

А.Е.ДОДОНОВ

# ЧЕТВЕРТИЧНЫЙ ПЕРИОД СРЕДНЕЙ АЗИИ

ГЕОС



РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК  
Геологический институт



РОССИЙСКИЙ ФОНД ФУНДАМЕНТАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ



RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES  
Geological Institute

THE RUSSIAN FOUNDATION FOR BASIC RESEARCH



**A.E.Dodonov**

**QUATERNARY  
OF MIDDLE ASIA**

**STRATIGRAPHY, CORRELATION, PALEOGEOGRAPHY**

*Transactions, vol. 546*

Founded in 1932

**А.Е.Додонов**

**ЧЕТВЕРТИЧНЫЙ ПЕРИОД  
СРЕДНЕЙ АЗИИ**

**СТРАТИГРАФИЯ, КОРРЕЛЯЦИЯ, ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ**

*Труды, вып. 546*

Основаны в 1932 году

МОСКВА  
ГЕОС  
2002



ББК 26.323  
Д 60  
УДК 551.79(235.2)

**Додонов А.Е. Четвертичный период Средней Азии: Стратиграфия, корреляция, палеогеография. – М.: ГЕОС, 2002. – 250 с. + вклейка 4 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 546)  
ISBN 5-89118-299-8**

В монографии изложены новейшие данные по изучению четвертичного периода Средней Азии. Используются палеонтологические, магнитные и палеомагнитные, климатостратиграфические, геохронологические и геоархеологические материалы. Приведена характеристика стратиграфического строения средне-верхнеплиоценовых и четвертичных аллювиально-пролювиальных отложений основных страторегионов Средней Азии. Представлена детальная климатостратиграфия лёссово-почвенных серий для последних 2 млн лет и обосновано сопоставление лёссово-почвенной и изотопно-кислородной шкал. Освещены вопросы геологии палеолита. Согласно предложенной палеоклиматической модели рассмотрены временные и пространственные соотношения в развитии процессов эоловой седиментации и почвообразования. Охарактеризованы этапы формирования рельефа и развития высокогорного оледенения. Даны широкие межрегиональные корреляции средне-верхнеплиоценовых и четвертичных отложений Средней Азии, Северного Китая, северных районов Индии и Пакистана, Восточной и Западной Европы.

Для геологов, географов, археологов и специалистов по экологии и мониторингу природных процессов.

Табл. 16. Ил. 75. Фото 8. Библ. 776 назв.

**Публикуется при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 02-05-78015)**

**Редакционная коллегия:**

*Ю.Г.Леонов (главный редактор), М.А.Ахметьев, Ю.О.Гаврилов,  
Ю.В.Карякин, С.А.Куренков, М.А.Семихатов*

***Dodonov A.E. Quaternary of Middle Asia: Stratigraphy, correlation, paleogeography. – Moscow: GEOS, 2002. – 250 p. (Transactions of GIN RAS; Vol. 546)***

The monography contains the new data on the Quaternary geology of Middle Asia. Different paleontological, magnetic and paleomagnetic, climatostratigraphic, geochronological and geoarchaeological materials are used. Stratigraphic subdivision of the Middle-Upper Pliocene and Quaternary alluvial and proluvial deposits in the key regions of Middle Asia is characterized. For the last 2 Ma the detailed loess-paleosol climatostratigraphic scheme was compiled and its correlation with the oxygen isotope scale was substantiated. The problems of geoarchaeology are considered. The temporal and spatial relationships of eolian and soil forming processes are discussed on the basis of the proposed paleoclimatic model. The main stages of paleotopography formation and high mountain glaciation were revealed. The interregional correlations of the Middle and Upper Pliocene and Quaternary deposits in Middle Asia, Northern China, North India and Pakistan as well as in Eastern and Western Europe, are suggested.

For geologists, geographers, archaeologists and specialists on ecology and environmental monitoring.

Tables 16. Fig. 75. Photos 8. Ref. 776.

**Published at financial support of the Russian Foundation for Basic Research (grant 02-05-78015)**

**Editorial Board:**

*Yu.G.Leonov (Editor-in-Chief), M.A.Akhmetiev, Yu.O.Gavrilov,  
Yu.V.Kariakin, S.A.Kurenkov, M.A.Semikhatov*

*На первой странице обложки: лёссово-почвенная формация – разрез Тагиджар, Южный Таджикистан, район Ховалинга.*

*На четвертой странице обложки: разрез аллювиально-пролювиальных отложений эоплейстоцена в долине Курукская, Южный Таджикистан.*

ISBN 5-89118-299-8  
Д 60  
ББК 26.323

© А.Е.Додонов, 2002  
© ГИН РАН, 2002  
© ГЕОС, 2002

Многообразие и уникальность геологических объектов верхнего кайнозоя Средней Азии всегда привлекали внимание исследователей. Плиоцен-четвертичный этап геологического развития, сопровождавшийся активным воздыманием горных сооружений, ярко запечатлелся в морфологии рельефа Памира и Тянь-Шаня. Широкий размах процессов денудации и аккумуляции в сочетании с палеоклиматическими изменениями нашел отражение в строении разнофациальных толщ плиоцен-четвертичных отложений, заполняющих обширные предгорные и межгорные впадины. Местонахождения фауны млекопитающих, наличие памятников каменного века и широкое развитие лёссово-почвенных образований в регионе придают большую значимость многим геологическим объектам при решении вопросов стратиграфии, межрегиональной корреляции и палеогеографии четвертичного периода.

В поле нашего зрения находятся главным образом межгорные и предгорные впадины, располагающиеся на территории Таджикистана, Узбекистана, Кыргызстана и Южного Казахстана, где наиболее полно отразилась последовательность геологической летописи за позднеплиоцен-четвертичное время. Высокогорные области, с которыми связаны горные оледенения, также играют важную роль при рассмотрении причинно-следственных связей в развитии геологических событий в четвертичном периоде, но полнота геологической летописи по ледниковым отложениям остается недостаточной. Особую значимость имеют лёссово-почвенные разрезы, обладающие высоким разрешением в климатостратиграфических и корреляционных построениях.

Использование природных ресурсов Средней Азии и осуществление геологического картирования, поиски полезных ископаемых, а также гидроэнергетическое, мелиоративное и промышленное строительство требуют широких знаний по четвертичной геологии. Одной из наиболее фундаментальных проблем в изучении четвертичного периода Средней Азии является разработка детальной стратиграфии четвертичных отложений и корреляция геологических событий. Это мотивируется хозяйственной деятельностью человека и возрастающими потребностями охраны окружающей среды. При изучении окружающей среды прошлого большое значение имеет решение вопросов синхронизации геологических событий как на континенте, так и в системе континент–океан, что достигается на основе стратиграфических и корреляционных построе-

ний. Известно, что при анализе современных изменений окружающей среды и их прогнозе часто используются палеогеографические реконструкции четвертичной эпохи. При изучении различных палеогеографических зон внетропического пространства особенно важно рассмотрение вопросов, связанных с оценкой временных и пространственных соотношений в развитии аридных и плювиальных фаз палеоклимата низких широт в сравнении с ледниковыми и межледниковыми событиями умеренных широт.

Главная цель проведенных исследований в Средней Азии – это разработка и детализация стратиграфической шкалы четвертичного периода, основывающейся на био-климатостратиграфических данных, анализе геолого-геоморфологического строения рельефа, геоархеологических и физических (палеомагнитный, термолюминесцентный, радиоуглеродный) методах датирования четвертичных отложений.

Ставились следующие задачи.

**1. Всестороннее изучение местонахождений фауны млекопитающих.** Роль фауны млекопитающих в биостратиграфии континентальных отложений плиоцена и плейстоцена постоянно возрастала с конца 50-х годов по мере открытия новых местонахождений. Однако не всегда однозначно решались вопросы геологической привязки костеносных горизонтов, что затрудняло их использование в стратиграфических построениях.

**2. Привлечение данных по геологии лёссово-почвенной формации для создания климатостратиграфической шкалы.** Лёссовые покровы рассматривались большим числом исследователей как отложения водного генезиса, и их возраст ошибочно отождествлялся со временем формирования подстилающих аллювиально-пролювиальных образований. Автором приведены аргументы в пользу теории золотого происхождения лёссов, выдвинутой и обоснованной в работах Ф.Рихтгофена, И.В.Мушкетова, В.А.Обручева, П.А.Тутковского, А.И.Москвитина, Н.И.Кригера и других исследователей. Такое понимание генезиса лёссов означает недостаточность, а порой и ошибочность, применения чисто геоморфологического принципа стратиграфического расчленения покровных образований, использовавшегося при обосновании возрастной последовательности комплексов аллювиально-пролювиальных террас. Хорошо выраженная в лёссово-почвенных разрезах цикличность, представленная чередованием горизонтов погребенных почв

и лёссов, позволяет выделять дробные климато-стратиграфические единицы регионального и межрегионального значения. В работе большое внимание уделено детальному изучению палеопочвенных горизонтов, что позволило значительно детализировать представления о строении климатических оптимумов. Исследования показали, что лёссово-почвенные разрезы Средней Азии обладают исключительной полнотой, отражая позднеплистоцен-четвертичный этап субазального седиментогенеза за последние 2—2,5 млн лет.

**3. Геохронологическое обоснование возраста горизонтов погребенных почв и лёссов.** Оценка возраста почвенных горизонтов в верхней части стратиграфической шкалы остается сложным вопросом, и от его решения зависит правильность возрастной калибровки лёссово-почвенных серий в интервале палеомагнитной эпохи Брюнес. Начиная с 70-х годов на основании термолюминесцентного датирования, проводившегося В.Н.Шелкоплясом (Киев), были даны первые оценки “абсолютного” возраста горизонтов лёссов и погребенных почв. На первом этапе эти данные сыграли большую роль в развитии стратиграфии лёссово-почвенной формации Средней Азии. Вместе с тем, неоднозначные результаты датирования верхних горизонтов ископаемых почв дали повод интерпретировать возраст верхних четырех (схема А.Е.Додонова и А.В.Пенькова) или только трех (схема А.А.Лазаренко) почвенных горизонтов в рамках последних 130—150 тыс. лет. В дальнейшем критика и той и другой схем с точки зрения методического подхода в технологии термолюминесцентного датирования, а также вновь полученные результаты аналогичных работ в Китае и Венгрии побудили провести дополнительные исследования для уточнения возраста верхних горизонтов лёссов. Это было важно также для выяснения возраста вновь открытых археологических местонахождений, заключенных в палеопочвах.

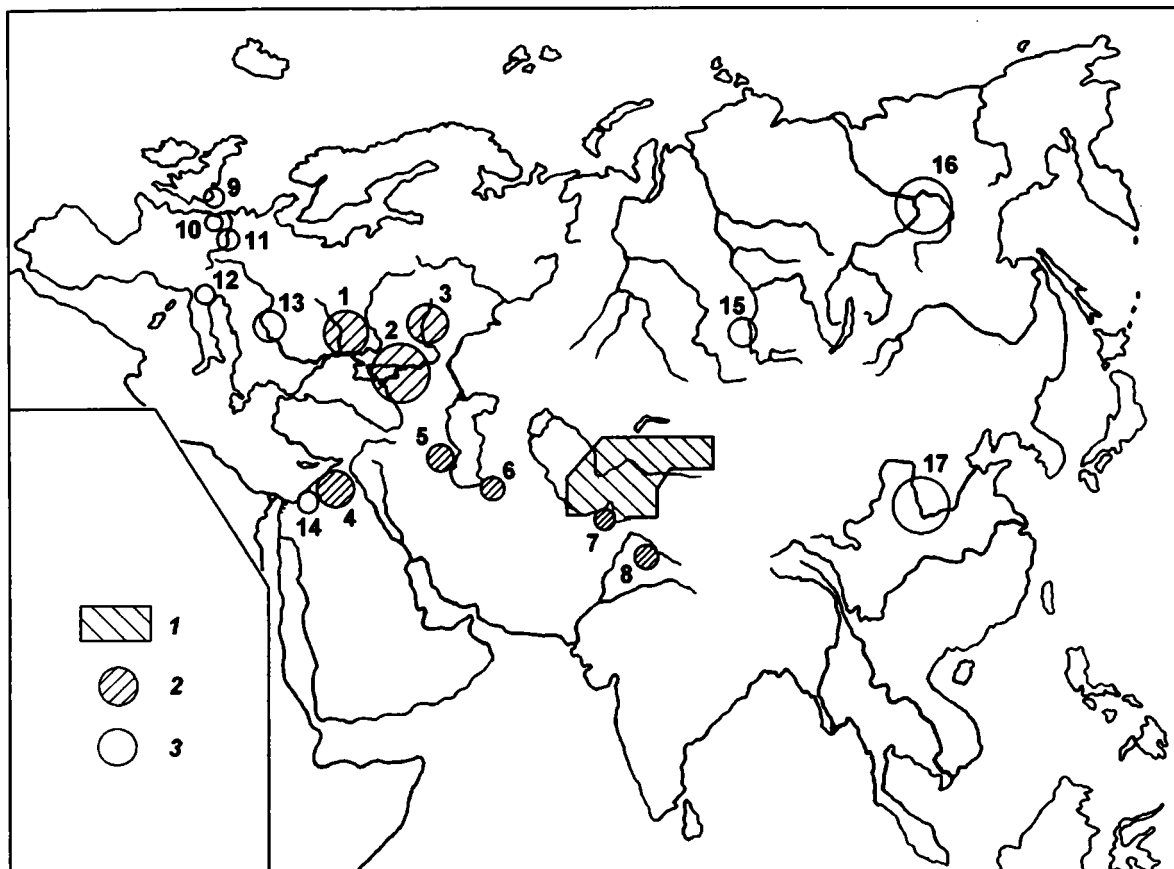
Исследования проводились в рамках четырехлетнего (1993—1996 гг.) международного проекта, в котором участвовали Годвинская лаборатория Кембриджского университета (Англия), Кёльнский университет (Германия), Институт истории, археологии и этнографии Таджикской академии наук, Отдел географии и экологии Таджикской академии наук, Научно-исследовательский институт сельского хозяйства (Пенза) и Лаборатория стратиграфии четвертичного периода Геологического института РАН. Проект поддерживался Королевским научным обществом Англии и международной организацией INTAS. Согласно вновь полученным дан-

ным возраст 1-го педокомплекса (ПК1) был определен в пределах 130—70 тыс. лет, что соответствует последнему межледниковью, а возраст нижерасположенных педокомплексов значительно удвинулся.

**4. Изучение геологии и геохронологии палеолитических местонахождений, приуроченных к ископаемым почвам — так называемого лёссового палеолита.** Одни из первых палеолитических находок в погребенных почвах разреза Каратау (Южный Таджикистан) были открыты А.А.Лазаренко. Автором настоящей работы был обнаружен и детально изучался целый ряд новых археологических местонахождений — Кайрубак, Лахути, Тагиджар, Хонако, Карамайдан, Кульдара. Последний памятник был открыт В.А.Рановым. Открытие и изучение принципиально нового для региона типа археологических памятников — лёссового палеолита — существенно дополнило представления о развитии палеолита в Средней Азии и создало новые предпосылки для решения вопросов периодизации каменных индустрий. Необходимо отметить, что наряду с решением вопросов, связанных с периодизацией палеолита, новые данные по геоархеологии позволили получить очень важные дополнительные сведения о возрасте верхних почвенных горизонтов в лёссово-почвенной шкале. В настоящее время можно утверждать, что в Южном Таджикистане известна серия палеолитических местонахождений в ископаемых почвах, возраст которых охватывает последние 900 тыс. лет. Находки артефактов на разных возрастных уровнях в палеопочвах дают возможность проследить развитие каменных индустрий за длительный отрезок времени, что представляет собой уникальный пример в подобных исследованиях для понимания истории заселения Средней Азии древним человеком.

**5. Корреляция четвертичных отложений в региональном и межрегиональном масштабах, сопоставление лёссово-почвенной и изотопно-кислородной шкал; корреляция аридно-плювиальных фаз Средней Азии с ледниково-межледниковыми эпохами умеренных широт.** Этот аспект исследований нацелен на то, чтобы разобраться с очень сложными вопросами относительно синхронности или диахронности геологических событий в разных ландшафтно-климатических зонах. Отсутствие прямых приемов корреляции четвертичных отложений на значительных отрезках временной шкалы порождает неоднозначные подходы в интерпретации пространственно-временных соотношений природных явлений в разных областях земной поверхности и в океане.





**Рис. 1. Районы исследований**

1 – территория основных исследований в Средней Азии; 2 – отдельные регионы: 1 – Северо-Западное Причерноморье, 2 – Северное Приазовье и Керченско-Таманский район, 3 – верховья долины р. Дон, 4 – Сирия, 5 – Закавказье, 6 – Западная Туркмения, 7 – Афганский Бадахшан, 8 – Индийский Пенджаб и Кашмирская долина; 3 – районы проведения маршрутов и расположения опорных разрезов четвертичных отложений, обследованных в геологических экскурсиях: 9 – восточное побережье Англии (Вест Рэнтон), 10 – Бельгия, 11 – долина Среднего Рейна, 12 – долина р. По – Северная Италия, 13 – долина Среднего Дуная – Венгрия, 14 – пустыня Негев и долина р. Иордан – Израиль, 15 – левобережье Красноярского водохранилища – долина р. Енисей, 16 – Центральная Якутия, 17 – район Нихэваня и Лёссовое плато

В основу работы положены материалы, полученные при многолетнем изучении стратиграфии верхнеплиоцен-четвертичных отложений, геоморфологии и палеогеографии Средней Азии (рис. 1). Первые исследования автором проводились в 1966 г. на территории Афганского Бадахшана в составе геолого-съёмочной экспедиции, руководимой В.М.Моралевым. В последующем тематические работы по изучению верхнеплиоцен-четвертичных отложений велись в период 1972–1980 гг. в Афгано-Таджикской депрессии, в Ферганской и Приташкентской впадинах с выполнением маршрутов в высокогорной зоне Памира и Памиро-Алая. В 1985–1989 гг. продолжались исследования на юге Таджикистана, а также изучались опорные разрезы плиоцена и квартера в Исык-Кульской, Кочкорской, Чуйской, Маги-

анской и Пенджикентской впадинах. В 1993–1996 гг. в рамках международных проектов INTAS были проведены исследования на юге Таджикистана с целью детализации геохронологии лёссово-почвенной формации.

Автору также удалось исследовать многие разрезы четвертичных отложений в зарубежной Азии и в Западной Европе при проведении полевых работ и участии в полевых геологических экскурсиях в Индии (Кашмир, Сивалики), Северном Китае (Лёссовое плато, бассейн Датун-Яньюань), Афганистане (Бадахшан), Сирии, Израиле, Польше, Венгрии, Германии (долина Рейна), Бельгии, Франции (долина Сомы), Италии (долина По), Англии (восточное побережье – Вест Рэнтон). Материалы этих исследований, наряду с привлечением литературных источников, были

использованы для широких межрегиональных стратиграфических корреляций. В 1997—2000 гг. проводилось изучение покровных образований в Северном Причерноморье, Приазовье и бассейне Дона, что дало оригинальные материалы для сопоставления разрезов четвертичных отложений пригляциальной и аридной областей.

При изучении опорных разрезов верхнеплиоцен-четвертичных отложений применялись геолого-геоморфологический, литофациальный, биостратиграфический, палеопедологический, палинологический, палеомагнитный, термолюминесцентный, радиоуглеродный и археологический методы. Используются результаты анализов: палеомагнитного, гранулометрического, карбонатного, химического, рентген-дифрактометрического, электронно-микроскопического, изотопного. На лёссово-почвенных разрезах широко применено измерение магнитной восприимчивости по рыхлым образцам. Число термолюминесцентных датировок, выполненных в Кембриджском, Кёльнском и Московском университетах составило около 100. В работе приведены результаты анализов, проведенных в лабораториях Геологического института, ВСЕГИНГЕО, Управления геологии Таджикской ССР, Кембриджского, Оксфордского и Кёльнского университетов.

Результаты исследований сводятся к следующему.

- Разработана стратиграфическая шкала верхнеплиоцен-четвертичных отложений, обоснованная биостратиграфическими, палеомагнитными, климатостратиграфическими, геохронологическими и геоархеологическими данными. Уточнено стратиграфическое положение отдельных горизонтов. Составлена лёссово-почвенная шкала, охватывающая последние 2 млн лет и дано ее геохронологическое обоснование, опирающееся на результаты термолюминесцентного датирования, палеомагнитные измерения и калибровочные уровни изотопно-кислородной шкалы.
- Обоснован возраст новых местонахождений палеолита в лёссово-почвенной формации. Выявлены ранние этапы заселения предгорной зоны Тянь-Шаня и Памиро-Алая.
- Сопоставлены верхнеплиоцен-четвертичные континентальные отложения разных областей Евразии; скоррелированы горизонты лёссово-почвенной формации со стадиями океанической изотопно-кислородной шкалы. Показана достаточно высокая степень идентификации палеоклиматических колебаний как по континентальным, так и по океаническим глубоководным осадкам, что в целом демонстрирует синфаз-

ность климатических событий в разных палеогеографических обстановках.

- Предложены палеогеографическая и палеоклиматическая модели, согласно которым образование регионально выдержанных горизонтов почв в Средней Азии происходило в теплые или тепло-умеренные (межледниковые, интерстадиальные) эпохи под влиянием несущих влагу западного воздушного переноса и южного муссона. Роль последнего существенно ослабла со второй половины среднего плейстоцена, когда воздымающиеся горные цепи Гималаев и Гиндукуша создали непреодолимый барьер на пути муссона к северу. Лёссовые горизонты формировались в условиях увеличения аридности и континентальности климата, отвечающих эпохам похолодания/оледенения, во время которых сокращалось влияние западного переноса и южного муссона и усиливалась роль сухих антициклональных воздушных масс над Средней и Центральной Азией.

- Установлено, что основные этапы геологического развития Средней Азии контролировались крупными фазами тектогенеза, которые имели место на рубежах раннего и среднего плиоцена, плиоцена и зоплейстоцена, зоплейстоцена и неоплейстоцена. Эти события обусловили формирование основных литостратиграфических комплексов и были одним из важнейших факторов развития горного оледенения на ранних этапах. Роль климатических колебаний, обусловленных астрономическими причинами, наиболее отчетливо проявилась в конце зоплейстоцена и в неоплейстоцене. Палеоландшафты и палеоклимат разгивались от более теплых и влажных условий к более аридным и прохладным. Частые климатические колебания накладывались на этот тренд, создавая гармонику частопериодных изменений в развитии геобиосферных процессов.

Новые данные по стратиграфии верхнеплиоцен-четвертичных отложений, изложенные в настоящей работе, были использованы для уточнения региональных стратиграфических шкал. Большое внимание было уделено установлению и прослеживанию положения неоген-четвертичной границы в разрезах верхнего плиоцена и квартала разных регионов Средней и Центральной Азии. Полученные материалы были использованы при осуществлении проектов Международной программы геологической корреляции (МПК).

Расшифровка основных палеогеографических событий четвертичного периода в Средней Азии на основе предложенной модели развития окружающей среды, а также установление временных и пространственных связей региональных явле-

ний с общим характером геобиосферных изменений сопредельных территорий Центральной и Восточной Азии является важной ступенью в решении теоретических и практических вопросов по глобальному мониторингу природных процессов. Детальная стратиграфическая шкала лёссово-почвенной формации послужит базисом при проведении инженерно-геологических и мелиоративных изысканий на лёссах и лёссовидных породах.

Открытие новых палеолитических местонахождений, приуроченных к ископаемым почвам, существенно дополнило общую картину развития палеолита в регионе и создало новые предпосылки для решения вопросов периодизации каменных индустрий.

