с отложениями красно-буроцветной формации намечается общее сходство по характеру выраженности древних почв и их окраске. В субэразальных разрезах Южного Таджикистана в интервале 1,8—0,8 млн. лет фиксируется 25 горизонтов ископаемых почв, объединяемых в девять педокомплексов; в верхнем плиоцене между инверсией Гаусс—Матуяма и основанием эпизода Олдувей выделяется еще до 10 горизонтов палеопочв. Если признать правильными представления М.Ф. Веклича о возрасте почвенных горизонтов красно-буроцветной формации, то тогда только верхних два-три почвенных горизонта этой формации (береговский, крыжановский, широкинский), а также разделяющие их субэразальные и субквальные отложения могут быть сопоставлены с толщей лёссово-почвенных образований Южного Таджикистана, заключенной в интервале ~ 2,4—0,8 млн. лет.

По материалам исследователей Института географии АН СССР (И.П. Герасимов, А.А. Величко и др.) в эоплейстоцене Русской равнины устанавливаются две сложно построенные теплые эпохи, разделенные похолоданием. В бассейне Днепра во время этих теплых эпох формировались красноцветные почвы, объединяемые соответственно в урзуфский и запорожский почвенные комплексы [Величко, 1975; Герасимов и др., 1980].

Обратимся к корреляции плейстоценовых образований. Начнем сопоставление с более изученных верхнеплейстоценовых подразделений. В верхнем плейстоцене в существующих стратиграфических схемах четвертичных отложений Европейской территории СССР выделяются сверху вниз валдайский надгоризонт и

микулинский горизонт или их аналоги. В пределах Русской равнины геохронологическая граница между этими стратиграфическими единицами понимается по-разному. Многие исследователи считают, что микулинский горизонт отвечает последнему межледниковому климатическому оптимуму, возраст которого, как известно, около 120 тыс. лет [Кинд, 1974; Васильев, 1980; Никифорова и др., 1980]. Некоторые исследователи [Заррина и др., 1980] придерживаются точки зрения, что на территории Русской равнины отсутствовала ранняя (калининская) ледниковая стадия валдайского оледенения. Границу между микулинским горизонтом и валдайским надгоризонтом предлагается проводить на рубеже около 70—80 тыс. лет назад [Заррина и др., 1980; Иванова, 1981; Никифорова и др., 1984]. В субэдральных разрезах бассейна Днепра с микулинским горизонтом сопоставляется мезинский палеопочвенный комплекс. А.А. Величко считает, что верхняя более молодая крутицкая фаза почвообразования, которой завершается мезинский почвенный комплекс, соответствует теплomu интервалу (брёрупу) начала валдайской (вюрмской) эпохи. Отмечается, что почвенному покрову крутицкой фазы свойственны черты гиперзональности. В разрезах ледникового типа к этому интервалу часто приравнивают слои верхневожского потепления. Лёсс, развитый между более ранней салынской почвой и крутицкой почвой мезинского комплекса, рассматривается как внутримезинский и ранневалдайский [Величко, 1975; Палеогеография..., 1982]. Мощная хорошо развитая салынская почва, залегающая на моренных и перигляциальных отложениях (московского горизонта) и перекрытая горизонтами лёссов валдайского ледникового, отражает межледниковые условия и отнесена к микулинскому возрасту.

М.Ф. Веклич [1980, 1982] с микулинским горизонтом коррелирует прилукскую палеопочву, возраст которой он оценивает примерно в 100—70 (или 120—90) тыс. лет назад.

В свете изложенного мы склоняемся к тому, что, если микулинский горизонт рассматривать как климатический оптимум, не включая в него последующую фазу потепления, относящуюся скорее всего к раннему валдаю, то в Южном Таджикистане микулинскому горизонту соответствует V педокомплекс, датированный по термолюминесцентным и палеомагнитным данным в пределах 130—110 тыс. лет назад; IV педокомплекс принадлежит к ранневалдайскому потеплению и может сопоставляться с крутицкой фазой почвообразования или (?) свитачевской палеопочвой Украины, по М.Ф. Векличу.

По материалам большинства исследователей строение валдайского надгоризонта на Русской равнине трехчленное: два холодных стадийных горизонта — нижневалдайский (калининский) и верхневалдайский (осташковский) разделены средневалдайским интерстадийным горизонтом. Продолжительность относительно теплого и сложно построенного средневалдайского интервала понимается в пределах примерно 50—22 тыс. лет назад. В субэдральных разрезах центральных районов Русской равнины к средневалдайскому горизонту относится брянская ископаемая почва. Для завершающего этапа ее формирования были получены радиоуглеродные датировки в пределах 25—24 тыс. лет назад [Величко и др., 1964]. По мнению А.А. Величко, время формирования брянской почвы 30—23 тыс. лет назад [Палеогеография..., 1982]. В украинских лёссовых разрезах на этом стратиграфическом уровне, по материалам М.Ф. Веклича, выделяется дофиновская ископаемая почва. На Волыно-Подольской возвышенности этому возрасту отвечает дубновская палеопочва, имеющая радиоуглеродные датировки 29400 ± 1000 и 28400 ± 850 лет [Богуцкий, 1985]. В центральных районах Русской равнины нижняя часть средневалдайского интерстадийного горизонта остается пока незаполненной. Существуют, правда, попытки рассматривать брянскую почву в объеме 48—22 тыс. лет назад [Добродеев, 1974]. В региональной схеме северо-запада Европейской территории СССР этому интервалу временной шкалы соответствует средневалдайский мегаинтерстадийный горизонт (50—23 тыс. лет назад), в

нижней части которого выделяется потепление — гражданский межстадиал (ленинградский горизонт), имеющий радиоуглеродные датировки 39000 ± 810 и 40380 ± 800 лет [Геохронология СССР, 1974; Стратиграфия СССР, 1984]. Таким образом, из сказанного выше можно сделать заключение, что в Южном Таджикистане средневалдайскому горизонту, очевидно, соответствуют II и III почвенные комплексы с горизонтом лёсса между ними; II педокомплекс коррелируется с брянской палеопочвой, III педокомплекс — скорее всего с гражданским межстадиалом (ленинградским горизонтом) или его аналогами.

Верхневалдайский горизонт формировался в эпоху последнего ледникового максимума при экстремально суровых климатических условиях [Величко, 1973]. Искключительная суровость климата в этом интервале отмечалась и для районов Сибири [Цейтлин, 1961]. Во время последнего ледникового максимума в обширной перигляциальной зоне Русской равнины сформировался хорошо выраженный горизонт лёсса. В Южном Таджикистане с верхневалдайским горизонтом сопоставляется горизонт лёсса, находящийся выше II педокомплекса. Этот лёссовый горизонт, имеющий мощность до 10—15 м, образовался при экстремально аридных и прохладных условиях в предгорьях Тянь-Шаня и Памира. В это время характерной чертой развития геологических процессов в предгорных районах Южного Таджикистана было увеличение скорости накопления пылеватого материала. Для Русской равнины об аналогичном возрастании скорости лёссообразования во время последнего ледникового максимума писал А.А. Величко [1973, 1977].

I педокомплекс, обычно слабо выраженный в разрезах водораздельных лёссов Южного Таджикистана, может соответствовать тем потеплениям палеоклимата, которые на Европейской территории СССР отождествляются с плюсским интерстадиалом. По данным А.А. Величко [1975], на этом уровне выделяется трубчевский уровень оглеения. Не исключено, что I педокомплекс южнотаджикистанских разрезов отражает и более поздние потепления, фиксируемые во время бёллинга и аллерёда.

Средний плейстоцен Русской равнины разделяется на горизонты (снизу вверх): лихвинский, днепровский, одинцовский и московский. Наличие "прохладного" одинцовского межледникового всегда вызывало сомнения относительно самостоятельности московского оледенения. После того, как были обнаружены и изучены рославльские межледниковые слои, давшие начало выделению межледниковья "рославльского типа", было принято рассматривать их как межледниковые слои, отделяющие московскую морену от днепровской, и вопрос о самостоятельности московского оледенения решался положительно [Шик, 1957, 1959; Москвитин, 1967]. Рославльские слои, рассматриваемые по возрасту как одинцовские, прослежены в зоне развития московской морены и скоррелированы между собой на основании палинологических данных; московская морена была признана самостоятельной [Московский..., 1982], хотя представления о более древнем (доднепровском или доокском) возрасте рославльских слоев продолжали существовать [Вознячук, 1967; Бреслав и др., 1979; Величко, 1980а, 1981]. В последнее время были получены новые данные по гипостратотипу рославльских слоев, вскрытых скважинами около пос. Подруднянский, согласно которым в средней части рославльской толщи (между глазовским и рославльским оптимумами) присутствуют зубы корнезубых полевков *Mimomys intermedius*, характерные для тираспольских фаун и не встречающиеся в лихвинских и более молодых отложениях [Бирюков, 1985]. Это свидетельствует о том, что возраст глазовского оптимума древнее лихвинского межледниковья. В свою очередь это подвергло сомнению имевшиеся представления о стратиграфии среднего плейстоцена центральных районов Русской равнины. Правда, еще нет полной уверенности, что все межледниковые слои рославльского типа должны быть удревнены подобно тому, как это получилось с разрезами скважин у пос. Подруднянский. Принимая во внимание новые данные, группа исследователей (С.М. Шик, С.Л. Бреслав и др.)

допускает, что морена, считавшаяся московской, является на самом деле днепровской, а рославльские слои древнее лихвинских и коррелируются с беловежскими. Таким образом, вновь возникли сомнения относительно самостоятельности московского оледенения и наличия одинцовского межледниковья. В связи с этим необходимо отметить, что палеокарпологическое изучение разреза скважины у д. Акулово, близ г. Одинцово, вскрывающей одинцовские слои, свидетельствует о наличии двучленной флороносной толщи, нижняя часть которой содержит межледниковую флору шкловского типа, а верхняя — флору лихвинского типа [Величкий, 1979]. Утверждается, что эти флоры формировались в пределах единого межморенного(окско-днепровского) интервала.

А.А. Величко [1981, с. 76] подчеркивал, что "внутри лёссовых отложений, фациально связанных с горизонтами днепровской и московской морен, отсутствуют какие-либо признаки межледниковой ископаемой почвы, т.е. оба ледника не могло разделять одинцовское межледниковье". Лёссы днепровско-московского интервала снизу ограничивались первой доднепровской ископаемой почвой (роменской), а сверху — салынской ископаемой почвой, относящейся к ранней фазе мезинского комплекса. В стратиграфической схеме А.А. Величко и соавторов [1984, 1985] в рассматриваемом интервале шкалы выделены (снизу вверх): днепровская стадия (цнинский лёсс), шилловский интерстадиал (курская почва), московская стадия(мерцаловский лёсс). В работах М.Ф. Веклича [1980, 1982], О.П. Добродеева [1974], Н.Г. Судаковой [1973] описывается под разными названиями ископаемая почва(кайдакская, новохоперская, ППЗ), имеющая определенные зональные характеристики и относимая к одинцовскому межледниковью.

В настоящее время подразделения "московский" и "одинцовский" горизонты сохранены в стратиграфических схемах Русской равнины, а точка зрения, высказанная геологами (С.М. Шик, С.Л. Бреслав и др.), изучающими центральные районы Русской равнины, принята в качестве рабочей гипотезы. Предлагаемая на табл. 4 корреляция, согласно которой VI педокомплекс Южного Таджикистана сопоставлен с одинцовским горизонтом, а нижележащий и вышележащий горизонты лёссов — соответственно с днепровским и московским горизонтами, имеет условный характер.

Переходя к корреляции отложений окско-днепровского времени, следует подробнее остановиться на характеристике Лихвинского разреза. Вопрос о лихвинском межледниковье Русской равнины имеет несколько аспектов. Прежде всего, какое строение имеет лихвинский горизонт и находится ли в интервале между окской и днепровской моренами один или несколько межледниковых горизонтов? Какой стратиграфический объем у лихвинского горизонта? Наконец, какая продолжительность всего интервала между окским и днепровским оледенениями? Исследователи придерживаются разных мнений относительно стратиграфии окско-днепровского интервала. Интересной и важной в плане ответа на перечисленные вопросы представляется работа геологов и географов МГУ, детально изучавших в последние годы Лихвинский разрез [Разрезы..., 1977]. В стратотипическом разрезе лихвинских отложений на Оке у г. Чекалина днепровская морена и подстилающие ее предледниковые супеси залегают на сложно построенной лихвинской толще, соответствующей окско-днепровскому этапу седиментации, разделенному на несколько циклов осадконакопления [Судакова, 1973]. В нижней части этой толщи выделяются аллювиально-озерные осадки (мощность 9—10 м), содержащие озерно-старичную линзу времени лихвинского климатического оптимума, в целом составляющие III цикл осадконакопления (счет циклов, по Н.Г. Судаковой, ведется с предокского времени). Нижним возрастным пределом принята термолюминесцентная дата 484 тыс. лет по окской морене, выходы которой обнаружены близ изученного разреза. Возраст верхней границы III цикла осадконакопления по термолюминесцентному датированию — 421 тыс. лет. Следующий IV цикл осадконакопления представлен аллювиальными (руслowymi и пойменно-старичными)

отложениями (мощность 10—12 м), в кровле которых фиксируется ископаемая почва ПП7(лихвинская, по А.И. Москвитину). Термолюминесцентный возраст этой почвы 336000±41000 лет. Вышележащий V комплекс суглинистых отложений с заключенными в них почвами ПП6 и ПП5(соответственно борисовской и ивановской, по А.И. Москвитину) завершает этап седиментации окско-днепровского времени. Термолюминесцентный возраст почвы ПП6 (борисовской) около 324 тыс. лет. Продолжительность формирования отложений окско-днепровского этапа седиментации по термолюминесцентным данным может быть оценена в 150—160 тыс. лет [Фаустов и др., 1973]. При палеогеографической интерпретации отложений окско-днепровского интервала отмечается сложный ход палеоклиматических событий. В целом устанавливаются два интервала существования оптимальных климатических условий: более ранний приходится на время накопления старично-озерных фаций (собственно лихвинское межледниковье), более поздний — на время образования погребенных почв ПП6 и ПП5 (чекалинское потепление, по Н.Г. Судаковой). Похолодание зафиксировано в промежутке между формированием палеопочв ПП7 и ПП6 (калужское похолодание), длившееся, согласно термолюминесцентному датированию, всего около 10 тыс. лет. Некоторое ухудшение климата характерно для времени накопления аллювиальных осадков IV цикла.

По субазральным разрезам бассейнов Днепра и Дона в окско-днепровском интервале выделялись две ископаемые почвы, разделенные горизонтом лёсса [Величко, 1980б; Морозова, 1981]. Первая доднепровская почва (роменская) параллелизовалась с рославльским межледниковьем, а вторая доднепровская почва (сенжарская) — с лихвинским межледниковьем. На основе приведенных данных складывается представление, что окско-днепровский интервал стратиграфической шкалы, охватывающий около 150 тыс. лет, имеет на Русской равнине, по крайней мере, трехчленное строение — два межледниковья разделены похолоданием. К такой трактовке окско-днепровского геохронологического интервала пришли многие исследователи, и пока сохраняются различия только в названиях горизонтов. Например, К.В. Никифорова и соавторы [1980] выделяют между окским и днепровским горизонтами лихвинский межледниковый горизонт в большом стратиграфическом объеме (~400—300 тыс. лет назад), подразумевая сложное строение этого интервала и допуская, что в его средней части, возможно, существовала ледниковая эпоха, что нетрудно видеть из корреляционных построений при сопоставлении с изотопно-кислородной кривой [Никифорова и др., 1980]. В стратиграфической схеме И.П. Герасимова, А.А. Величко и соавторов [1980] между окской и днепровской ледниковыми эпохами указаны лихвинское и роменское межледниковья, разделенные холодной эпохой. Позже в последней схеме между лихвинским и роменским межледниковьями были выделены два похолодания (борисоглебский и орчикский лёссы), разделенные потеплением (каменская почва) [Величко и др., 1984, 1985].

По стратиграфической схеме М.Ф. Веклича ниже днепровской морены выделяется завадовский почвенный горизонт, состоящий из двух сближенных бурокоричневых почв, которые залегают на тилигульском лёссе. По оценкам М.Ф. Веклича возраст завадовского почвенного горизонта 370—250 тыс. лет, длительность формирования 120 тыс. лет.

В Южном Таджикистане ниже VI педокомплекса и подстилающего его горизонта лёсса находятся VII и VIII педокомплексы, разделенные довольно мощным (до 10—12 м) горизонтом лёсса. Термолюминесцентные датировки VII педокомплекса указывают на возраст около 300 тыс. лет, а VIII педокомплекса около 400 тыс. лет. Эти данные дают пока основание для предварительной корреляции VII и VIII педокомплексов с климатическими оптимумами окско-днепровского интервала Русской равнины.

В нижнем плейстоцене (долихвинский интервал), по материалам исследователей

Института географии АН СССР, выделяются три горизонта лёссов (бобровский, донской, коростылевский), разделенные двумя ископаемыми почвами (ржаксинской и воронской) [Величко и др., 1984, 1985]. Аналогичное строение этого интервала лёссово-почвенного разреза мы находим в стратиграфической шкале М.Ф. Веклича: три лёссовых горизонта (приазовский, сульский, тилигульский) разделены двумя почвенными (мартоношским и лубенским). В стратиграфической шкале В.Н. Шелкопляса в нижнем плейстоцене также выделены три горизонта лёсса и две ископаемые почвы. Граница между плейстоценом и зоплейстоценом в стратиграфической схеме А.А. Величко и др. [1984, 1985] проведена несколько ниже инверсии Матуяма—Брюнес. В лёссовых разрезах Украины пока не удалось четко зафиксировать положение инверсии Матуяма—Брюнес, нижняя граница плейстоцена в стратиграфической шкале М.Ф. Веклича имеет "скользящий" характер от 1 до 0,7 млн. лет. В.Н. Шелкопляс [1974, 1982], по термолюминесцентным данным, возраст самых древних лёссов плейстоцена Украины, залегающих на красно-бурых глинах, оценивает в 920 ± 100 тыс. лет, и эта дата в его схеме определяет нижнюю возрастную границу плейстоцена.

По материалам К.В. Никифоровой и соавторов [1984], граница между зоплейстоценом и плейстоценом проведена на рубеже $\sim 0,8$ млн. лет назад. Нижний плейстоцен включает два межледниковых горизонта — михайловский и колкотовский и два ледниковых горизонта — платовский и окский. Верхняя граница окского горизонта предполагается на уровне около 0,4 млн. лет назад.

Благодаря маркирующему значению палеомагнитной инверсии Матуяма—Брюнес можно однозначно коррелировать X педокомплекс Южного Таджикистана и михайловский горизонт стратиграфической схемы Европейской территории СССР. IX педокомплекс Южного Таджикистана, состоящий из двух палеопочв, вероятно, превышает стратиграфический объем колкотовского горизонта. Лёссовые горизонты, заключенные между X и IX, а также между IX и VIII педокомплексами, по-видимому, отвечают соответственно платовскому и окскому горизонтам. Вероятно, это соотношение не охватывает полного объема выделенных стратиграфических подразделений. Последнее обстоятельство зависит скорее от понимания авторами стратиграфических объемов выделенных горизонтов, чем от реальных стратиграфических соотношений, поскольку в этом интервале стратиграфической шкалы у нас слишком мало геохронологических данных. Можно полагать, что нижняя (IXб) и верхняя (IXа) палеопочвы IX педокомплекса Южного Таджикистана соответствуют ржаксинской и воронской палеопочвам субазального разреза Русской равнины, согласно схеме А.А. Величко и др. [1985].

Заслуживая внимания данные о строении морских плейстоценовых террас на кавказском побережье Каспия. Вследствие общего тектонического воздымания этого участка каспийского побережья здесь начиная с бакинского времени образовался довольно полный спектр террас. По наблюдениям П.В. Федорова [1978], верхнебакинские отложения слагают террасу абсолютной высоты 200—220 м (250 м), урунджикские слои, относящиеся к нижнему плейстоцену¹, приурочены к террасе 180—200 м. Нижнехазарские отложения (гюргянский горизонт), относящиеся к среднему плейстоцену, слагают три террасы на абсолютных высотах 170—160, 130—120 и 90—85 м. Верхнехазарские слои (низы верхнего плейстоцена — микулинское межледниковье) описаны П.В. Федоровым на 40—50-метровой террасе. Накопление хвалыньских отложений (вторая половина позднего плейстоцена — валдай), разделяемых на нижне- и верхнехвалыньские слои, связано с многократными колебаниями уровня Каспия. В хвалыньское время сформировались шесть террас от —16÷—17 до 45—48 м (—17, —11, —2 м, 12, 25 и 47 м). Отмечается широкое развитие по побережью Каспия раннехвалыньских террас: 45—48-метро-

¹ Деление плейстоцена на нижний, средний и верхний дано П.В. Федоровым по стратиграфической шкале К.В. Никифоровой и др. [1980].

вой (73—75 м над уровнем Каспия) и 22—25-метровой (50—53 м над уровнем Каспия). Верхнехвалынские отложения образуют до трех террас на абсолютных высотах -2, -11÷-12 и -16÷-17 м (26, 16—17 и 11—12 м над уровнем Каспия). Общий спектр морских плейстоценовых террас кавказского побережья Каспия хорошо сопоставляется со спектром аллювиальных плейстоценовых террас, развитых в долинах рек предгорной зоны бассейна Амударьи. Напомним, что относительное превышение плейстоценовых террас в предгорьях Южного Таджикистана не выходит за пределы 220—250 м, а число плейстоценовых террас в речных долинах Южного Таджикистана и на кавказском побережье Каспия почти совпадает как по общему количеству, так и по подразделам в нижнем, среднем и верхнем плейстоцене. Все это, очевидно, указывает на общие закономерности в образовании спектра каспийских террас кавказского побережья и аллювиальных террас в предгорьях Южного Таджикистана. Известно, что террасы Каспия, представляющего собой крупнейший в мире внутренний изолированный бассейн, формировались в результате частых осцилляций уровня моря, что было связано в значительной степени с водным балансом и чередованием ледниковый и межледниковый, т.е. с климатически обусловленными событиями. Проявление тектонического поднятия кавказского побережья в течение плейстоцена способствовало фиксации в рельефе всего спектра плейстоценовых террас. В предгорьях Южного Таджикистана общий тектонический режим был, по-видимому, очень сходен с таковым кавказского побережья Каспия; верховья долин рек бассейна Амударьи также были подвержены воздыманию. Это был общий тектонический фон, на котором проявлялись прерывистые климатические колебания, вызывавшие увеличение и сокращение горных ледников (оледенения и межледниковья) и как следствие этого — изменения режима речного стока, что в свою очередь приводило к формированию лестницы речных террас.

Интересная работа по изучению аллювиальных террас Центрального Предкавказья и их увязке с аллювиально-морскими равнинами Прикаспия была проделана Н.В. Лукиной [1981]. Ею установлено, что в бассейне Кумы и Подкумка, кроме голоценовой высокой поймы, прослеживаются восемь плейстоценовых террас, один эоплейстоценовый и один позднплиоценовый ярусы рельефа, каждый из которых отвечает определенному этапу геологического развития региона. Восемь плейстоценовых террас, имеющих относительные высоты 5, 10—12, 18—20, 35—40, 60, 80—100, 140—160 и 180—200 м, были скоррелированы с плейстоценовыми морскими террасами Западного Прикаспия. Эоплейстоценовый и верхнеплиоценовый ярусы рельефа, характеризующиеся относительными высотами соответственно 300 и 600 м, сопоставлены с отложениями апшеронской и акчагыльской трансгрессий. Приведенная характеристика плейстоценовых террас и высоких ярусов рельефа Центрального Предкавказья хорошо согласуется с данными о строении рельефа и этапах геологического развития предгорной зоны в Южном Таджикистане.