Работа по настоящей теме была инициирована и поддерживалась профессором К.В.Никифоровой. В полевых исследованиях совместно с автором в Средней Азии в разные годы участвовали А.В.Пеньков, В.А.Ранов, М.В.Сотникова, С.П.Ломов, В.В.Сгибнев, А.Ф.Финаев, Ш.Шарапов. Творческое сотрудничество с этими исследователями способствовало получению важных результатов и очень помогло автору в осуществлении данной работы. А.М.Бронникова, Л.Л.Байгузина, Р.Е.Гитерман, А.Н.Симакова, проводившие палинологический анализ по отобраным автором образцам, любезно предоставили результаты обработки материалов. Термолюминесцентное датирование на разных этапах исследований было выполнено В.Н.Шелкоплясом, О.А.Куликовым, Л.П.Чжоу, М.Фрехеном. В под-

готовке проб для радиоуглеродного (AMS) датирования, проведенного в Оксфордской лаборатории, была оказана помощь Л.Д.Сулержицким. Весьма полезными были консультации и обсуждение результатов исследований с М.Н.Алексеевым, М.А.Ахметьевым, А.Л.Александровским, Э.А.Вангенгейм, Н.В.Верховцевой, И.А.Вислобковой, А.А.Гольевой, А.И.Горшковым, Е.В.Девяткиным, В.С.Зажигиным, В.И.Жегалло, А.А.Лазаренко, А.К.Марковой, М.М.Пахомовым, М.А.Певзнером, М.В.Сотниковой, Т.А.Садчиковой, А.С.Тесаковым, В.М.Трубихиным, А.Л.Чепалыгой. Очень плодотворно было сотрудничество с зарубежными коллегами Н.Шеклтоном, Л.П.Чжоу, М.Фрехеном, П.Хазартсом, Дж.Хусом, Х.Месдахом. Всем названным выше ученым автор выражает глубокую благодарность.

Автор искренне признателен М.А.Ахметьеву, И.И.Борзенковой, Э.А.Вангенгейм, А.А.Величко, Е.В.Девяткину, М.А.Певзнеру, В.А.Ранову, В.Г.Трифонову, А.А.Чистякову за ценные замечания, критику и комментарии, сделанные при прочтении рукописи настоящей работы.

Автор очень благодарен Т.А.Синяковой, Е.П.Фирсовой и А.М.Фирсову за помощь в компьютерной подготовке таблиц.

Работа выполнялась при поддержке INTAS (93-3421, 93-1693) и Российского фонда фундаментальных исследований (96-05-64552, 99-05-64150); издание книги было поддержано грантом 02-05-78015 Российского фонда фундаментальных исследований. Я благодарю эти организации за финансовую поддержку.



# К ИСТОРИИ ИЗУЧЕНИЯ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА СРЕДНЕЙ АЗИИ

Представления о геологии четвертичного периода Средней Азии складывались постепенно. С середины XIX в. стали накапливаться систематические знания о природе этой обширной территории. Это была пора открытий и описания крупных хребтов, долин рек, горных озер и ледников. В середине и второй половине XIX в. с именами П.П.Семенова, Н.М.Пржевальского, А.П.Федченко, Н.А.Северцева, В.Ф.Ошанина, Д.Л.Иванова связаны первые описания значительных орографических элементов в горах Средней и Центральной Азии, а также минералогические, зоогеографические, энтомологические, ботанические и климатологические исследования.

К концу XIX в. происходит накопление геологической информации. Особенно обращают на себя внимание экспедиционные исследования И.В.Мушкетова и Г.Д.Романовского (1874–1880 гг.). Этими учеными была подготовлена и издана в 1886 г. первая геологическая карта Туркестанского края на шести листах в масштабе 30 верст в дюйме (1:260 000). В составе четвертичных отложений (“потретичная система”) были выделены речные и озерные осадки, лёссы, золотые пески и ледниковые образования. На протяжении последующих почти 40 лет эта карта оставалась единственной геологической картой Средней Азии.

После выхода в свет классического для того времени труда знаменитого “геогноста и ботаника” А.Гумбольдта – “Central Asien” (1844 г.) (Гумбольдт, 1915, “Центральная Азия”) понятию Средняя, или Центральная Азия, впервые была придана определенность и под Средней (Центральной) Азией понималось пространство, заключенное между  $39^{\circ}$  и  $49^{\circ}$  с. ш., протягивающееся от Каспия на западе до Хингана на востоке.

В 1886 г. был издан фундаментальный труд И.В.Мушкетова “Туркестан”, в котором давалось геологическое и орографическое описание края. В естественно-орографическом районировании различались не имеющая стока в океан Средняя (Внутренняя) Азия и Окраинная (Периферическая) Азия. И.В.Мушкетов употреблял термин Средняя (Внутренняя) Азия для обозначения всех замкнутых областей Азии, не имеющих стока к открытому морю. Заметим, что под термином Центральная Азия в работе Ф.Рихтгофена “China” (1877 г.) рассматривались пространства, простирающиеся от Тибета на юге до Алтая на севере и от Памира на западе до гор Хингана и

водораздела великих китайских рек на востоке. Это замкнутое пространство Ф.Рихтгофен также еще называл Хан-Хай, что по-китайски значило высохшее море. В состав Средней (Внутренней) Азии Мушкетова входит Центральная Азия Рихтгофена.

Напомним, что в прошлом Туркестан, описываемый И.В.Мушкетовым, в военно-политическом смысле рассматривался как территория, объединявшая небольшие ханства вблизи Тянь-Шаня и Памира. Обширный регион к востоку от Памира – бассейн Тарима и район Кашгара – назывался Восточным Туркестаном. И.В.Мушкетов использует термин Туркестан для территории от Мугоджарских гор и Устюрта на западе до Джунгарского Алатау, Тянь-Шаня и Памира на востоке, от Копетдага и Харасанских гор на юге до Тарбогатая и Арало-Иртышского водораздела на севере. Во время существования СССР Туркестан, фактически, стали называть – Средняя Азия (Советская Средняя Азия) как область, где реки не имеют стока в открытые моря и впадают только во внутренние бассейны, такие, как Арал и Балхаш (автор настоящей работы следует этому пониманию термина Средняя Азия). В отечественной геологической литературе к Средней Азии относили территории Узбекской, Киргизской, Таджикской и Туркменской советских республик с примыкающими регионами Казахстана и зарубежных стран, которые обладают общностью геологической истории, геологического строения и физико-географических условий. В современной зарубежной литературе чаще используется термин “Центральная Азия” с очень широким толкованием границ, явно превосходящих границы Средней Азии.

В работе И.В.Мушкетова о Туркестане указывалось, что молодая складчатость, проявившаяся с наибольшей активностью в третичное время, продолжается и в четвертичный период. Автор полагал, что лёсс в Средней Азии имеет водное и золотое происхождение; водный генезис проявлялся в слоистом строении лёсса. Отмечалось, что одной из характерных черт Средней Азии является сухость климата и широкое развитие золотых процессов; обращалось внимание на иссушение Туранского бассейна и усиление работы ветра. По мнению И.В.Мушкетова, ледниковый период в Тянь-Шане и на Алае выражался совершенно иначе, нежели в Европе; мысль о закономерном

отступании всех существующих ледников Средней Азии рассматривалась как ошибочная.

Следует заметить, что после работы Ф.Рихтгофена "China", характеризующей лёссы Северного Китая, лёссовая тематика постоянно присутствовала в трудах исследователей Средней Азии. Ф.Рихтгофен принято считать основоположником золовой теории (Кригер, 1965; Smalley et al., 2001) (при этом следует помнить о том, что идея относительно золowego накопления лёссового материала была предложена П.Вирле д'Ау в 1857 г.). В трудах Ф.Рихтгофена по Китаю его теория сочетала золовой и субкавальный факторы. Заполнение больших впадин Северного Китая лёссом Ф.Рихтгофен объяснял действием ветра и водных струй. Интересно указать, что в качестве первого исследователя, описавшего лёсс, принято называть К.Ц.Леонарда, проводившего в 1823–1824 гг. свои наблюдения в бассейне Рейна близ Гейдельберга (Zöller, 1999). Этим исследователем были отмечены характерные свойства лёсса, в том числе хорошие качества развитых на нем почв. Однако К.Ц.Леонард не интерпретировал происхождение лёсса. Ч.Ляйэлль использовал наблюдения К.Ц.Леонарда и употребил термин "лёсс" в своих трудах, объясняя происхождение лёсса воздействием флювиальных процессов.

После экспедиции в Фергану, А.Ф.Миддендорф в "Очерках Ферганской долины" (1882) описал два типа лёссов: первичные и вторичные. Последний соответствует озерному лёссу Ф.Рихтгофена и имеет водное происхождение, тогда как первичный лёсс близок к субэвразальному китайскому лёссу.

Суть золовой теории происхождения лёссов Центральной Азии была фундаментально рассмотрена в работах В.А.Обручева. В своей первой работе по геологии Закаспия он указывал на золовое образование местного лёсса. Совершая свое путешествие по Китаю (1892–1894 гг.), он пришел к выводу о распространении типичного золowego лёсса на возвышенностях в среднем течении р. Хуанхэ в провинциях Шаньси, Шэньси, Ганьсу, Хэнань, т. е. в пределах всего Лёссового плато (Обручев, 1900, 1901). Вместе с тем, следует заметить, что им часто употреблялся термин "слоистый лёсс", когда описывались осадки, заполняющие долины и слагающие речные террасы. В.А.Обручев в своих исследованиях уделял большое внимание процессам выветривания и развевания покровных отложений в Центральной Азии. Эти процессы он наблюдал во время экспедиций в Закаспии, Джунгарии, Гоби и в пустынях на севере Ордоса. В работах В.А.Обручева

содержится масса примеров того, как геологическая работа ветра преобразовывала рельеф. Он наблюдал, как в зоне дефляции происходит постоянный вынос пылеватого минерального материала. Господствующими ветрами пыль уносится на большие расстояния и аккумулируется в предгорьях на водоразделах и склонах, где есть условия для ее закрепления, чему способствует степная растительность и малое количество осадков.

В.А.Обручев выделил так называемые холодные и теплые лёссы. Холодные лёссы он связывал с выносом пыли из перигляциальной зоны в средних широтах, а теплые лёссы – с поступлением пыли из пустынь низких широт. В оба понятия В.А.Обручев вкладывал географический смысл. Во всех своих работах он объяснял процесс лёссообразования развитием оледенений и установлением засушливого сурового климата. По его мнению, наиболее интенсивно этот процесс проявлялся в середине каждой ледниковой эпохи.

Золовой теории происхождения лёссов была противопоставлена пролювиальная гипотеза А.П.Павлова (1903). Изучая долины рек Туркестанского края, он объяснил формирование лёссов исключительно влиянием водного фактора. Следует заметить, что им рассматривались главным образом лёссовидные отложения, которые слагали террасы и конуса выноса, сформированные путем переотложения типичных лёссов. Еще раньше эта гипотеза освещалась П.Я.Армашевским как струевая. Позже идею водного происхождения лёссов в Средней Азии поддерживали Н.П.Васильковский, Ю.А.Скворцов, Г.А.Мавлянов, Н.П.Костенко.

На развитие представлений о происхождении лёссов Средней Азии наряду с золовой и пролювиальной концепциями оказала влияние почвенная, или элювиальная, гипотеза, которая в начале последнего столетия была предложена и подробно рассмотрена в работах Л.С.Берга (1916, 1947). Согласно представлениям Л.С.Берга, лёсс и лёссовидные породы образовались *in situ* из разнообразных мелкоземистых (обязательно карбонатных) пород в результате выветривания и почвообразования в условиях сухого климата.

В полемике со сторонниками элювиальной гипотезы В.А.Обручев (1948) не отрицал значения почвообразовательных процессов, благодаря которым первичные пылеватые накопления приобрели целый ряд характерных для лёсса текстурных и структурных признаков. Известно, что в лёссовых горизонтах имеются признаки проявления почвообразовательных процессов – это, например, тонкие фитогенные поры и ходы корневой системы, фрагментарные следы педофауны и

биолиты, наличие зачаточных почв, ничтожные включения органического вещества. Все это говорит о том, что почвенный процесс в слабой степени развивался во время формирования лёсса и его диагенетического преобразования.

Позже приверженцы элювиальной гипотезы полагали, что мелкоземы самого различного генезиса – моренные супеси и суглинки, аллювиальные и озерные песчано-глинистые отложения, склоновые образования и другие тонкодисперсные породы могут быть облессованы, т. е. превращены в лёсс под воздействием процессов выветривания, почвообразования и криолитогенеза (см. подробнее ниже). К числу лёссовых пород Л.С.Берг относил разные виды мелкоземов, образовавшихся в результате выветривания и почвообразования на гранитах, известняках, сланцах, песчаниках и других коренных породах. Аномально высокое гипсометрическое положение лёссовых покровов объяснялось эпейрогеническими поднятиями, которые могли изменить первоначальное залегание лёссов. В настоящее время можно констатировать, что почвенные процессы в лёссах действовали на определенных возрастных уровнях, когда были благоприятные климатические условия. Сами лёссы чрезвычайно слабо затронуты процессами почвообразования. Все это не дает основания говорить о влиянии почвообразования как о ведущем факторе при формировании лёссов. Что же касается тектонического фактора, то его влияние, хотя и существенно в горных областях Средней Азии, тем не менее не объясняет покровного залегания лёссов на водоразделах, склонах и террасах.

В конце 20-х – начале 30-х годов минувшего столетия появились работы, уделявшие внимание стратиграфии четвертичных отложений. В основу первых работ были положены представления о миграциях сухих дельт, вызванных неравномерностью тектонических движений (Вебер, 1929). На юге Ферганы В.Н.Вебер установил, что в связи с тектоническими движениями зона аккумуляции галечных отложений, выносимых горными потоками, перемещалась с юга на север. В бассейнах Соха, Исфары и других рек различались три–четыре последовательно сменявшиеся фазы образования конусов выноса (сухих дельт). Возраст конгломератов и галечников дельт В.Н.Вебер считал постплиоценовым.

В результате изучения четвертичных отложений вдоль южного и западного побережий оз. Иссык-Куль В.В.Шумовым (1932) были выделены три озерные террасы высотой 10, 20 и 30–35 м и соответствующие им аллювиальные террасы. Кроме того, впервые были установлены

шарпылдакские слои, отнесенные В.В.Шумовым к “силовой фации” в составе неогена; их мощность оценивалась более 100 м.

Большую роль в изучении четвертичной геологии Памира и Южного Тянь-Шаня сыграли исследования Таджикско-Памирской экспедиции, проводившиеся в 30-е годы. В этих работах значительное внимание уделялось изучению строения ледниковых образований и геоморфологии долин высокогорной зоны. Вопрос о количестве древних оледенений решался неоднозначно. Д.В.Наливкин (1932) в бассейне рек Маркансу, Коксу и Уйсу выделял до пяти фаз древнего оледенения; следы древнего оледенения он фиксировал на высоте до 300 м над долиной Маркансу. Он считал, что бассейн оз. Каракуль во время древнего оледенения заполнялся льдом и образовывался особый тип – тип котловинного ледника. Наиболее древнее оледенение было максимальным, его морена очень сильно размыта и его можно проследить по высоким трогам. Отмечались два пояса морен с ригелями на высотах до 738 и 333 м (долина р. Шахдара). Характерным явлением во время древнего оледенения были ледники подножий.

Для Юго-Восточного Памира отмечались следы двух древних ледниковых эпох (Клунников и др., 1934). В котловине оз. Каракуль Н.Л.Корженевский (1936б) описывал морены, принадлежащие, по его мнению, двум ледниковым эпохам; ледники более ранней эпохи имели покровный характер, а ледники более позднего времени образовывали долинные глетчеры, отступление которых сопровождалось многократными остановками и образованием краевых морен. Этот же автор на северных склонах Алайского хребта (верховья р. Исфайрамсай) указывал на проявление трех ледниковых стадий, не считая современной, а также полагал, что существуют плохо сохранившиеся следы еще более мощного древнего оледенения (Корженевский, 1936а). С.И.Клунников и А.И.Попов (1934) указывали на признаки трех оледенений в долинах рек Гунт и Шахдара. Ими же отмечалось существование сквозной долины Пянджа через Зебакский перевал (Афганистан) в районе кишлака Ишканим.

В пределах северо-восточных склонов хребта Петра Первого, в бассейне р. Муксу, А.В.Москвин (1936) писал о следах не менее четырех эпох оледенения, включая и современную. Он указал на существование “двух высоких платформ” (останцов древних поверхностей выравнивания) в узловой части хребта Петра Первого. Одна из этих платформ расположена на абс. вы-



соте 6000 м, другая на 5300 м. Ранее, в долине р. Муксу Н.Л.Корженевский (1927) выделял следы четырех ледниковых событий, считая, что два из них – основные оледенения; последнее оледенение имело три стадии.

Наблюдения за состоянием современных ледников на северных склонах Туркестанского и Алайского хребтов (Корженевский, 1936а; Никитин, 1936) показали, что преобладает тенденция отступления края глетчеров. Анализ наблюдений за краем ледника Федченко, проводившихся с 1868 по 1933 гг., показал, что ледник сохраняет более или менее стационарное положение, колеблющееся около какой-то средней точки, то продвигаясь, то отступая; с 1914 г. происходит отступление ледника (Спенглер, 1936).

В этот же период – летом 1934 г. – С.С.Шульц в составе Восточно-Тянь-Шаньского геолого-тектонического отряда Таджикско-Памирской экспедиции совершил геологический маршрут от г. Ош до г. Каракол, в котором было описано геологическое строение, геоморфология и новейшая тектоника речных долин, межгорных впадин и высокогорных плато Северного Тянь-Шаня (Шульц, 1936). Были охарактеризованы значительные участки таких крупных речных долин, как Нарын и Сарыджаз, а также Нарынская, Сонкульская и Иссык-Кульская межгорные впадины. Отмечалась локальность развития аллювиальных террас в долине Нарына, что связывалось с проявлением дифференцированных тектонических движений и молодостью отдельных участков долины. Древние денудационные высокоподнятые (до 4000 м) поверхности – сырты – характеризовались как отпрепарированные выровненные поверхности, сложенные палеозойскими породами, на которых сохраняются остатки третичных отложений и нередко налегают четвертичные ледниковые образования. Формирование основных черт современного рельефа С.С.Шульц связывал с раннечетвертичной фазой тектонических движений. Возраст этой фазы определялся тем, что в ее тектонических движениях участвовали все дочетвертичные отложения, включая конгломераты нарынской свиты.

По материалам изучения внутренних областей Северного Тянь-Шаня – верховьев Большого Нарына – воссоздавалась картина с одним мощным оледенением, хотя и отмечались три генерации морен (Калесник, 1935; Калесник, Эпштейн, 1935). По мнению этих исследователей, котловина верховьев Большого Нарына заполнялась гигантским ледником горных подножий, образованным слиянием нескольких глетчеров. С.В.Калесник считал, что в центральной области

Тянь-Шаня с абс. высотами от 3500 до 4600 м достаточно долгое время существовал один ледниковый покров, пульсировавший в краевой части, и это было только одно оледенение, тогда как в периферических зонах Тянь-Шаня параллельно происходила смена ледниковых эпох.

Подробное описание геоморфологии Памира было дано К.К.Марковым (1935, 1936). Им подчеркивалось увеличение относительных высот и крутизны склонов при переходе от центрально-памирского рельефа к окраинно-памирскому. В вертикальном профиле выделялись: “проблематичная” поверхность горных останцов (вершин), поверхность среднегорного рельефа, склоны. Останцы высокогорного рельефа выделялись на уровне 2–3,5 км над среднегорным рельефом. Возраст среднегорного рельефа весьма условно принимался как неогеновый, хотя отмечалось, что поверхность этого рельефа срезает слои неогеновых конгломератов. В центрально-памирских долинах не отмечались явные перегибы склонов трогового характера, тогда как на Западном Памире описаны террасированные склоны, дающие право говорить о вставленных трогах, хотя К.К.Марков считает такие утверждения преувеличенными. Тем не менее, в поперечном сечении ряда крупных долин были охарактеризованы высокие террасы, представляющие останцовые участки днищ древних долин.

Однако К.К.Марков пишет, что не видит оснований строить по морфологии изученных долин те или иные выводы о числе оледенений (Марков, 1936, с. 473). Он не дает четких представлений о количестве оледенений, полагая, что последнее оледенение имело мощное проявление, во время которого в Алайской долине образовались ледники подножия; в это время Муксуйский ледник доходил до слияния рек Кызылсу и Муксу, достигая 180 км, Вахийский ледник (Гармо) доходил до места расположения кишлака Сыкат, имея длину 70 км. Для Восточного Памира предполагалось, что следы последнего оледенения проявлены не очень отчетливо в связи с сухостью климата этой горной страны и наличием котловинного рельефа.

К.К.Марков допускал осцилляции ледников и в этом случае высказывался о существовании “последнего” и “предпоследнего” оледенений, полагая, что это предположение очень условно. Ссылаясь на других исследователей, он приводит разные мнения о числе оледенений: одно оледенение – по Р.Клебельсбергу; два – по Я.С.Эдельштейну, И.В.Мушкетову, Л.Нёту, А.Г.Вологдину; три–четыре – по Н.Л.Корженевскому, А.И.Попову; пять – по Э.А.Хэнтингтону

и, наконец, предположительно – десять – по В.М.Дэвису. К.К.Марков считал, что ход оледенения в разных частях горной страны определялся амплитудами поднятия и полагал, что параллелизация оледенений горных хребтов Центральной Азии с альпийскими неправомерно. Заслуживает внимания замечание о том, что в горной стране, где тектоническое воздымание преобладает, при прочих равных условиях позднейшее оледенение должно быть наибольшим, а следы предыдущего – стерты. Однако такое наблюдение отнюдь не всегда дает исчерпывающее объяснение сложным соотношениям разновозрастных морен в ледниковых долинах.

Позже К.К.Марков в докладе по рабочей схеме стратиграфического расчленения четвертичных отложений Тянь-Шаня, отмечая роль неотектоники, писал, что “отделы четвертичного периода, выделенные в схемах, составленных для Тянь-Шаня и Памира, будут несовместимы с северо-европейской схемой, по существу, до тех пор, пока не удастся установить, где, в какой мере, насколько, когда в четвертичное время неотектонические движения сами изменили климат Тянь-Шаня.” (Марков, 1960, с. 36). Все это в той или иной мере должно было подчеркнуть региональные особенности стратиграфии четвертичных отложений высокогорных областей Средней Азии.

Вообще, по мнению ряда известных отечественных ученых (Герасимов, Марков, 1939; Марков, Величко, 1967), предполагалось, что новейшие тектонические движения вызывали метакхронное развитие горного оледенения Памира и Тянь-Шаня.

С этими воззрениями были созвучны идеи Ю.А.Скворцова (1960), писавшего, что попытки прямого сопоставления отложений Средней Азии и Русской равнины преждевременны. Он обращал внимание на то, что стратиграфические подразделения четвертичного периода Средней Азии в большей степени опираются на ритмику тектонических движений, тогда как на Русской равнине стратификация четвертичных отложений покоится на климатостратиграфических принципах. Поэтому вполне резонно его замечание, в котором указывалось на то, что тем, “...кто признал за реальность громадные поднятия в четвертичное время, придется признать возможность местных изменений климата, связанных с этим поднятием, а, вместе с тем, и возможность появления и существования в горах Средней Азии ледниковых явлений, вызванных к жизни местными причинами...” (Скворцов, 1960, с. 47).

Суждения И.П.Герасимова, А.А.Величко, К.К.Маркова, Ю.А.Скворцова и других ученых

относительно неоднозначности дальних стратиграфических корреляций и поныне актуальны и справедливо отражают те трудности, которые возникают при сопоставлении ледниковых шкал. Вместе с тем, разработка в последние годы климатостратиграфической шкалы лёссовой формации Средней Азии значительно расширяет диапазон стратиграфических и корреляционных построений и позволяет приблизиться к решению многих проблем межрегиональных корреляций, на чем мы подробнее остановимся в заключительных разделах настоящей работы.

В работе Р.Д.Забирова (1955), посвященной оледенению Памира, излагалась точка зрения, близкая воззрениям К.К.Маркова, о том, что на Памире хорошо сохранились следы лишь одной ледниковой эпохи и с уверенностью можно говорить о последнем мощном оледенении. Тем не менее, например, в долине р. Ванч, Р.Д.Забиров отмечал верхние уровни морен на относительной высоте 1200 м над рекой, что, по его мнению, свидетельствовало о более древней, чем последняя, эпохе оледенения. Он отмечал также следы экзарационной обработки скал на высоте до 700 м над дном этой долины. Граница распространения свежих морен с так называемой чукуровой поверхностью – холмисто-западинным рельефом – была принята за крайний рубеж продвижения ледников в эпоху последнего оледенения. Предполагалось, что во время последнего оледенения в южной и юго-восточной частях Памира (Восточный Памир) депрессия снеговой линии составляла 350–450 м. Наиболее сухим районом был бассейн оз. Каракуль, здесь понижение снеговой линии едва достигало 260–350 м. На Западном Памире, согласно Р.Д.Забирову, снеговая граница последнего оледенения была ниже современной на 750–950 м. Современная снеговая линия на северо-западе Памира проходит на абс. высотах 4000–4500 м. На большей части Восточного Памира современные ледники имеют небольшие размеры с высотой снеговой границы от 4800 до 5100 м. Р.Д.Забиров полагал, что на Восточном Памире древние ледники – последнего оледенения, как он считал, превышали современные в 10–15 раз. Такой значительный масштаб последнего оледенения в интерпретации Р.Д.Забирова, по-видимому, преувеличен, поскольку им в число позднечетвертичных морен были включены и относительно древние (допозднечетвертичные) генерации ледниковых образований.