Достаточно полная сводка данных по стратиграфии антропогена Кавказа и Закавказья содержится в работе А.В. Кожевникова, Е.Е. Милановского, Ю.В. Саядина [1977]. В строении рельефа горных долин эти авторы выделяют, как правило, три яруса рельефа: нижний — надпойменные террасы до 200—250 м, средний — 300—400-метровые террасы и верхний — 500—600-метровые террасы. В некоторых случаях отмечаются промежуточные уровни между 250 и 300-метровыми и 400 и 550-метровыми террасами. Возраст аллювиальных террас, расположенных выше поймы до относительных высот 200—250 м, рассматривается преимущественно как плейстоценовый. Уровни 300—400 и 550—600-метровых террас отнесены к эоплейстоцену (апшерону) и верхнему плиоцену (акчагылу). В ряде случаев, например, в бассейне Терека — по Баксану и Чегему, а также в долине Сулака уровни 300—400 и даже 500-метровых террас включаются в число плейстоценовых. Пока остаются неясными причины включения столь высоких уровней в плейстоценовый

спектр террас. Возможны две версии — либо сказывается тектонический фактор и раннеплейстоценовые террасы оказались сильно приподняты, либо сведения о датировании и корреляции этих террас еще недостаточны для однозначного решения вопроса о их возрасте. В целом, согласно материалам о строении горных долин Кавказского орогена, выделяются три этапа в развитии рельефа: позднеплиоценовый — акчагыльский, эоплейстоценовый — апшеронский и плейстоценовый — бакинско-послебакинский. Плейстоценовый этап геологического развития отражен в большом числе хорошо выраженных аллювиальных и морских террас, обычно не превышающих относительные высоты 200—250 м. Авторы Рабочей корреляционной стратиграфической схемы четвертичных отложений Кавказа [Кожевников и др., 1977] подчеркивают роль климатического фактора в истории образования аллювиальных и морских террас. В ледниковой зоне Большого Кавказа они выделяют морены позднеплиоценового (акчагыльского) и эоплейстоценового (апшеронского) оледенений и до пяти плейстоценовых ледниковых комплексов. Вместе с тем предполагают, что число оледенений в акчагыльское время достигало двух, в апшероне — двух-трех, еще больше оледенений намечается в плейстоцене, т.е. все это говорит о многочисленности оледенений в горах Большого Кавказа.

ЗАПАДНАЯ ЕВРОПА

Воззрения на стратиграфию ледникового периода зародились первоначально среди исследователей центральной — Альпийской — зоны Западной Европы. Альпийская шкала плейстоценовых оледенений, появившаяся в начале нашего века, после публикации в 1909 г. работы А. Пенка и Э. Брюкнера, затем уточнявшаяся и детализировавшаяся, в настоящее время включает шесть крупных оледенений: бибер, дунай, гюнц, миндель, рисс, вюрм. Эти оледенения разделены межледниковьями. Каждое оледенение альпийской схемы обычно делится еще на два или три холодных интервала, причем ранг подразделений не всегда четко определяется; если, например, считается, что подразделения вюрма соответствуют стадиям, то в минделе и риссе это, скорее всего, самостоятельные оледенения — миндель I, миндель II, рисс I, рисс II.

В монографии А.И. Москвитина [1970], со ссылкой на немецкого геолога Л. Вейнберга (1955 г.), приводятся сведения, свидетельствующие о том, что, например, в северных предгорьях Восточных Альп, в районе Иннского глетчера, максимальным было гюнцское оледенение. Масштабы дунайского оледенения неясны, поскольку от него не сохранились конечные морены и выделяются только древнейшие плейстоцен-догюнцские галечники. Конечные морены последующих за гюнцем оледенений располагаются внутри гюнцских морен. На карте четвертичных отложений Восточных Альп и верховьев Дуная, составленной Ю. Финком с соавторами [Fink et al., 1975], в части Северо-Альпийского форланда — по долинам рек Инн, Зальцах, Траун также показано, что максимальное продвижение имели древние ледники в эпоху гюнца и минделя. Конечные морены гюнцкого оледенения занимают здесь максимальное выдвинутое положение. Суммируя данные по геологии ледниковых отложений Альп и сравнивая их с материалами по оледенениям Восточного Памира, можно сделать заключение, что параллельно с самыми древними горными оледенениями Альп (бибер, дунай, гюнц), по всей вероятности, существовали древние оледенения на Восточном Памире, которые оставили после себя морены I и II генераций. Обращает на себя внимание тот факт, что как в Альпах, так и на Восточном Памире древние оледенения (гюнцское и догюнцские) имели максимальное развитие. После гюнца, т.е. на рубеже около 0,7—0,8 млн. лет, произошло сокращение масштабов оледенения в горах, и каждое из последующих послегюнцских оледенений имело меньшие размеры по сравнению с предыдущим вплоть до позднего плейстоцена.

Исследователями всегда предпринимались попытки скоррелировать ледниковые

образования Альп с комплексом предгорных аллювиальных террас, развитых вдоль крупнейших речных долин Дуная и Рейна. Вдоль Дуная основные возрастные подразделения альпийской ледниковой зоны прослеживаются в обширную лёссовую область, располагающуюся на востоке Австрии, в Чехословакии и Венгрии. Вдоль Рейна может осуществляться корреляция альпийских оледенений с морскими трансгрессивно-регрессивными фазами Северного моря.

При корреляции альпийских морен с дунайскими террасами отмечалось влияние многих факторов, затрудняющих решение поставленной задачи [Fink et al., 1979]. Дунайские террасы, сложенные разновозрастными галечниками, оказываются на разных относительных высотах. Причина этому — влияние притоков и разная удаленность террас от терминальной части плейстоценовых ледников, особенности гидродинамики реки за счет чередования ущелистых и расширенных участков долины, проявление тектонического фактора. Указывалось, что покровные отложения, развитые на галечниках, относимых к гюнцскому ледниковью, намагничены прямо и принадлежат к эпохе Брюнес, тогда как сами галечники (гюнцские) ассоциируются с эпохой Матюяма. В долине Дуная близ Кремса террасы с превышениями относительно уровня реки 100—200 м и более были отнесены к плиоцену [Fink, Piffli, 1975]. Однако высказывалось мнение, что уровень с абсолютной высотой 330 м (относительное превышение около 140 м), сложенный галечниками майсберг, мог быть сформирован в раннем плейстоцене. Последнее соображение основано на присутствии в галечниках майсберг костных остатков *Elephas planifrons*, хотя нет полной уверенности в автохтонности этой находки. Вместе с тем в галечниках кремсфельд, слагающих более низкий уровень — около 100 м относительно уровня Дуная, встречена фауна млекопитающих, которая, как считают авторы, указывает, на паннонский возраст отложений (список фауны не приведен) [Fink, Piffli, 1975].

Мощная (до 100 м) толща галечников, называемых холлабрюннскими, развита в районе Кремса. Эти галечники прослеживаются вдоль северного окаймления долины Дуная на северо-восток от Кремса. Они слагают террасовый уровень на абсолютной высоте 365 м (превышение над Дунаем около 200 м). По возрасту холлабрюннские галечники отнесены к верхнему паннону.

На высоте около 40 м над уровнем Дуная к востоку от Кремса описана гобельсбургская терраса, сложенная маломощной толщей галечников, состоящих преимущественно из кристаллических пород. На галечниках развит лёссовый покров. Палеомагнитная инверсия Матюяма—Брюнес зафиксирована в нижней части покровных отложений террасы. Более молодые террасы Дуная в Венском бассейне сложены вюрмскими галечниками и голоценовыми осадками.

Таким образом, вдоль Дуная между Кремсом и Веной отмечается сравнительно небольшое количество как ранне-, так и позднелейстоценовых террас, и поэтому предполагается, что Дунай слабо реагировал на палеоклиматические колебания [Fink, Piffli, 1975].

В лёссово-почвенных разрезах Восточной Австрии колебания палеоклимата нашли более отчетливое отражение, чем в строении дунайских террас. Довольно полную картину о частоте и последовательности палеоклиматических колебаний дает лёссовый разрез Кремс. Здесь в толще лёссов мощностью 52 м от их кровли до палеомагнитного эпизода Олдувей, установленного в основании разреза, выделено 16 уровней почвообразования. На некоторых уровнях почвы сдвоены или строены. Общее строение разреза Кремс позволило исследователям утверждать, что в интервале времени после эпизода Олдувей имели место по крайней мере 17 интергляциалов [Fink, Kukla, 1977]. Следует учитывать, что в интервале последних 0,73 млн. лет (эпоха Брюнес) в этом разрезе проявлена некоторая неполнота геологической летописи за счет возможных хиатусов. Продолжительность отдельных климатических циклов оценивается в среднем около 100 тыс. лет.

Другой лёссово-почвенный разрез — Штранцендорф, в котором вскрываются 11 погребенных почв, разделенных горизонтами лёссов, Ю. Финк [Fink, 1979] предлагал рассматривать как продолжение вниз разреза Кремс, в результате чего, по его мнению, лёссово-почвенный разрез Восточной Австрии наращивался бы до рубежа 2,4 млн. лет, т.е. до палеомагнитной инверсии Гаусс—Матуяма. Однако стратиграфическое положение разреза Штранцендорф достаточно сложно. Этот разрез не имеет верхней части, а палеомагнитные данные могут интерпретироваться по-разному. Список фауны мелких млекопитающих, остатки которых были обнаружены в самых нижних пяти почвенных горизонтах разреза Штранцендорф, включает *Prosalpa priscus*, *Mimomys cf. reidi*, *Mimomys cf. pliocaenicus*, *Villanyia exilis*, "*Dolomys*" *kretzoi*, *Arvicolidae* gen. indet. [Fink et al., 1976]. Согласно мнению авторов, изучавших этот разрез, приведенная фауна подтверждает время формирования нижних почвенных горизонтов на стратиграфическом уровне непосредственно над инверсией Гаусс—Матуяма. Заметим, что в приведенном списке фауны мелких млекопитающих присутствует характерная форма *Villanyia exilis*, которая, по данным Л.П. Александровой, занимает стратиграфическое положение на уровне эпизода Олдуей [Никифорова и др., 1980]. Следуя этому замечанию, разрез Штранцендорф можно рассматривать в интервале не нижней части палеомагнитной эпохи Матуяма, как это предлагал Ю. Финк с соавторами, а в пределах верхней части эпохи Матуяма. Окончательное решение вопроса о стратиграфическом положении разреза Штранцендорф остается открытым.

В верхнем плейстоцене в лёссовых разрезах Восточной Австрии выделяются почвенный комплекс штильфрид А, относимый к рисс-вюрмскому межледниковью, и ископаемая почва штильфрид В, имеющая радиоуглеродные датировки в пределах 26—29 тыс. лет.

Мощные лёссово-почвенные толщи, известные вдоль долины Дуная на территории Венгрии, детально изучались в таких разрезах, как Пакш, Дунафёльдвар, Менде и др. Наиболее древние почвы, относящиеся к комплексу дунафёльдвар, вскрываются скважинами на берегу Дуная у г. Дунафёльдвар. В некоторых скважинах мощность лёссово-почвенной толщи здесь достигает 90 м. По мнению М. Печи, глубже палеомагнитного эпизода Харамильо (0,9 млн. лет) находятся нетипичные лёссы. В нижней части разрезов дунафёльдварских скважин почвы расчленены горизонтами глинистых или песчанистых алевроитов, нередко измененных в результате наложения палеопедагологических процессов [Pécsi et al., 1979b; Pécsi, 1984]. В составе дунафёльдварского комплекса содержится до шести горизонтов красноватых почв (Dv_6 — Dv_1) и зафиксировано также в верхней части комплекса несколько темно-серых глинистых луговых почв. Согласно палеомагнитным характеристикам, дунафёльдварский комплекс М. Печи М.А. Певзнер и другие исследователи рассматривают в широком временном диапазоне — примерно от 4 до 0,9 млн. лет. В более ранней работе эти же исследователи нижнюю границу дунафёльдварского комплекса располагали примерно на уровне эпизода Реюньон (2,1 млн. лет) [Pécsi et al., 1977]. Стратиграфическая позиция палеопочв дунафёльдварского комплекса и их морфологические признаки позволяют коррелировать между собой дунафёльдварские палеопочвы и палеопочвы эоплейстоценовой и, возможно, верхнеплиоценовой частей разреза Южного Таджикистана. Дунафёльдварский комплекс, по-видимому, не обладает всей полнотой палеоклиматической и стратиграфической информации, которая, как мы полагаем, лучше отражена в эоплейстоценовых разрезах на юге Таджикистана, поэтому пока преждевременно говорить о корреляции отдельных палеопочв в этом стратиграфическом интервале.

Выше дунафёльдварского комплекса выделяется красновато-коричневая палеопочва пакш-дунакёмлад ($\bar{P}Dk$). Эта палеопочва в разрезе Пакш находится непосредственно ниже палеомагнитной инверсии Матуяма—Брюнес, что позволяет рассматривать ее как стратиграфический аналог Х почвенного комплекса, который

занимает аналогичное положение в южнотаджикистанских разрезах. Над палеопочвой пакш-дунакёмлад находятся горизонт лёсса и почвенный комплекс нижний пакш (PD), состоящий из двух палеопочв (PD_1 и PD_2). На этом же стратиграфическом уровне в Южном Таджикистане располагаются две бурые палеопочвы, входящие в IX почвенный комплекс. В разрезе Пакш выше почвенного комплекса нижний пакш (PD) наблюдается одна аллювиальная гидроморфная почва и отмечаются хиатусы, а еще выше фиксируется палеопочва пакш (Ps), отделяемая горизонтом лёсса от вышележащей сдвоенной почвы менде нижняя ($MB_1—MB_2$), возраст которой по термолюминесцентным данным ~ 125 тыс. лет [Borsy et al., 1979; Pécsi et al., 1979a]. Сдвоенная палеопочва менде нижняя играет роль геохронологического репера в лёссовых разрезах Венгрии. Учитывая термолюминесцентные даты, характеризующие возраст V педокомплекса южнотаджикистанских разрезов, есть основания коррелировать его с палеопочвой менде нижняя. Верхнеплейстоценовый интервал лёссово-почвенных разрезов Пакш и Менде хорошо сопоставим с аналогичным интервалом разрезов в Южном Таджикистане, что отражено на корреляционной схеме (см. табл. 4).

В палеонтологически охарактеризованных разрезах верхнеплиоцен-четвертичных отложений Венгрии граница плиоцена и плейстоцена проводится между чарнотием и вилланием. Биостратиграфически этот рубеж маркируется исчезновением фауны, характерной для теплого влажного климата и появлением фаунистических элементов, приспособленных к обитанию в теплых и сухих степях [Kretzoi, Pécsi, 1979]. Граница между чарнотием и вилланием помещается на уровне 2,4 млн. лет. В субаквальных отложениях Большой Венгерской равнины для установления плиоцен-четвертичной границы предлагается рубеж, с которым связано осушение Паннонского плиоценового озера и начало преимущественно речного осадконакопления в Венгерском седиментационном бассейне [Ronai, 1981]. В опорном разрезе скв. Дававань (глубина 1116 м), в которой вскрыты осадки озерно-флювиального типа, продолжительность формирования четвертичных отложений оценивается примерно в 2,5 млн. лет. Нижнюю границу четвертичной системы в этой скважине рекомендуется проводить по палеомагнитной инверсии Гаусс-Матуяма на глубине 420 м [Ronai, Szemethy, 1979].

На севере Западной Европы, согласно данным по стратиграфии верхнеплиоцен-четвертичных отложений Среднего и Нижнего Рейна, установлена следующая последовательность накопления глинисто-галечных толщ, выполняющих долину реки и слагающих ее террасы. По К. Бруннакеру, верхний плиоцен включает интервал разреза, характеризующийся прямой полярностью, что отождествляется с палеомагнитной эпохой Гаусс. В этом интервале разреза изучены преимущественно глинистые отложения, характеризующиеся так называемым рейнским спектром минералов, среди которых отмечены гранат, эпидот, зеленая роговая обманка и выветрелые минералы, а также включения плиоценовой фауны моллюсков [Бруннакер, 1981; Brunnacker, 1978]. Вблизи верхней границы слоя верхнеплиоценовых глин, обозначаемого как горизонт A_2 , зафиксирована смена полярности, интерпретируемая как инверсия Гаусс—Матуяма. Этот палеомагнитный рубеж ($\sim 2,4$ млн. лет) принят в качестве нижней границы плейстоцена.

В составе древнейшего плейстоцена, по К. Бруннакеру, выделяется несколько горизонтов галечного (b_1, b_2, c, d) и глинистого (B_1, B_2, C, D) состава. В нижних горизонтах галечников в составе мелкого гравия отмечается высокое содержание кварца, в верхних горизонтах галечников встречаются эвратические валуны. В целом в древнейшем плейстоцене фиксируются четыре холодные и четыре теплые фазы. Глинистые горизонты B, C, D содержат древнечетвертичную межледниковую фауну моллюсков. К. Бруннакер, опираясь на палинологические данные, сопоставляет глинистые горизонты с теплыми фазами нидерландского тегелена (=тиглия). Из стратиграфических материалов можно сделать вывод, что на уровне нидерландского претегелена (=претиглия) в разрезе Нижнего Рейна распо-

лагается горизонт галечников b_1 , находящийся в основании галечно-глинистой серии отложений, относимых к древнейшему плейстоцену [Бруннакер, 1981].

Древний плейстоцен включает галечники I, II, III высоких террас¹. Отложения I и II террас разделены горизонтом выветривания (горизонт E), в котором содержатся теплолюбивая фауна моллюсков и фаунистические остатки, свидетельствующие о некотором потеплении. В целом отложения древнего плейстоцена (по К. Бруннакеру) охватывают интервал шкалы от палеомагнитного эпизода Олдувей (~1,6 млн. лет) до ~0,8 млн. лет.

Средний плейстоцен выделен в объеме от ~0,8 млн. лет до последнего межледникового оптимума (зем). Нижней части среднего плейстоцена соответствует межледниковый комплекс отложений вилле, состоящий из почв и разделяющих их осадков (лессов, золых и флювиогляциальных образований). Межледниковый комплекс вилле коррелируется с нидерландским кромером. Верхней части среднего плейстоцена соответствуют отложения четырех средних террас Рейна, на которых развиты лёссовые покровы мощностью до 20 м. Верхний плейстоцен (зем, висла) включает отложения низких террас Рейна.

Как показывают приведенные данные по геологии верхнеплиоцен-четвертичных отложений Среднего и Нижнего Рейна, корреляция с разрезами субэквивалентных образований Южного Таджикистана трудно выполнима на основе каких-либо аналогий в геологическом и геоморфологическом строении. В этом случае наиболее удачно могут быть использованы палеомагнитные реперы.

В субэкральных отложениях, развитых на террасах и на территории, прилегающей к долине Рейна, в объеме среднего и верхнего плейстоцена (последние 0,3 млн. лет) выделяются восемь климатических ритмов, причем непосредственно под отложениями, коррелируемыми с эльстером, отмечается эрозионный разрыв [Brunnacker, 1978; Brunnacker et al., 1978]. Наличие разрыва в предэльстерское время, по-видимому, указывает на hiatus, что позволяет предполагать несколько большее количество климатических ритмов в эпоху Брюнес по сравнению с восемью намечаемыми. Изучение стабильных изотопов $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ и $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ в лёссово-почвенных разрезах показало изменение изотопного состава в типичных лёссовых горизонтах и почвах.

В Нидерландах в приустьевой части Рейна граница плиоцена и плейстоцена проводится между ревером и претиглием (~2,4 млн. лет). Ревер характеризуется чередованием нескольких холодных и теплых фаз. В раннем плейстоцене, по схеме В. Загвейна [Zagwijn, 1974a, b], выделяются снизу вверх горизонты (ярусы): претиглий, тиглий, эбуроний, ваалий, менапий. С претиглием связано первое похолодание ледникового типа [Zagwijn, 1960]. Во время претиглия (~2,3—2,1 млн. лет) в Западной Европе была широко распространена растительность открытых пространств: палеоландшафты, подобные тундрам, характерные для Нидерландов, сменялись по направлению к Средиземноморью степями [Suc, Zagwijn, 1983]. Во время тиглия намечаются три теплые и две холодные фазы, хотя в целом весь интервал тиглия рассматривается как межледниковье. В глинах формации тегелен (=тиглий) отмечались спорово-пыльцевые спектры, характеризующие умеренные леса с сосной и елью с примесью термофильных третичных форм. Тиглий предлагается коррелировать с интервалом бибера—дунай альпийской ледниковой шкалы [Никифорова и др., 1980]. Расположенные выше горизонты эбуроний, ваалий, менапий, так же как и тиглий, имеют по несколько теплых и холодных фаз. Эти горизонты коррелируются соответственно с дунаем, дунай-гюнцем, гюнцем. Граница раннего и среднего плейстоцена проводится между менапием и нидерландским кромером. В стратиграфической схеме, опубликованной В. Загвейном и Дж. Доппертом [Zagwijn, Doppeert, 1978], непосредственно ниже этой границы дополнительно выделены два интергляциала — бавел и леердам, разделенные

¹ Счет террас от более древних к более молодым.

похолоданием. При рассмотрении строения нижнеплейстоценовой части разреза Северо-Западной Европы важно обратить внимание на то, что горизонты (ярусы) охарактеризованной шкалы имеют по несколько теплых и холодных фаз.

Нидерландский кромер рассматривается как комплекс, состоящий из трех межледниковых и двух ледниковых горизонтов. Его геохронологические границы приняты в диапазоне примерно от 800—750 до 400 тыс. лет назад. Нижний возрастной рубеж устанавливается по палеомагнитным данным. При определении верхней границы кромера принимается во внимание дата 400 тыс. лет (K-Ag), которая ассоциируется с основанием формации урк. Нижняя часть этой формации, распространенной в долине Рейна, коррелируется с верхней частью кромера. Инверсия Матуяма—Брюнес проходит внутри нижнего ледникового горизонта А [Montfrans, 1971; Zagwijn et al., 1971]. Исходя из такого положения палеомагнитной инверсии Матуяма—Брюнес, можно однозначно коррелировать с нижним межледниковым горизонтом кромер I — X педокомплекс южнотаджикистанского лёссово-почвенного разреза. С верхними двумя теплыми и одним холодным кромерскими горизонтами — кромер II, гляциал В и кромер III, вероятно, должны быть сопоставлены две буры хорошо развитые палеопочвы и горизонт лёсса между ними, объединяемые в Южном Таджикистане в IX педокомплекс (см. табл. 4).