Ограничение числа оледенений до одного не согласовалось с имеющимися уже тогда наблюдениями в области мощнейшего современного оле-

денения в северной части Памира. Например, в долине р. Танымас отмечались высокие террасы с относительными превышениями 350 и 750 м, которые ранее были описаны А.И.Поповым и Л.Нётом. По долине р. Сельдара-Муксу, у кишлака Алтын-Мазар, приводились данные об аналогичных уровнях, расположенных на абс. высотах 3100 и 3500 м при том, что урез реки около 2700 м, т. е. превышения высоких террас равны 400 и 800 м. Из них нижняя покрыта мореной и, несомненно, представляет краевую часть дна трога. По мнению Л.Нёта и других исследователей, что отмечалось и К.К.Марковым, верхняя терраса имеет такую же природу, а вся долина Муксу у Алтын-Мазара представляет собой систему двух вставленных трогов. Ниже от Алтын-Мазара по долине Муксу отмечен высокий уровень – 400 м у кишлака Ходжатау; на этом же участке долины Р.Клеббельсберг фиксировал моренные образования на относительной высоте 1000 м (3400 м абс. выс.). По левому борту долины Муксу у кишлака Мук древняя морена отмечалась на абс. высоте около 2800 м (по К.К.Маркову) или 3000 м (по В.В.Лоскутову и А.К.Трофимову).

Наряду с исследованиями в ледниковой зоне и попытками выделения разновозрастных морен, в предгорной зоне для стратиграфических построений стали широко использоваться понятия о циклах эрозии и аккумуляции, а также данные по условиям залегания и характеру дислоцированности молодых отложений (Скворцов, 1932, 1934; Шульц, 1934; Васильковский, 1935). Предлагалось четырехчленное деление четвертичного периода. Показательна полемика, содержащаяся в одной из статей Ю.А.Скворцова (1938) по поводу количества террас, их сопоставления между собой и корреляции с ледниковыми событиями. Дело в том, что многие исследователи отмечали явный “излишек” в количестве действительно наблюдаемых аллювиальных террас, полагая, что одной ледниковой эпохе соответствовала одна терраса, а поскольку, согласно господствующей стратиграфической схеме, выделялось три-четыре оледенения, то и количество террас предполагалось довольно ограниченным. На самом деле, как пишет Ю.А.Скворцов, число террас, например, в долине р. Чирчик, превышает десять, а некоторые авторы насчитывали до 20, что вызывало противоречия в региональных схемах расчленения аллювиальных террас и ледниковых образований. Многоцикловое формирование террас Ю.А.Скворцов был склонен объяснять чисто тектоническими причинами.

В целом, было выделено четыре литостратиграфических комплекса: сохский (нанайский) –

Q<sub>1</sub>, ташкентский – Q<sub>2</sub>, голодностепский – Q<sub>3</sub> и сырдарьинский – Q<sub>4</sub> (табл. 1). Они ассоциировались с четырьмя эрозионно-аккумулятивными циклами четвертичного периода. К сохскому комплексу в Южной Фергане относилась конгломератовая толща, широко развитая на адырах, где она обычно несогласно лежит на более древних породах и образует пологие складки. В северо-западной части Ферганской впадины Н.П.Васильковский (1957) не исключал возможности сопоставления сохского комплекса со свитами C<sub>1</sub> (?), C<sub>2</sub> и D, представленными глинами, песчаниками и песчано-галечным материалом при участии в строении молодых частей разреза лёссовидных суглинков. Он коррелировал с ними высокие террасы, поднятые в предгорьях над тальвегами долин на сотни метров (до 1000 м) и несущие часто на себе мощную толщу лёсса.

В Приташкентском районе с сохским комплексом сопоставлялись отложения нанайской террасы, выделенной Ю.А.Скворцовым в долине р. Пскем. Предполагалось, что в бассейнах рек Чирчик, Ангрен и Арысь этой террасе соответствовала залегающая на склонах гор на высоте до 800 м над руслом рек толща лёсса (до 100 м) со “слоями ноздреватого известняка диагенетического происхождения”. Под последним в настоящее время следует признать иллювиально-карбонатные горизонты ископаемых почв. Ташкентский комплекс ассоциировался с так называемой основной лёссовой террасой Ю.А.Скворцова. В предгорьях Ферганы и Приташкентского района к нему относились отложения высоких террас, число которых местами доходит до пяти-семи и более. На предгорных равнинах отложения ташкентского комплекса имели площадное развитие и образовывали 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. К голодностепскому комплексу относилась чаще всего III (иногда II или IV) терраса р. Сырдарьи и ее притоков. В сырдарьинский комплекс включались, как правило, отложения I террасы и поймы. В бассейнах рек Кашкадарья и Зеравшан применялась эта же стратиграфическая схема (Тетюхин, 1978).

Роль новейшей тектоники в формировании неоген-четвертичных отложений Тянь-Шаня особенно подчеркивалась в исследованиях С.С.Шульца. Он выделил неоген-четвертичный (орогенический) комплекс пород, соответствующий тяньшаньскому орогеническому этапу развития (Шульц, 1948, 1950). С.С.Шульц подчеркивал, что в конце плиоцена и начале четвер-



Таблица 1. Региональные стратиграфические схемы четвертичных отложений Средней Азии и Южного Казахстана

Стратиграфическая шкала (1962)*		Афгано – Таджикская депрессия Н. П. Костенко, 1958	Памир		Ферганская впадина. Приташкентский район Н.П.Васильковский,1951,1957	Северная Киргизия П. Г. Григоренко, 1960; К. В. Курдюков. 1962	Южный Казахстан В. С. Бажанов. Н. Н. Костенко. 1959. 1960. 1962	
			Западный	Восточный				
Ск – теча	Основные подразделения	Комплексы свиты, террасы	Ледниковые комплексы		Литостратиграфические комплексы, террасы	Комплексы свиты, террасы	Комплексы свиты, террасы	Фаунистические комплексы
Четвертичная (Антропоценовая)	Современный Q <sub>4</sub>	Амударьинский комплекс, пойма, самые низкие террасы	Морены современного оледенения		Сырдарьинский комплекс, пойма, самые низкие террасы ( 1 – я, 2 – я )	Токмакский комплекс пойма, низкие террасы 1 – я терраса оз. Иссык – Куль	Отложения пойменных террас	Современный
	Верхнечетвертичный Q <sub>3</sub>	Термезский комплекс, душанбинский комплекс, низкие террасы и лёссовые покровы на них	Бадахшанский комплекс	Аличурский комплекс	Голодностепский комплекс, низкие террасы ( 3 – я )	Аламединский комплекс, террасы 2 – го яруса, михайловские слои ( = терраса 40 м) оз. Иссык – Куль	Низкие надпойменные террасы	Мамонтовый
	Среднечетвертичный Q <sub>2</sub>	Илякский комплекс, высокие террасы, основной покров лёссов предгорий	Бартагский комплекс	Мургабский комплекс	Ташкентский комплекс, высокие террасы (4 – я, 5 – я) "основная лёссовая терраса", свита Е	Джержаланский комплекс, речные террасы 3 – го и 4 – го ярусов	Бородайская свита	Хазарский
	Нижнечетвертичный Q <sub>1</sub>	Вахшский комплекс, высокие террасы, древние лёссы	Кульбская свита	Кокбайский комплекс	Восточно – памирский комплекс	Нанайский комплекс, высокие террасы (до 800 – 1000м)  Сохский комплекс, высокие террасы (до 1000м), Свиты С <sub>1</sub> , С <sub>2</sub> , D	Чолпонатинский комплекс, тепкинские слои, речные террасы 5 – го яруса	Котурбулакская ( = Кошкурганская) свита: верхнеобийский конгломерат, высокие террасы
Неогеновая	Верхний плиоцен N <sub>2</sub>	Бахмаджилгинский комплекс (аллювиально – пролювиальные и озерные отложения)		Плиоцен	Иссык-Кульский комплекс			Шарпылдакская ( = Улахольская) свита
						Свита айгырджал	Илийская свита	

\* Стратиграфическая шкала, использованная в "Рабочей стратиграфической схеме..." (Костенко и др., 1962).

тичного периода процесс горообразования в Средней Азии достиг наибольшей напряженности. Высота гор в конце плиоцена достигала таких пределов, что для Памира, по мнению С.С.Шульца, есть основание говорить о плиоценовом оледенении. В некоторых областях гор высоко поднятые древние поверхности денудации были покрыты ледниками “плоских вершин”. Местами ледники горных хребтов, сливаясь друг с другом, заполняли широкие продольные долины и образовывали ледники подножий.

С.С.Шульц полагал, что в мезозое и на протяжении большей части кайнозоя в Тянь-Шане развивались складки основания, тогда как для четвертичного периода, помимо складок основания, стали характерны складки покрова. Следы локальных несогласий внутри смятого покрова новейших отложений С.С.Шульц объяснял не отдельными фазами или импульсами тектонической активности, а проявлением единого длительного складчатого процесса. Он считал, что согласное и несогласное залегание зависит от условий аккумуляции осадков. В случаях прерывания аккумуляции и проявления денудации в результате непрерывного процесса складкообразования образовывался ряд несогласий. В этой связи следует заметить, что Н.П.Васильковский (1951) выделял для четвертичного времени четыре этапа денудации и аккумуляции, увязывая их с фазами тектонических движений. Ю.А.Скворцов (1950) тоже указывал на скачкообразный характер тектонических движений, чем объяснял формирование большого числа террасовых уровней и поверхностей размыва, расположенных ярусами.

В Таджикской депрессии отложения, перекрывающие неогеновый комплекс, впервые были выделены как самостоятельное подразделение в 30-е годы прошлого столетия 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 алевроиты, песчанистые глины, конгломераты и гипсы. В это же время в верховье долины р. Яхсу Б.М.Здорик к нижнечетвертичным отложениям отнес даштакинскую свиту, состоящую из конгломератов, которые слагают плато Даштако. Согласно работе А.Р.Бурачека (1934), касающейся геоморфологии Таджикской депрессии, в послетретичное время были выделены 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. По 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. Б.П.Бархатов (1952) предложил объединить в кулябскую свиту выявленные в разных пунктах Таджикистана послеплиоценовые образования, залегающие в сходных между собой геологических условиях.

Создание региональной стратиграфической схемы четвертичных отложений Таджикистана связано с работами Н.П.Костенко (1953, 1958 а, б, 1961). Принципиально эта схема была аналогична той, которая разрабатывалась Н.П.Васильковским и Ю.А.Скворцовым в Узбекистане. На основании прослеживания геоморфологических уровней Н.П.Костенко выделяла несколько литостратиграфических комплексов: вахшский –  $Q_1$ , илякский –  $Q_2$ , душанбинский –  $Q_3^1$ , термезский –  $Q_3^2$ , амударьинский –  $Q_4$  (см. табл. 1). Эта же схема была использована при расчленении аллювиальных отложений долины р. Зеравшан (Костенко, Чистяков, 1962; Чистяков, 1966).

Вахшский комплекс, под которым подразумевались наиболее высокие террасы и каменные лёссы, рассматривался как возможный стратиграфический аналог кулябской свиты (Костенко, 1958б, 1961). В илякский комплекс входили высокие террасы и так называемый основной лёссовый комплекс, т. е. основная толща лёссов, слагающих водоразделы низких и средневысотных гряд-адыров, возвышающихся до 1000–1500 м. Илякский комплекс относился условно к среднему плейстоцену и сопоставлялся с ташкентским комплексом Ферганской впадины. Два последних комплекса коррелировались с “максимальным среднечетвертичным оледенением”. Если учесть, принимая во внимание современные знания, что “основной лёссовый комплекс” – это сложно построенная серия разновозрастных лёссово-почвенных образований, то становится очевидным очень большая неопределенность возрастного диапазона илякского комплекса в его прежней интерпретации. Душанбинский литостратиграфический комплекс –  $Q_3$  (или душанбинский и термезский  $Q_3^1 + Q_3^2$ ) объединял аллювиальные и пролювиальные отложения низких террас. Важной стороной изучения террас душанбинского и илякского комплексов были археологические исследования, поскольку с ни-

ми связаны многочисленные палеолитические местонахождения (Ранов, 1962, 1965; Ранов, Несмеянов, 1973; Никонов, Ранов, 1971, 1973).

С целью создания единой стратиграфической шкалы четвертичных отложений Средней Азии была предпринята попытка унификации региональных стратиграфических схем и их корреляции с морской шкалой Каспия. Это нашло отражение в “Рабочей стратиграфической схеме четвертичных (антропогенных) отложений Средней Азии и Южного Казахстана”, составленной по материалам Междуведомственного совещания 1961 г. в Ташкенте, посвященного итогам изучения четвертичного периода (Костенко и др., 1962). Согласно этой схеме, нижнечетвертичный – кулябский/нанайский – комплекс коррелировался с бакинским горизонтом, среднечетвертичный – илякский/ташкентский – с хазарским горизонтом и верхнечетвертичный – душанбинский/голодностепский – с хвалынским горизонтом. Как показали дальнейшие исследования, возраст кулябского комплекса оказался древнее и его корреляция с бакинским горизонтом не подтвердилась.

С конца 50-х годов для обоснования возраста верхнекайнозойских моласс Средней Азии стал широко использоваться биостратиграфический метод. Были открыты местонахождения с фауной млекопитающих на юге Казахстана, в Приташкентском районе, в Ферганской, Иссык-Кульской и Афгано-Таджикской впадинах. На основании палеонтологических данных, в Южном Таджикистане возраст кулябской свиты был определен как позднеплиоцен-раннечетвертичный (Бабаев, 1962; Лоскутов и др., 1965; Меламед, 1964, 1966). Во впадинах Южного Казахстана были выделены илийский фаунистический комплекс, сопоставимый с хапровским комплексом, и нижнечетвертичный кошкурганский комплекс (Бажанов, Костенко, 1959, 1960, 1962). На севере Киргизии, в пределах Иссык-Кульской впадины, фаунистические находки дали основание сделать выводы о возрасте верхнеплиоценовых, ниже- и среднечетвертичных отложений (Курдюков, 1962; Беляева, Курдюков, 1963). На западе Ферганской впадины, на берегу Кайрак-кумского водохранилища, по находкам фауны млекопитающих были датированы поздним плиоценом песчано-алевролитовые отложения свиты  $C_2$  (Дуброво, 1963, 1964). По описанию С.А.Несмеянова и В.А.Федоренко (1964), эта фауна находилась в “нижних горизонтах конгломератовой толщи”, последняя в синонимике авторов соответствовала свите  $C_2$  по Н.П.Васильковскому.

Таким образом, к началу 70-х годов минувшего столетия региональные стратиграфические схемы четвертичных отложений имели, как правило, четырехчленное строение, базирующееся главным образом на геоморфологических данных, а также на палеонтологических и археологических материалах (см. табл. 1). Использование этих схем в геологических исследованиях и их сопоставление между собой сохраняло определенные трудности. Во-первых, положение нижней границы четвертичной системы оставалось неясным, поскольку не было единого понимания этого рубежа среди исследователей. Отсюда возникали проблемы со стратиграфическим расчленением отложений, занимающих “пограничный” – верхнеплиоцен-нижнечетвертичный – интервал разреза. Во-вторых, отсутствие межрегиональных геологических реперов не позволяло осуществлять надежную стратиграфическую корреляцию четвертичных отложений. В-третьих, выделение среднечетвертичного – ташкентского/илякского – комплекса, который по описаниям представлен отложениями высоких террас и в который входит “основная лёссовая терраса” или отложения, образующие адырный рельеф, отличалось большой неопределенностью стратиграфического интервала. Как показали современные исследования, было ошибочным отнесение к среднечетвертичному ташкентскому/илякскому комплексу мощных разновозрастных лёссовых покровов, ассоциировавшихся с так называемой основной лёссовой террасой предгорий или адырным рельефом. Наконец, выделение как литостратиграфических, так и фаунистических комплексов, за редкими исключениями, не сопровождалось описанием стратотипов и детальной геологической привязкой палеонтологических находок.

Дальнейшее комплексное изучение верхнеплиоцен-четвертичных отложений с применением биостратиграфических, литологических и палеомагнитных методов создало предпосылки для детализации региональных шкал и их корреляции (Разрез..., 1971; Никонов, Пеньков, 1971, 1974; Никонов, 1972; Ильичев, Куликов, 1974; Алешинская, Куликов и др., 1976; Пеньков, Гамов, Додонов, 1976). Большое значение приобрели палеомагнитные данные. Использование палеомагнитных инверсий в качестве реперов при наличии биостратиграфического контроля обеспечивало надежные межрегиональные корреляции.

Важной ступенью стратиграфических исследований явились работа по Международной программе геологической корреляции (МПГК) и состоявшийся в Южном Таджикистане Международный геологический симпозиум по границе

неогена и четвертичной системы (Душанбе, 1977 г.). Для территории Южного Таджикистана была предложена стратиграфическая схема верхнеплиоцен-четвертичных отложений, уточненная и дополненная на основе новых данных (Пеньков, Гамов, Додонов, 1976; Додонов, Пеньков, 1977; Додонов, 1980). В стратиграфических построениях авторы использовали схему И.И.Краснова и К.В.Никифоровой (1973), в которой граница между неогеном и четвертичной системой была проведена по палеомагнитному эпизоду Олдувей (1,8 млн лет) и были выделены эоплейстоцен (1,8–0,8 млн лет) и плейстоцен (0,8–0,01 млн лет). Применение этой схемы сыграло положительную роль, она стала своего рода инструментом по унификации и корреляции региональных стратиграфических шкал и основой для обсуждения разных геологических рубежей в качестве вариантов нижней границы четвертичной системы в континентальных отложениях, что отражено в публикациях, посвященных границе между неогеновой и четвертичной системами (Додонов, 1980, 1987; Костенко, Кожамкулова, 1980; Костенко, 1987; Лоскутов и др., 1980; Несмеянов, 1980б; Тетюхин и др., 1980; Трофимов, Григина, 1980).

В 60-70- и 80-е годы среди исследователей продолжалась дискуссия о происхождении лёссов и как одна из гипотез рассматривалась элювиальная модель применительно к покровным образованиям, подверженным процессам криолитогенеза (Сергеев, Минервин, 1960; Сергеев, 1976; Минервин, 1982; Minervin, 1984). В Средней Азии эта концепция была предложена при изучении лёссов Чуйской долины в Северном Тянь-Шане (Усупаев, 1985, 1990). В условиях перигляциальной зоны высокогорных ледников уже отмечалась роль морозного выветривания в образовании мелкозема (Васильковский, 1952; Черняховский, 1966б). А.Г.Черняховский описывал молодые (голоценовые) делювиальные лёссы на Тянь-Шане в интервале высот 2900–3360 м, что соответствует уровню снежников. Источником лёссового материала, по мнению этого автора, был глинисто-дресвяный элювий, подвергшийся диагенетическому преобразованию. Почвенные процессы были одним из важных факторов диагенетических изменений элювия. По механическому составу описанный делювий характеризовался пониженным содержанием пылеватой фракции (0,05–0,01 мм), составляющей менее 30 %. Эти образования рассматривались как глинисто-карбонатные алевроиты, а по текстурным и структурным признакам они относились к лёссам.

Возможность использования теории криолитогенеза для объяснения происхождения лёссов предгорной зоны Средней Азии и их просадочных свойств критически оценивал Н.И.Кригер (1986). В столь южных широтах влияние мерзлоты в плейстоцене распространялось только на высокогорную зону, тогда как максимальное развитие лёссов наблюдается не выше 2000–2500 м. Кроме того, в лёссах Средней Азии пока не удалось зафиксировать явные признаки проявления криогенных нарушений. Южная граница палеокриогенной зоны по Б.А.Федоровичу (1962) проходит к северу от оз. Балхаш и через Северный Казахстан тянется к Южному Уралу, между тем как предгорья Тянь-Шаня, где распространены лёссы, входят в зону лишь сезонной мерзлоты. В работе Б.Ж.Аубекерова (1992) по Казахстану были приведены новые данные о криогенных структурах в районе Павлодарского Прииртышья, Сарыарки, Мугоджар и Тургая. Этим же автором отмечалось, что наиболее широкое распространение имеют криогенные образования позднеплейстоценового (сартанского) времени. В целом криолитозона имела место в восточной части Казахстана. По мнению Б.Ж.Аубекерова, ее уточненная граница проходит от гор Каратау на север до гор Улутау и огибает южную оконечность Мугоджар, продолжаясь к северной границе Прикаспийской низменности.

Признание процесса облессования пород под действием морозного и химического выветривания в условиях криолитогенеза (Сергеев, Минервин, 1960; Минервин, Сергеев, 1964) предполагало, что в зоне гипергенеза при частом промерзании и протаивании покровные отложения не только обогащаются пылеватым материалом, но и приобретают просадочные свойства. Сторонники этой гипотезы придают первостепенное значение просадочным свойствам облессованных пород. Например, на территории Западной Сибири, где роль облессования оценивалась достаточно высоко (Воронин, Минервин, 1973), глубина просадочности на отложениях средне-позднечетвертичного возраста достигает 5–6 м, что значительно превышает современную глубину промерзания. Поэтому такие глубины просадочности увязываются с большими глубинами сезонного промерзания в эпохи сартанского и зырянского оледенений. Такая модель формирования просадочных свойств, а, вместе с тем, элювиальная гипотеза происхождения лёссов и термин “облессование” пород применительно к Средней Азии не выдерживают критики, поскольку здесь глубины просадочности в лёссах дости-

гают 20–30 м (Сквалецкий, 1987) при еще большей мощности лёссовых толщ. Допущение промерзания пород в аридной зоне на такие глубины несовместимо со всем ходом палеогеографических изменений в этом регионе.

В целом можно видеть, что в течение многих десятилетий второй половины минувшего столетия среди исследователей продолжалось широкое обсуждение разных аргументов “за” и “против” золовой, водной, элювиальной и полигенетической гипотез происхождения среднеазиатских лёссов (Мавлянов, 1950; Скворцов, 1957; Васильковский, 1952; Ломонович, 1955, 1957; Мавлянов, 1957, 1958; Федорович, 1960; Костенко, 1962; Юсупова, 1962; Кригер, 1965; Крылков, 1965; Лёссовые породы..., 1966; Черняховский, 1966а; Черняховский и др., 1981; Наливкин, 1969; Никонов, 1971; Елисеев, 1973; Кадыров, 1979; Кригер и др., 1981).

Применительно к вопросам стратиграфии понимание генезиса лёссов имеет большое значение в связи с выяснением возраста мощных субаэральных покровов. Известно, что при разработке региональных стратиграфических схем четвертичных отложений многие авторы, определяя стратиграфическое положение лёссовых покровов, руководствовались главным образом водной гипотезой их происхождения. Следствием этого стало то, что субаэральные покровы рассматривались в едином комплексе с аллювием и пролювием. Мощным толщам лёссов, развитым на террасах, придавался тот же возраст, что и подстилающим аллювиальным сериям, а возраст водораздельных лёссов ассоциировался с возрастом денудационных уровней. Одним из негативных примеров таких представлений была параллелизация илякского и ташкентского комплексов с высокими адырными уровнями, сложенными мощными разновозрастными лёссовыми толщами, и отнесение последних к среднечетвертичному возрасту, что нашло отражение на крупномасштабных геологических картах четвертичных отложений.

Стратиграфическое и палеогеографическое изучение лёссово-почвенных образований Средней Азии, проводившееся с начала 70-х годов, внесло определенные коррективы в представления о соотношениях разновозрастных субаэральных и субаквальных толщ и условиях их формирования (Лазаренко, Шелкопляс, 1973; Додонов, Ранов, 1976 а; Додонов, Пеньков, 1977; Лазаренко и др., 1977; Степанов, Абдуназаров, 1977; Додонов, 1980, 1986; Додонов, Ломов, 1980; Кригер и др., 1980; Лазаренко, 1980; Лазаренко и др., 1980; Кадыров, 1982; Ломов и др., 1982; Мавлянов и др., 1982; Мавлянов, 1983).

Повышенный интерес к лёссово-почвенной стратиграфии привел к открытию и детальному изучению целого ряда принципиально новых по своему геологическому положению палеолитических местонахождений, связанных с погребенными почвами водораздельных лёссовых толщ (Лазаренко, Громов, 1970; Лазаренко, Ранов, 1975, 1977; Додонов, Ранов, 1976а, б, 1987; Додонов и др., 1978, 1980, 1989; Ранов, 1980; Ранов и др., 1987).

Расчленение четвертичных отложений Средней Азии, опирающееся на геоморфологические, тектонические и палинологические данные, нашло отражение в целом ряде работ (Костенко, Чистяков, 1962; Чистяков, 1966; Григоренко, 1970; Лоскутов, Трофимов, 1971; Трофимов, Григина, 1971; Несмеянов, 1971; Чедия, 1971; Никонов, Пахомов, 1972, 1976; Несмеянов, Макаров, 1974; Додонов и др., 1974; Шолохов и др., 1975; Григина, 1979а, б). Для расчленения ледниковых отложений Памира были применены палеомагнитный и термолюминесцентный методы (Пеньков и др., 1976; Никонов, 1987).

На основании изучения ярусности рельефа горных областей и увязки отдельных элементов этого рельефа с моренными образованиями Памира и Памиро-Алая (Лоскутов, Трофимов, 1971) выделены: верхний ярус рельефа, соответствующий неогеновой (миоценовой) молассе; средний ярус рельефа ( $N_2-Q_1$ ) и коррелятные ему отложения кулябской свиты в Афгано-Таджикской депрессии и морены тупчакского оледенения в высокогорной зоне; нижний ярус рельефа, включающий террасы (до трех региональных террас) илякского комплекса, с которыми коррелируются морены второго (ляхшского) оледенения, а также террасы душанбинского (верхнечетвертичного) комплекса, с которыми сопоставляются морены позднечетвертичного оледенения.

В пределах Тянь-Шаня О.К.Чедия (1986) выделяет три яруса рельефа, отвечающих трем стадиям новейшего горообразования. Верхний ярус, представленный одной либо двумя ступенями, синхронен первой тектонической стадии олигоцен-миоценового времени и коррелятен нижней красной части моласс – массагетской – киргизской серии. Средний ярус состоит из двух ступеней, сложен моренно-флювиогляциальными и аллювиально-пролювиальными отложениями; он соответствует вершинной поверхности высоких предгорий (верхнему адырному уровню). Этот ярус синхронен второй стадии новейшего тектогенеза плиоцен-плейстоценового возраста. С дном среднего яруса рельефа параллелизуется VII цикловая терраса. С VII террасой коррелируются от-



ложения шарпылдакской свиты и тепкинские слои. (В построениях автора настоящей работы такая корреляция предполагает эоплейстоценовый возраст VII цикловой террасы.) Нижний – третий – ярус рельефа характеризуется узкими V-образными долинами, в пределах которых насчитывается шесть цикловых террас. Возраст третьего яруса рельефа О.К.Чедия рассматривает как среднеплейстоцен-голоценовый. В высокогорной зоне, по О.К.Чедия, выделяется четыре моренных комплекса: верхнеплиоценовый – как вероятное оледенение, ниже-, средне- и верхнечетвертичный комплексы. По А.К.Трофимову (1973), нижний ярус рельефа на основании геолого-геоморфологических данных расчленяется на три комплекса: 1 – токмакский (=сырдарьинский, =амударьинский) – отложения пойм и I надпойменной террасы, с которыми коррелируются морены последней (голоценовой) фазы оледенения; 2 – тургень-аксуйский, или аламединский (=душанбинский, =голодно-степский), – II и III надпойменные террасы, с ними коррелируются морены последнего (позднеплейстоценового) оледенения; 3 – джергаланский (=илякский, =ташкентский), представлен высокими IV, V и VI террасами и коррелятными им моренами максимального оледенения. Как нетрудно заметить, в работах цитированных выше авторов общий характер выделения ярусов рельефа и параллелизация с ними основных стратиграфических подразделений практически совпадают для Памира, Памиро-Алая и Тянь-Шаня.

В разные годы изучение плиоценовой и четвертичной фауны млекопитающих Средней Азии проводили многие исследователи – Е.И.Беляева, В.С.Бажанов, Б.С.Кожамкулова, Э.А.Вангенгейм, И.А.Дуброво, М.В.Сотникова, П.А.Тлеубердина, Ш.Шарапов, Л.И.Алексеева, В.Е.Гарутт, Е.Л.Дмитриева, И.А.Вислобокова, В.И.Жегалло, В.С.Зажигин, Б.А.Трофимов, В.Ю.Решетов, Л.А.Тютюкова, Г.Д.Хисарова, Н.С.Шевырева.

\*\*\*

Таким образом, если систематизировать изложенные материалы по изученности четвертичного периода Средней Азии с конца предыдущего столетия до семидесятых – восьмидесятых годов последнего столетия, т.е. почти за столетний отрезок времени, то необходимо констатировать следующее.

1. В большом числе работ, посвященных истории горного оледенения и стратиграфии лед-

никовых образований, наблюдаются разные представления о количестве оледенений и о степени их выраженности. Диапазон различных подходов в оценке числа оледенений выражается, как правило, в утверждении существования от одного до четырех–пяти оледенений. Разногласия в определении числа оледенений и трудности в стратиграфическом расчленении моренных образований вызывали большие сомнения в самой возможности сопоставления стратиграфических подразделений Средней Азии и Европы. Роль тектоники в этом случае представлялась как мощный фактор, обуславливающий региональное своеобразие и провинциальность в развитии природных процессов, в том числе и климатических событий.

2. Отсутствие четких представлений о проведении границы между неогеновыми и четвертичными отложениями в разрезах Средней Азии затрудняло выяснение возраста горизонтов позднеплиоцен-раннечетвертичного интервала и создание единой региональной стратиграфической шкалы верхнеплиоцен-четвертичных отложений.

3. Господство взглядов, ориентирующихся на геоморфологические и тектонические критерии в стратиграфических построениях, обуславливало узко региональный подход к стратиграфии верхнеплиоцен-четвертичных отложений.

4. Недооценка стратиграфического значения лёссово-почвенных покровов и весьма противоречивые представления о их генезисе привели к неоднозначным суждениям относительно их строения и положения в геологическом разрезе. Внедрение принципов климатостратиграфии стало широко осуществляться лишь с началом детального изучения лёссово-почвенной формации, чему в данной работе уделяется значительное внимание.

5. Применение в последние десятилетия биостратиграфического и палеомагнитного методов в изучении плиоцена и квартера положило начало созданию палеонтологически и геохронологически обоснованных шкал, хотя оставались нерешенные вопросы – это детальная геологическая привязка ряда местонахождений фауны млекопитающих, проблемы установления границ между основными стратиграфическими подразделениями, детализация стратиграфических схем, региональная и межрегиональная корреляции верхнеплиоценовых и четвертичных отложений.

# ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ПРЕДПОСЫЛКИ ДЛЯ РЕШЕНИЯ НЕКОТОРЫХ ВОПРОСОВ ГЕОЛОГИИ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА СРЕДНЕЙ АЗИИ

В изучении четвертичных отложений Средней Азии не существовало единого подхода так же, как и не было общепринятой парадигмы, объясняющей закономерности и особенности развития геологических процессов в течение четвертичного

периода. Необходимо выделить несколько основных проблем, определяющих пути решения многих вопросов, которые возникают перед геологами-четвертичниками, исследующими Среднюю Азию. Ниже мы рассмотрим главные из них.

## 2.1. Ледниковые и межледниковые эпохи высоких широт и их связь с аридными и плейстоценовыми палеоклиматическими фазами низких широт

На страницах геологической печати плейстоценовая проблематика появилась со второй половины XIX столетия. Термин “плейстоценовые” эпохи (буквально “дождливые”) предложил в 1868 г. А.Тейлор. Сухие эпохи стали называть межплейстоценовыми, или аридными (Марков, Величко, 1967).

Решение проблемы временных соотношений ледниковых и межледниковых эпох с аридными и плейстоценовыми палеоклиматическими фазами имеет принципиальное значение для климатостратиграфических построений и корреляции геологических событий в разных ландшафтно-климатических зонах. Дело еще в том, что в аридных областях, к которым принадлежит Средняя Азия, применение ледниково-межледниковой шкалы умеренных широт по принципу чередования холодных и теплых климатических фаз сталкивается с определенными трудностями, так как в аридных областях лучше проявлены эпохи увлажнения и иссушения, а признаки похолодания выражены сравнительно слабо.

Существуют разные подходы при рассмотрении вопросов синхронности и диахронности климатических циклов. Одни исследователи полагают, что во время оледенений имели место плейстоценозы (условно назовем – ледниково-плейстоценовая модель) в аридных областях низких широт, а с межледниковьями, соответственно, сопоставимы фазы аридизации. Другая группа исследователей утверждает, что эпохи оледенений сопровождались общим иссушением климата (ледниково-аридная модель), включая аридные области, тогда как во время межледниковий наступали более благоприятные условия увлажнения, которые распространялись и на аридные зоны субтропиков.

В число аридных и семиаридных территорий субтропического пояса Северного полушария,

для которых применяются ледниково-плейстоценовая или ледниково-аридная концепции, обычно включаются Большой Бассейн в Северной Америке, Северная Африка, Ближний и Средний Восток, Средняя Азия, Центральная и Восточная Азия. Перечень этих территорий указывает на глобальность проблемы, связанной с аридными и плейстоценовыми эпохами.

Группа исследователей, признающая, что интервалы увлажнения совпадали с эпохами оледенений, в качестве причин возникновения плейстоценовых условий приводит такие показатели, как увеличение водности рек и трансгрессии озер, понижение среднегодовых температур и уменьшение испаряемости, изменение атмосферной циркуляции. На эту тему существует обширная отечественная литература, и сама проблема продолжает дискутироваться (Герасимов, Марков, 1939; Кригер, 1962; Равский, 1965, 1972; Марков, Величко, 1967; Марков, 1977; Васильев, 1980; Величко, 1980, 1989; Девяткин, 1980; Пахомов, 1982; Мурзаева и др., 1984, 1991; Долуханов, 1985; Додонов, 1986; Зубаков, 1986; Варушенко и др., 1987; Девяткин и др., 1989; Борзенкова, 1992).

Одним из аридных регионов, где на ранних этапах изучения четвертичного периода были выделены аналоги, соответствующие основным стратиграфическим подразделениям альпийской ледниковой шкалы, был Ближний Восток. Здесь с ледниковыми событиями отождествлялись плейстоценовые эпохи, а с межледниковьями – межплейстоценозы (Blau, 1891). Наиболее ярко выраженный плейстоценоз ассоциировался с миндельским оледенением, тогда как, например, миндель-рисс рассматривался как довольно длительный сухой период. Такой подход широко использовался при четвертичных исследованиях

Северной Африки и изучении древнейших местонахождений с остатками гоминид рифтовой зоны Восточной Африки (Leakey, 1936, 1965; Nilsson, 1931, 1964). Эта концепция имела сторонников и разрабатывалась как теоретическая модель развития природных процессов четвертичного периода аридных и семиаридных областей внетропического пространства (Шварцбах, 1955; Butzer, 1958; Флинт, 1963; Марков, Величко, 1967).

Одним из наиболее сильно действующих факторов изменений окружающей среды в четвертичное время были ледниковые покровы континентов, возникавшие и исчезающие в результате глубоких палеоклиматических колебаний глобального масштаба. Баланс поверхностного стока на континентах, подвергавшихся наземному оледенению в ледниковые эпохи, менялся во времени и в пространстве. Увеличение обводненности происходило на территориях, граничащих с ледниками; кроме того, при деградации ледников происходил повышенный сброс талых вод. Объемы материковых льдов в эпохи оледенений увеличивались по крайней мере в два раза по сравнению с их современными объемами, заключенными сейчас главным образом в ледяных покровах Антарктиды (23 449 тыс. км<sup>3</sup> – по К.К.Маркову и др., 1968) и Гренландии (2 700 тыс. км<sup>3</sup>). Допускалось, что только в Северном полушарии со времени максимума последнего оледенения должно было растаять 35 000 тыс. км<sup>3</sup> льда (Шварцбах, 1955). Объемы горнодолинных ледников в эпохи оледенений в несколько раз превышали современные объемы льдов в горах. Новые расчеты допускают, что общий объем современных континентальных льдов достигает  $30,5 \cdot 10^6$  км<sup>3</sup>, из них  $27,9 \cdot 10^6$  км<sup>3</sup> находятся в Антарктиде и  $2,6 \cdot 10^6$  км<sup>3</sup> – в Гренландии (Hughes et al., 1981); во время последнего ледникового максимума общий объем льдов увеличился на  $53 \cdot 10^6$  км<sup>3</sup> (Berger et al., 1993).

Сезонное таяние ледников во время оледенений, особенно на стадии дегляциации, давало увеличенный сток в речные системы и внутренние бассейны, поэтому с ледниковыми эпохами там, где ледниковое питание влияло на водный баланс, было связано повышение уровня в большом числе внутренних бассейнов аридной и семиаридной областей. Во время последнего оледенения имели место трансгрессивные фазы озер Большого Бассейна (Флинт, 1963; Моррисон, 1968; Sugrey, 1980).

Позднеплейстоценовые трансгрессии Каспийского моря (ранне- и позднехвалынская) происходили во время валдайских ледниковых стадий (Федоров, 1978; Васильев, 1980; Леонтьев, Рыча-

гов, 1980). При детальном анализе колебаний уровня Каспийского моря установлено, что интергляциалу, разделяющему ранне- и поздневалдайское оледенения, соответствовали две (буйнакская и туркменская) стадии раннехвалынской трансгрессии; во время роста поздневалдайского ледникового щита имела место енотаевская регрессивная фаза Каспия (25–16 тыс. лет), а позднехвалынская трансгрессия происходила от 16 до 11 тыс. лет назад в период таяния и сокращения поздневалдайского ледника (Варушенко и др., 1980, 1987). Считается, что во время енотаевской регрессии уровень Каспия мог понижаться до –64 м абс. и даже, возможно, на короткий срок до –113 м абс., тогда как при последующей трансгрессии он достигал отметок  $0 \div -2$  м абс. Отсутствие единства в представлениях относительно возраста (по разным методам датирования) хвалынской трансгрессии не позволяет точно установить ее соотношение с ледниковыми событиями. Однако, если следовать данным по радиоуглеродным датировкам, то возраст ранне- и позднехвалынской трансгрессии укладывается в поздневалдайский этап (20–10 тыс. лет назад) (Свиточ и др., 1998).

На Ближнем Востоке с позднеплейстоценовым оледенением ассоциируется трансгрессия Мертвого моря и повышение уровня в озерах на востоке Турции и на северо-западе Ирана, а также обводнение межгорных впадин в Центральных Пальмирах и в Эль-Габе (Niklewski, Zeist, 1970; Fukuda, 1973; Horowitz, 1979, 1987; Farrand, 1981).

По данным Н.Робертса и Х.Райта (Roberts, Wright, 1993), анализ уровня таких озерных бассейнов, как оз. Зерибар (Загрос), оз. Бейсехир и оз. Кониа (Южная Анатолия) и Мертвого моря свидетельствует о том, что после относительно высокого стояния бассейнов во время позднеплейстоценового ледникового максимума самое заметное понижение уровня воды – ниже современного – произошло в интервале 9–6 тыс. лет назад, что находит также отражение и в палинологических данных. Так, в раннем голоцене на сравнительно удаленных от моря территориях растительность была лесостепной и степной, указывая на значительную аридность климата. В среднем и позднем голоцене уровень указанных бассейнов был близок к современному. В районах, ближе расположенных к морю, замещение степной растительности на древесную произошло 9000 лет назад, тогда как во внутренних районах имело место запаздывание в развитии лесной растительности.

По палинологическим данным (Zeist, Bottema, 1988), в горах Загроса в интервале времени

40–35 тыс. лет назад произрастали редкостойные леса; 35–14 тыс. лет назад условия были неблагоприятны для произрастания лесов. Появление древесной растительности произошло после 10 тыс. лет назад. На этом рубеже в районе оз. Зерибар (1300 м над ур. м.) травянистая растительность, характерная для холодных степей ледникового максимума, сменилась древесной; примечательно появление таких типичных для Средиземноморья компонентов растительности, как вечнозеленый дуб и фисташка. Процентное содержание пыльцы дуба, фисташки и ясени значительно возросло 6 тыс. лет назад. Упомянутые авторы обращают внимание на то, что, например, пояс вечнозеленого дуба во время ледникового максимума не перемещался вниз, в низкие предгорья, а был полностью редуцирован под влиянием понижения температур и аридизации, что продемонстрировано детальной палинодиаграммой по донным осадкам оз. Мирабад, находящегося на 500 м ниже оз. Зерибар.

В рифтовой долине Эль-Габ в интервале 50–11 тыс. лет назад имела место частая сменяемость лесных и степных фаз; на рубеже 11–10 тыс. лет назад лесная растительность быстро распространилась на северо-западе Сирии. На севере и северо-западе Турции по палинологическим данным, полученным из донных отложений озер Зёгют и Абант, расположенных, соответственно, на высотах 1400 и 1300 м над уровнем моря, смена степной растительности на лесную произошла на рубеже 10 тыс. лет назад.

В целом для позднего пленигляциала (24–14 тыс. лет), по палинологическим данным, подкрепляемым радиоуглеродными датировками, на территории Ближнего Востока реконструируются климатические условия с минимальными температурами и малым количеством атмосферных осадков (Zeist, Bottema, 1988). Отмечается, что для древесной растительности было важно не столько понижение температур, сколько уменьшение количества осадков. Во время ледникового максимума разреженная древесная растительность сохранялась лишь на западе Сирии, в Ливане и Израиле. В Западной Турции предполагается господство степей в сочетании с редкостойными лесами, занимающими незначительные участки вдоль побережья. Рост температур в раннем голоцене не сопровождался быстрым увеличением количества осадков. Этим объясняется постепенность и неодновременность экспансии древесной растительности в разных регионах Ближнего Востока в раннем голоцене.

Как можно видеть, палинологические данные по разрезам Ближнего и Среднего Востока иллю-

стрируют прямые соотношения между развитием древесной растительности и межледниковыми условиями голоценового оптимума. Вместе с тем, в эпоху позднеплейстоценового оледенения условия произрастания лесов были изменчивы с тенденцией их частичной деградации при том, что уровень внутренних бассейнов был повышен. Характерно и то, что по хорошо датированным палинодиаграммам во время похолодания не было зафиксировано перемещения вниз – в предгорья растительного пояса с теплолюбивыми древесными формами.

В Средней Азии заполнение водой Аральской и Сарыкамышской впадин параллелизуется с последней ледниковой эпохой (Кесь, 1957, 1983; Квасов, 1980; Серебрянный и др., 1980; Пшенин и др., 1984; Развитие ландшафтов ..., 1993). При этом, по мнению Д.Д.Квасова, обводнение, вероятно, имело дифференцированный характер во времени; иссушение и сокращение расходов воды в Амударье отмечается в максимальную стадию валдайского оледенения. С последним тезисом не согласны другие исследователи (Серебрянный и др., 1980, с. 63). Повышение уровня озера Иссык-Куль в позднем плейстоцене определялось таянием горных ледников (Разрез..., 1971). Аналогичным образом обводнение впадин Котловины Больших озер и Долины озер и повышение озерных уровней происходило одновременно с оледенением гор Монгольского Алтая (Девяткин, 1981; Девяткин и др., 1978, 1989).

Однако только повышенная обводненность не могла обусловить увеличение увлажнения климата. На это обращал внимание Э.И.Равский (1972) при изучении Внутренней Азии. Он отмечал, 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. Согласно М.И.Будыко (1980, с. 133), коэффициент влагооборота зависит от баланса водяного пара в атмосфере и не зависит от величины речного стока. Им же отмечалось, что на обширной территории Азии большая часть выпадающих осадков образуется из водяного пара, принесенного на континент извне, т.е. главным источником увлажнения является океаническая влага (Будыко, 1980, с. 135). Сокращение испарения вследствие похолодания выдвигается сторонниками ледниково-плювиальной концепции в качестве причины развития плювиальной обстановки. Однако это не может служить базисом для объяснения условий увлажнения, поскольку данные по анализу климатообразующих факторов говорят о том, что уменьшение испарения влечет за

собой пониженную относительную влажность нижней тропосферы и, как следствие, – малое количество атмосферных осадков.

С точки зрения общей теории развития палеоклиматов заслуживают внимания те эмпирические данные, которые показывают, что с переходом к ледниковому климатическому режиму возникла аридизация континентов, особенно внутриматериковых областей (Борзенкова, 1992). С этой концепцией согласуются данные по палинофлоре Северного Китая, свидетельствующие о том, что сухость климата стала играть определяющую роль в развитии окружающей среды при переходе к холодному четвертичному периоду. В течение плейстоцена на равнинных пространствах в провинции Хэбэй установлено, что в теплые фазы были широко распространены степи с редкостойными хвойными и широколиственными лесами. В максимум похолодания пыльца травянистых доминировала; пыльца *Artemisia* достигала более 90 % от общего состава пыльцевого комплекса. Интересно, что увеличение содержания пыльцы *Picea* приходится на ранние стадии перехода от теплых фаз к холодным. Во время холодных фаз температура продолжала падать и аридизация возрастала, поэтому *Picea* не могла выживать дольше и степи становились доминирующим типом растительного покрова (Li Naomin et al., 1995).

Палеогеографические и палеоклиматические реконструкции для последнего ледникового максимума показывают, что на всей территории США, кроме Большого Бассейна, были сухие и холодные климатические условия (Барри, 1986). Юго-запад США рассматривается как уникальная область, где предполагается увеличение количества осадков в позднем висконсине (=вюрме), результатом чего явился плювиально-озерный режим Большого Бассейна. Считается, что такие условия создались в результате поступления влажных воздушных масс из восточной части Тихоокеанского океана. Предполагается, что в центральной части Северной Тихоокеанской области во время ледникового максимума существовали области пониженного давления и сравнительно высокие температуры поверхностных вод океана, что провоцировало поступление потоков теплого влажного воздуха на континент в район Большого Бассейна (Kutzbach, Wright, 1985).

Интересны данные о связи этапов климатической аридизации и ледниковых эпох на территории Африки, где влияние талых вод горных ледников не проявлялось. Р.В.Фэйрбридж (1968), анализируя распространение эоловых песков, пришел к заключению, что устанавлива-

ется корреляция между высокой аридностью и эвстатически низким уровнем моря, т.е. ледниковой фазой. В Северной Африке для ледниковой эпохи им отмечалось более широкое распространение эоловых процессов и смещение границ аридной зоны на 2–3 тыс. км к экватору. Допускалось, что только в узкой полосе средиземноморского побережья Африки во время последнего оледенения западные ветры могли приносить значительное количество осадков. Уровень оз. Чад в Сахаре понижался во время последнего оледенения (Servant, 1970). Трансгрессивные фазы оз. Чад совпадали с интерстадиальными потеплениями в Европе. Большая обводненность озерных понижений в Северной Африке приходится на первую половину голоцена (Faure, 1969; Chaline, 1985). Для южной части Сахары и Сахеля имеются данные о развитии дюн в эпоху, близкую к 40 тыс. лет назад, а также в интервалах от 20 до 12 тыс. лет назад, около 8–7 тыс. лет назад и в современную эпоху, начиная с 4,5 тыс. лет назад (Rognon, 1987 а, б). Во время средневюрмского интерстадиала (40–20 тыс. лет назад) на территории Сахары и Магриба имело место относительное увлажнение. В отрезок времени исключительного похолодания в Северном полушарии (20–18 тыс. лет назад) многие крупные озера в пределах пустынных областей Сахары, в том числе и оз. Чад, пересыхали. Этот интервал в Сахаре получил название Оголиан (Ogolian). В это время массивы дюнных песков наступали на юг, в сторону Сахеля. Они заполняли долину р. Сенегал и верхнюю часть долины р. Нигер.