Выше кромерского комплекса в объеме среднего плейстоцена (западноевропейской шкалы) выделяются эльстерский и заальский ледниковые ярусы, разделенные гольштейнским межледниковым ярусом. Предполагается, что во время эльстерского оледенения ледниковый покров достигал южных частей бассейна Северного моря. С эльстерским оледенением в северной части Нидерландов связано развитие формации потклея ("potklei"=pottery clay), а также присутствие обломочного материала, принесенного с Британских островов и из Скандинавии [Zagwijn, 1979]. Формация потклея прослеживается также на севере ФРГ, где ее называют лауенбургской. Во время межледниковья, наступившего после эльстерского оледенения, гольштейнское море на востоке Нидерландов имело береговую линию, которая почти совпадала с современной береговой линией Северного моря. В песчано-глинистых отложениях, коррелируемых с морскими гольштейнскими осадками, было установлено четыре палинологические зоны. На территории Нидерландов оптимум межледниковья ассоциируется с максимумом пыльцы дуба, что характерно для второй зоны. В третьей зоне отмечается присутствие третичной формы *Pterocarya*. Первая и четвертая палинологические зоны характеризуются преобладанием пыльцы сосны и березы [Zagwijn, 1973]. Изучение макрофлоры из позднегольштейнских флювиальных отложений в северной части Нидерландов показало, что в конце гольштейнского времени существовал умеренно теплый климат атлантического типа [Zagwijn, 1978]. Глубокая ингрессия гольштейнского моря имела место в приустьевой части Эльбы, на севере ФРГ. Гольштейнские отложения выполняют здесь отрицательные формы палеорельефа и перекрыты более чем 30-метровой толщей ледниковых образований заальского оледенения. Морские гольштейнские осадки характеризуются бореально-лузитанской фауной моллюсков. Вверх по разрезу морские отложения переходят в эстуариевые образования, которые выше сменяются аллювием [Грубе, 1984]. Исследователи, изучавшие гольштейнские отложения, пока не располагают абсолютными датировками, которые определили бы геохронологические рамки гольштейнского межледниковья.

Поздний плейстоцен включает земский межледниковый и вислинский ледниковый горизонты (ярусы). Некоторые западноевропейские исследователи рассматривают возраст земского межледниковья от 100 до 70 тыс. лет назад. По аминокислотным данным отложения земского моря Южной Дании коррелируются с нижней частью толщи отложений скерумхедского моря Северной Дании. Морская толща осадков скерумхеде по возрасту соответствует как последнему интергляциалу, так и ранневислинскому времени [Petersen, 1984]. Отмечается, что в ин-

тервале 45—21 тыс. лет назад на территории Дании льды отсутствовали. В ранневислинское время выделено два интерстадиала — амерсфорт (64 тыс. лет назад) и брёруп (59 тыс. лет назад). В начале средневислинского временного интервала выявлены интерстадиалы меерсхофд (50—43 тыс. лет назад) и хенгело (39—36 тыс. лет назад) [Zagwijn, 1974c]. В конце средневислинского интервала известен интерстадиал денекамп, который считается не древнее 30 тыс. лет назад. При такой стратиграфической разбивке позднего плейстоцена остаются дискуссионными вопросы о возрасте земского межледникового и о стратиграфическом расчленении нижней части вислинского яруса. В настоящее время исследователи, признавая наличие последнего межледникового оптимума на рубеже 120 тыс. лет назад, склонны выделять похолодание на уровне 110—115 тыс. лет назад и считать, что следующие потепления, возможно, межледникового типа, но менее энергичные, чем предыдущее, имели место 100 и 80 тыс. лет назад [Кинд, 1974]. В связи с этим принимаются во внимание данные о высоком стоянии уровня океана и о возрасте трех позднеплейстоценовых террас о-ва Барбадос в Вест-Индии — Барбадос I, II, III с датами соответственно 82, 103, 122 тыс. лет назад. Если возраст земского межледникового ограничивать интервалом 130—120 тыс. лет назад, то более поздние потепления следует, по всей вероятности, считать ранневислинскими. Однако остается неясным, можно ли потепления, ассоциируемые с высокими уровнями океана, зафиксированными в террасах Барбадос I, II (82, 103 тыс. лет назад), объединять с потеплениями амерсфорт и брёруп или считать все эти события самостоятельными. До сих пор на этот вопрос не получено ответа, несмотря на то, что применялись различные физические методы абсолютного датирования.

Принимая во внимание изложенные выше данные по плейстоценовой стратиграфии основных стратотипических районов Северной Европы, на табл. 4 предложен вариант корреляции лёссово-почвенной шкалы Южного Таджикистана с северо-европейской стратиграфической шкалой в интервале последних 0,8 млн. лет.

ИЗОТОПНО-КИСЛОРОДНАЯ ШКАЛА

Изучение стабильных изотопов ^{18}O и ^{16}O в глубоководных морских и океанических осадках сыграло очень важную роль в развитии глобальной климатостратиграфии четвертичного периода. Расшифровка изменений изотопного состава $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ в донных осадках позволила перейти к прямым стратиграфическим построениям и к выявлению интервалов похолоданий и потеплений, ассоциирующихся с ледниковыми и межледниковыми событиями [Emiliani, 1955, 1966, 1972]. Во время ледниковых эпох в водах Мирового океана существовало повышенное содержание изотопов ^{18}O по отношению к ^{16}O , во время межледниковий концентрация $\delta^{18}\text{O}$ понижалась. Величина концентрации $\delta^{18}\text{O}$ в пределах последних 0,9 млн. лет характеризуется четко выраженными пиками, выделенными в качестве ярусов (1—23) по скважинам V28-238 и V28-239, расположенным в экваториальной зоне западной части Тихого океана [Shackleton, Opdyke, 1973, 1976]. Благодаря наличию палеомагнитных и геохронологических реперов был произведен расчет скорости накопления донных осадков, что дало основание для вычисления возраста границ ярусов изотопно-кислородной шкалы в интервале последних 0,9 млн. лет. Для более древней части разреза донных отложений, в палеомагнитном интервале от Харамильо до подошвы Олдуея, по изотопно-кислородной кривой колонки V16-205 из Центральной Атлантики Ван Донком [Van Donk, 1976] были намечены ярусы с 24-го по 41-й. Эти ярусы не отличаются столь резко выраженными пиками $\delta^{18}\text{O}$, как это наблюдается на изотопно-кислородной кривой выше эпизода Харамильо. Изотопно-кислородная кривая, построенная по керну колонки V28-179 из экваториальной части Тихого океана начиная от эпизода Олдуей и глубже, до эпохи обратной намагниченности Гильберт (около 4 млн. лет),

показала, что в этом интервале существуют еще менее выраженные пики $\delta^{18}\text{O}$ [Shackleton, Opdyke, 1977]. На этой кривой видно, что "ледниковые" и "межледниковые" пики характерны главным образом для последних 3,2 млн. лет, причем более отчетливо они проявляются с рубежа примерно 2,5 млн. лет. До 3,2 млн. лет назад развитие палеоклимата носило сравнительно стабильный характер по типу "межледниковья" или "предледниковья".

В изотопно-кислородной шкале Н. Шеклтона и Н. Опдайка палеомагнитная инверсия приходится либо в основание "теплого" 19-го яруса (скв. V28-238), либо на среднюю часть "холодного" 20-го яруса (скв. V28-239). Исследователи нередко принимают первый вариант положения палеомагнитной инверсии Матуяма—Брюнес, т.е. на уровне 19-го яруса. Однако корреляционный материал по континентальным отложениям показывает, что инверсия Матуяма—Брюнес, как правило, находится в "холодных" слоях четвертичных отложений — это гляциал А в кромерском комплексе Нидерландов, лёссовый горизонт под педокомплексом пакш двоянный (PD) в Пакшском разрезе Венгрии, а также лёссовый горизонт, разделяющий IX и X педокомплексы в южно-таджикских разрезах, и т.д.

Частота палеоклиматических колебаний, установленная согласно изотопно-кислородным данным, допускает в целом значительно большее количество оледенений и межледниковий за последние 0,8 млн. лет, чем это фиксировалось в классической ледниковой шкале Западной Европы. Поэтому не случайно с началом работ по изотопно-кислородным палеотемпературным измерениям проявилась тенденция к пересмотру и детализации уже сложившихся стратиграфических схем континентальных отложений. Многие исследователи стали использовать изотопно-кислородную шкалу как своего рода эталон в корреляционных построениях. При этом среди ученых нередко выявляются расхождения в понимании стратиграфического положения ряда известных горизонтов при их сопоставлении с ярусами изотопно-кислородной шкалы.

Так, Г. Кукла [Kukla, 1970, 1978], пользуясь результатами лёссово-почвенной стратиграфии Центральной Европы и изотопно-кислородными данными, намечает в интервале последних 0,8 млн. лет геохронологические пределы (terminations), обозначаемые римскими цифрами. Пределы рассматриваются как границы, разделяющие климатические циклы. Всего за последние 0,8 млн. лет выделено 10 палеоклиматических циклов¹, последние обозначаются прописными буквами латинского алфавита. Самый молодой климатический цикл (А) соответствует голоцену. Более древний климатический цикл (В), датируемый 128—11,5 тыс. лет назад, включает несколько палеоклиматических колебаний, зафиксированных на изотопно-кислородной кривой в виде ярусов 2,3,4,5 (табл. 6). Каждый более древний палеоклиматический цикл, древнее 128 тыс. лет назад, соответствует двум ярусам изотопно-кислородной шкалы — четному и нечетному, т.е. "холодному" и "теплому". При корреляции верхнеплейстоценовых ледниковых и межледниковых горизонтов Северной Европы с изотопно-кислородной шкалой Г. Кукла исходит из предположения, что существует несколько земских межледниковых горизонтов, которые могут сопоставляться с 5, 7 и 9-м ярусами. Так, с 5-м ярусом коррелируются Морские слои скерумхедской трансгрессии, с 7-м ярусом — травертины из Эрингсдорфа, датируемые около 220 тыс. лет назад, а также морские слои с земской фауной, с 9-м ярусом — предположительно межледниковые слои, вскрывающиеся в Нидерландах на р. Эм. Стратотипические разрезы гольштейнского межледниковья коррелируются с 11-м ярусом, хотя допускается, что могут быть и более древние гольштейнские слои, сопоставимые с 13-м ярусом.

¹ Автор настоящей работы называет палеоклиматические колебания, имевшие место в плейстоцене и эоплейстоцене, климатическими ритмами.

Таблица 6

Варианты корреляции межледниковых горизонтов западноевропейской плейстоценовой шкалы с ярусами изотопно-кислородной шкалы по разным авторам

Изотопно-кислородная шкала N. Shackleton, M. Orycke (1973, 1976)		Б. Kukla [1977, 1978]			Корреляция межледниковой, по К.В. Никифоровой и др. [1984]	В.А. Зубаков, Н.М. Ворзенкова [1983]			Вариант корреляции меж- ледниковой, принятый в настоящей работе
Палеомагнетизм	Ярус $\delta^{18}O$	Возраст, тыс. лет	Цикл	Предел, тыс. лет		Суперклиматема	Ортоклиматема	Межледниковье	
Бронза	1	13	A	I 11 ⁻¹ + 2	Зем Гольштейн Кромер	I	1	Зем Гольштейн Кромер	Зем Гольштейн Кромер
	2						2		
	3						3		
	4	75	B				4		
	5 ^a						5		
	5 ^b	120		II 120 ⁻¹ + 0			6		
	5 ^c						7		
	5 ^d	195	C				8		
	5 ^e	251		III 240 ⁻²⁰ + 10			9		
	6						10		
	7	297	D			II	11		
	8	347		IV 330 ⁻³⁰ + 20			12		
	9	367	E				13		
	10					III	14		
	11	440	F				15		
Матюила	12	472		V 400 ⁻³⁰ + 40	Кромер	IV	16	Кромер	Кромер
	13	502	G				17		
	14	542		VI 480 ⁻²⁰ + 20			18		
	15	592	H				19		
	16	627		VII 570 ⁻⁵⁵ + 30			20		
	17	647	I			V	21		
	18	688		VIII 630 ⁻²⁵ + 20			22		
	19	706	J						
	20	729		IX 710 ⁻¹⁰ + 20					
	21	782		X 810 ⁻³⁰ + 35					
	22								

Кромерские межледниковые слои сопоставляются соответственно с 17, 19 и 21-ярусами. В целом же, учитывая геохронологические данные, которые представлены Г. Куклой, и принимая во внимание различные варианты корреляции, можно констатировать, что кромер охватывает временной интервал ~800—600 тыс. лет, гольштейн ~480—360, зем ~330—100 тыс. лет назад.

К.В. Никифорова с соавторами [1984] коррелирует зем с 5-м ярусом, гольштейн с 11-м и 9-м ярусами, кромерский комплекс с ярусами от 21-го по 15-й. В этом варианте корреляции кромер рассматривается в пределах примерно 785—500 тыс. лет, гольштейн 400—240, зем 130—75 тыс. лет назад. Отсутствие полной сходимости возрастных рубежей межледниковых горизонтов с возрастными границами соответствующих ярусов изотопно-кислородной шкалы объясняется тем, что при стратиграфической корреляции К.В. Никифорова и соавторы учитывали также хронологические данные по кривой солнечной радиации Ш.Г. Шараф и Н.А. Будниковой [1969].

В работе В.А. Зубакова и И.И. Борзенковой изотопно-кислородные ярусы положены в основу выделения ортоклиматом: каждый ярус отвечает соответствующей климатохронологической единице — ортоклиматеме [Зубаков, Борзенкова, 1983]. Ортоклиматемы объединены в суперклиматемы. В пределах последнего 1 млн. лет выделено пять суперклиматем продолжительностью каждая примерно 100—250 тыс. лет. Земские межледниковые слои В.А. Зубаков коррелирует с 7-м и 5-м ярусами, голыштейн — с 13-м и 11-м ярусами, кромерский комплекс заключает в интервале от 21-го яруса по 15-й. В соответствии с принятой В.А. Зубаковым геохронологией ярусов — ортоклиматом — кромерский комплекс имеет возраст 830—525 тыс. лет, голыштейн 505—350, зем 245—73 тыс. лет назад.

Таким образом, при рассмотрении приведенных вариантов корреляции основных межледниковых горизонтов западноевропейской ледниковой шкалы с изотопно-кислородной шкалой мы можем видеть расхождения в понимании разными авторами геохронологических объемов известных межледниковых горизонтов Западной Европы (см. табл. 6).

Попытки корреляции детально изученных континентальных отложений Восточной Азии с изотопно-кислородными данными предпринимались китайскими исследователями. Так, с изотопно-кислородной шкалой был скоррелирован разрез пещеры Чжоукоудянь [Liu Ze-chun, 1982]. Параллельно с этой корреляцией Лю Цзечунь сопоставил с ярусами $\delta^{18}\text{O}$ горизонты палеопочв и лёссов разреза Лочуань. Им отмечалось, что в лёссовом разрезе Лочуань в эпохе Брюнес фиксируется до 13 горизонтов лёссов, разделенных палеопочвами. На основании термолюминесцентной датировки 5-й ископаемой почвы (220—180 тыс. лет назад) эта палеопочва скоррелирована с 7-м ярусом $\delta^{18}\text{O}$, 4, 3 и 2-я палеопочвы коррелируются с 5-м ярусом $\delta^{18}\text{O}$ (128—75 тыс. лет назад) и рассматриваются как аналоги ресс-вюрмского межледниковья.

В работе Лю Дуншэна и соавторов [1984] был предложен другой вариант корреляции лёссово-почвенного разреза Лочуань с изотопно-кислородной кривой $\delta^{18}\text{O}$. Эти авторы принимают положение палеомагнитной инверсии Матуяма—Брюнес в разрезе Лочуань не под 13-й палеопочвой, а под 8-й. С 5-м ярусом $\delta^{18}\text{O}$ сопоставляется 1-я палеопочва, с 7-м ярусом — 2-я палеопочва и т.д. При таком варианте корреляции не фиксируется ископаемых почв моложе 120 тыс. лет, которые отвечали бы интерстадиальным событиям последнего оледенения, и фактически предполагается, что маланьский лёсс мощностью около 10 м должен был бы накопиться примерно за 70 тыс. лет со скоростью приблизительно 0,1—0,2 мм/год. Такая скорость по крайней мере в 5—10 раз меньше рассчитанной скорости накопления лёссового материала в позднем плейстоцене на территории лёссовых районов Средней Азии. Необходимо также принимать во внимание данные, свидетельствующие о том, что во время последнего ледникового максимума накопление лёссового материала происходило повышенными темпами. Эти соображения заставляют думать, что толща маланьского лёсса несоразмерно мала по мощности (10 м) и стратиграфически неполна, если ее рассматривать в стратиграфическом интервале от последнего межледникового оптимума (125 тыс. лет назад) до голоцена. В связи с этим можно предположить, что последний вариант корреляции верхней части лёссово-почвенного разреза Северного Китая с изотопно-кислородной шкалой обладает некоторыми противоречиями.

При корреляции лёссово-почвенного разреза Южного Таджикистана с изотопно-кислородной шкалой принимается во внимание стратиграфическое положение в лёссовых толщах палеомагнитной инверсии Матуяма—Брюнес, термолюминесцентный возраст лёссовых горизонтов и палеопочв, а также расположение палеомагнитных эпизодов, отождествляемых с эпизодами Блейк

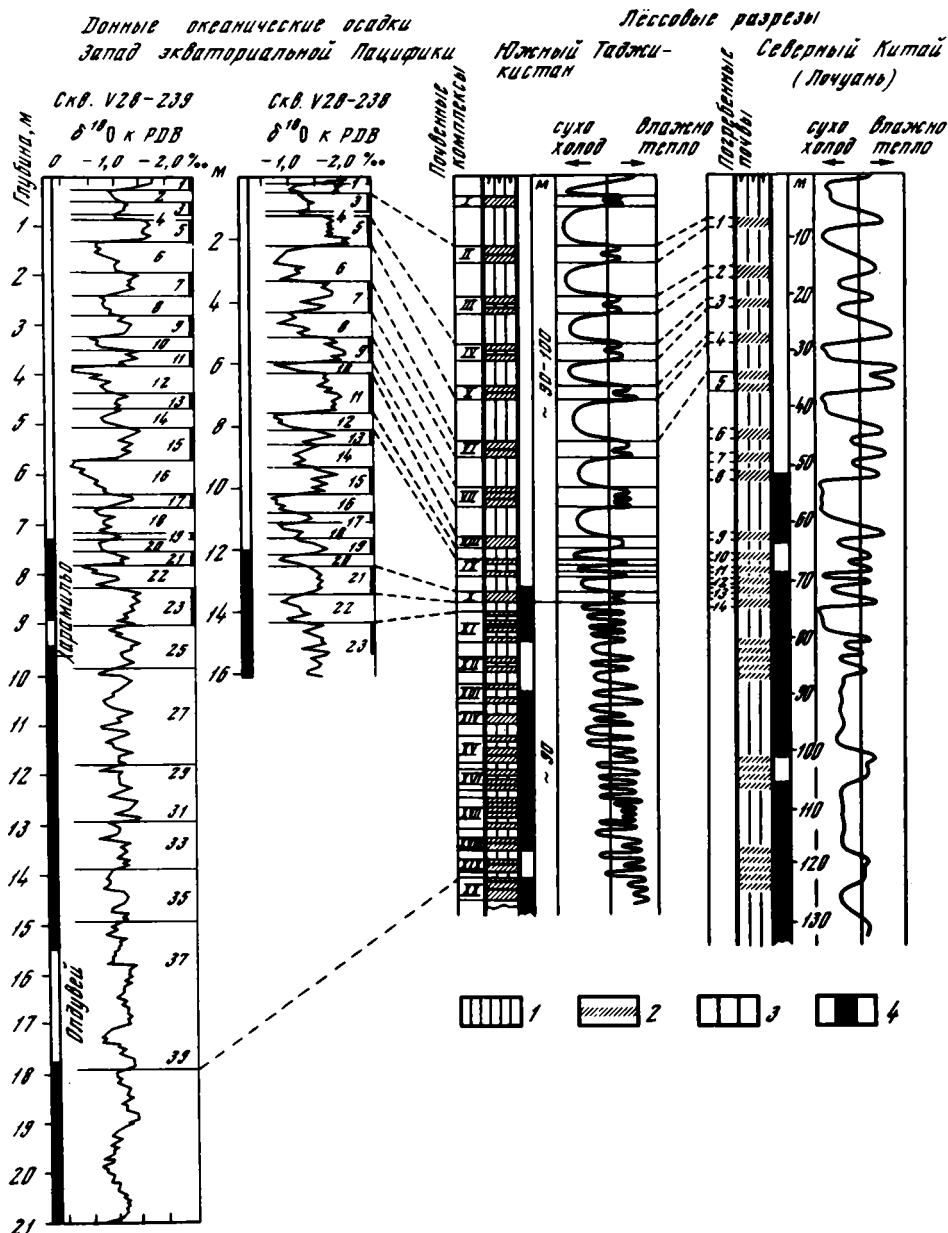


Рис. 47. Корреляция лёссового разреза Южного Таджикистана с изотопно-кислородными данными по океаническим осадкам и лёссами Китая

Ярусы 1—23 — по Н. Шеклону и Н. Опдайку [Shackleton, Opdyke, 1976], 23—29 — по Ван Донку [Van Donk, 1976]. Лёссовый разрез Лочуань по Вэнь Цичжуну и др. [Wen Qizhong et al., 1985].

1 — лёсс; 2 — погребенные почвы (педокомплексы); 3 — прямая, 4 — обратная

и Лашамп. Все это делает возможным сопоставление IV и V педокомплексов с 5-м ярусом, V педокомплекс, вероятнее всего, соответствует подъярусу 5е, VI педокомплекс коррелируется с 7-м ярусом, VII педокомплекс — с 9-м и т.д. (рис. 47). Как отмечалось выше, на изотопно-кислородной кривой интервал ниже рубежа 0,9 млн. лет характеризуется менее резкими измене-

ниями концентрации $\delta^{18}\text{O}$, чем в пределах последних 0,9 млн. лет. Подобно этому и в субэкринном разрезе выявление палеоклиматических ритмов в эоплейстоцене встречает больше трудностей, чем в плейстоцене. По изотопно-кислородным данным между 21-м ярусом и основанием эпизода Олдувей намечено 18 ярусов, отражающих в целом девять палеоклиматических ритмов. Сравнивая эоплейстоценовый субэкринный разрез Южного Таджикистана с изотопно-кислородными данными, можно обратить внимание на то, что общее количество педокомплексов (девять) в рассматриваемом интервале совпадает с количеством палеоклиматических ритмов на изотопно-кислородной кривой, однако говорить об индивидуальной корреляции педокомплексов и ярусов в этой части стратиграфической шкалы пока преждевременно.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СОБЫТИЯ В АНТРОПОГЕНЕ

Многие исследователи часто подчеркивали большое своеобразие и неповторимость антропогена как уникального геосторического этапа в развитии Земли. Появление первых представителей рода *Номо* и развитие материальной культуры древнего человека за последние, как предполагается для Восточной Африки, 2,2—2,5 млн. лет [Иванова, 1982] резко отделяет этот стратиграфический интервал от предыдущих этапов геологической истории. Расселение древнего человека происходило, очевидно, постепенно¹ и не может ассоциироваться с такими сравнительно быстро происходившими событиями, как распространение различных форм древней фауны млекопитающих (слонов, копытных). Как показывают новые археологические данные, наиболее раннее стратиграфически подтверждаемое появление палеолитической культуры в Южном Таджикистане произошло на рубеже 0,8 млн. лет. Это событие находится в одном ряду с подобными феноменами, известными на Ближнем Востоке и в Восточном Закавказье, где наиболее древние палеолитические памятники такие, как Убейдия и Азых, датируются около 1 млн. лет [Величко и др., 1980; Opdyke et al., 1983]. В Северном Пакистане и Северной Индии древняя соанская культура не имеет четкой геохронологической характеристики, хотя из общих археологических и геолого-геоморфологических данных следует, что ее возраст может быть весьма значительным. В Северном Китае известны следы материальной культуры древнего человека в местонахождениях Ланьтянь (точка 63706) и Сихоуду, возраст которых, как было показано, соответственно около 0,8 и 1 млн. лет. Таким образом, создается впечатление, что освоение древним человеком аридных областей Средней Азии происходило параллельно с его расселением в Северном Китае, на Ближнем Востоке, в Закавказье, а также, по-видимому, и в Предгималаях. Вместе с тем имеющиеся к настоящему времени палеолитические памятники в высокогорьях Памира и Тибета говорят о более позднем расселении древнего человека в пределах высоких гор [Ранов, 1975]. Так, возраст памирской стоянки Ошхона оценивается не более 10 тыс. лет, а возраст другой высокогорной стоянки — Шугноу, находящейся на границе с Западным Памиром, не намного превышает возраст Ошхоны. По археологическим данным В.А. Рановым принимается, что 4-й культурный горизонт в Шугноу формировался приблизительно 35—30 тыс. лет назад, а 2-й горизонт — 25—20 тыс. лет назад [Ранов и др., 1976]. Более позднее расселение древнего человека в экстремальных природных условиях указывает с одной стороны на сдерживающее влияние суровой обстановки высокогорий, с другой — на то, что степень экологической приспособляемости древнего человека

¹ Мы не касаемся гипотез о моно- и полицентризме в понимании географического положения района (или районов), где произошло выделение человека из животного мира.