Все это показывает, что на севере Африки во время оледенений устанавливался более сухой, а в фазу ледникового максимума – гипераридный климат, который контролировался антициклонными сухими воздушными массами, тогда как роль несущего влагу юго-западного муссона снижалась. На востоке Северной Африки во время последнего оледенения сокращалось влияние юго-восточного муссона, который в голоцене и в настоящее время обеспечивает влагой Абиссинское нагорье и юго-восточное побережье Аравийского полуострова (Clemens et al., 1991).

Усиление влажности за счет муссонных дождей в Северной Африке – от Западной Сахары до Восточно-Африканского рифта от 9 до 30° с. ш. – устанавливается в раннем голоцене, хотя в этот же временной интервал сравнительно сильный апвеллинг и значительная антициклонная деятельность способствовали развитию в районе Атласских гор относительно аридной обстановки. Большее увлажнение на северо-западе Афри-



ки, в районе Атласских гор, наступило в среднем голоцене (6 тыс. лет назад). На основании анализа датированных ( $^{14}\text{C}$ ) палинодиаграмм в целом установлено, что продвижение пояса летних тропических дождей в северном направлении в регионах Сахара – Сахель – Судан было наиболее значительно в раннем голоцене, тогда как его минимальное смещение к северу отмечено в интервале 16,7–14,3 тыс. лет назад (Street-Perrott, Perrott, 1993). Материалы по развитию озерных бассейнов в Сахаре указывают на большую обводненность в среднем голоцене (Petit-Maire, 1986; Petit-Maire, Guo, 1997), что согласуется с моделью глобального среднеголоценового потепления. Во время этого потепления возрастала роль муссонной циркуляции, за счет чего обеспечивалось большее увлажнение гипераридного пояса, расположенного по обе стороны от тропика.

Таким образом, в Северной Африке наблюдается достаточно хорошая корреляция фаз увлажнения с голоценовым оптимумом и средневюрмским интерстадиалом, тогда как аридизация палеоклимата проявилась во время последнего ледникового максимума.

На основании изучения палиноспектров в донных осадках вдоль атлантического побережья Африки установлено, что перемещение границы между Сахарой и Сахелью в интервале широт 15–23° с. ш. определялось ледниково-межледниковыми циклами. Во время гумидных фаз межледникового типа эта граница смещалась к северу, что свидетельствует о сокращении зоны с экстремально аридной растительностью (Dupont, Hooghiemstra, 1989). В ледниковые эпохи (6-я и 2-я стадии  $\delta^{18}\text{O}$ ) усиливались ветры и эоловый перенос, тогда как в межледниковье (5-я стадия) ветровая деятельность сокращалась (Hooghiemstra, 1989).

Новые данные, полученные по международной программе PAGES – глобальные изменения прошлого, рассматривающей Африкано-Азиатскую аридно-семиаридную зону низких широт, свидетельствуют об отчетливо проявленной фазе аридизации во время последнего ледникового максимума 21–15 тыс. лет назад (Petit-Maire, Yan, 1993). Осадки в это время сокращались на 50 % по сравнению с нынешним их уровнем. Аридизация также фиксируется в первую половину последнего ледникового (70–55 тыс. лет назад). Увеличение количества атмосферных осадков по сравнению с современным на 100–300 мм приходится на интервал от 8,5±0,5 до 6,5±0,5 тыс. лет назад. Таким образом, можно говорить о синфазности голоценового потепления и увеличения влажности Африкано-Азиатской аридно-семиаридной зоны.

Моделирование процессов атмосферной циркуляции для Северного полушария на время ледникового максимума (18 тыс. лет назад) дает основание предполагать, что на всем пространстве средних широт от Северной Америки до Южной Европы сокращался индекс увлажнения (количество осадков минус испарение) (Kutzbach, Wright, 1985). Объяснение этого явления в том, что ветры западного переноса становились холоднее и суше, так как морские льды в Северной Атлантике доходили в летний сезон до 60° с. ш., а в зимний – до 40–50° с. ш. Температуры поверхностных вод в Атлантике и в Тихом океане понижались в среднем на 2° С. В Африкано-Евразийской зоне для раннего голоцена (от 9 тыс. лет назад до атлантического оптимума) на основании моделирования устанавливается усиление летних и зимних муссонов, а также увеличение разницы сезонных температур над континентами (Kutzbach, Guetter, 1984).

В результате анализа различных климатообразующих факторов для позднего плейстоцена (неоплейстоцена) и голоцена А.А.Величко (1989) пишет о квазисинхронности в развитии двух фаз потепления (земском и голоценовом) в высоких широтах и двух фаз увеличения увлажнения в низкоширотном поясе. Подтверждается глобальность снижения количества осадков во время последнего ледникового максимума, хотя при этом в Западном полушарии – в Северной Америке – во время висконсинского оледенения аридизация проявлялась слабее.

С точки зрения меридиональных корреляций интересны данные по глубоким скважинам, пробуренным на ледяных щитах в Антарктиде и в Гренландии. В Антарктиде, на станции Восток, по скв. 3Г (глубина 2083 м) и 4Г (2546 м) было установлено, что общие колебания палеотемператур между теплыми и холодными фазами достигали 9° С при современных среднегодовых – 55° С; самые низкие температуры приходились на 20, 60, 110 и 140–200 тыс. лет назад. Холодная фаза 110 тыс. лет назад была на 2° С теплее, по сравнению с другими холодными интервалами (Lorius et al., 1985; Jouzel et al., 1990, 1993). Содержание  $\text{CO}_2$  и  $\text{CH}_4$  при переходе от последнего оледенения к голоцену увеличивалось, соответственно, на 30 и 80 %.

Учитывая данные по изменению содержания  $\text{CO}_2$  в атмосфере, представляется интересным привести расчеты баланса палеотемпературных колебаний для последнего ледниково-межледникового цикла, предложенные А.Берже с соавторами (Berger et al., 1993). Так, для модели без учета водяных паров, эффект воздействия

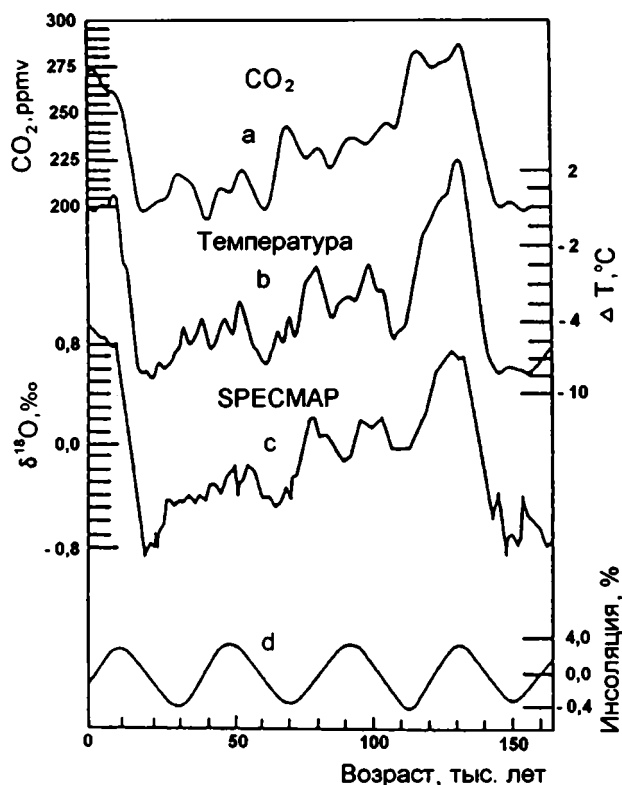


Рис. 2. Корреляция кривых, отражающих: а – изменения содержания  $\text{CO}_2$  в палеоатмосфере; б – колебание поверхностных температур (измерения по изотопам дейтерия); с – вариации изотопов кислорода –  $\delta^{18}\text{O}$  SPECMAP; д – колебание величины солнечной радиации (%) по отношению к современному значению инсоляции для  $78^\circ$  ю.ш. (Jouzel et al., 1990). Палеоклиматические параметры (а, б) получены по керну льда скважины Восток, Антарктида

астрономического фактора (инсоляция плюс альбедо) на понижение палеотемператур составляет 67 %,  $\text{CO}_2$  – 33 %, т. е.  $-2,7 = -1,8 - 0,9$ . В усложненной модели, в которой принимается во внимание влияние водяных паров в атмосфере, общее понижение температуры возрастает и этот баланс выглядит как  $-4,5 = -3,0 - 1,5$ .

Изучение проб льда глубоких скважин в Антарктиде и в Гренландии показало, что во время последнего и предпоследнего оледенений отмечалась повышенная концентрация аэрозолей морского и континентального происхождения, что связано с расширением аридных областей в пределах континентов, осушением шельфов, усилением ветров и эффективным меридиональным обменом воздушных масс. Аккумуляция атмосферных осадков подчинялась температурному режиму: во время самых холодных фаз количество осадков сокращалось в 2 раза, по сравнению с современным (Lorius, 1983; Grousset et al., 1992; Dansgaard et al., 1993; Jouzel et al., 1993;

Taylor et al., 1993). Кривая поверхностных палеотемператур на станции Восток хорошо согласуется с изотопно-кислородной кривой SPECMAP, кривыми инсоляции и содержания  $\text{CO}_2$  (рис. 2). Тем самым подтверждается синхронность палеоклиматических изменений между средними широтами и приполярными областями.

Эвстатическое понижение уровня Мирового океана во время оледенений достигало 100–150 м. Осушение морских шельфов придавало дополнительный импульс увеличению континентальности и аридности внутренних областей суши. Значительные пространства шельфа становились ареной развития эоловых процессов. Анализ развития процессов эоловой седиментации в глобальном масштабе (Rea, 1994) показал, что в эпохи оледенений насыщение тропосферы Северного полушария минеральным аэрозолем возрастало в 3–5 раз по сравнению с современными условиями. За счет снижения уровня Мирового океана и смещения на юг границы морских льдов, наряду с понижением температуры поверхностных вод, сокращалось поступление атмосферных осадков во внутренние области континентов.

Таким образом, из приведенных данных можно сделать следующие выводы. Во время холодных палеоклиматических фаз в значительной части аридных областей суши таких, как Северная Африка, Средняя, Внутренняя и Восточная Азия, происходило иссушение климата. В целом для аридной зоны низких широт Азии эмпирические данные согласуются с моделью, по которой холодным фазам соответствует аридизация, а теплым – увлажнение. Анализ новейших материалов по проблеме плейстоцена склоняет автора настоящей работы к выводу о том, что представления о соответствии плейстоцена – ледниковым эпохам и аридов – межледниковьям как одна из концепций не может служить всеобъемлющей теоретической моделью особенно для регионов, находящихся во внутриконтинентальных областях. Обоснованием для развития представлений, согласно которым похолодание отождествляется с плейстоценом, а потепление – с аридизацией, нередко служат данные о высоких уровнях озерных бассейнов, имеющих питание за счет талых ледниковых вод. Однако только обводнение территорий не может служить причиной гумидизации. Само понятие плейстоценности – дождливости (лат. – *pluviosus* – дождливый) предполагает прежде всего увеличение атмосферных осадков, источником которых являются влажные и теплые воздушные массы, формирующиеся над океаном.

Предполагается, что в области Большого Басейна в Северной Америке во время позднеледникового похолодания, наряду с синхронным

развитием озерных трансгрессий и ледниковых стадий, происходило некоторое увеличение атмосферных осадков в результате циклональной деятельности, связанной с центром низкого давления в центральной части Северной Пацифики. Нет однозначного решения проблемы при поиске корреляционных связей между теплыми/холодными и плювиальными/аридными фазами на Ближнем Востоке, хотя, например, последний

ледниковый максимум по озерным отложениям Турции и Загроса представляется как эпоха с минимальными температурами и малым количеством осадков. Последние два примера, связанные с районами Большого Бассейна Северной Америки и Ближнего Востока, по-видимому, свидетельствуют о существовании провинциальных особенностей в чередовании ледниково-межледниковых и аридно-плювиальных циклов.

## 2.2. Плиоцен-четвертичный орогенез и проблема общего иссушения Средней и Центральной Азии

В позднем кайнозое в результате коллизии Индостанской плиты и Евразии стали развиваться активные горообразовательные процессы, охватившие всю Центральную Азию, что вызвало значительные палеоклиматические изменения как в региональном, так и в глобальном масштабе. Важную роль при этом играло поднятие Тибета. Оно началось в эоцене, и к плиоцену поднятие составляло порядка 1000 м. В пределах Тибетского плато в миоценовых и раннеплиоценовых отложениях найдены остатки гиппарионов, а также пыльца кедра, пальмы, дуба, что указывает на теплый климат и отсутствие орографических барьеров для миграции фауны (Li et al., 1995). Наибольшие поднятия Тибетского плато произошли в позднем плиоцене и плейстоцене, составив не менее 3000 м. В это же время к западу и юго-западу от Тибета активное воздымание испытали Гималаи, Гиндукуш, Памир и Тянь-Шань (Гансер, 1967; Несмеянов, 1971; Макаров, 1977; Burbank, Johnson, 1982, 1983; Burbank, Reynolds, 1984; Чедия, 1986; Трифионов, 1999).

Появление горных сооружений в Центральной Азии, превышающих 4000 м над уровнем моря, существенно изменило атмосферную циркуляцию. Влияние на климат роста горных сооружений Средней и Центральной Азии было четко сформулировано раньше В.М.Синицыным: «Причиной усыхания Центральной Азии явилось поднятие горных систем Куьлуна, Гималаев, Цинь-Линь-Шаня, Аюшаня и Большого Хингана, оторвавших эту часть континента от влажных муссонов, поступающих со стороны Индийского и Тихого океанов» (Синицын, 1949, с. 9).

Моделирование процессов атмосферной циркуляции показывает, что рост горных сооружений в Центральной Азии в позднем кайнозое усилил контрасты барических градиентов между сушей и морем. Несомненно, важным фактором этих изменений было воздымающееся Тибетское плато, площадь которого достигает 2 500 000 км<sup>2</sup>,

а средняя высота – 4500 м. Поднятие Гималаев и Тибета вызвало отклонение воздушных масс западного переноса к северу. В зимний период над Тибетским плато стали формироваться охлажденные воздушные массы, вызывая нисходящие токи воздуха и стимулируя развитие антициклональной системы циркуляции по периферии плато. В летний период прогревание поверхности плато стало приводить к нагреву воздушных масс, вызывая восходящие токи воздуха и создавая условия для циклональной системы циркуляции, что в свою очередь усиливало летние муссоны на юго-востоке Азии (Ruddiman, Kutzbach, 1990).

Горные цепи Гималаев и Гиндукуша преградили путь влажным муссонам со стороны Индийского океана к северу, и если еще в плиоцене и раннем плейстоцене увлажнение было достаточным, чтобы на Памире и в Южном Тянь-Шане произрастали леса, то к концу плейстоцена леса к северу от Гиндукуша деградировали и ареал еловых лесов сохранился лишь на северном Тянь-Шане (Пахомов, 1962). В этой связи тезис о высыхании Центральной Азии в его историко-геологическом аспекте несомненно справедлив, и это подтверждается геологическими материалами.

Если же рассматривать более ограниченные отрезки времени, например, поздний плейстоцен, голоцен или историческую эпоху, то в этом случае необходимо учитывать сложный спектр климатических колебаний, возникающих под влиянием периодических изменений, вызванных взаимодействием разных факторов. Так, о сравнительно продолжительной фазе увлажнения Средней Азии, приходящейся на голоцен, свидетельствуют археологические данные. Широкое развитие неолитической культуры и распространение первобытного человека на пространствах Кызылкумов, Восточного Прикаспия, Устюрта и Приаралья приходится на среднюю часть голоцена (Виноградов, 1968 а, б; Коробкова и др.,

1968). Возраст наиболее изученных неолитических – кельтеминарских стоянок в Акчадарьинской дельте ограничивается второй половиной IV и рубежом III-II тысячелетий до н. э. Неолитическая культура, датируемая средним голоценом, известна в бассейне Лявляканских озер во Внутренних Кызылкумах. После изучения Лявляканских неолитических стоянок эпоху увлажнения, с которой было связано расселение неолитического человека, часто стали называть лявляканским плювиалом; ее продолжительность ограничивается ранним–средним голоценом (Виноградов, Мамедов, 1975; Мамедов, 1980).

Задаваясь вопросом усыхает ли Средняя Азия и анализируя голоценовые события, С.И.Варущенко (1984) отмечает, что общему потеплению в приатлантическом секторе Евразии отвечала более высокая увлажненность Средней Азии, а похолоданию соответствовало иссушение ландшафтов на территории последней.

Материалы по Монголии показывают, что во время климатического оптимума в атлантический период (8–5 тыс. л. н.) отмечается значительное увлажнение и обводнение долин и озерных впадин, в суббореальный период (5–2,5 тыс. л. н.) происходило резкое усиление аридности и регрессивное развитие озер, в начале субатлантического периода (2,5 тыс. л. н.) – некоторое увеличение увлажненности, в позднем голоцене – усиление аридизации (Бердовская, 1994).

Увлажнение Средней Азии в интервале IV-II вв. до н. э. реконструируется по историческим документам (Гумилев, 1966). В это время воды Амударьи через Сарыкамышскую впадину и Узбой попадали в Каспийское море. Продолжение русла Узбоя прослеживается ныне по дну моря на абсолютной отметке –32 м. На этом этапе исторические описания показывают, что в Джунгарии, где сейчас пустыня, в IV-III вв. до н. э. существовало земледелие. Начиная с I в. до н. э. происходило иссушение, кульминация которого приходилась на III в. н. э. В это время имело место значительное сокращение площади оз. Балхаш, был понижен уровень оз. Иссык-Куль, Аральское море было сильно обмелевшим. Увлажнение наступило в XIII в., когда подъем уровня Каспия достиг отметки –19 м. Л.Н.Гумилев отмечает, что монгольские походы в XIII в. не были связаны с усыханием климата, как это ошибочно трактуется исследователями. Согласно историческим описаниям, монголы возвращались обратно на свои земли из завоеванных областей, т. е. не происходило бегства населения из засушливых районов Центральной Азии.

Вспомним, что некоторые исследователи выдвигали положения о прогрессирующем усыха-

нии Средней Азии. С критикой этой гипотезы в ее историческом аспекте выступили Л.С.Берг (1947) и К.К.Марков (1951). Ими отмечалось, что многие внешние проявления, а именно – опустошение древних городов и уничтожение оросительных систем, интерпретируемые как результат иссушения, – на самом деле были вызваны войнами. Кроме того, изменения течения рек часто были причиной запустения поселений. Примерами такого гидрологического непостоянства могут служить такие реки, как Мургаб, Амударья, Тарим.

Иллюстрацией перемены условий увлажнения в историческую эпоху являются события XIII-XVI вв., когда отмечался повышенный сток среднеазиатских рек, что сопровождалось повышением уровней Арала и Балхаша. В это время Амударья часть своих вод сбрасывала по Куньдарье в Сарыкамышскую впадину. Археологические исследования показывают, что в XIV-XVI вв. на склонах Сарыкамышской впадины существовали большие ирригационные системы. Уровень воды доходил до абс. уровня около 50 м (современное дно Сарыкамышской впадины имеет абсолютную отметку –45 м). А.С.Кесь полагала, что в средние века (XIV-XVI вв.) течение по Узбою не возобновлялось, хотя отдельные прорывы воды при переполнении Сарыкамышской впадины могли происходить (Кесь, 1957).

Интересны выводы о возрасте слоев торфа в нижней части древней долины Узбоя – в Балханском соре, где ныне безводная пустыня. После прекращения существования древней реки здесь происходила аккумуляция то континентальных, то озерно-лагунных и морских осадков. Суммирование данных по радиоуглеродному датированию приводит к заключению, что время отложения торфов приходится на VIII-XIV вв. (Варущенко и др., 1987). Прекращение стока в Сарыкамыш по Куньдарье произошло в конце XVI в., что привело к постепенному замиранию жизни в городе Ургенче на берегах Куньдарьи. В XIV-XV вв. с подъемом уровня Арала и подтоплением дельты Кувандарьи (устье Сырдарьи) связано опустение г. Янгикент, оказавшегося под угрозой затопления. Этот город в течение I тысячелетия был центром тюрков-гузов. А.В.Шнитников утверждает, что уровень Арала в XIV-XV вв. был наиболее высоким за весь известный исторический период (Шнитников, 1957). По историческим описаниям, отмечается многоводность рек Мургаб и Зеравшан в XV в., причем последняя во время половодий достигала Амударьи.

Заслуживает внимания подбор фактов, проведенный В.П.Чичаговым (1998), путем выборки

информации о состоянии климата в Центральной и Восточной Азии для так называемого малого ледникового периода, приходящегося на конец XVII – начало XVIII вв. Этот период похолодания, называемый маундеровским минимумом (в честь обнаружившего его И.В.Маундера), определяется в пределах 1620–1700 гг. Важно подчеркнуть, что в течение маундеровского периода похолодание сопровождалось иссушением и экстремальным проявлением дефляции и золотой аккумуляции. В.П.Чичагов пришел к выводу о существовании периодичности в активизации золотой деятельности на территории Монголии, подчиняющейся 500-, 200-, 80-, 11- и 2-летним циклам. Итак, в целом, совершенно очевидно, что в историческое время изменения климата имеют частый колебательный характер и не прослеживаются отчетливой тенденции в его развитии.

На основании исторических документов и палеогеографических данных А.В.Шнитников выделяет многовековые ритмы увлажнения (1800–1900 лет) и более короткие внутривековые колебания (20–50 лет). Предполагается, что многовековой ритм отвечает продолжительности тех констелляций Земли, Солнца и Луны, которые условно приняты за одну из вероятных причин многовековой изменчивости увлажнения. В процессе движения Земли вокруг Солнца и Луны вокруг Земли происходят периодические совмещения всех этих тел на одной прямой. С этими совмещениями связаны увеличения приливообразующей силы на Земле, достигающие в эти эпохи своего максимума, поскольку совмещаются приливообразующие силы Солнца и Луны. Наибольшая приливообразующая сила существует в момент нахождения Земли в перигелии и Луны в апогее. Такое совмещение происходит

приблизительно через каждые 1800–1900 лет. В последний раз совмещение имело место в первой половине XV в. Амплитуда колебаний приливообразующей силы составляет  $\pm 6\%$  от ее среднего значения. Первопричинность многовековых колебаний увлажненности связана с усилением процесса теплообмена глубинных и поверхностных слоев воды в океане под действием возрастающей приливообразующей силы и с вызванными ими, в свою очередь, изменениями в атмосферной циркуляции (Шнитников, 1957). Несомненно, что такое объяснение первопричинности многовековых колебаний опирается на астрономическую теорию. В следующем разделе рассмотрены причины более долгопериодных – ледниково-межледниковых палеоклиматических изменений и их связь с астрономической теорией.

Таким образом, в геоисторическом аспекте, если рассматривать развитие климата за длительный отрезок времени, начиная с раннего плиоцена, видно, что признаки иссушения Средней и Центральной Азии устанавливаются по многим факторам, и одной из наиболее вероятных причин такого иссушения было воздымание горных сооружений, блокировавших внутренние регионы от проникновения влажных воздушных масс, приносимых южными муссонами и западным переносом. В историческое время интервалы иссушения и увлажнения сменяли друг друга и какой-либо общей тенденции аридизации за этот сравнительно короткий период не наблюдалось. Здесь мы не рассматриваем влияние антропогенного фактора, который стал приобретать значение в изменении локальных условий окружающей среды за последние десятилетия в связи с большими масштабами гидроэнергетического и ирригационного строительства.

### 2.3. Астрономическая теория и цикличность палеоклиматических изменений

Первые попытки объяснения климатических колебаний возмущениями орбиты Земли предпринимались еще до новой эры. Так, в V в. до н. э. философ Анаксагор из Афин предполагал, что изменения наклона эклиптики влияют на обитаемость Земли. В XVIII–XIX вв. астрономами производились математические вычисления эллиптических орбит планет. Малые значения возмущений орбиты Земли тогда были восприняты как недостаточные для установления связи с климатическими колебаниями. Во второй половине XIX в. в трудах Д.Кролля, А.Уоллеса, Р.Болла теория влияния изменений орбиты Земли на климат уже использовалась

для объяснения плейстоценовых ледниковых эпох (подробнее см. – Ф.Цейнер, 1963; Дж. Имбри, К.П.Имбри, 1988).