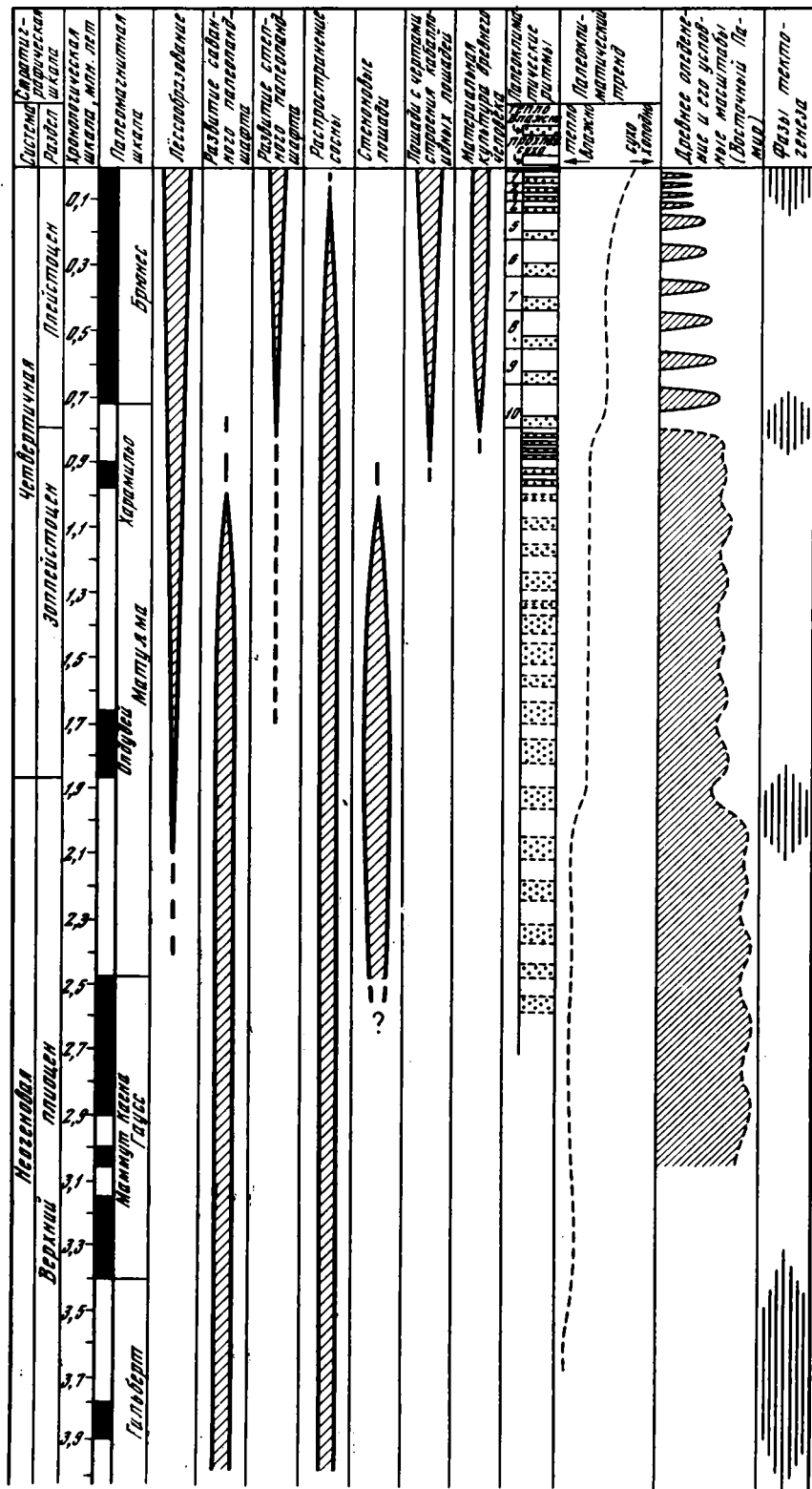
возрастала по мере совершенствования материальной культуры и методов охоты.

Каменные индустрии раннего и среднего палеолита в Средней Азии не обладают резко выраженными типологическими чертами, которые позволяли бы выделять в пространстве определенные временные уровни. Широкое развитие галечной культуры, с трудом поддающейся возрастной дифференциации, не дает пока возможности наметить четкие стратиграфические рубежи. Тем не менее в результате изучения большой коллекции каменного материала на палеолитических памятниках Каратау-1 и Лахути В.А. Ранову удалось зафиксировать появление признаков более прогрессивной леваллуазской техники на рубеже около 130 тыс. лет назад. Другим важным событием может служить рубеж, с которым ассоциируется развитие мустьерской культуры, довольно широко представленной в Средней Азии. Эпоха существования мустьерских памятников рассматривается В.А. Рановым в объеме среднего палеолита, примерно от 80—70 до 35—33 тыс. лет [Додонов, Ранов, 1984]

Развитие растительности и животного мира в Южном Таджикистане характеризовалось весьма постепенными изменениями. Эпоха господства в предгорьях саванного и полусаванного палеоландшафта, сочетавшегося в горах с поясами горной растительности, существовала в течение позднего плиоцена и эоплейстоцена. На рубеже эоплейстоцена и плейстоцена саванна и полусаванна постепенно уступили место степям. Увеличение сухости вызвало сокращение лесов в горном поясе. К началу плейстоцена в животном мире постепенно исчезали обитатели саванн; в плейстоцене преобладала фауна, населявшая степные пространства, продолжали существовать также фаунистические элементы, характерные для лесов. На основании имеющихся в настоящее время палеонтологических и геохронологических данных выявлен рубеж 2,6 млн. лет, с которым ассоциируется распространение лошадей в Азии [Lindsay et al., 1980]. В Куруксае в костеносном горизонте Наврухо находки остатков стеновой лошади известны в пределах средней части палеомагнитной эпохи Матуяма. Массовое появление лошадей в Азии на уровне, более раннем, чем 2,6 млн. лет, пока не отмечалось палеонтологами. Широкое распространение лошадей в Центральной Азии с 2,6 млн. лет указывает, что для них создавалась благоприятная палеоэкологическая обстановка, обусловленная, по-видимому, возросшей континентальностью и аридностью палеоклимата и появлением обширных открытых пространств. На рубеже 0,8 млн. лет в Средней Азии уже не известны лошади стеновой группы. Их место занимают лошади так называемого переходного типа, у которых имеются черты строения, близкие к кабаллоидным лошадям. Представители такого типа лошадей известны из верхнего костеносного горизонта в Лахути (*Equus aff. namadicus*).

Ход палеоклиматических флуктуаций и общая тенденция развития палеоклимата указывают на частую смену палеоклиматической обстановки. Длительность палеоклиматических ритмов в раннем и среднем плейстоцене, вероятно, не превышала 70—100 тыс. лет. Есть основание предполагать, что и в эоплейстоцене палеоклиматические ритмы длились не более 100 тыс. лет. В позднем плейстоцене климатические ритмы происходили с частотой примерно в 20—30 тыс. лет. Общая тенденция нарастания аридности и похолодания проявлялась очень постепенно. Этот палеоклиматический тренд отражен на рис. 48. С некоторой долей условности могут быть зафиксированы три палеоклиматических рубежа, обозначающих последовательный переход от более увлажненного и жаркого палеоклимата к относительно более аридному и прохладному. Эти рубежи в целом совпадают с границами верхнего плиоцена и эоплейстоцена, эоплейстоцена и плейстоцена, нижнего—среднего и верхнего плейстоцена.

Начало лёссовобразования можно рассматривать как геологический рубеж,



свидетельствующий о наступании континентального и аридного климата в Средней Азии. Это событие произошло в разных областях Евразии не одновременно (рис. 49). При этом следует учитывать некоторую неполноту геохронологических данных, указывающих на возраст самых древних генераций лёссов, а также условность понимания древних, так называемых каменных лёссов как образований, адекватных плейстоценовым лёссам. В Южном Таджикистане наиболее древние каменные лёссы формировались примерно с 2,4—2 млн. лет назад. В Северном Китае начало лёссообразования китайские исследователи исчисляют с 2,4 млн. лет назад [Zhang Zonghu, 1983]. На юго-востоке Западно-Сибирской равнины наиболее древние горизонты лёссов (на границе кочковской и красnodубровской свит) имеют возраст около 0,7—0,6 млн. лет [Архипов и др., 1982; Волков, Зыкина, 1982]. Возраст лёссового покрова Кашмирской долины, по-видимому, не выходит за пределы эпохи Брунес. В Северном Пакистане на лёссовых разрезах Потварского плато пока не проводилось детальных стратиграфических исследований. На Европейской территории СССР наиболее древние горизонты лёссов находятся на рубеже эоплейстоцена и плейстоцена (около 0,9—0,7 млн. лет) [Шелкоплас, 1974; Герасимов и др., 1980; Величко и др., 1984]. По данным М.Ф. Веклича [1980, 1982], на более ранних этапах — в плиоцене (эоплейстоцене и верхнем плиоцене схемы, которой придерживается автор) лёссообразование на юге Украины происходило лишь на отдельных участках; в этом стратиграфическом интервале погребенные почвы разделены лёссовидными породами, в основном глинами. В наиболее мощном лёссовом разрезе Австрии — Кремс горизонты лёссов и палеопочв прослеживаются вглубь до уровня палеомагнитного эпизода Олдувей. Рубеж 0,8—0,9 млн. лет назад принят в Венгрии М. Печи за начало лёссообразования, хотя лёссовидные породы фиксируются на Большой Венгерской равнине до уровня 1,8 млн. лет и, возможно, раньше. В Чехословакии субаэральные толщи образуют сложно построенные склоновые покровы, в которых ископаемые почвы не выдержаны по простиранию и расщепляются вниз по склонам. В склоновом лёссово-почвенном разрезе Червоны Копец инверсия Матума—Брунес установлена в подошве лёссово-почвенной толщи, близко от основания 10-й ископаемой почвы [Kukla, 1978]. Если обратиться к лёссовым разрезам за пределами Евразии, то, например, в США в штате Небраска основание лёссовой толщи датировано по маркирующему горизонту вулканического пепла пёрлетт-О около 0,6 млн. лет. Выше пеплов пёрлетт-О фиксируется шесть основных горизонтов ископаемых почв, разделенных лёссами [Kukla, 1978; Schultz, 1981]. В Новой Зеландии на о-ве Южном возраст наиболее древнего 7-го горизонта лёсса определен по слоям пепла около 270 тыс. лет [Иден, 1982].

Как показывают приведенные выше данные о возрасте древних лёссов, условия, благоприятные для их формирования в той или иной части земного шара, создавались не одновременно, а в зависимости от темпов развития перигляциальных явлений и аридизации палеоклимата. Палеогеографический тренд этих процессов для четвертичного периода в общих чертах расшифрован. Рубеж, с которого начиналось в каждом регионе образование лёссов, свидетельствует, по-видимому, о критическом иссушении и увеличении суровости палеоклимата. Возможно, действовали и другие факторы, играющие важную роль в накоплении лёссового материала, такие, например, как мобилизация мелкозема и близость его источников к лёссовым зонам, динамическое состояние атмосферы (золотой генезис лёссов), наличие благоприятных условий для аккумуляции и консервации тонкопылеватого материала.

Существуют аналитические данные за последние 700 тыс. лет, полученные

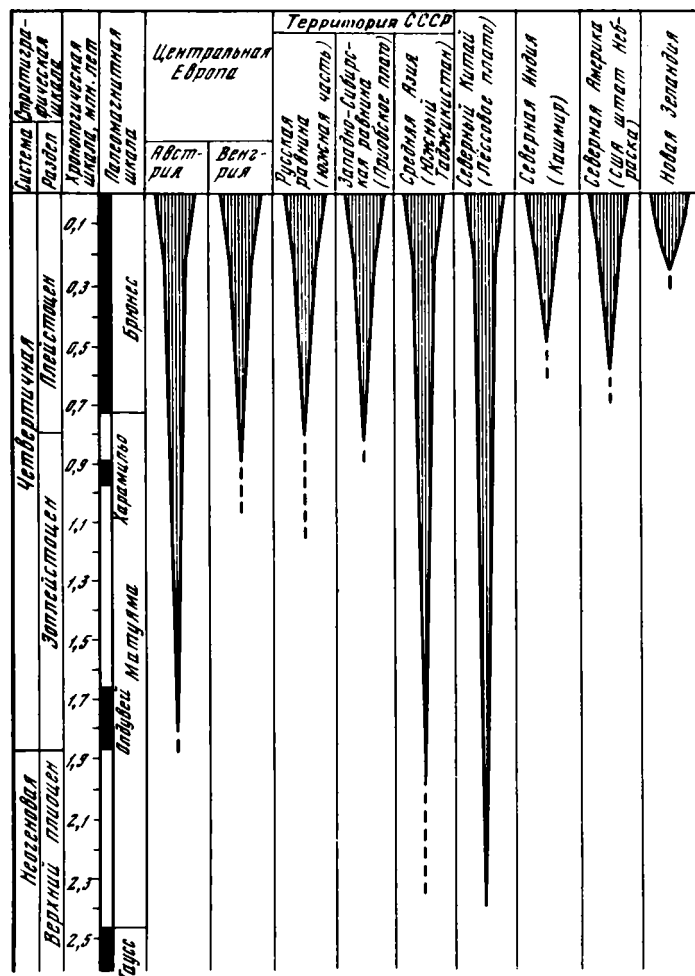


Рис. 49. Развитие процесса лёссовобразования в некоторых регионах земного шара

по донным осадкам к западу от побережья Северной Африки, указывающие на то, что во время холодных климатических стадий ("холодных" ярусов изотопно-кислородной шкалы) происходил усиленный вынос продуктов эоловой деятельности из области Сахары, что свидетельствует об усилении ветровых процессов в эпохи ледниковий [Parkin, Shackleton, 1973]. Усиление ветровой деятельности в приземных слоях атмосферы происходило в результате увеличения температурного градиента между экваториальным поясом и областью полюсов. Этот пример подтверждает представления о том, что динамические условия атмосферы, наиболее благоприятные для накопления лёссового материала, создавались во время оледенений.

Рубеж начала формирования лёссов является важным палеогеографическим репером при анализе истории развития палеосреды четвертичного периода в общепланетарном масштабе. Если принять самый ранний рубеж начала лёссовобразования — 2,4 млн. лет назад, то, по-видимому, очень вероятна его корреляция с началом холодной стадии претиглия в Нидерландах (около 2,4 млн. лет). Геохронологический рубеж 0,9—0,7 млн. лет, с которым ассоциируется начало или усиление накопления лёссового материала в ряде

районов суши, по-видимому, также отражает значительный этап увеличения похолодания и аридизации палеоклимата в глобальном масштабе.

При анализе позднеледникового этапа геологической истории обращает на себя внимание хорошая сопоставимость данных, указывающих на то, что во время последнего максимума похолодания (около 20—18 тыс. лет назад) в пустынно-лессовом поясе Южного и Северного полушарий происходило усиление ветровой деятельности и процессов накопления пылеватого материала. Так, по данным Дж. Боулера период усиления эоловых процессов в Центральной и Южной Австралии примерно 25—14 тыс. лет назад совпадал с периодом эоловой активности и интенсивного лёссовобразования в Китае и Новой Зеландии (Отчет о конференции Западно-Тихоокеанской лёссовой группы, Австралия, 1980 г.). В этот интервал времени в Новой Зеландии образовался горизонт лёсса, датированный 25—10 тыс. лет назад [Палмер, 1982; Milne, Smally, 1979].

В Северном Китае на рубеже 25—23 тыс. лет назад произошла резкая смена палеогеографических условий от более мягких к более суровым. В это время антициклональные воздушные массы усиливались и одновременно смещались к югу, влияние летнего муссона на континент становилось слабее. Одновременно с продвижением пустыни на юг лёссы распространялись на обширных площадях, высокогорные ледники наступали [Лю Дуншэн и др., 1984]. Обобщение данных по развитию песчаных пустынь во время последнего ледникового максимума показало, что, если в настоящее время только 10% земной поверхности между 30° с.ш. и 30° ю.ш. покрыты активными песчаными пустынями, то 18 тыс. лет назад песчаные пустыни в этом же поясе покрывали 50% площади [Sarnthein, 1978]. Песчаные пустыни во время последнего ледникового максимума наступали на зону саванн и тропических лесов, а также продвигались в направлении полюсов. Во время последнего ледникового максимума в Средней Азии сформировался один из самых мощных лёссовых горизонтов, что также указывает на резкую активизацию эоловых процессов. Известно, что на северо-востоке СССР лёссово-ледовый едомный комплекс приобретает наиболее широкое развитие во время последнего ледникового максимума (сартанское оледенение) [Тормирдиаро, 1980].

Одним из важнейших компонентов геологической истории Средней Азии является наличие фаз диастрофизма в течение последних 3,5—4 млн. лет. Наиболее отчетливо выделяются тектонические фазы на рубеже среднего и позднего плиоцена (~4—3,5 млн. лет), позднего плиоцена и эоплейстоцена (~2 млн. лет), эоплейстоцена и плейстоцена (~0,8 млн. лет), а также фаза активизации тектонических движений в позднем плейстоцене (последние 130 тыс. лет). В пространственном отношении эти тектонические фазы могут быть прослежены в соседних регионах Евразии. Так, в Черноморско-Каспийской области самый древний рубеж из указанных выше фиксируется по особенностям геотектонических условий и фаціальным изменениям в осадконакоплении на границе киммерия и куяльника или продуктивной свиты и акчагыльского горизонта. Следующий рубеж тектогенеза (~2—1,8 млн. лет) ассоциируется с границей акчагыла и апшерона. Эоплейстоцен-плейстоценовой фазе диастрофизма отвечает предбакинская фаза тектогенеза. Геологические материалы по Северной Индии и Северному Пакистану также указывают на сопоставимость во времени фаз диастрофизма Средней Азии с аналогичными фазами отдельных регионов зарубежной Центральной Азии. Так, по данным Д. Бёрбенка и Г. Джонсона, в Кашмире намечаются фазы тектогенеза на стратиграфических уровнях 4 и 1,8 млн. лет назад; в последние 350 тыс. лет фиксируется быстрое поднятие Пир-Панджала [Burbank, Johnson, 1982, 1983]. В Северном Пакистане хорошо выражена фаза диастрофизма на рубеже ~ 2 млн. лет назад [Burbank, Reynolds, 1984]. В Северном Китае

выделяются фазы активизации тектонических движений на рубежах 3,5, 2,4 и 1,2 млн. лет [Wu Xihao, 1983].

Таким образом, несмотря на некоторое возрастное "скольжение" отдельных фаз тектогенеза, явно проявляется единство пространственно-временных соотношений тектонических событий в разных регионах Евразии. Эти события определяли геологическое развитие центральных областей Евразии. Очевидно, закономерен, что с этими событиями совпадали значительные изменения палеоклиматических и палеоландшафтных условий. Роль тектогенеза в развитии основных тенденций палеогеографической обстановки была, по всей вероятности, определяющей. Намечаемые фазы тектогенеза позволяют выделить главные циклы развития в геологической истории позднего плиоцена и антропогена. Продолжительность этих циклов изменялась от 1,5—2 до 0,5—1 млн. лет. На циклы, имеющие геотектоническую природу, накладывались климатические ритмы. Продолжительность климатических ритмов, связанных, как предполагается, с астрономическими явлениями, находилась в пределах 20—100 тыс. лет. В результате сложной интерференции тектонических и климатических событий происходило последовательное и необратимое развитие земной коры, биосферы и гидросферы. На каждом этапе возникали новые количественные и качественные характеристики природных явлений. Вероятно, эпоха плейстоцена (последние 800 тыс. лет) наиболее ярко иллюстрирует сочетание причинно-следственных связей, возникших в результате активных тектонических событий на рубеже эоплейстоцена и плейстоцена, которые обусловили отчетливое проявление климатогенного фактора. Эта же тенденция нашла отражение в развитии геологических событий в позднем плейстоцене (последние 130 тыс. лет).

О НЕОГЕН-ЧЕТВЕРТИЧНОЙ ГРАНИЦЕ

В советской и зарубежной геологической литературе, посвященной вопросам выявления неоген-четвертичной границы, обычно обсуждается три варианта положения этой границы. В первом из них граница проводится под бакинскими слоями (под кромером Западной Европы) и практически отождествляется с палеомагнитной инверсией Матуяма—Брюнес (0,7—0,8 млн. лет), во втором — она находится под апшероном (под верхним виллафранком—эбуронием), а по палеомагнитным данным — на уровне эпизода Олдувей (~1,8 млн. лет), наконец, в третьем — под акчагылом (нижним виллафранком), что согласно палеомагнитной шкале соответствует верхней части эпохи Гильберт (~3,5 млн. лет). В Западной Европе многие исследователи принимают еще один вариант проведения нижней границы четвертичной системы под средним виллафранком (~2,4 млн. лет). Эта граница нередко рассматривается как рубеж, с которого начинается климатическая цикличность "четвертичного типа", и как начало ледниковой эпохи. Этот вариант неоген-четвертичной границы принимается также в Китае. Международной рабочей группой по проекту N 41 "Граница неогена и четвертичной системы" в соответствии с Международной программой геологической корреляции рекомендуется проводить неоген-четвертичную границу в стратотипическом морском разрезе Врика в Южной Италии на рубеже 1,64 млн. лет по сапропелевому слою *e* (мощностью 1,9 м), который располагается вблизи первого появления или исчезновения ряда известковых планктонных организмов (первого появления *Gephyrocapsa oceanica* s.l., *Globigerina cariacensis*, исчезновения *Globigerinoides obliquus extremus*) [Aguirre, Pasini, 1985; Nikiforova, 1985]. В других итальянских разрезах с этими биостратиграфическими событиями близко совпадает первое появление в мелководных отложениях холодноводной формы *Arctica islandica*, что исторически принимается как один из наиболее важных критериев для определения начала четвертичного периода. Слой *e* расположен немного

выше палеомагнитного эпизода Олдувей. Экстраполяция данных по скорости осадконакопления в интервале между вершиной Олдуея и слоем *e* позволяет получить возраст предложенной неоген-четвертичной границы около 1,64 млн. лет.