Наиболее полно астрономическая теория климатических изменений была сформулирована и математически рассчитана М.Миланковичем (1939). Подсчеты изменений количеств тепла, получаемых различными широтами ( $25^{\circ}$ – $75^{\circ}$ ), и построение кривых инсоляции для разных широт обоих полушарий за период 600 тыс. лет были использованы для периодизации и детализации классической альпийской ледниковой шкалы (Цейнер, 1963). Первое применение теории М.Миланковича нашла в труде В.Кёппена и



В.Вегенера “Климаты геологического прошлого” (Берлин, 1924 г.) в главе “Климаты четвертичного периода”.

Нельзя не отметить, что теория М.Миланковича недооценивалась некоторыми учеными (Жинью, 1952; Шварцбах, 1955). Например, К.К.Марков писал, что “связь астрономической гипотезы с гипотезой оледенения Земли, признанная блестяще доказанной, проступает очень смутно и сегодня убеждает меньше, чем 30 лет тому назад” (Марков, Величко, 1967, с. 336). Среди отечественных ученых расчеты изменений элементов земной орбиты и величины инсоляции для средних широт были произведены И.Г.Шараф и Н.А.Будниковой (1968). Ими была подтверждена правильность расчетов М.Миланковича. Астрономическая теория нашла широкое отражение в стратиграфических исследованиях И.И.Краснова (1973, 1974, 1989), В.А.Зубакова (1986), К.В.Никифоровой с соавторами (1984).

Поистине новое возрождение теория М.Миланковича получила при изучении глубоководных океанических осадков, сопровождавшемся построением изотопно-кислородных кривых (Emiliani, 1955, 1966, 1972; Shackleton, Opdyke, 1973, 1976). Было установлено большое сходство кривой инсоляции с изотопно-кислородной кривой. Стало очевидно, что фиксируемая частота палеоклиматических колебаний значительно превышает то количество ледниково-межледниковых циклов за последние 0,8 млн лет, которое было отражено в классической ледниковой шкале Западной Европы. Расчеты, произведенные согласно теории М.Миланковича, на основании которых пики потепления приходятся на 11000, 48000, 82000 и 127000 лет назад, подтвердились в результате датирования коралловых рифов разновозрастных террас на о-ве Барбадос. Пикам потепления отвечали высокие уровни моря, при которых формировались рифовые террасы. Th/U датировки трех террас Барбадос I –  $82 \pm 2$  тыс. лет, Барбадос II –  $103 \pm 2$  тыс. лет и Барбадос III –  $122 \pm 4$  тыс. лет подтвердили данные о существовании двух пиков потепления 82 и 127 тыс. лет, а также выявили еще один пик 100–103 тыс. лет (Broecker et al., 1968). Эти три пика хорошо отражены на изотопно-кислородной кривой в виде трех подстадий 5-й стадии  $\delta^{18}\text{O}$ .

Согласно астрономическим расчетам, в средних широтах существуют циклы солнечной радиации, соответствующие временным интервалам в 400, 100, 41, 23–19 тыс. лет (Berger, 1984). Эти циклы вызваны изменением орбитальных параметров при движении Земли вокруг Солнца: 1 – эксцентриситетом земной орбиты (цикл 100

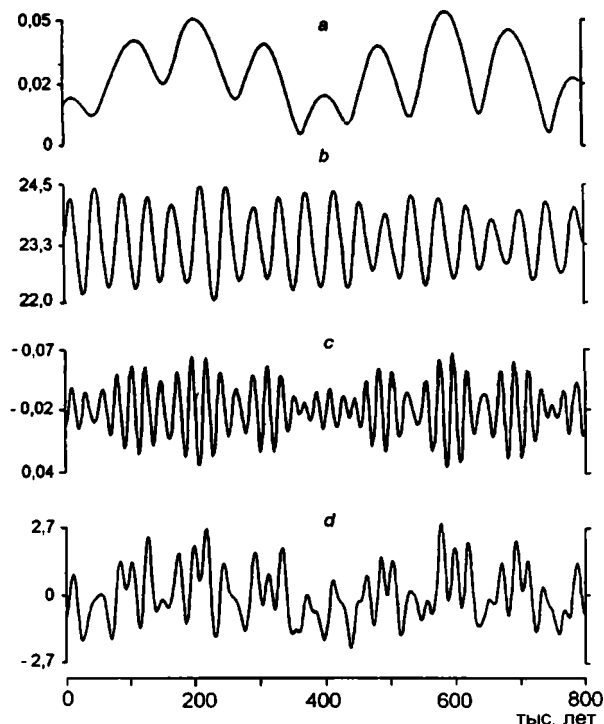


Рис. 3. Изменения инсоляции во внешних слоях атмосферы за счет вариаций эксцентриситета земной орбиты (a), наклона оси вращения Земли к плоскости эклиптики (b) и прецессии (c); внизу (d) – кривая, отражающая суммарный эффект инсоляции за счет колебаний орбитальных параметров Земли (Imbrie et al., 1984 – по House, 1995).

Шкала наклона оси вращения Земли – в градусах; шкала кривой суммарного эффекта инсоляции – в стандартных единицах отклонения

тыс. лет), 2 – углом наклона оси вращения Земли к плоскости эклиптики (41 тыс. лет) и 3 – прецессией (предварение равноденствий – 21–19 тыс. лет) (рис. 3). Четыре орбитальных цикла (100 тыс. лет) укладываются в макроциклы по 400 тыс. лет. А.Берже отмечает, что все эти циклы достаточно надежно прослеживаются в течение последних 5 млн лет, однако их значение находится в функциональной зависимости от времени.

Сопоставление изотопно-кислородных кривых с вариациями солнечной радиации астрономической шкалы показали, что имеет место хорошая сходимость циклов в 19–23, 41 и 100 тыс. лет (Imbrie et al., 1984). Известно, что изотопно-кислородная шкала отражает колебания в соотношении изотопов  $^{18}\text{O}$  и  $^{16}\text{O}$ . Увеличение содержания изотопа  $^{18}\text{O}$  коррелируется с ледниковыми эпохами, когда большие массы воды концентрировались в виде ледяных покровов, и, наоборот, уменьшение  $\delta^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  соответствует межледниковьям, во время которых материковые льды таяли и воды Мирового океана обогащались лег-

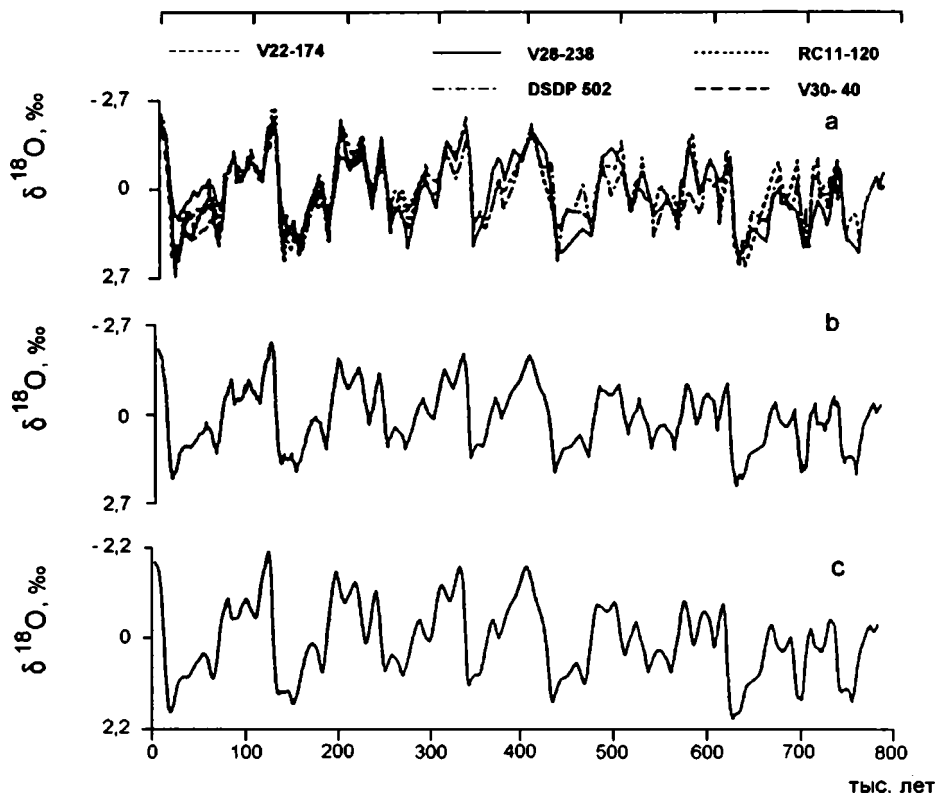


Рис. 4. Построение кривой  $\delta^{18}\text{O}$  SPECMAP (Imbrie et al., 1984). Вариации  $\delta^{18}\text{O}$  по пяти глубоководным скважинам (а), их интерполяция с интервалом 1 тыс. лет (б) и осреднение с помощью “фильтра” (с)

ким изотопом  $^{16}\text{O}$ . Учитывая хорошую корреляцию между кривой солнечной радиации и изотопно-кислородными вариациями, есть все основания полагать, что плейстоценовые ледниково-межледниковые палеоклиматические циклы находят надежное объяснение в проявлении внешних, астрономических причин и определяются изменениями орбитальных параметров Земли. Очень важно, что палеоклиматические колебания, фиксируемые по астрономической шкале и изотопно-кислородным кривым, имеют достаточно высокое геохронологическое разрешение. Эти шкалы становятся важным инструментом для геохронологической периодизации палеоклиматических событий.

На первых этапах исследователи использовали геохронологическую калибровку изотопных стадий для последних 800 тыс. лет по глубоководным колонкам V28-238 и V28-239 (Shackleton, Opdyke, 1973, 1976). Затем была построена так называемая кривая SPECMAP, суммирующая данные по пяти изотопно-кислородным кривым (Imbrie et al., 1984) (рис. 4). Возраст изотопных стадий по этой кривой был рассчитан с учетом, что возраст контрольных точек – границы между 6-й и 5-й стадиями и инверсии Матуяма–Брюнес

равнялся, соответственно, 128 и 730 тыс. лет. Возраст 2-й стадии контролировался по радиометрическим данным (подстадия 2.22 – 17,8 тыс. лет, подстадия 2.24 – 21,4 тыс. лет).

В дальнейшем геохронологические уточнения, внесенные в палеомагнитную шкалу на основании изотопно-кислородных данных и новых радиологических измерений ( $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ), позволили установить, что возраст инверсии Матуяма–Брюнес древнее и равен 780 тыс. лет (Shackleton et al., 1990; Baksi et al., 1992; Spell, McDougall, 1992). Новые глубоководные колонки в экваториальной части Тихого океана (ODP 677) и Индийского океана (MD 900963) были использованы для построения суммарной кривой палеоклиматических осцилляций, обладающей большей детальностью (Bassinot et al., 1994) (рис. 5).

На новой кривой более подробно представлены климатические флуктуации в пределах 17–21-й стадий по сравнению с ранее предложенным строением этих стадий в работе Н.Шеклтона с соавторами (Shackleton et al., 1990). Геохронологическая калибровка изотопных стадий по вновь построенной кривой в пределах эпохи Брюнес была проведена с учетом ревизии возраста инверсии Матуяма–Брюнес (780 тыс. лет) и может

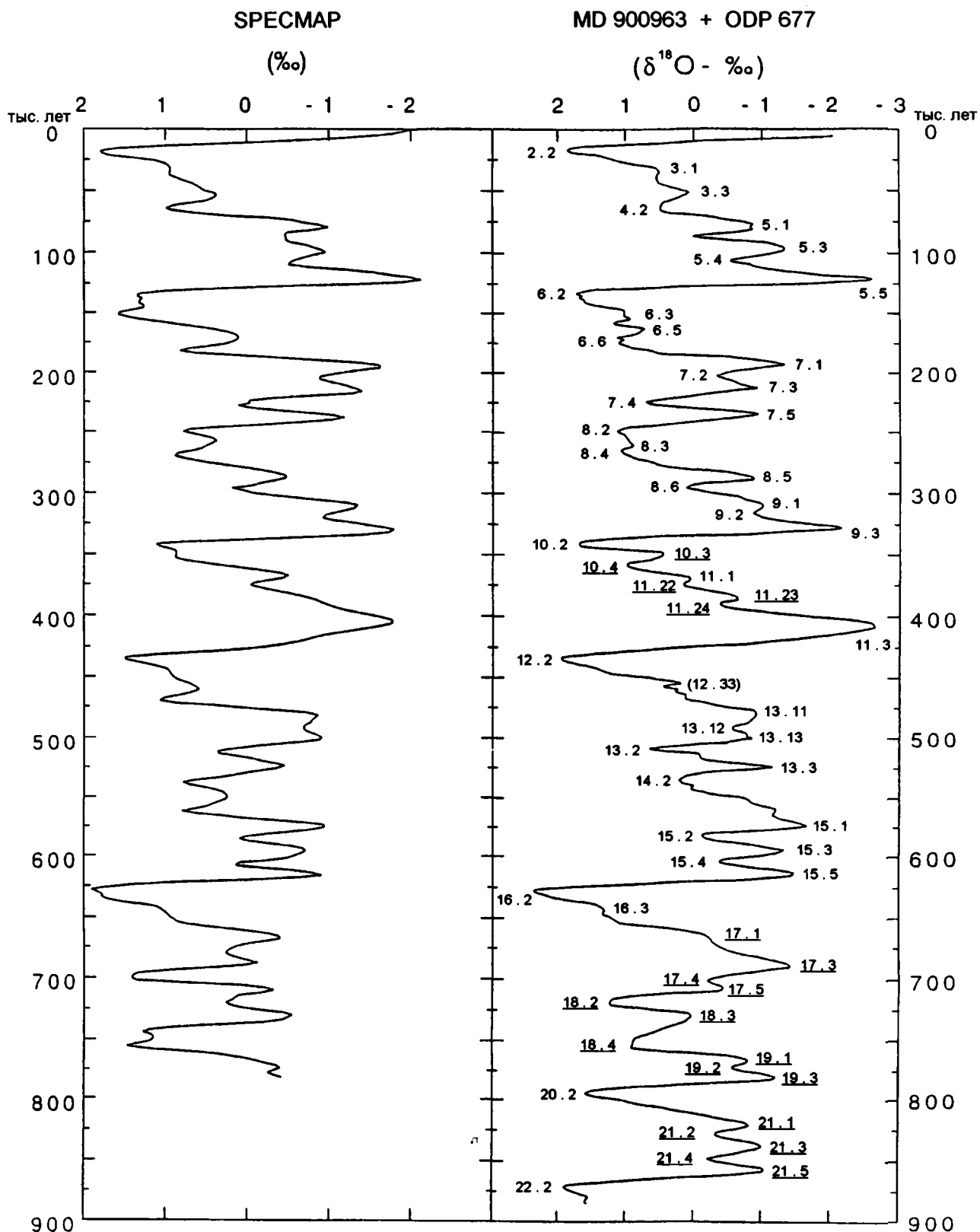


Рис. 5. Изотопно-кислородные кривые – SPECMAP и по низкоширотным глубоководным скважинам MD 900963 (Индийский океан) и ODP 677 (Тихий океан) (Bassiot et al., 1994)

Таблица 2. Возраст изотопных событий (Bassinot et al., 1994)

Изотопные события	Возраст, тыс. лет	Изотопные события	Возраст, тыс. лет	Изотопные события	Возраст, тыс. лет
2.0	11	8.6	295	15.3	594
2.2	17	9.0	301	15.4	604
3.0	24	9.1	309	15.5	615
3.1	30	9.2	315	16.0	621
3.3	52	9.3	328	16.2	628
4.0	57	10.0	334	16.3	642
4.2	62	10.2	340	17.0	659
5.0	71	10.3	349	17.1	666
5.1	79	10.4	357	17.2	**
5.2	86	11.0	364	17.3	688
5.3	97	11.1	369	17.4	699
5.4	106	11.22	375	17.5	708
5.5	122	11.23	384	18.0	712
6.0	127	11.24	390	18.2	718
6.2	133	11.3	406	18.3	729
6.3	**	12.0	427	18.4	754
6.4	**	12.2	434	19.0	760
6.5	**	12.3	458	19.1	765
6.6	**	12.4	468	19.2	772
7.0	186	13.0	474	19.3	782
7.1	194	13.11	481	20.0	787
7.2	202	13.12	491	20.2	793
7.3	213	13.13	500	21.1	820
7.4	225	13.2	510	21.2	828
7.5	236	13.3	524	21.3	838
8.0	242	14.0	528	21.4	847
8.2	248	14.2	536	21.5	858
8.3	258	15.0	568	22.0	865
8.4	266	15.1	573	22.2	871
8.5	287	15.2	582	22.3	879

рассматриваться как одна из самых последних геохронологических версий (табл. 2). Границы стадий на табл. 2 оцифрованы: 6.0 – между 5-й и 6-й стадиями, 7.0 – между 6-й и 7-й стадиями, 8.0 – между 7-й и 8-й стадиями и т. д.

Таким образом, астрономическая теория колебаний климата, математически рассчитанная М.Миланковичем и первоначально примененная для возрастной периодизации альпийской ледниковой шкалы, нашла четкое отражение в изотопно-кислородных данных, фиксирующих изменение объемов льда на Земле. Все это позволяет рассматривать астрономическую и изотопно-кислородную шкалы в качестве важнейших инструментов стратиграфии и корреляции континентальных и морских отложений, по крайней мере в

пределах позднего плиоцена и квартера. Лёссово-почвенная формация, представляя собой, подобно глубоководным осадкам, тонкодисперсные, ритмично построенные образования, сформированные под влиянием климатически обусловленных седиментационных процессов, является одним из наиболее приемлемых геологических объектов на суше для установления аналогий и корреляций между морскими и континентальными разрезами. Это нашло отражение в работах, посвященных изучению лёссово-почвенных серий, охватывающих значительный стратиграфический диапазон (Kukla, 1978, 1987a; Додонов, 1986; Величко, Маркова и др., 1987; Heller et al., 1987; Liu, Yuan, 1987; Ding et al., 1991, Forster, Heller, 1994; Shackleton et al., 1995; Додонов, Шеклтон и др., 1999).

### Глава 3

# БИО-МАГНИТО-ЛИТОСТРАТИГРАФИЯ СРЕДНЕ-ВЕРХНЕПЛИОЦЕН-ЧЕТВЕРТИЧНОГО АЛЛЮВИАЛЬНО-ПРОЛЮВИАЛЬНОГО КОМПЛЕКСА СРЕДНЕЙ АЗИИ

Изучение фаунистических местонахождений в верхнекайнозойских отложениях Средней Азии, проводимое с 50-х годов, позволило создать био-стратиграфическую основу расчленения разнофациальных континентальных отложений. Основные местонахождения фауны позвоночных сосредоточены в межгорных впадинах, принадлежащих горным сооружениям Северного и Южного Тянь-Шаня и Памиро-Алая (Таджикистан, Узбекистан, Кыргызстан, Южный Казахстан). Позднекайнозойский этап геологического развития горных сооружений Средней Азии ознаменовался активным поднятием гор и формированием континентальных моласс во впадинах, где их мощность, например, в таких наиболее погруженных депрессиях, как Ферганская и Таджикская, достигает 5–7 тыс. м. Сложное геологическое строение среднеазиатской территории, большая фациальная изменчивость мо-

ласс и относительная изолированность межгорных впадин обусловили применение различных региональных стратиграфических схем, взаимная корреляция которых затруднена и подчас неоднозначна. Палеомагнитные данные в сочетании с палеонтологическими и геологическими материалами позволяют уточнить и детализировать стратиграфическое расчленение моласс, а наличие достаточно полных фаунистических комплексов дает основание для межрегиональных стратиграфических сопоставлений (табл. 3), чему посвящены следующие ниже разделы этой главы.

В пределах Средней Азии к числу основных страторегионов, где известны фаунистически охарактеризованные опорные разрезы верхнеплиоценовых и четвертичных отложений (рис. 6), относятся Таджикская и Ферганская депрессии, Иссык-Кульская и Текесская впадины.

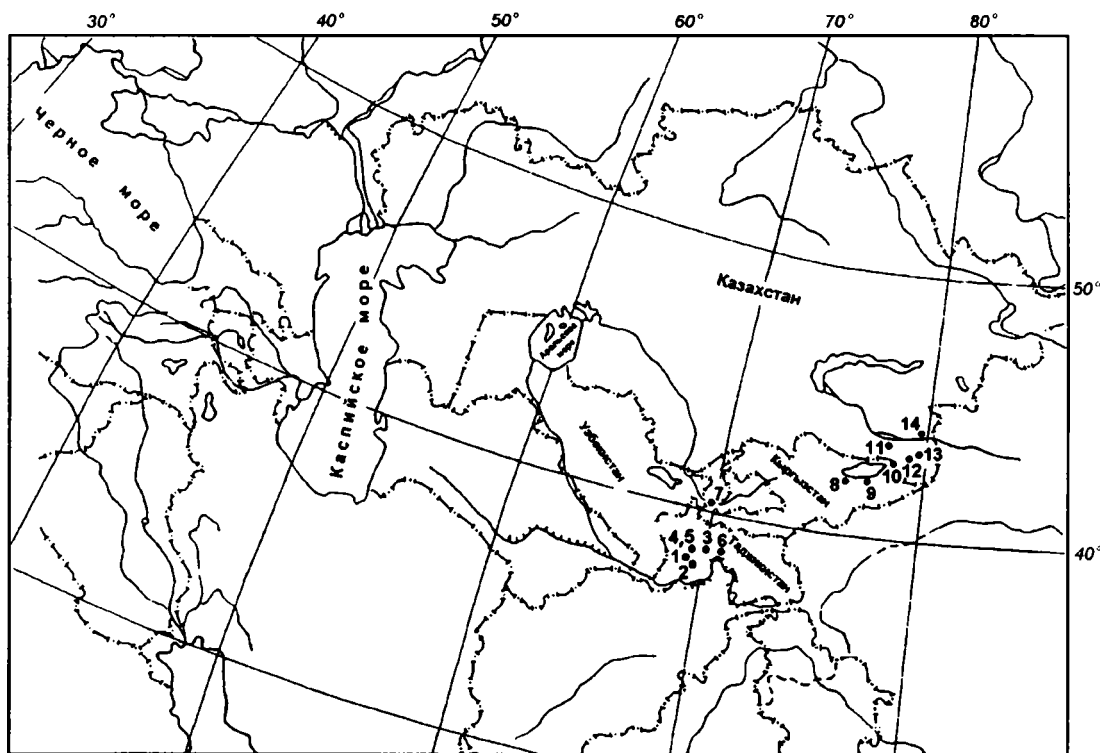


Рис. 6. Расположение опорных разрезов верхнеплиоцен-четвертичных отложений Средней Азии, содержащих фауну млекопитающих

1 – Куруксай, 2 – Лахути, 3 – Тутак, 4 – Карамайдан, 5 – Зильфи, 6 – Обигарм, 7 – Кайрак-Кум, 8 – Джилгындыкоо, 9 – Актерек, 10 – Тепке, 11 – Киикбай, 12 – Адырган, 13 – Есекарткан, 14 – Копалы

Таблица 3. Корреляция региональных стратиграфических схем Средней Азии

Высост. мил. лет	Стратиграфическая шкала		Афгано – Таджикская депрессия				Памир		Ферганская впадина, Приташкентский прогиб	Северный Тянь – Шань							
			Сери	Свиты, комплексы	Аллювиально – пролювиальные террасы предгорьев	Тектони – ческие фазы	Западный	Восточный		Свиты, комплексы, террасы	Чуйская, Кокмуйнокская впадины		Иссык – Кульская впадина	Тектонические фазы	Киргизский хр., Кунгей- Алтай, Терскей-Алтай		
											Свиты, комплексы, террасы	Свиты, комплексы, террасы					
0.01	Четвертичная система	Голоцен	Неиндустри- цен	Верх- ний	Средний	Нижний	Кызылсульская серия	Амударьинский	Пойма, 1 – 2 террасы	Активиза- ция тектони – ческих движений	Голоценовая морена	Голоценовая морена	Сырдарьинский	Пойма, низкая терраса	1 – я терраса (до 10 м)	Нарынская	Голоценовая морена
0.13								Душанбинский комплекс	Низкие террасы (до 70 м)		Бадахшанский комплекс дольные морены; превыш. 100-200 м	III генерация ледниковых образований (Алчугский комплекс) Дольное оледенение	Голодаостенский комплекс низкие террасы	Аламединский комплекс	Аллювиально – озерные отложения нахломской (20 – 30 м) и михайловской (40 м) террас		Морены постмаксимального долинного оледенения
0.45								Илякский комплекс	Средние террасы (80 – 150 м)		Бартангский комплекс (Арзынгская морена) проги 300-400 м	II генерация ледниковых образований (Мургабский комплекс) Ледники подножий Превышение морен до 200-300 м	Ташкентский комплекс средние террасы высокие террасы	Кокмуйнокский комплекс	Джергалаанский комплекс		Морены полуокровного максимального оледенения
0.8		Вахшский комплекс						Высокие террасы (160 – 250 м)	Тупчакский ледниковый комплекс; проги ~ 1000 м		I генерация ледниковых образований (Восточно – Памирский комплекс) Полуокровное оледенение, превышающие до 500-800 м	Высокие террасы (~350 м)	Шарпылдакская свита	Шарпылдакская (= Улахольская) свита	Ферганская		?
1.8	Эоплейстоцен	Кайрубацкая свита	Высокие террасы (Малое Даштако) (350 – 400 м)	Хованьянская	Сохская свита, свиты С.Д	Верхняя подсвита	Верхнеиссыккульская (= Верхнеджуукинская) подсвита										
2.6	Плиоцен	Верхний	Куруксайская свита	Высокие аллювиально – пролювиальные уровни (Даштакинская терраса) (700 – 800 м)				Куркусайская	Нанайский комплекс высокие террасы (800-1000 м)	Чуйская (полная) свита	Иссыккульская (= Джукунская) свита	Нижняя подсвита	Нижнеиссыккульская (= Нижнеджуукинская) подсвита				
3.6														Средний		Полиакская свита	



### 3.1. Средний-верхний плиоцен

В настоящей работе верхний плиоцен существующих стратиграфических схем Средней Азии рассмотрен (в рамках двучленного деления плиоцена) как нерасчлененный средний-верхний плиоцен в стратиграфическом объеме 3,6–1,8 млн лет. Напомним, что в этом интервале в морских разрезах Италии выделены две стратиграфические единицы – пьаченций (средний плиоцен) и гелазий (верхний плиоцен) (Rio et al., 1994). Выделение гелазия как подразделения верхнего плиоцена и введение трехчленного плиоцена в международную стратиграфическую шкалу послужило, в свою очередь, основанием для постановления МСК (Санкт-Петербург, 1998 г.) о трехчленном делении плиоцена в российской шкале.