Геологические, палеонтологические и палеомагнитные данные позволяют с той или иной степенью детальности определить в Южном Таджикистане все обсуждаемые варианты нижней границы четвертичной системы. Первому варианту неоген-четвертичной границы (0,8 млн. лет) отвечает положение подошвы вахшского комплекса. Эта граница четко читается в субазеральных разрезах по угловому несогласию под *X* педокомплексом. С этой границей почти совпадает инверсия Матуяма—Брюнес. В развитии рельефа речных долин в предгорьях граница 0,8 млн. лет приходится на начало формирования хорошо выраженной лестницы террас от 250 м над тальвегом долин и ниже, имеющих тектоно-климатическую природу. С этого рубежа климатический фактор играл очень важную роль в образовании речных террас, тогда как до этого момента в развитии рельефа речных долин превалировал тектонический фактор. Второй вариант нижней границы четвертичной системы (~1,8 или 1,64 млн. лет), рекомендуемый для общего признания, в Южном Таджикистане связан с нижними слоями кайрабаской свиты. Следует подчеркнуть, что выявление и прослеживание этой границы сопряжено с большими трудностями, поскольку этот рубеж приходится на среднюю часть кулябской серии, которая во многих разрезах не поддается расчленению на две свиты. Проведение данной границы в разрезах континентальных отложений Южного Таджикистана только на основании палеомагнитной характеристики пород может вызывать определенные сомнения. В развитии рельефа предгорной зоны этой границе отвечает, вероятно, начальная фаза формирования регионально выраженного уровня (яруса) с превышениями около 300—400 м над тальвегом долин. Третий вариант неоген-четвертичной границы (~3,5 млн. лет) отвечает ее положению под отложениями кулябской серии. Геологически — это резкое угловое несогласие, проходящее в подошве кулябского комплекса пород, а геоморфологически — уступ, отделяющий от водораздельных поверхностей высокий региональный уровень (ярус) рельефа предгорных долин, включающий аллювиально-пролювиальные террасы, имеющие превышения 700—800 м над тальвегом долин. Наконец, последний вариант нижней границы четвертичной системы, фиксируемый примерно на уровне 2,4 млн. лет, в Южном Таджикистане ассоциируется с началом лёссовобразования.

Тектонический и палеоклиматический факторы играли главенствующую роль в изменении палеогеографической обстановки, а их прерывистое проявление во времени создало предпосылки для установления и прослеживания основных геологических рубежей, пригодных в качестве стратиграфических границ между неогеном и четвертичной системой. Учитывая условность проведения нижней границы четвертичной системы, следует руководствоваться общими рекомендациями, выработанными Международной рабочей группой по проекту N 41 "Граница неогена и четвертичной системы". В условиях Средней Азии на разрезах континентальных отложений, где биостратиграфическая основа недостаточна, при выявлении рекомендуемой границы на уровне 1,64 млн. лет приходится больше внимания обращать на палеомагнитный метод характеристики пород, а также учитывать структурно-фациальные особенности строения разрезов. Для целей полевого геологического картирования в Южном Таджикистане и в соседних регионах Средней Азии весьма удобны стратиграфические границы на уровне 0,8—0,7 млн. лет и, вероятно, самый нижний рубеж около 3,5 млн. лет. При любом варианте положения неоген-четвертичной границы выделение и показ всех обсуждаемых границ представляется необходимым.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Комплексное изучение четвертичных отложений Южного Таджикистана позволило создать детальную стратиграфическую шкалу, в основу которой положены палеонтологические, палеомагнитные, палеоклиматические, геолого-геоморфологические, геотектонические, палеопедологические, термолюминесцентные и археологические данные. Выделены свиты и литостратиграфические комплексы, соответствующие крупным единицам стратиграфической шкалы — верхнему плиоцену, зоплейстоцену, а также нижнему, среднему и верхнему плейстоцену. В объеме плейстоцена выделены дробные стратиграфические единицы, отвечающие коротким климатическим ритмам. Уточнено стратиграфическое положение фаунистических горизонтов, вскрывающихся в верхнеплиоцен-четвертичных отложениях. Геологические разрезы Куруксай и Лахути, содержащие богатые находки фауны млекопитающих, могут служить опорными разрезами в широком межрегиональном масштабе, а имеющиеся здесь костеносные горизонты (Наврохо, Лахути-2) являются надежными биостратиграфическими реперами.

Лёссово-почвенные разрезы Южного Таджикистана, представляющие собой уникальные по своей климатостратиграфической полноте геологические объекты, позволяют полнее расшифровать особенности и общую направленность развития палеоклимата в антропогене. В позднем плиоцене и зоплейстоцене ареалы лёссовобразования занимали более ограниченное пространство, чем это имело место в плейстоцене. Шире всего распространены позднеплейстоценовые лёссы. Увеличение масштаба лёссовобразования к концу плейстоцена свидетельствует о возрастании континентальности и аридности климата Средней Азии. Это согласуется с палинологическими и палеогляциологическими данными.

Геотектонический фактор оказывал главное воздействие на изменение основных тенденций в развитии палеоклимата Средней Азии. В позднеплиоцен-четвертичное время за счет увеличения высоты горных сооружений Гималаев и Гиндукуша постепенно прекратилось поступление влажных воздушных масс со стороны Индостана. Аналогичным образом воздымание хребтов Тянь-Шаня и Памиро-Алая создавало экранирующий эффект на пути воздушных масс, поступающих с севера и запада. Это обуславливало общее иссушение климата Средней Азии в антропогене. Фазы диастрофизма создавали основные предпосылки для изменения палеогеографической обстановки, однако эти изменения имели относительно плавный характер по сравнению с частыми палеоклиматическими флуктуациями ледникового и межледникового типов, которые были вызваны астрономическими явлениями. Наиболее ярко ледниковья и межледниковья проявились во время плейстоцена (последние 800 тыс. лет). В эту эпоху речные террасы формировались главным образом под влиянием климатического фактора на фоне общего геотектонического поднятия территории.

Детальная межрегиональная корреляция лёссово-почвенных разрезов Средней Азии указывает на синхронность палеоклиматических флуктуаций в Евразии по крайней мере в интервале последних 800 тыс. лет. Учитывая скорости накопления лёссового материала и время формирования ископаемых почв, можно полагать, что длительность климатических оптимумов во время межледниковий

составляла не более 10 тыс. лет при общей продолжительности межледниковий до 20—30 тыс. лет; холодные интервалы длились от 10—15 до 50—70 тыс. лет, относительные похолодания и потепления имели стадийный и интерстадийный характер.

Облекающий характер залегания горизонтов лёссов на водоразделах и вершинах хребтов, однородный, тонкопылеватый состав лёссов и отсутствие какой-либо связи с литологией подстилающих пород свидетельствуют о том, что главным фактором при накоплении лёссового материала были эоловые процессы. Лёссы Средней Азии принадлежат лёссово-пустынному поясу, который на западе протягивается до Восточного Прикаспия, а на востоке продолжается в Северный Китай. Лёссы парагенетически связаны с аллювиальными и пролювиальными отложениями, пространственные и временные соотношения между ними указывают на одновременность их формирования в разных структурно-фациальных зонах. Причем время формирования лёссов соответствует времени накопления аридного аллювия, являющегося аналогом перигляциального аллювия. Почвы образовывались одновременно с накоплением нормального межледникового аллювия. Источником лёссового материала была пыль, выносимая ветром в предгорья из пустынь, а также из долин крупных рек Средней Азии, таких как Амударья, Сырдарья, Зеравшан, Вахш и др. В долинах рек дефляции подвергался древний аридный аллювий, который, таким образом, являлся одним из источников пылеватого материала при формировании лёссов. Аллювий рек Средней Азии характеризуется высокой карбонатностью, как, впрочем, и другие типы отложений аридной зоны, поэтому при дефляции тонкие частицы карбонатов, наряду с остальной частью минеральной тонкопылеватой массы, переносились эоловым путем, чем, по-видимому, в основном и объясняется общая карбонатность лёссов.

Отсутствие признаков криогенеза в лёссах Средней Азии послужило причиной называть их "теплыми" лёссами в отличие от "холодных" лёссов. "Холодные" лёссы Европы, юга Западной Сибири, Якутии характеризуются в основном холодными спорово-пыльцевыми спектрами, в них сохранились следы криогенных нарушений и их удается довольно однозначно коррелировать с моренными образованиями. Поэтому пространственная и временная связь процессов лёссообразования с оледенениями не вызывает сомнений, а принадлежность "холодных" лёссов к типу перигляциальных отложений не оспаривается. Такие соотношения труднее доказывать при изучении лёссов Средней Азии, поскольку в них нет следов криогенных нарушений, пыльцевые спектры указывают главным образом на аридную обстановку, наконец прямая корреляция с моренами горных ледниковых долин до сих пор не осуществлялась. Однако, если рассматривать лёссы в непрерывном ряду лёсс — почва — лёсс, то из анализа стратиграфических данных и изучения изменений палеогеографической обстановки становится очевидным, что лёссы Средней Азии формировались в эпоху относительного похолодания и аридизации (оледенения), тогда как почвообразование происходило во время потепления и увлажнения (межледниковья). В эпоху оледенений в этом регионе устанавливался очень континентальный и аридный климат с относительно низкими среднегодовыми палеотемпературами. Температурные контрасты, возникавшие за счет разного прогревания и дифференциации воздушных масс в равнинных и высокогорных областях, обуславливали резкое усиление эоловых процессов. Во время оледенений за счет усиленного выветривания горных пород в нивальной зоне и выноса реками и временными потоками тонкоотмученного материала на равнины и в пустыни создавались обильные источники питания пылеватыми продуктами, которые подвергались дефляции, пылеватый материал переоткладывался под действием эоловых процессов и накапливался в виде лёссовых покровов. Таким образом, в эпохи оледенений возникала благоприятная палеогеографическая обстановка для лёссообразования. Напротив, в эпохи почвообразования накопление лёссового материала сокращалось. Увеличение увлажнения и благоприятные палеотем-

пературные условия способствовали развитию хорошо выраженных почвенных профилей, для которых были характерны процессы феррсоаллитизации и оглинивания, протекавшие при достаточно высоких палеотемпературах. Сезонное увлажнение было достаточным для выщелачивания карбонатов из верхней части почвенного профиля и формирования хорошо выраженных иллювиальных карбонатных горизонтов, имеющих мощность в древних палеопочвах до 0,5—1 м. Во время климатических оптимумов в межледниковья формировались бурые и красно-бурые палеопочвы. В интерстадиалы позднего плейстоцена развивались коричневые палеопочвы. В переходные отрезки времени от климатических оптимумов к эпохам относительного похолодания образовывались палеопочвы сероземного типа с обильной ксерофильной педофауной. В отдельных интервалах лёссовых горизонтов также нередко содержатся слои с ксерофильной педофауной, что придает им облик зачаточных сероземных почв. Последнее обстоятельство говорит о том, что слабые почвообразовательные процессы сопровождали формирование лёссовых горизонтов.

Данные, полученные по геологии и геоморфологии ледниковых отложений Восточного Памира, и материалы по детальной лёссово-почвенной стратиграфии Таджикской депрессии позволяют допустить, что во время плейстоцена в горах Памиро-Алая имело место более частое повторение ледниковий, чем предполагаемое обычно трех- или четырехкратное оледенение. Развитие горного оледенения Восточного Памира имело наибольшие масштабы в позднем плиоцене и эоплейстоцене. В то время существовали мощные выводные ледники, имевшие многофазовые подвижки и образовавшие покровы на широких участках высокогорных долин. На рубеже эоплейстоцена и плейстоцена масштабы горного оледенения уменьшились и продолжали сокращаться вплоть до позднего плейстоцена, параллельно происходило похолодание и континентализация палеоклимата.

Приуроченность находок палеолита в лёссовых разрезах к ископаемым почвам, по-видимому, указывает на более благоприятную палеоэкологическую обстановку для расселения древнего человека во время межледниковий, тогда как в интервалы интенсивного накопления лёссового материала человек, возможно, предпочитал другие места обитания. Основными источниками питания для древнего человека служили охотничья добыча и плоды собирательства. Во время формирования лёссов животный и растительный мир становился беднее, чем в эпохи почвообразования, поэтому охота и собирательство не обеспечивали достаточным количеством продуктов питания первобытных людей, что, вероятно, и служило одной из причин их миграции. Однако о направлении и путях миграции древних людей из лёссовых областей во время аридизации и относительного похолодания пока нет достоверных данных.

Получение надежных стратиграфических материалов по палеолиту лёссовых разрезов Южного Таджикистана позволяет утверждать, что появление первых древних людей здесь произошло не позднее 0,8 млн. лет назад. Судя по многочисленности точек с находками палеолита и богатству отдельных археологических памятников, обнаруженных в VI и V педокомплексах, отвечающих по времени формирования соответственно внутририсскому и рисс-вюрмскому межледниковьям, можно полагать, что эти эпохи были одними из наиболее благоприятных для расселения древнего человека в Южном Таджикистане.

Основные стратиграфические подразделения и выявленные геологические границы охарактеризованной в работе шкалы верхнеплиоцен-четвертичных отложений имеют межрегиональный характер, хотя степень их выраженности может быть различной. Решение вопросов дальнейшей детализации и хроностратиграфического обоснования шкалы верхнеплиоцен-четвертичных отложений Средней Азии требует сбора новых данных. Особенно важно найти новые аргументы для обоснования синхронности геологических событий, происходивших во время оледенений и межледниковий в различных палеоландшафтных зонах Средней Азии. Даль-

нейшее накопление материалов по корреляции аридных и пловияльных явлений Средней Азии с оледенениями и межледниковьями ледниковых и перигляциальных областей Евразии будет способствовать более полному освещению проблемы, касающейся синхронности и асинхронности геологических событий и тенденций в развитии окружающей среды на удаленных территориях.

При прогнозировании изменений окружающей среды аридных областей Средней Азии, в случае вероятного похолодания климата (будущего оледенения), следует принимать во внимание модели палеоклиматических и палеогеографических обстановок, воссоздаваемые для времени позднелейстоценовых ледниковых событий. Если следовать этим моделям, то можно предполагать, что похолодание ледникового или стадияльного типа в Средней Азии будет означать снижение среднегодовых температур, увеличение горно-долиньных ледников, понижение снеговой линии и расширение перигляциальной зоны в высокогорье, уменьшение количества годовых осадков, деградацию, возможно неполную, ареалов дрезесной растительности, расширение пространств, занятых пустынями, полупустынями и степями. Следует также ожидать, что реки и временные потоки увеличат вынос мелкозема на предгорные равнины. Возрастет роль золовых процессов, в результате чего будет активно проходить накопление пылеватого материала и формирование лёссов. В зоне лёссов почвообразующие процессы будут подавлены. Развитие ветровой эрозии в области дефляции и лёссообразование в области аккумуляции пылеватого материала вызовут нарушение плодородия почв.

Как известно, пока нет единого мнения о масштабах первого предполагаемого в будущем похолодания и времени его проявления. При оценках масштабов вероятного похолодания некоторые исследователи принимают во внимание увеличение (за счет антропогенного фактора) концентрации CO_2 в земной атмосфере, что, как ожидается, вызовет парниковый эффект на земной поверхности и снивелирует влияние волны холода [Будыко, 1980]. Согласно другой точке зрения, увеличение содержания углекислого газа в атмосфере не будет являться сдерживающим фактором в развитии климатических событий, происходящих в соответствии с графиком колебаний солнечной радиации, рассчитанным на ближайшие десятки и сотни тыс. лет [Kukla, 1980]. Что же касается времени начала предсказуемого похолодания, то на основании анализа данных о колебаниях солнечной радиации указывается, например, что первый пик похолодания наступит примерно через 18 тыс. лет, хотя начало постепенного похолодания предполагается значительно раньше [Краснов, 1973]. При оценке времени начала будущего похолодания приводятся также цифры порядка 3—5 тыс. лет от современности [Герасимов, Величко, 1984; Kukla et al., 1981]. Г. Кукла [Kukla, 1980], анализируя характер и скорость изменений палеогеографической обстановки в конце последнего интергляциала, пришел к выводу, что переход от межледниковых условий к ледниковым может произойти довольно быстро — всего лишь за 300—400 лет. Конечно, излишне говорить о том, что проблема прогнозирования геологических и климатических событий чрезвычайно сложна. Вместе с тем, как мы видим, исследователи, расходясь в вопросах оценки масштаба и времени начала похолодания, не отвергают сам факт возможного его приближения. Поэтому разработка более или менее надежных моделей окружающей среды будущего, основанных на детальном анализе ледниковых событий плейстоцена, представляется одной из важнейших задач геологических и географических дисциплин, занимающихся изучением четвертичного периода.

ЛИТЕРАТУРА

- Агаханянц О.Е.* Смена атмосферной циркуляции и деградация древесных пород в горах Средней Азии на рубеже позднего плейстоцена и раннего голоцена. — В кн.: Развитие природы территории СССР в позднем плейстоцене и голоцене. М.: Наука, 1982, с. 118—124.
- Агравал Д.П.* Палеоклиматические изменения в позднем кайнозое в Кашмире. — В кн.: Тез. докл. XI конгр. ИНКВА. М., 1982, т. 1, с. 6.
- Алексеев М.Н.* Антропоген Восточной Азии. М.: Наука, 1978. 207 с.
- Алексеев М.Н.* Проблемы четвертичной стратиграфии и палеогеографии шельфовых зон Евразии. — В кн.: Проблемы четвертичной истории шельфа. М.: Наука, 1982, с. 7—13.
- Алексеев М.Н., Меннер В.В., Никифорова К.В., Певзнер М.А., Вангенгейм Э.А.* Схема корреляции. — В кн.: Междунар. colloquium по пробл. "Граница между неогеном и четвертичной системой". М.: ГИН АН СССР, 1973, т. IV.
- Алексеев М.Н., Цейтлин С.М.* Информационное сообщение о научной командировке в Индию. — Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода, 1975, N 43, с. 189—196.
- Алешинская З.В., Бондарев Л.Г., Воскресенская Т.Н., Лефлат О.Н.* Разрез новейших отложений Иссык-Кульской впадины. М.: Изд-во МГУ, 1971. 164 с.
- Алешинская З.В., Куликов О.А., Мотузко А.Н.* и др. К палеографии и стратиграфии новейших отложений Иссык-Кульской впадины. — В кн.: Проблемы общей физической географии и палеогеографии. М.: Изд-во МГУ, 1976, с. 211—225.
- Амосова А.Г., Додонов А.Е.* О работе по изучению каменного века в Бешкентской долине. — В кн.: Археологические работы в Таджикистане. Душанбе: Дониш, 1984, с. 59—73. (Тр. Ин-та истории АН ТаджССР; Вып. 18).
- Архипов С.А., Девяткин Е.В., Шелкоплас В.Н.* Корреляция четвертичных оледенений Западной Сибири, Горного и Монгольского Алтая, Восточной и Западной Монголии (по термолюминесцентным данным). — В кн.: Проблемы стратиграфии и палеогеографии плейстоцена Сибири. Новосибирск: Наука, 1982, с. 149—161.
- Бабаев А.М.* Находка ископаемых костей носорога, антилопы и лошади в Таджикской депрессии. — Докл. АН ТаджССР, 1962, т. 5, N 4, с. 37—38.
- Бадам Г.Л.* Ископаемые млекопитающие верхнего сивалика и проблема границы между неогеном и четвертичной системой в Индии. — Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода, 1977, N 47, с. 37—44.
- Байгузина Л.Л., Додонов А.Е.* Новые материалы к палинологической характеристике куруксайской свиты в Южном Таджикистане. — Изв. АН ТаджССР. Отд. биол., наук, 1983, N 3 (92), с. 65—72.
- Бархатов Б.П.* К геологии кулябской свиты Таджикской депрессии. — Докл. АН СССР, 1952, т. 83, с. 893—895.
- Беляева Е.И.* О находке *Elephas* в Таджикистане. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1936, с. 103—110. (Тр. Палеозоол. ин-та АН СССР; Т. 5).
- Беляева Е.И., Курдюков К.В.* О новых находках ископаемых млекопитающих в Северной Киргизии. — Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода, 1963, N 28, с. 76—83.
- Бирюков И.П.* Находка тираспольских мелких млекопитающих в стратотипическом разрезе у г. Рославля. — В кн.: Краевые образования материковых оледенений: Тез. докл. VII Всесоюз. совещ. М.: Наука, 1985, с. 106—107.
- Богущий А.Б.* Стратиграфия перигляциальной лесово-почвенной серии плейстоцена юго-запада Русской равнины. — В кн.: Краевые образования материковых оледенений: Тез. докл. VII Всесоюз. совещ. М.: Наука, 1985, с. 194—195.
- Борнеман Б.А., Губин И.Е., Луппов Н.П.* и др. Соляные месторождения Юго-Западного Таджикистана. Л., 1935. 118 с. (Тр. Тадж.-Памир. экспедиции АН СССР; Вып. 24).
- Босова В.Д.* Третичные континентальные отложения Таджикистана и Кухистана. Душанбе: Дониш, 1972. 167 с.
- Бреслав С.Л., Валуева М.Н., Маудина М.И.* Новые данные по оединцовскому стратотипическому разрезу. — Докл. АН СССР, 1979, т. 248, N 1, с. 161—166.
- Бруннакер К.* Расчленение и стратиграфия четвертичных террас в нижнем течении Рейна. — В кн.: Четвертичные оледенения Западной Сибири и других областей северного полушария. Новосибирск: Наука, 1981, с. 156—165.
- Будыко М.И.* Климат в прошлом и будущем. Л.: Гидрометеониздат, 1980. 352 с.
- Бурачек А.Р.* Геоморфология Южно-Таджикской депрессии. — Тр. Тадж. компл. экспедиции, 1934а, вып. 4, с. 61—120.