**В Таджикской депрессии** к среднему-верхнему плиоцену относится куруксайская свита, составляющая нижнюю часть кулябского комплекса (серии). Отложения куруксайской свиты залегают обычно с угловым несогласием на породах миоцен-нижнеплиоценового и более древнего возраста. Угловые несогласия и перемены с подстилающими породами лучше выражены по бортам депрессии и на сводах антиклинальных структур.

В долине р. Куруксай (верховья бассейна р. Кызылсу) куруксайская свита представлена аллювиально-пролювиальными валунно-галечными отложениями с прослоями рыхлых разнородных песчаников и алевроитовых глин, наиболее грубые разности приурочены к нижней части разреза свиты. Отложения куруксайской свиты выполняют здесь узкий (1–1,5 км) грабен рампового типа и характеризуются значительной дислоцированностью (рис. 7 и 8). Общая мощность свиты до 200 м.

Первоначально выделение куруксайской свиты, отнесенной к верхнему плиоцену, было предложено В.В.Лоскутовым с соавторами (1971) в виде трехчленно построенной толщи, включающей три пачки (снизу вверх): 1 – конгломераты (мощность более 100 м); 2 – глины, алевроиты (80–100 м); 3 – галечники, фациально замещающиеся по вертикали и латерали песчаниками и алевроитами. Этими же авторами была выделена еще четвертая алевроитовая пачка в качестве кайрубакской нижнечетвертичной свиты. При более детальном литофациальном, палеомагнитном и палеонтологическом изучении куруксайских разрезов, проведенном автором совместно с А.В.Пеньковым и М.В.Сотниковой, было установлено, что третья пачка является фациальным аналогом четвертой алевроитовой пач-

ки и что обе эти пачки по намагниченности соответствуют верхней части эпохи Матуяма (Пеньков, Гамов, Додонов, 1976). Деления на четыре пачки верхнеплиоцен-нижнечетвертичных отложений в Куруксае придерживались А.А.Никонов (1972), Е.Л.Дмитриева и С.А.Несмеянов (1982).

Костный материал встречается на нескольких уровнях главным образом в верхней половине куруксайской свиты по левому и правому бортам долины Куруксай (обн. 97, местонахождения “Лагерная”, “Наврхо” – рис. 9). Наиболее богатое захоронение фауны располагается в устье левого притока Куруксай – Наврхо (костеносный горизонт К-1, рис. 8-II, фото 1, 2).

Здесь представлены следующие формы: *Hystrix trofimovi*, *Ellobius* sp., *Promimomys* cf. *baschkirica*, *Papio suschkini*, *Nyctereutes megamastoides*, “*Canis*” *kuksaensis*, *Ursus* cf. *etruscus*, *Chasmaporthetes lunensis kani*, *Pliocrocuta perrieri*, *Lynx* ex gr. *issiodorensis*, *Acinonyx* cf. *pardinensis*, *Megantereon megantereon*, *Homotherium crenatidens*, *Archidiskodon* cf. *gromovi*, *Dicerorhinus* sp., *Equus stenonis pamirensis* (= *E. s. bactrianus*), *Paracamelus praebactrianus*, *Elaphurus eleonora*, *Axis flerovi*, *Eucladoceros* sp., *Sinomegaceros tadzhikistanica*, *Libralces* cf. *gallicus*, *Sogdianotherium kuksaense*, *Sivatherium* sp., *Gazella parasinensis*, *Protoryx paralaticeps*, *Protoryx* sp., *Damalops palaeindicus*, *Gazellospira gromovae* и *Antilospira* sp. По эволюционному уровню развития *Equus stenonis* и многие формы хищников из Куруксай соответствуют аналогичным формам среднего виллафранка Европы (Вангенгейм и др., 1988; Сотникова, 1989). Данные по оленям также подтверждают принадлежность куруксайской фауны средневиллафранкскому возрасту (Вислобокова, 1990).

Несмотря на близость фауны Куруксай к средневиллафранкской, характеризующей средиземноморскую палеозоогеографическую провинцию, в куруксайском фаунистическом комплексе проявляется восточноазиатское влияние. Это выражается в присутствии верблюдов, а среди Cervidae и Bovidae отмечаются многие восточноазиатские элементы, например, *Sinomegaceros*, *Elaphurus*, *Axis*, *Antilospira*, *Gazella parasinensis*. Ряд характерных форм среди хищников, по мнению М.В.Сотниковой (1989), также позволяет проследить близость куруксайской фауны к ее восточноазиатским аналогам.

Палеомагнитная характеристика показывает, что отложения куруксайской свиты в долине Куруксай имеют преимущественно обратную намагниченность; нижняя часть свиты намагничена прямо. Это позволяет отнести ее к нижней по-

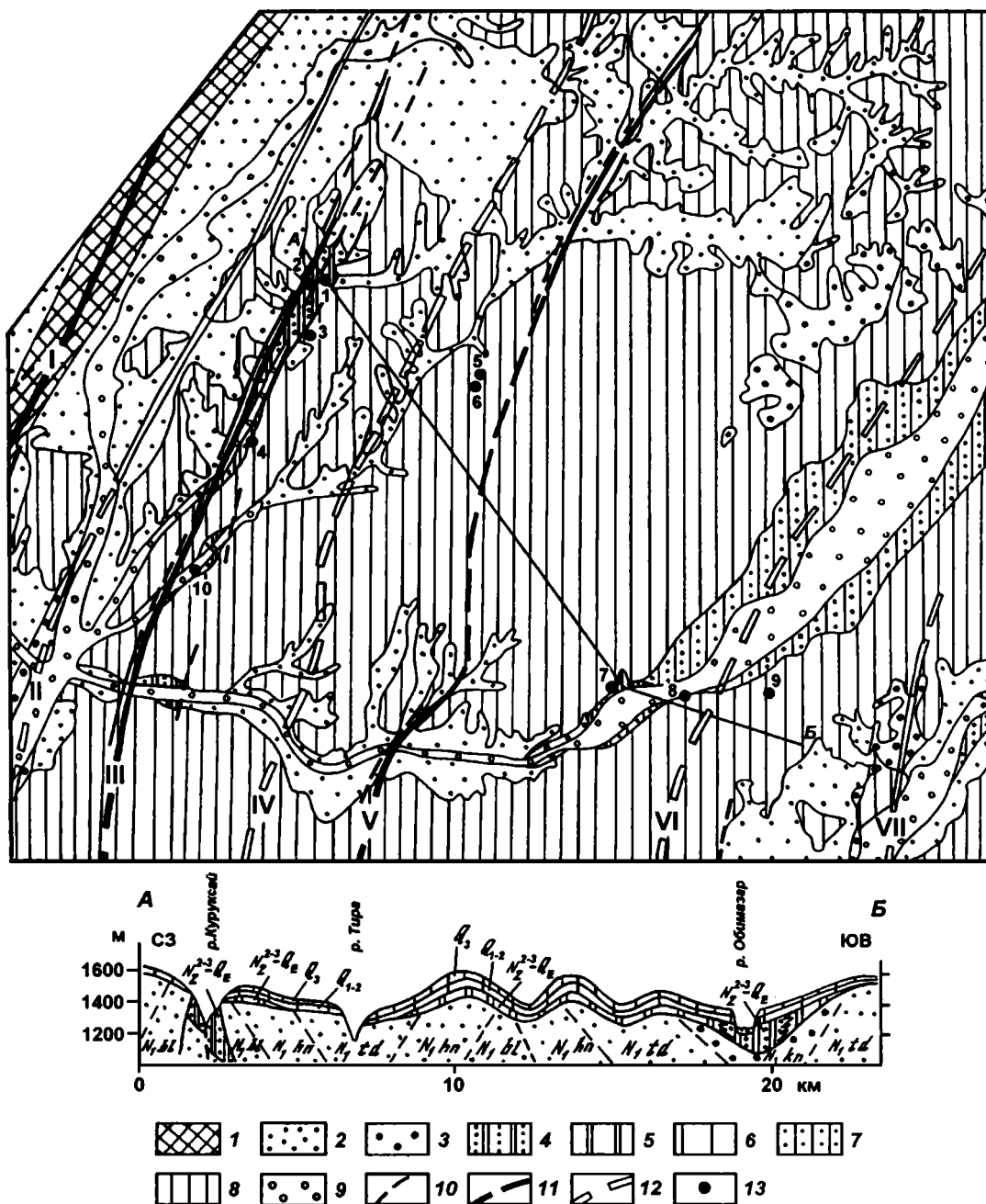


Рис. 7. Геологическая карта бассейнов рек Куруксай, Тира, Обимазар. (Составлена А.Е.Додоновым с использованием материалов геологической съемки Управления геологии Таджикской ССР)

1 – мел, палеоген; 2 – миоцен; 3 – нижний плиоцен; 4 – аллювиально-пролювиальные отложения среднего-верхнего плиоцена и эоплейстоцена; 5 – лёссово-почвенные образования верхнего плиоцена и эоплейстоцена; 6 – лёссово-почвенные образования нижнего-среднего неоплейстоцена; 7 – аллювиальные отложения верхнего неоплейстоцена; 8 – лёссово-почвенные образования верхнего неоплейстоцена; 9 – голоценовые аллювиальные отложения; 10 – разломы; 11 – антиклинальные складки: I – Яфучская, III – Бештентяская, V – Пушионская; 12 – синклинали складки: II – Шуроабдская, IV – Тиринская, VI – Обимазарская, VII – Актаская; 13 – опорные геологические разрезы, вскрывающие верхнеплиоцен-четвертичные отложения: 1 – Наврухо, 2 – точка Лагерная, 3 – Кайрубак, 4 – точка в 8 км от устья Куруксай, 5 – Чашманигар, 6 – Дараи Калон, 7 – Лахути, 8 – Тагиджар, 9 – Хачирон, 10 – Тира

A-B – линия геологического профиля. Свиты:  $N_{1bl}$  – бальджуанская,  $N_{1hn}$  – хингоуская,  $N_{1td}$  – тавильдаринская,  $N_{1kn}$  – каранакская.  $N_2^{2-3}-Q_E$  – средне-верхнеплиоцен-эоплейстоценовые отложения (кулябская серия),  $Q_{1-2}$  – нижне-среднеплейстоценовые отложения,  $Q_3$  – верхнеплейстоценовые отложения

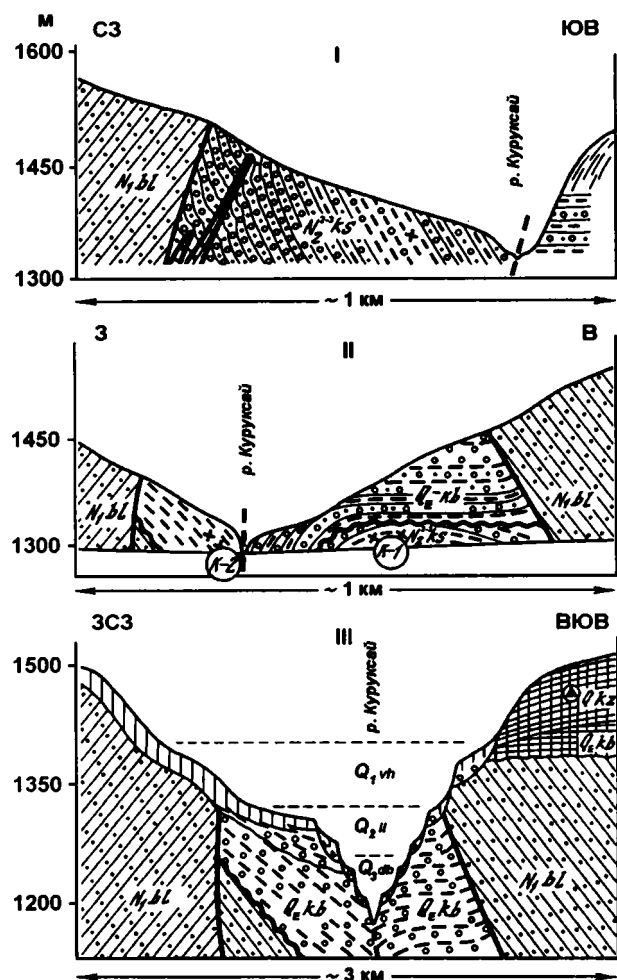


Рис. 8. Поперечные геологические профили через долину р. Куруксай

I – в 14 км выше устья р. Куруксай; II – близ устья ручья Наврухо и точки Лагерной; III – в 1,5 км ниже кишлака Кайрубак

Костеносные горизонты: K-1 – Наврухо; K-2 – в точке Лагерной. Свиты: N<sub>1</sub>bl – бальджуанская, N<sub>2-3</sub>ks – куруксайская, Q<sub>E</sub>kb – кайрубакская; Q<sub>kz</sub> – кызылсуйская серия; террасы: Q<sub>1</sub>vh – вахшские, Q<sub>2</sub>il – илякские, Q<sub>3</sub>db – душанбинские

Условные обозначения см. ниже, на рис. 14

ловине эпохи Матуяма и к верхней части эпохи Гаусс (Пеньков и др., 1976).

Результаты палинологического изучения куруксайской свиты в стратотипическом разрезе (изучалась 200-метровая толща в долине Куруксай) дают сравнительно дифференцированную характеристику палинофлоры (Байгузина, Додонов, 1983; рис. 10). В нижней части толщи отмечено преобладание пыльцы травянистых сообществ полусаванного типа с присутствием полынно-маревых и эфедровых ксерофитных группировок. Пыльца древесных достигает 30 % от общего состава. В основном это были березовые (с примесью ольхи) и сосновые леса с подлеском из кустарников. В средней части толщи отмечено

повышенное содержание пыльцы древесных пород (20–60 %). Большое разнообразие встречаемых здесь представителей дендрофлоры (*Pinus*, *Picea*, *Juniperus*, *Juglans*, *Betula*, *Alnus*, *Corylus*, *Acer*, *Tilia*, *Ulmus*, *Quercus*) говорит о 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.

Состав палиноспектров, изученных Л.Л.Байгузиной из костеносного горизонта Наврухо, который приурочен к верхней части куруксайской свиты, свидетельствует о том, что в эпоху формирования этого горизонта сравнительно широко были развиты хвойно-широколиственные леса. Присутствие в спектрах пыльцы липы, лещины, дуба указывает на относительно влажные климатические условия. Были определены такие элементы флоры тургайского типа, характерные для позднего плиоцена, как *Ostrya*, *Zelkova*. Кроме того, значительное место в растительном покрове принадлежало травянистым сообществам полусаванного типа (Овчинников, Байгузина, 1977).

По заключению Л.Л.Байгузиной, палиноспектры куруксайской свиты имеют большое сходство с палиноспектрами, изученными А.М.Пеньковой по разрезу Хыргодара (палинокомплекс F<sub>2</sub>) в нижней части килимбинской свиты – стратиграфического аналога кулябского комплекса в Придарвазье (Пенькова, Печков, 1973).

Анализ палинологических данных совместно с результатами изучения фауны Куруксай показал, что для эпохи формирования куруксайской свиты была характерна мозаичность палеоландшафтов при хорошо выраженной вертикальной зональности и сочетании покрытых лесами горных хребтов, достаточно обширных равнин предгорий, открытых сухих пространств, а также тугайных и заболоченных участков.

Среди других местонахождений фауны млекопитающих, характеризующих куруксайскую свиту, следует назвать такие разрезы, как Карамайдан, Зильфи, Обигарм и Тутак. В них была обнаружена фауна сравнительно узкого стратиграфического диапазона в пределах куруксайского комплекса. В этих разрезах куруксайская свита представлена лёссово-почвенными образованиями, аллювиально-пролювиальными конгломератами и лёссовидными суглинками.

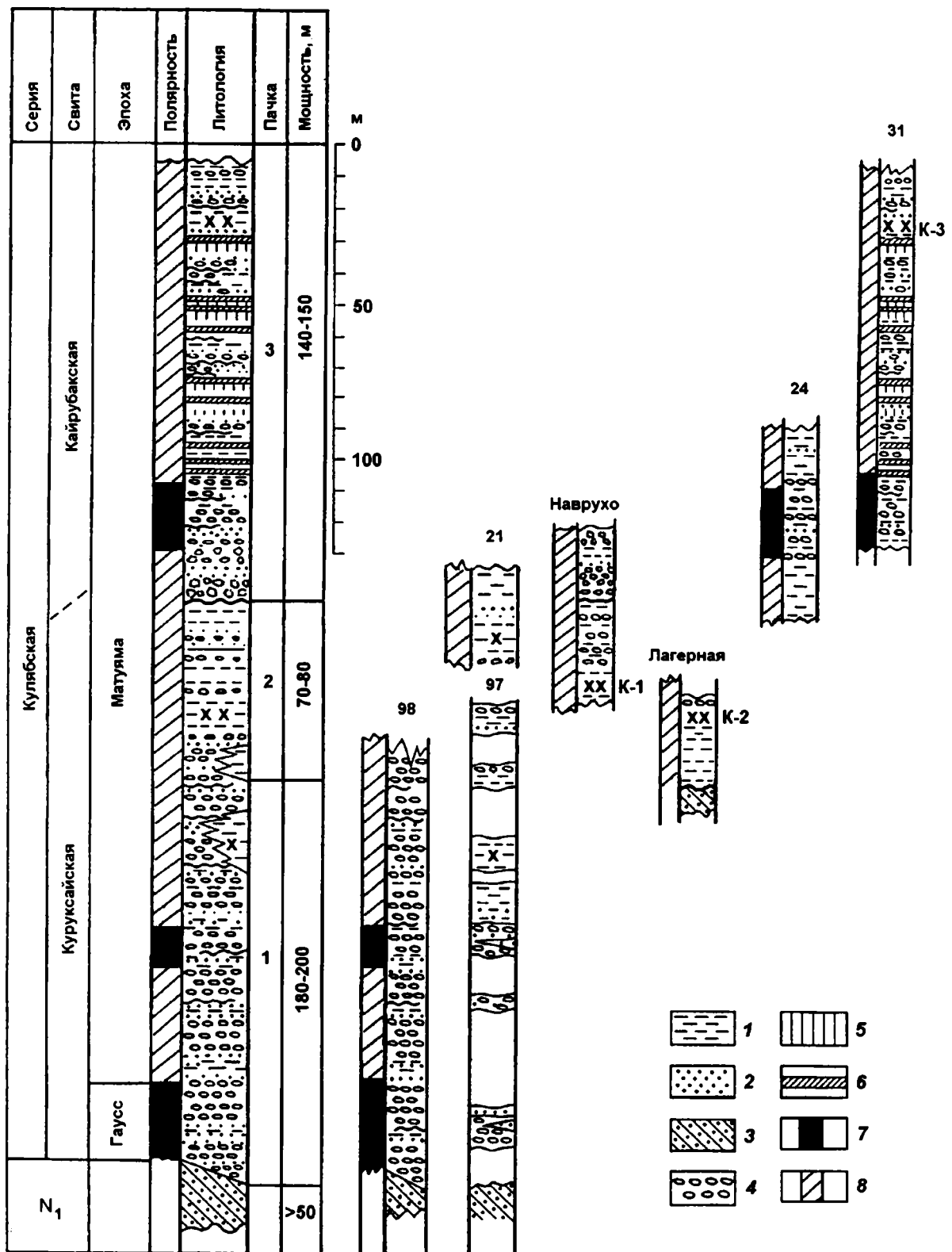


Рис. 9. Разрезы верхнеплиоценовых и зоплейстоценовых отложений долины р. Куруксай

1 – алевроит (алевролит); 2 – песок; 3 – песчаник; 4 – конгломерат; 5 – лёсс; 6 – палеопочва; 7, 8 – намагниченность: 7 – прямая, 8 – обратная. Номера обнажений: 21, 24, 31, 97, 98

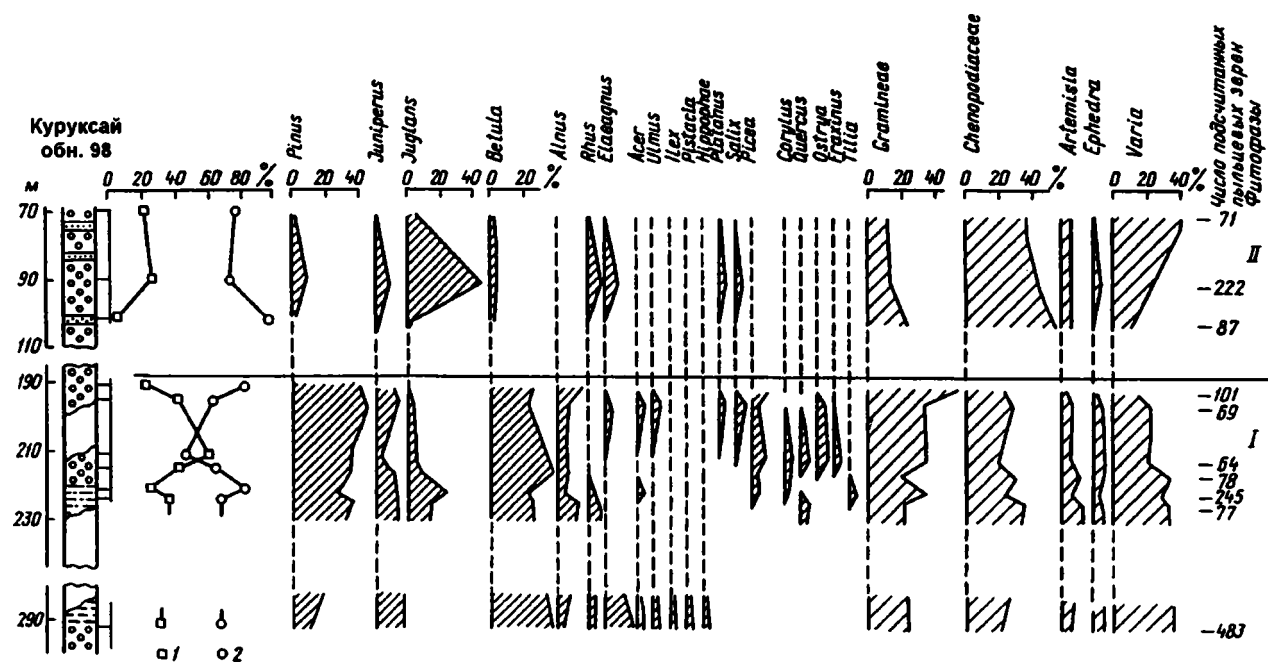


Рис. 10. Спорово-пыльцевая диаграмма нижней части куруксайской свиты. Разрез находится на правом борту долины р. Куруксай в 14 км выше ее устья (обн. 98, см. рис. 9)

1 – пыльца древесных пород и кустарников; 2 – пыльца трав и кустарничков

В Карамайдаке костные остатки млекопитающих встречены в двух точках (рис. 11, 3с, 4а) вдоль русла р. Джонгоды примерно на одном и том же стратиграфическом уровне. Костный материал сосредоточен в древних почвах и делювиально-пролювиальных образованиях. По определениям Ш.Шарапова, здесь выявлены: *Ursus cf. etruscus*, *Dicerorhinus* sp., *Paracamelus* sp., *Gazella parasinensis*, *Protoryx paralaticeps*, *Equus stenonis* (Путеводитель..., 1981). Костеносные горизонты приурочены к обратно намагниченной зоне R3, сопоставляемой с эпохой Матуяма (палеомагнитные измерения А.В.Пенькова, Додонов и др., 1991).