- Бурачек А. Р. Третичные континентальные отложения Юго-Западного Таджикистана. — Тр. Тадж. компл. экспедиции, 1934б, вып. 4, с. 49—59.
- Васильев В. А. Стратиграфия четвертичных отложений Таджикистана. — В кн.: Новейший этап геологического развития территории Таджикистана. Душанбе, 1962, с. 5—34.
- Васильев В. А. Кайнозой Памира. Душанбе: Дониш, 1966. 221 с.
- Васильев Ю. М. Отложения перигляциальной зоны Восточной Европы. М.: Наука, 1980. 172 с.
- Васильковский Н. П. К стратиграфии четвертичных отложений Ферганы. — В кн.: Материалы по геологии Средней Азии. Ташкент, 1935, вып. 2, с. 3—23.
- Васильковский Н. П. К возрастному расчленению четвертичных отложений Северо-Восточного Узбекистана. — Тр. Ин-та геологии АН УзССР, 1951, вып. 6, с. 5—44.
- Васильковский Н. П. К вопросу о происхождении лёсса. — Тр. Ин-та геологии АН УзССР, 1952, вып. 8, с. 47—62.
- Васильковский Н. П. К стратиграфии четвертичных отложений Восточного Узбекистана. — Тр. Комис. по изуч. четвертич. периода, 1957, т. XIII, с. 93—99.
- Вебер В. Н. Миграция сухих дельт в Фергане. — Геол. вестн., 1929, т. 7, № 1/3, с. 42—46.
- Веклич М. Ф. Стратиграфическая корреляция лёссов Европы. — В кн.: Четвертичная геология и геоморфология. Дистанционное зондирование: МГК. 26-я сес. Докл. сов. геологов. М.: Наука, 1980, с. 65—68.
- Веклич М. Ф. Палеозатопность и стратотипы почвенных формаций верхнего кайнозоя. Киев: Наук. думка, 1982. 205 с.
- Веклич М. Ф., Сиренко Н. А. Плиоцен и плейстоцен левобережья Нижнего Днепра и Равнинного Крыма. Киев: Наук. думка, 1976. 186 с.
- Величкевич Ф. Ю. О семенной флоре разреза Акулово (Однинево). — Докл. АН БССР, 1979, т. 23, № 6, с. 550—553.
- Величко А. А. Природный процесс в плейстоцене. М.: Наука, 1973. 255 с.
- Величко А. А. Проблемы корреляции плейстоценовых событий в ледниковой, перигляциально-лессовой и приморской областях Восточно-Европейской равнины. — В кн.: Проблемы региональной и общей палеогеографии лёссовых и перигляциальных областей. М.: Наука, 1975, с. 7—25.
- Величко А. А. Опыт палеогеографической реконструкции природы верхнего плейстоцена для территории Восточной Европы и СССР. — Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1977, № 4, с. 28—44.
- Величко А. А. Вопросы палеогеографии и хронологии раннего и среднего плейстоцена. — В кн.: Возраст и распространение максимального оледенения Восточной Европы. М.: Наука, 1980а, с. 189—207.
- Величко А. А. О возрасте морен днепровского и донского ледникового языков. — В кн.: Возраст и распространение макс. оледенения Вост. Европы. М.: Наука, 1980б, с. 7—19.
- Величко А. А. Плейстоценовые покровные оледенения Восточной Европы, состояние проблемы и задачи исследований. — В кн.: Плейстоценовые оледенения Восточно-Европейской равнины. М.: Наука, 1981, с. 68—80.
- Величко А. А., Антонова Г. В., Зеликсон Э. М. и др. Палеогеография стоянки Азых — древнейшего поселения первобытного человека на территории СССР. — Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1980, № 3, с. 20—35.
- Величко А. А., Девириц А. Л., Добкина Э. И. и др. Первые определения абсолютного возраста ископаемых почв в лёссах Русской равнины. — Докл. АН СССР, 1964, т. 155, № 3, с. 555—558.
- Величко А. А., Маркова А. К., Морозова Т. Д., Ударцев В. П. Проблемы геохронологии и корреляции лёссов и ископаемых почв Восточной Европы. — Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1984, № 6, с. 5—19.
- Величко А. А., Маркова А. К., Морозова Т. Д. и др. Проблемы корреляции ледниковой, перигляциальной и приморской формаций Русской равнины в плейстоцене. — В кн.: Краевые образования материковых оледенений: Тез. докл. VII Всесоюз. совещ. М.: Наука, 1985, с. 123—126.
- Виноградов А. В. Неолитические памятники Хорезма. М.: Наука, 1968. 179 с.
- Виноградов А. В., Мамедов Э. Д. Первобытный Лялякан: Этапы древнего заселения и освоения внутренних Кызылкумов. М.: Наука, 1975. 287 с.
- Вознячук Л. Н. Некоторые вопросы палеогеографии среднего плейстоцена Русской равнины. — В кн.: Нижний плейстоцен ледниковых районов Русской равнины. М.: Наука, 1967, с. 131—137.
- Волков И. А., Зыкина В. С. Стратиграфия четвертичной лёссовой толщи Новосибирского Приобья. — В кн.: Проблемы стратиграфии и палеогеографии плейстоцена Сибири. Новосибирск: Наука, 1982, с. 17—28.
- Геохронология СССР. Т. III. Новейший этап (поздний плиоцен-четвертичный период)/Под ред. В. А. Зубакова. Л.: Недра, 1974. 359 с.
- Герасимов И. П., Величко А. А. Комплексные палеогеографические атласы-монографии для антропогена и их прогностическое значение. — В кн.: Четвертичная геология и геоморфология: 27-й МГК. Секция С.03. Доклады. М.: Наука, 1984, т. 3, с. 57—66.
- Герасимов И. П., Величко А. А., Маркова А. К. и др. Меридиональный спектр природно-климатических этапов плейстоцена во внутритропическом пространстве северного полушария. — В кн.: Четвертичная геология и геоморфология. Дистанционное зондирование: МГК. 26-я сес. Докл. сов. геологов. М.: Наука, 1980, с. 31—35.
- Грамм М. Н. О лицезаписовом остраковом комплексе кепелийской (бактрийской) свиты Ферганы. — Докл. АН УзССР, 1959а, № 4, с. 19—22.
- Грамм М. Н. Схема деления третичных континентальных отложений Ферганской впадины. — Узб. геол. журн., 1959б, № 6, с. 13—22.
- Гричук М. П., Лазаренко А. А. О перспективах использования данных спорово-пыльцевых

- анализа для выяснения стратиграфии и генезиса лёссов Приташкентского района. — В кн.: Тр. Междунар. симпози. по литологии и генезису лёссовых пород. Ташкент: Фан, 1970, т. 1, с. 104—110.
- Громова Вера.** Краткий обзор четвертичных млекопитающих Европы. М.: Наука, 1965. 142 с.
- Грубе Ф.** Гольштейнское межледниковье севера ФРГ. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1984, N 4, с. 128—132.
- Давыченко А.М.** К вопросу о климате и растительности восточной части Таджикской депрессии в неогеновое время. — Учен. зап. Тадж. ун-та, 1962, т. 1, с. 112—118.
- Десяткин Е.В.** Кайнозой Внутренней Азии. М.: Наука, 1981. 196 с.
- Дмитриева Е.Л.** Антилопы неогена Монголии и сопредельных территорий. М.: Наука, 1977. 120 с.
- Дмитриева Е.Л., Несмеянов С.А.** Млекопитающие и стратиграфия континентальных отложений юго-востока Средней Азии. М.: Наука, 1982. 138 с.
- Добродеев О.П.** История почвообразования и палеогеография почв Русской равнины в плейстоцене: Автореф. дис. ... д-ра геогр. наук. М.: МГУ, 1974. 58 с.
- Додонов А.Е.** О верхнеплиоцен-нижнеплейстоценовых отложениях восточной части Таджикской депрессии. — В кн.: Стратиграфия, палеогеография и литогенез антропогена Евразии. М.: ГИН АН СССР, 1973, с. 103—117.
- Додонов А.Е.** Позднеплиоцен-четвертичный этап тектогенеза Таджикской депрессии. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, N 10, с. 72—84.
- Додонов А.Е.** Принципы стратиграфического расчленения верхнеплиоцен-четвертичных отложений Таджикистана. — В кн.: Граница неогена и четвертичной системы. М.: Наука, 1980, с. 12—22.
- Додонов А.Е., Ломов С.П.** Стратиграфические и палеогеографические аспекты изучения ископаемых почв и лёссов Южного Таджикистана. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1980, N 8, с. 75—85.
- Додонов А.Е., Ломов С.П., Ранов В.А., Сосин П.М.** Вопросы палеогеографии и палеоэкологии палеолитической стоянки Лахути-1 в Южном Таджикистане. — В кн.: Стратиграфия и палеогеография антропогена. М.: Наука, 1982, с. 114—124.
- Додонов А.Е., Певзнер М.А., Пенькова А.М.** Некоторые данные о геологическом строении и палеомагнетизме верхнеплиоцен-четвертичных отложений Северной и Центральной Индии. — Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода, 1979, N 49, с. 105—116.
- Додонов А.Е., Пеньков А.В.** Некоторые данные по стратиграфии водораздельных лёссов Таджикской депрессии (Южный Таджикистан). — Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода, 1977, N 47, с. 67—76.
- Додонов А.Е., Ранов В.А.** Новые палеолитические находки в лёссах бассейна р. Казылсу (Южный Таджикистан). — Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода, 1976а, N 46, с. 99—106.
- Додонов А.Е., Ранов В.А.** Палеолитические находки в древних лёссах у Ховалинга. — В кн.: Археологические открытия 1975 года. М.: Наука, 1976б, с. 563—564.
- Додонов А.Е., Ранов В.А.** Антропоген Средней Азии: стратиграфия, корреляция, палеолит. — В кн.: Четвертичная геология и геоморфология: 27-й МГК. Секция С.03. Доклады. М.: Наука, 1984, т. 3, с. 67—81.
- Додонов А.Е., Ранов В.А., Пеньков А.В.** Находки палеолита в древних погребенных почвах Южного Таджикистана и их геологическая позиция. — Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода, 1978, N 48, с. 86—102.
- Додонов А.Е., Сотникова М.В.** О тафономии местонахождений верхнеплиоцен-зоплейстоценовых остатков млекопитающих в Южном Таджикистане. — В кн.: Палеонтологическое обоснование стратиграфии антропогена. М.: ГИН АН СССР, 1977, с. 95—101.
- Древности Чарваха/Под ред. Р.Х. Сулейманова.** Ташкент: Фан, 1976. 88 с.
- Дуброво И.А.** Новые данные о позднекайнозойских млекопитающих Таджикистана. — Палеонтол. журн., 1963, N 2, с. 155.
- Дуброво И.А.** Слэды рода *Archidiskodon* на территории СССР. — Палеонтол. журн., 1964, N 3, с. 82—94.
- Елисеев В.И.** О происхождении лёссов Средней Азии и Казахстана. — Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода, 1973, N 40, с. 52—68.
- Заррина Е.А., Краснов И.И., Спиридонова Е.А.** Климато-стратиграфическая корреляция и хронология позднего плейстоцена северо-запада и центра Русской равнины. — В кн.: Четвертичная геология и геоморфология. Дистанционное зондирование: МГК. 26-я сесс. Докл. сов. геологов. М.: Наука, 1980, с. 46—50.
- Зеличенко Е.Н., Соколенко Э.А.** Динамика карбонатной системы в почвах и грунтовых водах. — В кн.: Генезис и мелиорация засоленных почв Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1979, с. 32—42.
- Зонн С.В., Бенфреха А., Гулямаха М., Джаеш С.** О генезисе, географии и сельскохозяйственном освоении почв Алжира. — Почвоведение, 1973, N 6, с. 16—26.
- Зубаков В.А., Борзенкова И.И.** Палеоклиматы позднего кайнозоя. Л.: Гидрометеониздат, 1983. 216 с.
- Иванова И.К.** О стратиграфическом расчленении позднего плейстоцена (по материалам Среднего Приднестровья). — Бюл. Inst. geol. 1981, N 321, с. 99—116.
- Иванова И.К.** Австралопитеки и прародина человека. Каменные изделия и их значение для стратиграфии. — В кн.: Проблемы геологии и истории четвертичного периода (антропогена). М.: Наука, 1982, с. 112—150.
- Иден Д.Н.** Стратиграфия лёссов в долине Аватере, о. Южный, Новая Зеландия. — В кн.: Тез. докл. XI конгр. ИНКВА. М.: Наука, 1982, т. 1, с. 105—106.
- Ильичев В.А., Куликов О.А.** О корреляции плиоцен-плейстоценовых отложений Тянь-Шаня и Алтая. — Докл. АН СССР, 1974, т. 216, N 2, с. 368—389.

- Ионин А.С., Медведев В.С., Павлидис Ю.А. Позднечетвертичные изменения климата Земли и роль палеогеографических факторов в процессах морфологического развития на континентальных и островных шельфах. — В кн.: Проблемы четвертичной истории шельфа. М.: Наука, 1982, с. 13—27.
- Кадыров Э.В. Лёссовые породы: происхождение и строительные свойства. Ташкент: Узбекистан, 1979. 168 с.
- Кинд Н.В. Геохронология позднего антропогена по изотопным данным. М.: Наука, 1974. 255 с.
- Кожамкулова Б.С. Раннеантропогенные млекопитающие Таджикистана (обзор находок остатков). — В кн.: Биостратиграфические и палеобифациальные исследования и их практическое значение. М.: Недра, 1970, с. 59—61.
- Кожевников А.В. Антропоген гор и предгорий (генетический анализ). М.: Недра, 1985. 181 с.
- Кожевников А.В., Милановский Е.Е., Саядян Ю.В. Очерк стратиграфии антропогена. Кавказ. Ереван; Ленинград: Изд-во АН АрмССР, 1977. 90 с.
- Корнилова В.С. Об антропогенных флорах из горных областей Средней Азии. — В кн.: Материалы по истории фауны и флоры Казахстана. Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1963, т. 4, с. 113—116.
- Костенко Н.Н., Кожамкулова Б.С. Палеонтологические критерии в корреляции нижнеантропогенных отложений Казахстана и Таджикистана. — Вестн. АН КазССР, 1964, N 6 (231), с. 89—91.
- Костенко Н.Н., Кожамкулова Б.С. К вопросу о плиоцен-плейстоценовой границе в Казахстане. — В кн.: Граница неогена и четвертичной системы. М.: Наука, 1980, с. 61—71.
- Костенко Н.Н., Тетюхин Г.Ф., Федоров П.В. Рабочая стратиграфическая схема четвертичных (антропогенных) отложений Средней Азии и Южного Казахстана. — Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода, 1962, N 27, с. 161—165.
- Костенко Н.П. Новейшая история юго-западного окончания Гиссарского хребта и Таджикской депрессии. — В кн.: Тр. Всесоюз. рабочего совещ. по итогам изуч. четвертич. периода в Ташкенте в 1948 г. Ташкент: Изд-во АН УзССР, 1953, с. 183—205.
- Костенко Н.П. Местная стратиграфическая схема четвертичных отложений Таджикской депрессии: Тез. докл. к совещ. по унификации стратиграф. схем Средней Азии. М.: Госгеолтехиздат, 1958а, с. 192—193.
- Костенко Н.П. Геоморфологический анализ речных долин горных стран. — Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода, 1958б, N 22, с. 73—90.
- Костенко Н.П. О принципах составления специальной геоморфологической карты. — Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода, 1961, N 26, с. 20—34.
- Костенко Н.П. Лёссовые породы горных стран юга Средней Азии. — В кн.: Новейший этап геологического развития территории Таджикистана. Душанбе, 1962, с. 119—141.
- Костенко Н.П., Несмеянов С.А., Ранов В.А. О нахождении палеолитических орудий на возвышенности Ак-Джар (Южный Таджикистан). — Докл. АН ТаджССР, 1961, т. 4, N 6, с. 29—34.
- Костенко Н.П., Ранов В.А. Покровная толща среднелейстоценовых террас и вопросы геологического возраста мустье в Средней Азии. — Изв. АН ТаджССР. Отд-ние обществ. наук, 1966, N 1 (43), с. 38—41.
- Костенко Н.П., Чистаков А.А. Некоторые закономерности новейшего развития горных впадин (на примере Зеравшанской котловины). — Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода, 1962, N 27, с. 107—117.
- Краснов И.И. Опыт прогноза геологического и физико-географического развития Земли по ритмостратиграфическим схемам и астрономическим расчетам. — Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1973, N 2, с. 9—19.
- Кригер Н.И. Лёсс, его свойства и связь с географической средой. М.: Наука, 1965. 296 с.
- Кригер Н.И., Болиховская Н.С., Котельникова Н.Е. и др. Палеогеографические циклы и стратиграфия лёсса Средней Азии и Южного Казахстана. — В кн.: Цикличность формирования субэразовых пород. Новосибирск: Наука, 1980, с. 99—144.
- Кригер Н.И., Котельникова Н.Е., Лаврусевич С.И., Севостьянов В.В. Закономерности формирования просадочных свойств лёссовых пород Средней Азии и Южного Казахстана. М.: Наука, 1981. 132 с.
- Криштофович А.Н. Материалы к третичной и верхнемеловой флоре Средней Азии. — Ботан. журн., 1941, т. 26, N 2/3, с. 110—114.
- Крылов Ю.В. Инженерно-геологическое значение выделения перигляциальной и лёссовой формаций. М.: Наука, 1965. 164 с.
- Курдюков К.В. Схема расчленения четвертичных (антропогенных) отложений Северной Киргизии. — Докл. АН СССР, 1962, т. 142, N 1, с. 159—162.
- Кучай В.К., Певнев А.К., Гусева Т.В. О характере современных тектонических движений в зоне Вахшского надвига. — Докл. АН СССР, 1978, т. 240, N 3, с. 673—676.
- Лазаренко А.А., Болиховская Н.С., Семенов В.В. Опыт дробного стратиграфического расчленения лёссовой формации Приташкентского района. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1980, N 5, с. 53—66.
- Лазаренко А.А., Громов В.И. Находка палеолитического орудия в отложениях Ташкентского комплекса в районе г. Пскента. — В кн.: Тр. Междунар. симпози. по литологии и генезису лёссовых пород. Ташкент: Фан, 1970, т. 1, с. 233—237.
- Лазаренко А.А., Ранов В.А. Новая палеолитическая стоянка Каратау-1 в Южном Таджикистане. — В кн.: Успехи среднеазиатской археологии. Л.: Наука, 1975, вып. 3, с. 69—73.
- Лазаренко А.А., Ранов В.А. Каратау-1 — древнейший палеолитический памятник в лёссах Средней Азии. — Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода, 1977, N 47, с. 45—57.
- Лазаренко А.А., Пахомов М.М., Пеньков А.В. и др. О возможности климатостратиграфиче-

- ского расчленения лёссовой формации Средней Азии. — В кн.: Поздний кайнозой Северной Евразии. М.: ГИН АН СССР, 1977, т. 1, с. 70—132.
- Лазаренко А.А., Шелкопляс В.Н.* Первые определения возраста среднеазийских лёссов термолюминесцентным методом. — В кн.: Стратиграфия, палеогеография и литогенез антропогена Евразии. М.: ГИН АН СССР, 1973, с. 202—221.
- Ларичев В.Е.* Открытия в Ланьтяне. — Изв. СО АН СССР. Сер. обществ. наук, 1970, N 6, вып. 2, с. 39—48.
- Ларичев В.Е.* Палеолит Маньчжурии, Внутренней Монголии и Восточного Туркестана. — В кн.: История и культура востока Азии. Сибирь, Центральная и Восточная Азия в древности. Новосибирск: Наука, 1976, с. 94—154.
- Ларичев В.Е.* Нижнеледникового палеолита Китая. — В кн.: Новое в археологии Китая: Исслед. и пробл. Новосибирск: Наука, 1984, с. 10—32.
- Ларичев В.Е.* Новые материалы по нижнему палеолиту Китая. — В кн.: Древние культуры Китая: Палеолит, неолит и эпоха металла. Новосибирск: Наука, 1985, с. 10—41.
- Ларичев В.Е., Кашина Т.И.* Новые данные о памятниках нижнего палеолита Восточной Азии. — Изв. СО АН СССР. Сер. обществ. наук, 1969, N 1, вып. 1, с. 83—93.
- Леонтьев О.К., Рычагов Г.И.* Плейстоценовые колебания уровня Каспийского моря и их влияние на морфологию берегов. — В кн.: Четвертичная геология и геоморфология. Дистанционное зондирование: МГК. 26-я сесс. Докл. сов. геологов. М.: Наука, 1980, с. 62—65.
- Лепихов В.Г.* Некоторые данные о палеогеоморфологической и структурной обстановке формирования кулябских отложений на юге Прикафринганского района Таджикской депрессии. — В кн.: Проблемы нефтегазоносности Таджикистана. Душанбе: Доник, 1972, с. 87—94. (Тр. Тадж. отд-ния ВНИГНИ; Вып. 133. Сб. 4).
- Лёссовые породы СССР. М.: Наука, 1966. 256 с.
- Лозиев В.П., Лим С.С.* О находке окаменелостей илийского фаунистического комплекса в северо-восточной части междуречья Кафирнигана и Иляка. — Докл. АН ТаджССР, 1962, т. 5, N 5, с. 39—40.
- Ломов С.П., Валиахмедов Б.В., Сосин П.М.* Некоторые особенности диагностирования ископаемых почв в Таджикистане. — Изв. АН ТаджССР. Отд-ние биол. наук, 1977, N 1, с. 66—72.
- Ломов С.П., Пеньков А.В.* Магнитная восприимчивость некоторых современных и ископаемых почв Таджикистана. — Почвоведение, 1979, N 6, с. 100—109.
- Ломов С.П., Сосин П.М., Сосновская В.П.* Строение и вещественный состав погребенных почв Таджикистана. — Почвоведение, 1982, N 1, с. 18—30.
- Ломонович М.И.* Погребенные почвы в лёссе Заилийского Алатау. — Вестн. АН КазССР, 1952, N 3, с. 20—26.
- Ломонович М.И.* Условия распространения, морфология и состав лёссов и лёссовидных пород северного склона Заилийского Алатау. — В кн.: Тр. Всесоюз. рабочего совещ. по итогам изуч. четвертич. периода в Ташкенте в 1948 г. Ташкент: Изд-во АН УзССР, 1953, с. 113—131.
- Ломонович М.И.* Лёсс в Казахстане. Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1955. 80 с.
- Ломонович М.И.* Генезис лёсса Юго-Восточного Казахстана на примере Заилийского Алатау. — Тр. Комис. по изуч. четвертич. периода, 1957, т. XIII, с. 276—282.
- Лоскутов В.В.* Геоморфология Таджикистана. — В кн.: Новейший этап геологического развития территории Таджикистана. Душанбе, 1962, с. 189—214.
- Лоскутов В.В., Ершова Л.Н., Лим В.В., Колотов В.А.* О стратиграфии верхнеплиоцен-нижнечетвертичных отложений Таджикской депрессии. — Изв. АН ТаджССР. Отд-ние физ.-мат., хим. и геол. наук, 1971, т. 2 (40), с. 91—101.
- Лоскутов В.В., Меламед Я.Р., Рафиев А. и др.* О возрасте кулябской свиты Таджикской депрессии. — Докл. АН ТаджССР, 1965, т. 8, N 4, с. 28—30.
- Лукина Н.В.* О возрасте речных террас Центрального Предкавказья. — Геоморфология, 1981, N 2, с. 68—75.
- Лю Дуншэн.* Успехи в изучении четвертичного периода Китая. — В кн.: Исследования четвертичного периода. М.: Наука, 1986, с. 53—64.
- Лю Дуншэн, Дун Гуанжун, Ан Чжишэн.* Природная обстановка пустынных и лёссовых областей Китая в четвертичное время. — В кн.: Четвертичная геология и геоморфология: 27-й МГК. Секция С.03. Доклады. М.: Наука, 1984, т. 3, с. 82—88.
- Мавлянов Г.А.* Генетические типы лёссов и лёссовидных пород центральной и южной частей Средней Азии. — Тр. Комис. по изуч. четвертич. периода, 1957, т. XIII, с. 271—275.
- Мавлянов Г.А.* Генетические типы лёссов и лёссовидных пород центральной и южной частей Средней Азии и их инженерно-геол. свойства. Ташкент: Изд-во АН УзССР, 1958. 609 с.
- Мавлянов Г.А., Камбариддинов Р.К., Мирзабаев Х.* Уточнение возраста лёссовых пород Таджикской депрессии по находке ископаемой кости лошади. — Узб. Геол. журн., 1968, N 5, с. 48—50.
- Мавлянов Г.А., Худайбергенов А.М., Шерматов М.Ш.* Инженерно-геологические условия г. Чирчика. Ташкент: Фан, 1972. 123 с.
- Мавлянов Н.Г., Касымов М.Р.* Находка палеолитического орудия в разрезе Аркутсай предгорной части Каржантауского хребта. — Узб. геол. журн., 1984, N 3, с. 66—67.
- Макаров В.И., Макарова Н.В., Акинин Б.Е.* Основные закономерности строения четвертичного аллювия и стадии формирования террас горных рек Средней Азии. — Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода, 1979, N 49, с. 90—104.
- Мамедов Э.Д.* Плейстоценовый этап геологического развития пустынной зоны СССР (центральные районы): Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М.: ГИН АН СССР, 1980. 46 с.

- Мамедов Э.Д.** Теория плейстоценовых палеоклиматов. — В кн.: Тез. докл. XI конгр. ИНКВА. М., 1982, т. 2, с. 169—170.
- Меламед Я.Р.** Граница между неогеновым и четвертичными периодами в Таджикской депрессии. — Докл. АН ТаджССР, 1964, т. 7, N 9, с. 18—20.
- Меламед Я.Р.** Основные закономерности геологического и палеогеографического развития Таджикской депрессии в неогеновом периоде. — В кн.: Вопросы геологического строения и перспективы нефтегазоносности Таджикистана. Душанбе: Ирфон, 1965, вып. 1, с. 75—82.
- Меламед Я.Р.** Типы разрезов и стратиграфия неогеновых отложений Южного Таджикистана. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1966, N 5, с. 10—19.
- Меламед Я.Р.** Афгано-Таджикская депрессия в неогеновом периоде (палеогеографический очерк). — В кн.: Проблемы нефтегазоносности Таджикистана. Душанбе: Ирфон, 1969, вып. 2, ч. 2, с. 134—191.
- Минина Е.А.** Кулябский комплекс Таджикской депрессии. — В кн.: Хронология плейстоцена и климатическая стратиграфия. Л., 1973, с. 229—239.
- Морозова Т.Д.** Развитие почвенного покрова Европы в позднем плейстоцене. М.: Наука, 1981. 282 с.
- Морозова Т.Д., Сычева С.А.** Плейстоценовые почвы районов днепровского и донского ледниковых языков. — В кн.: Возраст и распространение максимального оледенения Восточной Европы. М.: Наука, 1980, с. 98—107.
- Моррисон Р.** Четвертичная геология Большого Бассейна. — В кн.: Четвертичный период в США. М.: Мир, 1968, т. 1, с. 305—336.
- Москвитин А.И.** Стратиграфия плейстоцена Европейской части СССР. М.: Наука, 1967. 238 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 156).
- Москвитин А.И.** Стратиграфия плейстоцена Центральной и Западной Европы. М.: Наука, 1970. 287 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 193).
- Московский ледниковый покров Восточной Европы.** М.: Наука, 1982. 237 с.
- Мурзаева В.Э., Коноплева В.И., Десяткин Е.В., Серебрянный Л.Р.** Плейстоценовые обстановки позднего плейстоцена и голоцена в аридной зоне Азии и Африки. — Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1984, N 4, с. 15—25.
- Найивкин Д.В.** Ураганы, бури и смерчи: Географические особенности и геологическая деятельность. М.: Наука, 1969. 487 с.
- Несмеянов С.А.** О новой находке южного слона в молассах Северо-Западной Ферганы. — Докл. АН ТаджССР, 1964, т. 7, N 5, с. 36—38.
- Несмеянов С.А.** Расчленение моласс и изменение природных условий Западного Тянь-Шаня в позднечетвертичную эпоху. — Жизнь Земли, 1967, N 4, с. 38—52.
- Несмеянов С.А.** Количественная оценка новейших движений и неотектоническое районирование горной области. М.: Недра, 1971. 141 с.
- Несмеянов С.А.** Геологические комплексы и стратиграфия антропогена. — Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода, 1984, N 53, с. 45—55.
- Несмеянов С.А., Ранов В.А.** Археологические данные о возрасте наиболее молодых террас Средней Азии. — Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода, 1975, N 43, с. 169—176.
- Несмеянов С.А., Федоренко В.А.** О стратиграфии кайнозойских моласс Северо-Западной Ферганы. — В кн.: Вопросы региональной геологии СССР. М.: Изд-во МГУ, 1964, с. 161—170.
- Никифорова К.В., Кинд Н.В., Краснов И.И.** Хроностратиграфическая шкала четвертичной системы (антропогена). — В кн.: Четвертичная геология и геоморфология. 27-й МГК. Секция С.03. Доклады. М.: Наука, 1984, т. 3, с. 22—32.
- Никифорова К.В., Краснов И.И., Александрова Л.П. и др.** Хроностратиграфическая схема позднего кайнозоя Европейской части СССР. — В кн.: Четвертичная геология и геоморфология. Дистанционное зондирование: МГК. 26-я сесс. Докл. сов. геологов. М.: Наука, 1980, с. 65—68.
- Никонов А.А.** Дифференцированный анализ четвертичной тектоники Афгано-Таджикской депрессии. — Геотектоника, 1970, N 1, с. 101—107.
- Никонов А.А.** О лёссовых породах Северного Афганистана. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1971а, т. 46, N 5, с. 80—86.
- Никонов А.А.** Кладбища древних животных в Таджикистане. — Природа, 1971б, N 3, с. 85—91.
- Никонов А.А.** К обоснованию стратиграфии верхнеплиоценовых и четвертичных отложений Афгано-Таджикской депрессии. — Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода, 1972а, N 39, с. 31—49.
- Никонов А.А.** Закономерности развития речных долин юга Средней Азии. — Геоморфология, 1972б, N 1, с. 85—92.
- Никонов А.А.** Возраст полизакской свиты Дарваза (Таджикистан). — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1982, N 11, с. 115—118.
- Никонов А.А., Пахомов М.М.** Стратиграфия и палеогеография антропогена Горного Бадахшана (Таджикская ССР, Афганистан). — Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода, 1976, N 46, с. 73—89.
- Никонов А.А., Пахомов М.М.** Древнейшие оледенения Памира. — В кн.: Антропоген Евразии. М.: Наука, 1984, с. 128—135.
- Никонов А.А., Пеньков А.В.** О стратиграфии плиоцен-четвертичных отложений Афгано-Таджикской депрессии и их корреляции с опорными разрезами Юга СССР по палеомагнитным данным. — В кн.: Хронология ледникового века. Л., 1971, с. 124—129.
- Никонов А.А., Пеньков А.В.** Средний—поздний плиоцен. — В кн.: Геохронология СССР. Л.: Недра, 1974, т. 3, с. 178—181.
- Никонов А.А., Пенькова А.М., Пеньков А.В.** Новые данные по верхнеплиоценовым отложениям Дарваза (Таджикистан). — Докл. АН СССР, 1973, т. 211, N 3, с. 661—664.
- Никонов А.А., Ранов В.А.** К характеристике средне-верхнеплиоценовых отложений р. Яксу в свете новых данных. — Докл. АН ТаджССР, 1971, т. 14, N 12, с. 44—47.
- Никонов А.А., Ранов В.А.** Новые данные об археологии каменного века и возрасте речных террас Афгано-Таджикской депрессии (Се-

- верный Афганистан, Южный Таджикистан). — Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода, 1973, N 40, с. 35—51.
- Обручев В.А.* К вопросу о происхождении лёсса: (В защиту золотой гипотезы). — Изв. Том. технол. ин-та, 1911, т. 23, N 3, с. 38.
- Обручев В.А.* Лёсс как особый вид почвы, его генезис и задачи его изучения. — Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода, 1948, N 12, с. 5—17.
- Окладников А.П.* Исследование памятников каменного века Таджикистана. — В кн.: Материалы и исследования по археологии СССР. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1958, N 66, с. 11—71.
- Отдайк Н.Д., Линдсей Э., Джонсон Дж.* и др. Палеомагнитная стратиграфия и позвоночные подгруппы верхний сивалик в Северном Пакистане. — В кн.: Магнитостратиграфия и геодинамика. М.: Радио и связь, 1981, с. 26—37.
- Павлидис Ю.А., Ионин А.С.* Некоторые особенности морфогенеза на арктическом шельфе в позднечетвертичное время. — В кн.: Проблемы четвертичной истории шельфа. М.: Наука, 1982, с. 74—85.
- Палеогеография Европы за последние сто тысяч лет: (Атлас-монография) / Под ред. И.П. Герасимова, А.А. Величко. М.: Наука, 1982. 156 с.
- Палмер А.С.* Верхнечетвертичная субаральная толща Уайрапа в Новой Зеландии. — В кн.: Тез.докл. XI конгр. ИНКВА. М.: Наука, 1982, т. 1, с. 201—202.
- Пахомов М.М.* Первые результаты спорово-пыльцевых исследований на Памире. — В кн.: Новейший этап геологического развития территории Таджикистана. Душанбе, 1962, с. 59—68.
- Пахомов М.М.* История растительности Салангурской котловины как пример деградации лесной флоры Восточного Памира. — Бюл. Комис. по изучению четвертич. периода, 1969, N 36, с. 88—99.
- Пахомов М.М.* Некоторые черты истории растительности гор Средней Азии в связи с особенностями их палеогеографии в плейстоцене. — В кн.: Палинология плейстоцена. М.: Наука, 1972, с. 249—263.
- Пахомов М.М.* Палеогеография гор востока Средней Азии в позднем кайнозое и вопросы флорогенеза (по материалам спорово-пыльцевого анализа): Автореф. дис. ... д-ра геогр. наук. М.: ИГ АН СССР, 1982. 48 с.
- Пахомов М.М.* Новые данные к палеогеографии лёссово-почвенной серии Средней Азии. — Докл. АН СССР, 1983, т. 27, N 4, с. 967—972.
- Пахомов М.М., Никонов А.А.* Количественная оценка новейшего поднятия горной страны с помощью палинологических данных (на примере Памира). — Докл. АН СССР, 1983, т. 269, N 2, с. 435—439.
- Пахомов М.М., Ранов В.А., Никонов А.А.* Некоторые данные по палеогеографической обстановке неолитической стоянки Туткаул. — Сов. археология, 1974, N 4, с. 245—249.
- Пеньков А.В., Гамов Л.Н.* Палеомагнитные реперы в плиоцен-четвертичных толщах Южного Таджикистана. — В кн.: Граница неогена и четвертичной системы. М.: Наука, 1980, с. 184—189.
- Пеньков А.В., Гамов Л.Н., Додонов А.Е.* Сводный палеомагнитный разрез верхнеплиоцен-плейстоценовых отложений бассейна р. Кызылсу (Южный Таджикистан). — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976, N 9, с. 33—43.
- Пеньков А.В., Никонов А.А., Пахомов М.М.* Новые данные по палеомагнитной характеристике плиоценовых и четвертичных отложений Памира. — Докл. АН СССР, 1976, т. 229, N 3, с. 691—694.
- Пенькова А.М.* О распространении пыльцы *Ephedra* L. в верхнепалеогеновых и неогеновых отложениях Юго-Западного Таджикистана. — В кн.: Палинология кайнофита. М.: Наука, 1973, с. 156—158.
- Попов В.И.* Литология кайнозойских моласс Средней Азии. Ч. 1. Ташкент: Изд-во АН УзССР, 1954. 524 с.
- Попов В.И.* Общая схема стратиграфического расчленения неогеновых континентальных формаций востока Средней Азии. — Науч. тр. Ташкент. ун-та. Н.С., 1964, вып. 249. Геол. науки, кн. 21, с. 133—163.
- Проблемы геологии и истории четвертичного периода (антропогена). М.: Наука, 1982. 254 с.
- Путеводитель экскурсий / Под ред. А.Е. Додонова, Я.Р. Меламеда, К.В. Никифоровой. Междунар. симпозиум по проблеме "Граница неогена и четвертичной системы". М.: Наука, 1977. 183 с.
- Путеводитель экскурсии А-11, С-11/XI конгр. ИНКВА. М., 1981. 68 с.
- Равский Э.И.* Осадконакопление и климаты Внутренней Азии в антропогене. М.: Наука, 1972. 336 с.
- Разрезы отложений ледниковых районов центра Русской равнины. М.: Изд-во МГУ, 1977. 198 с.
- Ранов В.А.* О стратиграфическом положении палеолита Средней Азии. — В кн.: Новейший этап геологического развития территории Таджикистана. Душанбе, 1962, с. 35—58.
- Ранов В.А.* Каменный век Таджикистана. Душанбе: Изд-во АН ТаджССР, 1965. 121 с.
- Ранов В.А.* Памир и проблема заселения высокогорий Азии человеком каменного века. — Страны и народы Востока, 1975, вып. 16, с. 136—157.
- Ранов В.А.* Древнепалеолитические находки в лёссах Южного Таджикистана. — В кн.: Граница неогена и четвертичной системы. М.: Наука, 1980, с. 195—202.
- Ранов В.А.* Исследование палеолитических стоянок Южного Таджикистана. — В кн.: Археологические открытия 1982 года. М.: Наука, 1982, с. 503.
- Ранов В.А., Несмеянов С.А.* Палеолит и стратиграфия антропогена Средней Азии. Душанбе: Дониш, 1973. 161 с.
- Ранов В.А., Никонов А.А., Пахомов М.М.* Люди каменного века на подступах к Памиру. — Acta Archaeologica Carpathica, 1976, т. 16, с. 5—18.
- Ранцман Е.Я.* Некоторые вопросы геоморфологии Гармского района Таджикистана в связи с его

- сейсмичностью. — Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1960, N 5, с. 82—85.
- Розанов А. Н. Сероземы Средней Азии. М.: Изд-во АН СССР, 1951. 440 с.
- Серебрянный Л. Р., Пшенин Г. Н., Пуннинг Я.-М. К. Оледенения Тянь-Шаня и колебания уровня Арала (позатный анализ событий позднечетвертичной истории Средней Азии). — Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1980, N 2, с. 52—70.
- Синицын В. М. Введение в палеоклиматологию. Л.: Недра, 1967. 232 с.
- Скворцов Ю. А. К методике изучения четвертичных отложений в связи с геоморфологическим анализом Средней Азии и применение последнего в поисково-разведочном деле. — Вестн. Союзгеоразведки, N 9/10, 1932а, с. 8—17.
- Скворцов Ю. А. Проблема туркестанского лёсса. — В кн.: Материалы по четвертичной геологии СССР. Л.; М.: Гос. науч.-техн. геол.-развед. изд-во, 1932б, ч. 1, с. 52—69. (Тр. ВГРО НКТП СССР; Вып. 225).
- Скворцов Ю. А. К вопросу о стратиграфическом значении погребенных почв в толщах лёсса. — За недра Средней Азии, 1933, N 3, с. 33—42.
- Скворцов Ю. А. К методике геоморфологической и четвертичной съемки. — Пробл. сов. геологии, 1934, т. 4, N 10, с. 144—153.
- Скворцов Ю. А. Элементы новейших тектонических движений Узбекистана. Ташкент, 1949. 38 с. (Тр. Средаз. гос. ун-та; Вып. 12).
- Скворцов Ю. А. К характеристике среднеазиатских лёссов. Ташкент: Изд-во САГУ, 1957, с. 5—63. (Тр. Средаз. гос. ун-та; Вып. 99, Кн. 10).
- Скобелев С. Ф., Флоренский П. В. Голоценовые тектонические деформации и оползни в Вахшской надвиговой зоне. — Геотектоника, 1974, N 5, с. 104—107.
- Сотникова М. В. Стратиграфическое значение хищных млекопитающих плиоцена и раннего плейстоцена: Автореф. дис. канд. геол.-минерал. наук. М.: ГИН АН СССР, 1985. 22 с.
- Спирidonov М. А. Особенности геологического строения гляциальных шельфов атлантической периферии Арктического бассейна. — В кн.: Северный Ледовитый океан и его побережье в кайнозое. Л.: Гидрометеоиздат, 1970, с. 47—52.
- Степанов И. Н., Абдуназаров У. К. Погребенные почвы в лёссах Средней Азии и их палеогеографическое значение. М.: Недра, 1977. 120 с.
- Стратиграфический кодекс СССР. Л.: ВСЕГЕИ, 1977. 79 с.
- Стратиграфия СССР. Четвертичная система. М.: Недра, 1982, Т. 1. 443 с.; 1984. Т. 2. 556 с.
- Судакова Н. Г. Стратиграфия Лихвинского (Чекалинского) опорного разреза. — В кн.: Хронология плейстоцена и климатическая стратиграфия. Л., 1973, с. 138—147.
- Талипов М. А., Королев В. Г. Джергаланский разрез как стратотип четвертичных отложений Северного Тянь-Шаня. — В кн.: Материалы по геологии кайнозоя и новейшей тектонике Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1970, с. 72—88.
- Тетюхин Г. Ф. О стратиграфии четвертичных отложений Приташкентского района. — В кн.: Материалы Всесоюз. совещ. по изуч. четвертич. периода. М.: Изд-во АН СССР, 1961, т. 3, с. 386—388.
- Тетюхин Г. Ф. Палеогеоморфология территории Узбекистана в четвертичный период. Ташкент: Фан, 1978. 72 с.
- Тетюхин Г. Ф., Ерошкин А. Ф., Попов В. И. О границе неогеновых и четвертичных отложений в Узбекистане. — В кн.: Граница неогена и четвертичной системы. М.: Наука, 1980, с. 208—215.
- Тормирдиаро С. В. Лёссово-ледовая формация Восточной Сибири в позднем плейстоцене и голоцене. М.: Наука, 1980. 184 с.
- Трофимов А. К. О возрасте и истории развития древних оледенений Западного и Юго-Восточного Памира. — В кн.: Новейший этап геологического развития территории Таджикистана. Душанбе, 1962, с. 253—282.
- Трофимов А. К., Григина О. М. Граница плиоцена и плейстоцена в Тянь-Шане по геологическим и палинологическим данным. — В кн.: Граница неогена и четвертичной системы. М.: Наука, 1980, с. 221—228.
- Трофимов И. Н. Группа лёссовых пород Таджикистана. — В кн.: Тр. Всесоюз. рабочего совещ. по итогам изучения четвертич. периода в Ташкенте в 1948 г. Ташкент: Изд-во АН УзССР, 1953, с. 46—112.
- Фауна млекопитающих. — В кн.: Граница неогена и четвертичной системы. М.: Наука, 1980, с. 236—268.
- Фаустов С. С., Ильичев В. А., Большаков В. А. Палеомагнетизм и абсолютный возраст отложений Лихвинского разреза. — В кн.: Хронология плейстоцена и климатическая стратиграфия. Л., 1973, с. 148—153.
- Федоров П. В. Плейстоцен Понто-Каспия. М.: Наука, 1978. 166 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 310).
- Федорович Б. А. Вопросы происхождения лёсса в связи с условиями его распространения в Евразии. — В кн.: Происхождение песчаного рельефа и лёсса: Материалы по геоморфологии и палеогеографии СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1960, с. 96—117. (Тр. Ин-та географии АН СССР; Т. 80(24)).
- Цейтлин С. М. Особенности развития плейстоценовых оледенений на северо-западе Сибирской платформы. — Докл. АН СССР, 1961, т. 138, N 4, с. 920—923.
- Чедия О. К. Современное и древнее оледенение Северного Дарваза и южного склона хребта Петра Первого. — Учен. зап. Тадж. гос. ун-та, 1955, т. 6, вып. 1, с. 13—34.
- Чедия О. К. Эволюция реки Хингоу в четвертичное время (Дарваз). — Тр. Ленингр. о-ва естествоиспытателей Отд. геологии и минералогии, 1957а, т. 69, вып. 2, с. 158—168.
- Чедия О. К. Позднечетвертичные поперечные подталия в Дарвазе. — Докл. АН СССР, 1957б, т. 112, N 4, с. 739—742.
- Чедия О. К. Зоны четвертичной аккумуляции и новейшая тектоника Дарваза. — Тр. Тадж. гос. ун-та, 1957в, т. 2, с. 3—44.
- Чедия О. К. Юг Средней Азии в новейшую

- эпоху горообразования. Кн. I. Континентальные кайнозойские накопления и геоморфология. Фрунзе: Илим, 1971. 331 с.
- Чедия О. К. Юг Средней Азии в новейшую эпоху горообразования. Кн. II. Новейшая тектоника и палеогеография. Фрунзе: Илим, 1972. 225 с.
- Чедия О. К., Лоскутов В. В. Палеогеография Памира и сопредельных стран в плиоцен-четвертичное время. — В кн.: Четвертичный период и его история. М.: Наука, 1965, с. 209—222.
- Чердынцев В. В. Уран-234. М.: Атомиздат, 1969. 308 с.
- Черняховский А. Г. О происхождении среднеазиатских лёссов. — Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода, 1966а, N 31, с. 21—31.
- Черняховский А. Г. Современное лёссовобразование в высокогорных степях внутреннего Тянь-Шаня. — В кн.: Современный и четвертичный континентальный литогенез. М.: Наука, 1966б, с. 17—34.
- Черняховский А. Г., Макарова О. В., Градусов Б. П., Крылов А. Г. К изучению природы ритмически построенных плиоцен-плейстоценовых толщ молассовой формации Таджикской депрессии. — Литология и полез. ископаемые, 1981, N 4, с. 101—113.
- Чжан Чзунху. Литологический и стратиграфический анализ лёссовых разрезов Лёссового плато Китая. — В кн.: Тез. докл. XI конгр. ИНКВА, М., 1982, т. 2, с. 323.
- Чистяков А. А. Горный аллювий. М.: Недра, 1978. 287 с.
- Шарапов Ш. Куруксайский комплекс позднплейстоценовых млекопитающих Таджикской депрессии: Автореф. дис. ... канд. биол. наук. Киев: Ин-т зоологии АН УССР, 1978. 17 с.
- Шараф Ш. Г., Будникова Н. А. Вековые изменения элементов орбиты Земли и астрономическая теория колебаний климатов. Л.: Наука, 1969, с. 48—84.
- Шелкопояс В. Н. Геохронология лёссовой формации по данным термолуминесцентного метода. — В кн.: Материалы по четвертичному периоду Украины. Киев: Наук. думка, 1974, с. 89—120.
- Шелкопояс В. Н. Геохронология лёссовой формации Украины по данным термолуминесцентного метода. — В кн.: Тез. докл. XI конгр. ИНКВА. М., 1982, т. 3, с. 355.
- Шик С. М. О самостоятельности московского оледенения. — Докл. АН СССР, 1957, т. 117, N 2, с. 283—286.
- Шик С. М. О самостоятельности московского оледенения. — Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода, 1959, N 23, с. 46—56.
- Шульц С. С. К вопросу о генезисе и морфологии речных террас. — Тр. Комис. по изуч. четвертич. периода, 1934, т. 3, вып. 2, с. 65—79.
- Щерба И. Г. Полизакская свита и ее стратиграфические аналоги в неогеновых молассах Афгано-Таджикской впадины. — Докл. АН СССР, 1979, т. 246, N 1, с. 175—178.
- Юрьев А. А. К вопросу о стратиграфии четвертичных (антропогенных) отложений Узбекистана. — Докл. АН УзССР, 1961, N 7, с. 31—34.
- Юсупова С. М. К минералогической характеристике лёссов Яванской долины. — В кн.: Новейший этап геологического развития территории Таджикистана. Душанбе, 1962, с. 143—187.
- Agrawal D.P., Bhatti D.K., Kusumgar Sh., Pant R.K. The Neogene/Quaternary boundary in India: A review. — Proc. Ind. Acad. Sci. B., 1981, vol. 90, N 2, p. 111—123.
- Agrawal D.P., Krishnamurthy P.V., Kusumgar Sh. et al. Chronostratigraphy of loessic and lacustrine sediments in the Kashmir valley, India. — Acta geol. Acad. sci. hung., 1979, t. 22, N 1/4, p. 185—196.
- Aguirre E., Pasini G. The Pliocene-Pleistocene boundary. — Episodes, 1985, vol. 8, N 2, p. 116—120.
- Aigner J.S. Important archaeological remains from North China. — In: Early Paleolithic in South and East Asia. The Hague; Paris: Mouton, 1978, p. 163—232.
- Aigner J.S. Archaeological remains in Pleistocene China. München, 1981. 351 p.
- Azzaroli A., Napoleone G. Magnetostatigraphic investigation of the Upper Siwaliks near Pinjor. — Riv. ital. paleontol., 1982, vol. 87, N 4, p. 739—762.
- Badam G.L. Pleistocene fauna of India. Pune, 1979. 250 p.
- Barry J.C., Lindsay E.H., Jacobs L.L. A biostratigraphic zonation of the middle and upper Siwaliks of the Potwar plateau of northern Pakistan. — Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., 1982, vol. 37, N 1, p. 95—130.
- Borsy Z., Felszerfalvi J., Szabo P.P. Termoluminescence dating of several layers of the loess sequences at Paks and Mende, Hungary. — Acta geol. Acad. sci. hung., 1979, t. 22, N 1/4, p. 451—461.
- Boulain M.J. Problèmes posés par les Sols rouges Méditerranéens. — Bull. Assoc. géogr. fr., 1967, N. 354, p. 2-16.
- Boule M., Breuil H., Licent E., Teilhard de Chardin P. Le paléolithique de la Chine. — Arch. Inst. Paleontol. Hum., Mem. 4. Paris, 1928.
- Brunnacker K. Neuere Ergebnisse über das Quartär am Mittel- und Niederrhein. — Fortschr. Geol. Rheinland und Westfalen, 1978, N 28, S. 111-122.
- Brunnacker K., Boenigk W., Dolezalek B. et al. Die Mittelterrassen am Niederrhein zwischen Köln und Mönchengladbach. — Forsch. Geol. Rheinland und Westfalen, 1978, H. 28, S. 277—324.
- Burbank D.W., Johnson G.D. Intermontane — basin development in the past 4 Myr in the north-west Himalaya. — Nature, 1982, vol. 298, N 5873, p. 432—436.
- Burbank D.W., Johnson G.P. The late Cenozoic chronologic and stratigraphic development of the Kashmir Intermontane Basin, Northwestern Himalaya. — Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., 1983, vol. 43, p. 205—235.
- Burbank D.W., Li Jijun. Age and palaeoclimatic significance of the loess of Lanzhou, north China. — Nature, 1985, vol. 316, N 6027, p. 429—431.
- Burbank D.W., Reynolds R.G.H. Sequential late Cenozoic structural disruption of the northern

- Himalayan fordeep. — *Nature*, 1984, vol. 311, N 5982, p. 114—118.
- Currey D.R. Coastal geomorphology of Great Salt Lake and vicinity. — *Bull. Utah geol. and Miner. Surv. Great Salt Lake*, 1980, p. 69—82.
- De Terra H., Paterson T.T. Studies on the Ice Age in India and associated human cultures. Wash. (D.C.), 1939. 354 p.
- De Terra H., Teilhard de Chardin P.T. Observations on the Upper Siwalik formation and later Pleistocene deposits in India. — *Proc. Amer. Philos. Soc.*, 1936, vol. 76, p. 791—822.
- Emiliani C. Pleistocene temperatures. — *J. Geol.*, 1955, vol. 63, p. 538—578.
- Emiliani C. Paleotemperature analysis of the Caribbean cores P 6304-8 and P 6304-9, and a generalized temperature curve for the past 425,000 years. — *J. Geol.*, 1966, vol. 74, p. 109—126.
- Emiliani C. Quaternary paleotemperatures and the duration of the high temperature intervals. — *Science*, 1972, vol. 178, N 4059, p. 398—401.
- Fink J. Paleomagnetic research in the northeastern foothills of the Alps and in the Vienna basin. — *Acta geol. Acad. sci. hung.*, 1979, t. 22, N 1/4, p. 111—124.
- Fink J., Fischer H., Klaus W. et al. Exkursion durch den Österreichischen teil des Nördlichen Alpenvorlandes und den Donaauraum zwischen Krems und Wiener pforte. Wien, 1976. Bd. 1. 113 S.
- Fink J., Koci A., Kohl H., Pevsner M.A. Paleomagnetic research in the northern foothills of the Alps and the question of correlation of terraces in the upper reach of the Danube: Rep. N 5 on the sess. in Novosibirsk, July, 1978. — In: IGCP project Quaternary glaciations in the Northern Hemisphere. Pr., 1979, p. 108—113.
- Fink J., Kukla G.J. Pleistocene climates in Central Europe: At least 17 interglacials after the Olduvai event. — *Quatern. Res.*, 1977, vol. 7, p. 363—371.
- Fink J., Nagl H., Bardolf G. et al. Quartäre Sedimente und Formen: M 1:1 000 000. Österreich-Atlas, 1975.
- Fink J., Piffel L. The Danube from Krems to Vienna. — In: Quaternary studies/Ed. R.P. Suggate, M.M. Cresswell. Wellington: Roy. Soc. of New Zealand, 1975, p. 127—132.
- Fossil man in China. Hong Kong: Mus. of Hist., 1983. 108 p.
- Gill W.D. The stratigraphy of the Siwalik series in the northern Potwar, Punjab, Pakistan. — *Quart. J. Geol. Soc. London*, 1952, vol. 107, N 428, p. 375—394.
- Heller F., Liu Tung-sheng. Magnetostratigraphical dating of loess deposits in China. — *Nature*, 1982, vol. 300, N 5891, p. 431—433.
- Horowitz A. The Quaternary of Israel. New York; San Francisco: Acad. press, 1979. 394 p.
- Horowitz A., Gat J.R. Floral and isotopic indications for possible summer rains in Israel during wetter climates. — *Pollen et spores*, 1984, vol. 26, N 1, p. 61—68.
- Jia Lanpo. Early man in China. Beijing, 1980. 60 p.
- Johnson G.D., Zeitler P., Naeser C.W. et al. The occurrence and fission-track ages of late Neogene and Quaternary volcanic sediments, Siwalik group, northern Pakistan. — *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 1982, vol. 37, N 1, p. 63—93.
- Khan E. The role of palaeontology in the study of the Pleistocene. — *Proc. Ind. Acad. Sci. A*, 1971, vol. 37, N 2, p. 110—113.
- Khan M.J., Opdyke N.D. The magnetic polarity stratigraphy and correlation of the upper Siwalik sediments from the Bhattani Range, North West frontier province, Pakistan. — *Phys. Earth and Planet. Inter.*, 1981, vol. 24, p. 133—141.
- Kretzoi M., Pécsi M. Pliocene and Pleistocene development and chronology of the Pannonian Basin. — *Acta geol. Acad. sci. hung.*, 1979, t. 22, N 1/4, p. 3—33.
- Kukla G. Correlation between loesses and deep-sea sediments. — *Geol. fören. Stockholm förhandl.*, 1970, vol. 92, p. 148—180.
- Kukla G. Pleistocene land-sea correlations. 1. Europe. — *Earth-Sci. Rev.*, 1977, vol. 13, N 4, p. 307—374.
- Kukla G. The classical European glacial stages: Correlation with deep-sea sediments. — *Trans. Neb. Acad. Sci.*, 1978, vol. 6, p. 57—93.
- Kukla G. End of the last interglacial: A predictive model of the future? — In: *Palaeoecology of Africa and the surrounding islands*. Rotterdam, 1980, vol. 12, p. 395—408.
- Kukla G., Berger A., Lotti R., Brown J. Orbital signature of interglacials. — *Nature*, 1981, vol. 290, p. 295—300.
- Kurtén B. An attempted parallelization of the Quaternary mammalian faunas of China and Europe. Helsingfors, 1960a. 12 p. (Soc. sci. fenn. Comment. biol.; N 23).
- Kurtén B. Chronology and faunal evolution of the earlier European glaciations. — *Comment. biol. Soc. sci. fenn.*, 1960b, vol. 21, N 5, p. 1—62.
- Kurtén B. Pleistocene mammals of Europe. L., 1968. 317 p.
- Li Hua-mei, Wang Jun-da. Magnetostratigraphic study of several typical geologic sections in North China. — In: *Quaternary geology and environment of China*. Beijing: China Ocean press, 1982, p. 33—37.
- Lindsay E.H., Opdyke N.D., Johnson N.M. Pliocene dispersal of the horse *Equus* and late Cenozoic mammalian dispersal events. — *Nature*, 1980, vol. 287, p. 135—138.
- Liu Tung-sheng, Ding Meng-lin. Pleistocene stratigraphy and Plio-Pleistocene boundary in China. — In: *Quaternary geology and environment of China*. Beijing: China Ocean press, 1982, p. 1—6.
- Liu Yulan, Wen Qizhong, Chen Qingmu. F/Cl ratio in Luochuan loess section, Shaanxi province — a geochemical index for paleoclimatic fluctuation. — *Geochimica*, 1981, vol. 12, N 4, p. 388—391.
- Liu Ze-chun. Climatostratigraphy of the sediments in the Peking man's cave. — In: *Quaternary*

- geology and environment of China. Beijing: China Ocean press, 1982, p. 25—31.
- Loess in China/Ed. Wang Yongyan, Zhang Zong-hu. Shaanxi: People's Art Publ. House, 1980.
- Loubere P. The western Mediterranean during the last glacial: Attacking a no-analog problem. — *Mar. Micropaleontol.*, 1982, vol. 7, N 4, p. 311—325.
- McIntyre A., Moore T.C., Andersen B. et al. The surface of the Ice-Age-Earth. — *Science*, 1976, vol. 191, p. 1131—1137.
- Milne I.P.G., Smalley I.J. Loess deposits in the southern part of the North Island of New Zealand: An outline stratigraphy. — In: *Abstr. of pap. and field-workshop on the stratigr. of loess and alluvial deposits*. Budapest, 1979, p. 32—35.
- Montfrans H.M. Paleomagnetic dating in the North Sea basin. Rotterdam, 1971. 113 p. (Earth and Planet. Sci. Lett.).
- Movius H.L. Early man and Pleistocene stratigraphy in southern and eastern Asia. — *Pap. Peabody Mus.*, 1944, vol. 19, N 3.
- Nanda A.C. A note on the biostratigraphy of the Upper Siwaliks of Naraingarh Tehsil, Ambala. — *Curr. Sci.*, 1973, vol. 42, N 9, p. 319.
- Nanda A.C. Occurrence of the pre-Pinjar beds in the vicinity of Chandigarh. — In: *Neogene/Quaternary boundary field conf.*, India, 1979: *Proc. Calcutta*, 1981, p. 113—116.
- Nikiforova K.V. Where to draw the boundary between the Neogene and Quaternary. — *Nature and resources*, 1985, vol. 21, N 3.
- Opdyke N.D., Lindsay E., Johnson G.D. et al. Magnetic polarity stratigraphy and vertebrate paleontology of the upper Siwalik subgroup of northern Pakistan. — *Palaeogeogr. Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 1979, vol. 27, N 1, p. 1—34.
- Opdyke N.D., Lindsay E., Kukla G. Evidence for earlier date of Ubeidiya, Israel Hominid site. — *Nature*, 1983, vol. 304, N 5924, p. 375.
- Parkin D.W., Shackleton N.J. Trade wind and temperature correlations down a deep-sea core off the Saharan coast. — *Nature*, 1973, vol. 245, N 5426, p. 455—456.
- Pécsi M. Is typical loess older than one million years? — In: *Lithology and stratigraphy of loess and paleosols*, Budapest, 1984, p. 213—224.
- Pécsi M., Pécsi-Donáth E., Szebenyi E. et al. Paleogeographical reconstruction of fossils in Hungarian loess. — *Különnyomat a földrajzi kozl.*, 1977, N 1/3, p. 94—128.
- Pécsi M., Szebenyi E., Pevzner M.A. Upper Pleistocene litho- and chronostratigraphical type profile from the exposure at Mende. — *Acta geol. Acad. sci. hung.*, 1979a, vol. 22, N 1/4, p. 371—389.
- Pécsi M., Szebenyi E., Schweitzer F. et al. Complex evaluation of Dunaföldvár loesses and fossil soils. — *Acta geol. Acad. sci. hung.*, 1979b, vol. 22, N 1/4, p. 513—537.
- Petersen K.S. Stratigraphical position of Weichselian tills in Denmark. — *Striae*, 1984, vol. 20, p. 75—78.
- Pilbeam D., Barry J., Meyer G.F. et al. Geology and palaeontology of Neogene strata of Pakistan. — *Nature*, 1977, vol. 270, N 5639, p. 684—689.
- Prasad K.N. Observations on the Neogene/Quaternary formations in India, China and Java. — *Proc. Knkl. nederl. akad. wetensch.*, B, 1975, vol. 78, N 5, p. 392—397.
- Prasad K.N. Studies on Neogene/Quaternary boundary in India and adjacent countries. — *Proc. Khkl. nederl. akad. wetensch. B*, 1982, vol. 85, N 4, p. 455—468.
- Rendell H. The Pleistocene sequence in the Soan Valley, Northern Pakistan. — In: *South Asian Archaeology*, 1981. Cambridge: Univ. press, 1984, p. 3-9.
- Ronai A. Stages of the Quaternary in Hungary. — *Biul. Inst. geol.*, 1981, N 321, p. 59—62.
- Ronai A., Szemethy A. Paleomagnetic investigation of the 1110 m sediment core from the Devavanya scientific exploration borehole. — In: *Guidebook for conference and field-workshop on the stratigraphy of loess and alluvial deposits*. Budapest, 1979, p. 63—82.
- Sarnthein M. Sand deserts during glacial maximum and climatic optimum. — *Nature*, 1978, vol. 272, N 5648, p. 43—46.
- Sastry M.V.A. Status of Neogene-Quaternary boundary in India. — In: *Neogene/Quaternary boundary field conf.*, India, 1979: *Proc. Calcutta*, 1981, p. 1-4.
- Sastry M.V.A., Dutta A.K. Review on Neogene-Quaternary boundary in India. — In: *The Neogene-Quaternary boundary: II symp. Bologna*, 1975, p. 331—340.
- Schultz C.B. Late Cenozoic valley fills, stratigraphy and mammals related to the Neogene-Quaternary boundary in North America. — In: *Neogene/Quaternary boundary field conf.*, India, 1979: *Proc. Calcutta*, 1981, p. 163—168.
- Shackleton N.J., Opdyke N.D. Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of Equatorial Pacific core V28-238: Oxygen isotope temper and ice volumes on a 10^3 year and 10^6 year scale. — *Quatern. Res.*, 1973, vol. 3, p. 39—55.
- Shackleton N.J., Opdyke N.D. Oxygen-isotope and paleomagnetic stratigraphy of Pacific core V28—239, late Pliocene to latest Pleistocene. — *Geol. Soc. Amer. Mem.*, 1976, vol. 145, p. 449—464.
- Shackleton N.J., Opdyke N.D. Oxygen isotope and paleomagnetic evidence for early Northern Hemisphere glaciation. — *Nature*, 1977, vol. 270, N 5634, p. 216—219.
- Singh I.B. Sedimentation pattern in the Karewa basin, Kashmir valley, India, and its geological significance. — *J. Palaeontol. Soc. Ind.*, 1982, vol. 27, p. 71—110.
- Suc J.P., Zagwijn W.H. Plio-Pleistocene correlations between the northwestern Mediterranean region and northwestern Europe according to recent biostratigraphic and palaeoclimatic data. — *Boreas*, 1983, vol. 12, p. 153—166.
- Tandon S.K., Kumar R., Koyama M., Niitsuma N. Magnetic polarity stratigraphy of the Upper Siwalik subgroup, east of Chandigarh, Punjab Sub-Himalaya, India. — *J. Geol. Soc. Ind.*, 1984, vol. 25, N 1, p. 45—55.

- Teilhard de Chardin P., Piveteau J.* Les mammifères fossiles de Nihowan (China). P., 1930. 134 p. (Ann. paléontol.; T. 19).
- Van Donk J.* An ^{18}O record of the Atlantic Ocean for the entire Pleistocene epoch. — Geol. Soc. Amer. Mem., 1976, vol. 145, p. 147—164.
- Wen Qizhong, Sun Fuqing, Diao Guiyi, Yu Suhua.* Ratios of oxides and relative values of weathering leaching or accumulation in Luochuan loess section, Shaanxi province and their geological significance. — *Geochimica*, 1981, vol. 12, p. 381—387.
- Wen Qizhong, Diao Guiyi, Sun Fuqing.* Geochemical characteristics of loess in Luochuan section, Shaanxi province. — In: *Loess and the Quaternary*. Budapest, 1985, p. 65—77.
- Wu Pukang, Liu Shenglong.* Peking Man. — *Sci. Amer.*, 1983, vol. 248, N 5, p. 78—87.
- Wu Xihao.* The Quaternary glaciations and the tectono-climatic cycles in the Beijing area. — *Mar. Geol. and Quatern. Geol.*, 1983, vol. 3, p. 120—121.
- Zagwijn W.H.* Aspects of the Pliocene and early Pleistocene vegetation in the Netherlands. — *Meded. Rijks geol. dienst. C*, 1960, vol. 11, N 5, p. 1—78.
- Zagwijn W.H.* Pollenanalytic studies of Holsteinian and Saalian beds in the northern Netherlands. — *Meded. Rijks geol. dienst. N.S.*, 1973, vol. 24, p. 139—156.
- Zagwijn W.H.* Les problèmes de la subdivision du Pleistocene moyen des Pays-Bas. — *Bull. Assoc. fr. etude Quatern.*, 1974a, N 40/41, p. 105—107.
- Zagwijn W.H.* The palaeogeographic evolution of the Netherlands during the Quaternary. — *Geol. en mijnbouw*, 1974b, vol. 53, N 6, p. 369—385.
- Zagwijn W.H.* Vegetation, climate and radiocarbon datings in the late Pleistocene of the Netherlands. — *Meded. Rijks geol. dienst. N.S.*, 1974c, vol. 25, N 3, p. 101—111.
- Zagwijn W.H.* A macroflora of Holsteinian age from the northern part of the Netherlands. — *Rev. Palaeobot. and Palynol.*, 1978, N 26, p. 243—248.
- Zagwijn W.H.* Early and Middle Pleistocene coastlines in the Southern North Sea basin. — In: *The Quaternary history of the North Sea*. Uppsala, 1979, p. 31—42. (*Acta Univ. Uppsala Symp.*; N 2).
- Zagwijn W.H., Doppert J.W., Chr.* Upper Cenozoic of southern North Sea basin: Palaeoclimatic and palaeogeographic evolution. — *Geol. en mijnbouw*, 1978, vol. 54, N 4, p. 577—588.
- Zagwijn W.H., Montfrans H.M., Zandstra J.G.* Subdivision of the "Cromerian" in the Netherlands: Pollenanalysis, palaeomagnetism and sedimentary petrology. — *Geol. en mijnbouw*, 1971, vol. 50, N 1, p. 41—58.
- Zhang Zonghu.* Lithological and stratigraphical analysis on the loess profiles of the Loess Plateau in China. — *Mar. geol. and Quatern. Geol.*, 1983, vol. 3, N 3, p. 1—15.
- Zhang Zonghu.* Lithological and stratigraphical analysis on loess profiles of the Loess Plateau in China. — In: *Lithology and stratigraphy of loess and paleosols*. Budapest, 1984, p. 259—270.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
ГЛАВА ПЕРВАЯ	
Краткий обзор истории изучения верхнеплиоцен-четвертичных отложений Южного Таджикистана	7
ГЛАВА ВТОРАЯ	
Принципы стратиграфического расчленения верхнеплиоцен-четвертичных отложений Южного Таджикистана	14
ГЛАВА ТРЕТЬЯ	
Стратиграфия верхнеплиоцен-четвертичных отложений	22
Верхний плиоцен	22
Эоплейстоцен	34
Нерасчлененные верхнеплиоцен-эоплейстоценовые отложения	45
Плейстоцен	51
ГЛАВА ЧЕТВЕРТАЯ	
Особенности геологического развития Южного Таджикистана в антропогене	71
ГЛАВА ПЯТАЯ	
Корреляция верхнеплиоцен-четвертичных отложений, геологические события и стратиграфические границы	86
Средняя Азия	86
Северный Китай	103
Север Индии и Пакистана	111
Европейская территория СССР	120
Западная Европа	129
Изотопно-кислородная шкала	135
Геологические события в антропогене	140
О неоген-четвертичной границе	146
Заключение	148
Литература	152

CONTENTS

Introduction	3
CHAPTER ONE	
Brief history of studying of the upper Pliocene-Quaternary deposits in South Tajikistan	7
CHAPTER TWO	
Principles of stratigraphic subdividing of the upper Pliocene-Quaternary deposits in South Tajikistan	14
CHAPTER THREE	
Stratigraphy of the upper Pliocene-Quaternary deposits	22
Upper Pliocene	22
Eopleistocene	34
Non-subdivided upper Pliocene-Eopleistocene deposits	45
Pleistocene	51
CHAPTER FOUR	
Geological development of South Tajikistan in the Anthropogene	71
CHAPTER FIVE	
Correlation of the upper Pliocene-Quaternary deposits, geological events and stratigraphic boundaries	86
Central Asia	86
North China	103
North India and Pakistan	111
European territory of the USSR	120
West Europe	129
Oxygen-isotope scale	135
Geological events in the Anthropogene	140
Neogene-Quaternary boundary	146
Conclusion	148
Bibliography	152

Андрей Евгеньевич Додонов
АНТРОПОГЕН ЮЖНОГО ТАДЖИКИСТАНА

*Утверждено к печати
ордена Трудового Красного Знамени
Геологическим институтом АН СССР*

Редактор издательства *Н.М. Митяшова*
Художник *Б.Н. Шеповалов*
Художественный редактор *Л.В. Кабатова*
Технический редактор *А.Л. Шелудченко*
Корректор *И.Г. Мартянова*

Набор выполнен в издательстве
на электронной фотонаборной системе

ИБ N 31178

Подписано к печати 04.06.86. Т — 03595
Формат 70×100¹/₁₆. Бумага для глубокой печати
Гарнитура Таймс. Печать офсетная
Усл. печ. л. 13,7+0,4 вкл. Усл. кр.-отт. 14,4
Уч.-изд.л. 16,6. Тираж 600 экз. Тип. зак. 374
Цена 2р. 50к.

Ордена Трудового Красного Знамени
издательство "Наука"
117864 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90
Ордена Трудового Красного Знамени
1-я типография издательства "Наука"
199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12

В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ "НАУКА"

готовятся к печати:

Кеппежинская К.Б., Кеппежинская В.В., Зайцев Н.С. Эволюция земной коры Монголии в докембрии—кембрии. 17 л.

Описаны классификация метаморфических формаций и модель структурно-метаморфической эволюции земной коры МНР в докембрии—кембрии. Особое внимание уделено соотношениям формаций дорифейского фундамента с рифей-кембрийскими метаофиолитовыми формациями. Показано, что офиолиты представляют собой реликты палеоокеанического типа. На основе сводки геохимических данных приведено сопоставление металлов офиолитовой ассоциации МНР с эталонными комплексами мира и вулканитами главных геотектонических обстановок океана.

Для геологов, петрографов, литологов.

Лебедев Е.Л. Стратиграфия и возраст Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. 18 л.

Рассмотрены возраст вулканогенного пояса, стратиграфия и этапность его развития, влияние вулканизма на климат. Приведены особенности расчленения и прослеживания разновозрастных вулканогенных толщ. Рассмотрена эволюция меловых флор пояса, отражающая этапность развития флор возвышенных местообитаний. На материале Охотско-Чукотского пояса показана возможность широкого применения палеоботанического метода для расчленения и корреляции мощных наземных вулканогенных толщ контрастного состава.

Для геологов, палеовулканологов, палеоботаников.

Чайковский В.К. Геология и металлогения фундамента Русской платформы. 16 л.

Книга посвящена рассмотрению истории дорифейского рудообразования в связи с геологическим развитием фундамента Русской платформы. На основе обширного геологического, главным образом литературного, материала исследований наиболее доступных изучению поднятий и выступов кристаллического фундамента рассмотрены и установлены соотношения между геологическими процессами формирования земной коры и рудообразованием на протяжении около 3 млрд. лет начального периода геологической истории.

Для геологов, тектонистов, литологов.

Шульдинер В.И., Высоцкий С.В., Ханчук А.И. Фундамент тихоокеанских активных окраин. 18 л.

Охарактеризованы три типа земной коры, образующие фундамент тихоокеанских окраин. Главное внимание уделено происхождению мафической коры и ее соотношениям с другими типами кор и современными

2 р. 50 к.