Следует заметить, что выделение куруксайской свиты не всегда однозначно понималось исследователями и некоторые из них предполагали, что куруксайская свита, по крайней мере ее нижняя часть, является стратиграфическим аналогом полизакской свиты – нижний плиоцен (Несмеянов, 1980б; Дмитриева, Несмеянов, 1982; Щерба, 1979). Неоднозначность интерпретации стратиграфических соотношений между полизакской и куруксайской свитами возникала главным образом из-за отсутствия изученных разрезов, в которых были бы представлены обе свиты и где имелась бы палеонтологическая характеристика хотя бы для одной из них. Автору настоящей работы удалось обнаружить разрез Тутак, располагающийся в зоне стратотипических разрезов полиза-

кской свиты, где последняя представлена мощными (более 500 м) конгломератами, а на ней с четким угловым несогласием залегает фаунистически охарактеризованная куруксайская свита (рис. 12). Само стратиграфическое соотношение этих свит исключает вопрос об их отождествлении. В этом разрезе куруксайская свита, состоящая из конгломератов и лёссово-почвенных образований, содержит костные остатки *Ochotona* sp., *Ellobius* sp., *Promimomys* cf. *baschkirica*, *Ursus* cf. *etruscus* и *Equus stenonis*. Эволюционный уровень развития лошади и медведя, по мнению Э.А.Вангенгейм и М.В.Сотниковой, соответствует формам, известным из Куруксая. Вмещающие фауну лёссово-почвенные образования имеют обратную намагниченность (Додонов, 1991).

В разрезе Обигарм, в саяе Дешляшкар, стратиграфическое положение фауны долгое время, с момента первого ее изучения, оставалось спорным. Согласно первым заключениям Г.Д.Хисаровой, предполагалось что в разрезе Обигарм (рис. 13; см. рис. 11, 7а,) вскрываются отложения, содержащие раннеплейстоценовую фауну с *Dicerorhinus* cf. *etruscus*, *Equus caballus* cf. *mosbachensis*, *Gazella* sp. Видовой состав указанных форм был сопоставлен с кошкурганским фаунистическим комплексом. Кошкурганский фаунистический комплекс и кошкурганская свита в Южном Казахстане рассматривались в пре-

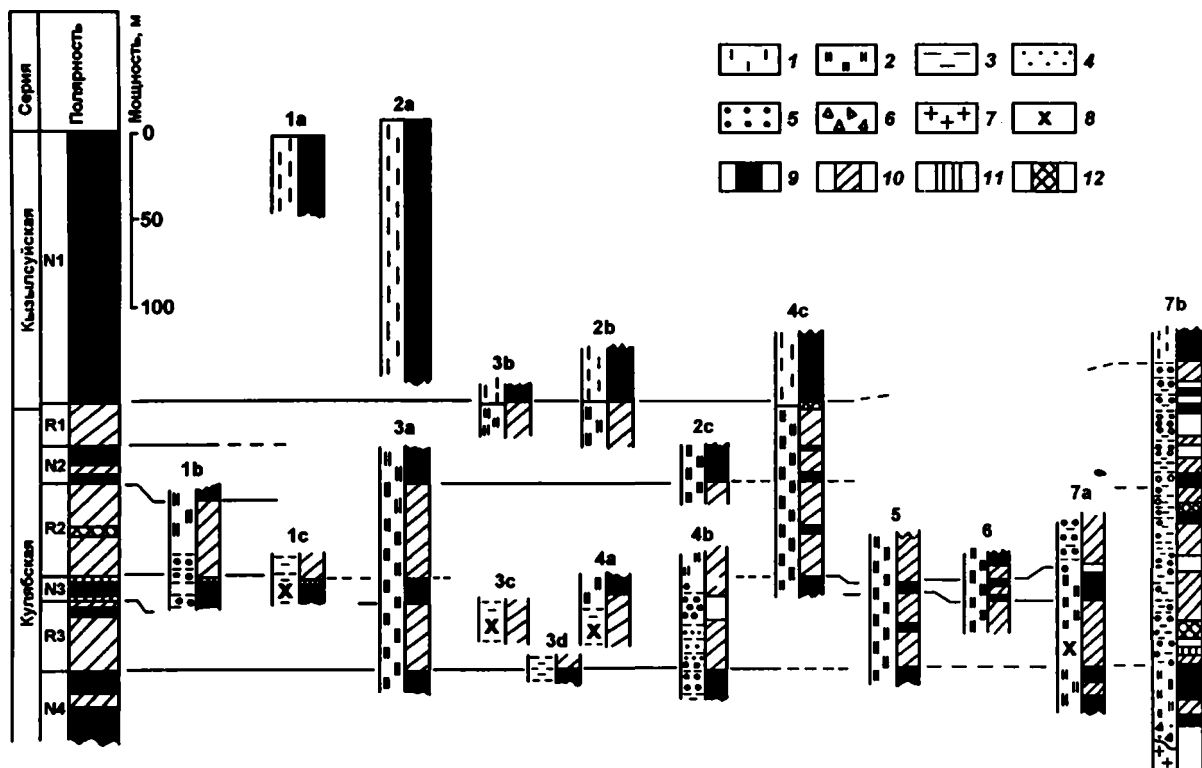


Рис. 11. Разрезы верхнеплиоцен-четвертичных отложений Илякско-Обигармского района (Додонов и др., 1991)

1 (a–с) – разрез Зильфи; 2–4 – Карамайдан; 2 (a–с) – разрезы близ кишлака Карамайдан, 3 (a–d) – разрезы вдоль левого борта долины р. Джондоды, 4 (a–с) – разрезы по правому борту р. Джондоды; 5 – разрез в 2 км к северо-западу от кишлака Каштак; 6 – разрез на перевале Сарыкаштак – водоразделе между долинами рек Иляк и Обигарм; 7 – Обигарм; 7a – сай Дешиляшкар, 7b – правый борт долины р. Обигарм в 0,5 км южнее г. Обигарм

1 – лёссово-почвенные образования неоплейстоценовые; 2 – лёссово-почвенные образования верхнеплиоцен-эоплейстоценовые; 3 – алевроиты; 4 – пески; 5 – галечники; 6 – щебень, дресва; 7 – гранитоиды; 8 – костные остатки млекопитающих; 9–12 – намагнитченность пород: 9 – прямая, 10 – обратная, 11 – аномальная, 12 – знакопеременная

делах палеомагнитной эпохи Брюнес (Костенко, Кожамкулова, 1980). Б.Ж.Аубекеровым (1992) были приведены данные о том, что в стратотипическом разрезе Кошкуртан (у сел. Кошкуртан) в костеносной линзе в совместном залегании с фаунистическими остатками обнаружены артефакты мустьерской культуры. Эти материалы дезавуировали возможность использования кошкуртанского стратотипа, однако позже пересмотр типологической принадлежности археологических находок и их отнесение к домустьерскому (?) этапу развития палеолита (персональное сообщение Б.Ж.Аубекерова, 2002 г.), возможно, возвращает к прежнему пониманию возраста кошкуртанского разреза.

Первоначальное заключение о возрасте лёссово-почвенной толщи в Обигарме, содержащей указанную выше фауну, находилось в противоречии с палеомагнитными и геологическими данными (Никонов, 1972). Согласно палеомагнитным измерениям (по А.В.Пенькову), рас-

сматриваемая толща характеризуется преимущественно обратной полярностью (см. рис. 11, 7a), что указывает на ее возраст, значительно превышающий 0,8 млн лет. Фаунистические находки приурочены к нижней части обратномагнитного интервала разреза близко к границе с расположенной еще ниже зоной прямой полярности. Последняя идентифицируется с зоной N4 (Гаусс), а вышерасположенная обратно намагнитченная часть разреза, содержащая фауну, – с зоной R3 (Матуяма).

В результате повторного изучения Обигармского местонахождения и новых фаунистических находок удалось доказать, что фауна в Обигарме соответствует куруксайскому возрастному интервалу (Додонов и др., 1991). Здесь определены костные остатки *Ursus cf. etruscus*, *Acinonyx cf. pardinensis*, *Equus stenonis* ssp. и *Paracamelus* sp. Согласно заключению М.В.Сотниковой, пропорции и размеры нижней челюсти гепарда из Обигарма позволяют отнести его к группе виллафранкских гепардов Ев-



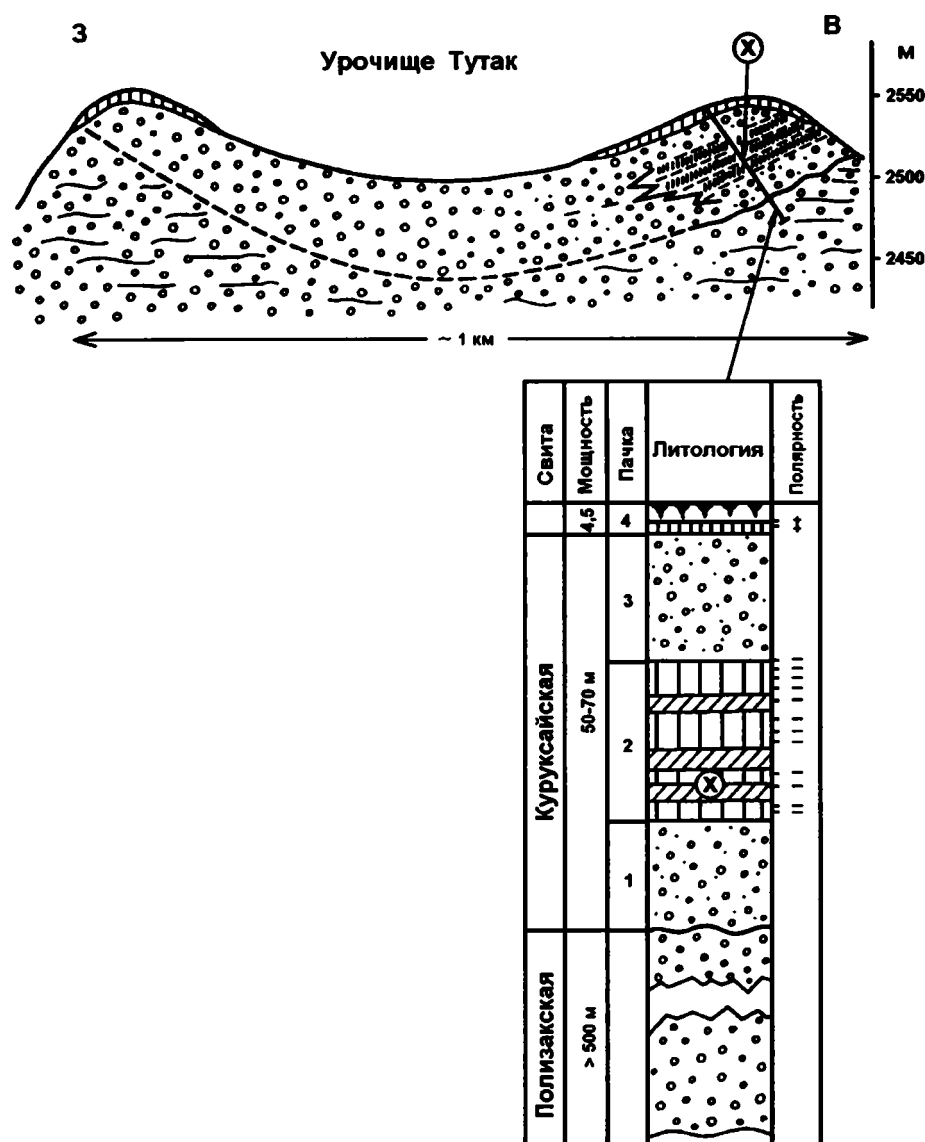


Рис. 12. Разрез Тутак. В урочище Тутак на конгломератах полизакской свиты с угловым несогласием и размытием залегают отложения куруксайской свиты, которые слагают высокую аккумулятивную поверхность, геоморфологически коррелирующуюся с плато Большое Даштако

Условные обозначения см. на рис. 14

разии – *Acinonix pardinensis*; близок он также к гепарду, описанному в составе куруксайской фауны Южного Таджикистана. Морфологические характеристики верхних моляров медведя находятся в пределах изменчивости *Ursus etruscus*, который известен, начиная со среднего виллафранка. Присутствие этого медведя ограничивает нижний предел распространения фауны Обигарма средним виллафранком.

По заключению В.И.Жегалло, обигармская лошадь может быть охарактеризована как весьма

примитивная в ряду *E. stenonis*, принадлежащая к подвиду, существенно отличающемуся от *E. st. pamirensis*. Это обстоятельство не следует рассматривать как однозначное указание на большую древность обигармской лошади относительно куруксайской. Достоверно лишь то, что морфотипы ее верхних и нижних зубов весьма архаичны, что не позволяет интерпретировать возраст обигармской находки моложе среднего виллафранка. Отнесение этой лошади к *E. mosbachensis* абсолютно исключено так же, как и

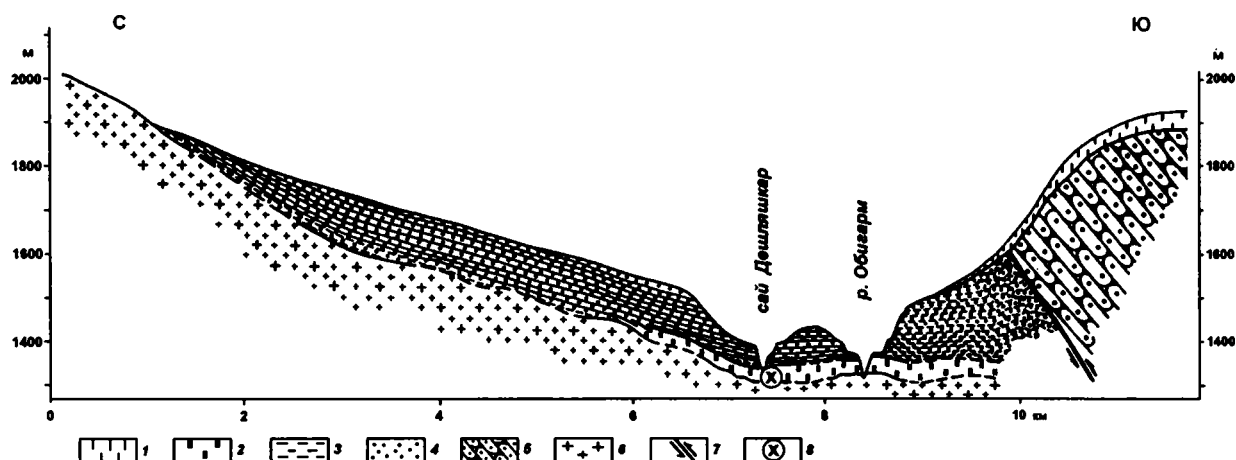


Рис. 13. Геологический профиль через Обигармскую впадину

1 – лёссы неоплейстоценовые; 2 – лёссы верхнеплейстоцен-эоплейстоценовые; 3 – алевриты; 4 – галечники (конгломераты); 5 – меловые песчаники; 6 – палеозойские гранитоиды; 7 – разлом; 8 – Обигармское местонахождение фауны млекопитающих

одновременное существование с последней. Между стеноновыми лошадьми типа обигармской и кабаллоидными мосбахскими временной интервал не менее 1 млн лет.

В Зильфи (см. рис. 11, 1b, c) вмещающие фауну отложения состоят из переработанных почвенными процессами лёссовидных алевритов, переслаивающихся с пачками валунно-галечного материала. Залегают они с угловым несогласием на неогеновой молассе. Среди находок костного материала в Зильфи Б.С.Кожамкуловой (1970) были определены остатки стеноновой лошади, оленей и полорогих. Вместе с обломками костей млекопитающих были найдены остатки *Testudo horsfieldi*. В результате новых раскопок был получен более полный палеонтологический материал, позволяющий сделать заключение о возрасте отложений, вмещающих костеносный горизонт (Додонов и др., 1991). По определениям В.С.Зажигина, И.А.Вислобоковой, В.И.Жегалло, Э.А.Вангенгейм и М.В.Сотниковой здесь присутствуют: *Promiomys* sp., *Nyctereutes* sp., *Dicerorhinus* sp., *Equus stenonis* cf. *pamirensis*, *Paracamelus* sp., *Elaphurus* sp., *Sinomegaceros* sp. Присутствие в фауне Зильфи рода *Promiomys* ограничивает верхний возрастной предел распространения этой фауны средним виллафранком. Находки костных остатков рода *Sinomegaceros* не встречаются раньше среднего виллафранка. Таким образом, фауна Зильфи по общему составу и стратиграфическому распространению форм отвечает среднему виллафранку и может быть сопоставлена с куруксайской фауной Южного Таджикистана. Анализ остатков лошади из Зильфи показал, что мор-

фотипы ее верхних зубов практически не отличаются от таковых стеноновой лошади из Куруксая. Последняя принадлежит к группе стеноновых лошадей, объединяемых в полиморфный вид *Equus stenonis*. Характер отличий куруксайской лошади от других стеноновых лошадей позволяет считать ее хорошим географическим подвидом *E. stenonis*. Этот подвид определен как в Куруксая, так и в Зильфи, что позволяет рассматривать оба местонахождения как стратиграфические аналоги.

По палеомагнитным данным (материалы А.В.Пенькова), в разрезе Зильфи (см. рис. 11, 1a, b, c) хорошо обособляются два палеомагнитных интервала: верхний, имеющий прямую намагниченность и относимый к зоне N1, и нижний, преимущественно обратномагнитный R2 с двумя короткими зонами прямой полярности N3 и N2. Костеносные линзы заключены в прямонамагнитных слоях, которые идентифицируются с палеомагнитной зоной N3, интерпретируемой как эпизод Олдувей (см. рис. 11). Надо заметить, что возможность обнаружения средневиллафранкской фауны на уровне эпизода Олдувей подвергалась сомнению (Вангенгейм, Певзнер, 1991). Альтернативный вариант интерпретации нижней части разреза Зильфи – колонки 1b и 1c (рис. 11) – состоял бы в их перемещении в нижнюю часть эпохи Матуяма. В этом случае надо было бы признать, что прямонамагнитный костеносный горизонт оказался бы в самой верхней части прямонамагнитной зоны N4, идентифицируемой с эпохой Гаусс. Такой вариант не исключается полностью. Для уточнения положения костеносного горизонта относительно па-

леомагнитной шкалы требуется наращивание палеомагнитной характеристики в верхней и нижней частях данного интервала разреза, что пока не удавалось сделать.

На юге Таджикской депрессии куруксайская свита вскрывается в сравнительно полном разрезе верхнеплиоцен-четвертичных отложений – Ак-Джар, расположенном в нижней части долины р. Вахш, вдоль ее правого высокого берега. Современная долина Вахша здесь совпадает с межгорной впадиной, выполненной мощными аллювиальными толщами палео-Вахша. В структурно-геологическом отношении разрез Ак-Джар приурочен к западному крылу Восточно-Касандагской антиклинальной складки, осевая часть которой эродирована Вахшем. Плиоцен-четвертичные отложения имеют западное и юго-западное моноклинальное падение. В обнажении видны соотношения куруксайской свиты с подстилающими и перекрывающими толщами.

Прослеживаются три границы, представленные в виде несогласий (рис. 14, I). Эти границы снизу вверх геологически можно трактовать как рубежи: *a* – в основании каранакской свиты, *b* – между каранакской и полизакской свитами и *c* – между полизакской и куруксайской свитами. Каранакская и полизакская свиты представлены в неполном стратиграфическом объеме. Границы между куруксайской и кайрубакской свитами – *d* (верхний плиоцен – эоплейстоцен) и между кайрубакской свитой и кызылсуйской серией – *e* (эоплейстоцен – неоплейстоцен) выражены в виде смены литологии пород. Куруксайская свита ( $N_2^{2-3}ks$ ) представлена чередованием слоев серых песков (рыхлых песчаников) и бурых алевроитов. Пески разнозернистые, косо-слоистые, с редким гравием, галькой и окатышами красно-бурых алевролитов из каранакской свиты. Мощность песчаных пачек до 3–5 м. Алевроиты слабо опесчанены, параллельно-слоистые. Мощность алевроитовых пачек от 0,5–1 до 3–5 м. В верхней части свиты преобладают песчаные разности с линзами и прослоями галечников. Азимут падения 250–255°, угол падения изменяется снизу вверх по разрезу от 30–35° до 27–28°. Мощность свиты до 300 м.

По заключению А.М.Пеньковой и Е.Л.Ершовой (Путеводитель..., 1977), в палиноспектрах куруксайской свиты данного разреза отмечено присутствие тех видов сосен, которые обычно встречаются в кулябских отложениях. Среди древесных и листопадных доминирует пыльца представителей тугайной флоры. Отмечен разнообразный состав мезофитного разнотравья. В целом палинологические данные указывают на то, что вмещающие пыльцу отложения могут быть

отнесены к нижней части кулябской серии. По результатам палеомагнитных измерений разреза Ак-Джар (материалы А.В.Пенькова) наиболее вероятным представляется отнесение отложений куруксайской свиты к нижней части эпохи Ма-туяма и к эпохе Гаусс (рис. 15).

В предгорной – Придарвазской – зоне аналогами куруксайской свиты являются толщи, слагающие высокие террасы с относительными превышениями около 600–800 м. Это прежде всего даштакинская свита, развитая на так называемом плато Большое Даштако (верховья долины р. Яхсу), где она залегает с размывом на светло-серых полизакских и темно-серых каранакских конгломератах (рис. 16, II). Она представлена слабосцементированными разноокатанными валунными галечниками аллювиально-пролювиального генезиса. Заполнитель галечников – гравий с буроватым мелкоземом и дресвой. Мощность валунных галечников 100–150 м. Ближе к осевой части долины Яхсу даштакинские валунные галечники становятся лучше отсортированными, слоистыми и более промытыми по сравнению с грубообломочным материалом данной толщи у тыловой части платообразной даштакинской террасы. Галечники венчает маломощный (до 10 м) покров лёссов с несколькими погребенными красновато-бурыми почвами. Палеомагнитные измерения по лёссово-почвенному покрову указывают на обратную намагниченность. С даштакинской террасой геоморфологически коррелируется платообразная поверхность в урочище Тутак, которая сложена галечниками, вмещающими костные остатки фауны млекопитающих куруксайского возраста.

В Ферганской депрессии наиболее изученные разрезы плиоцен-четвертичных отложений находятся в ее западной и северо-западной частях, в районе Кокторлюкских излучин и на склонах гор Супетау, Акбель и Акчоп. Здесь Н.П.Васильковский (1951) начиная с 30-х годов выделял свиты:

$B_2$  – палевые глины, мергели и песчаники. Мощность до 400 м.

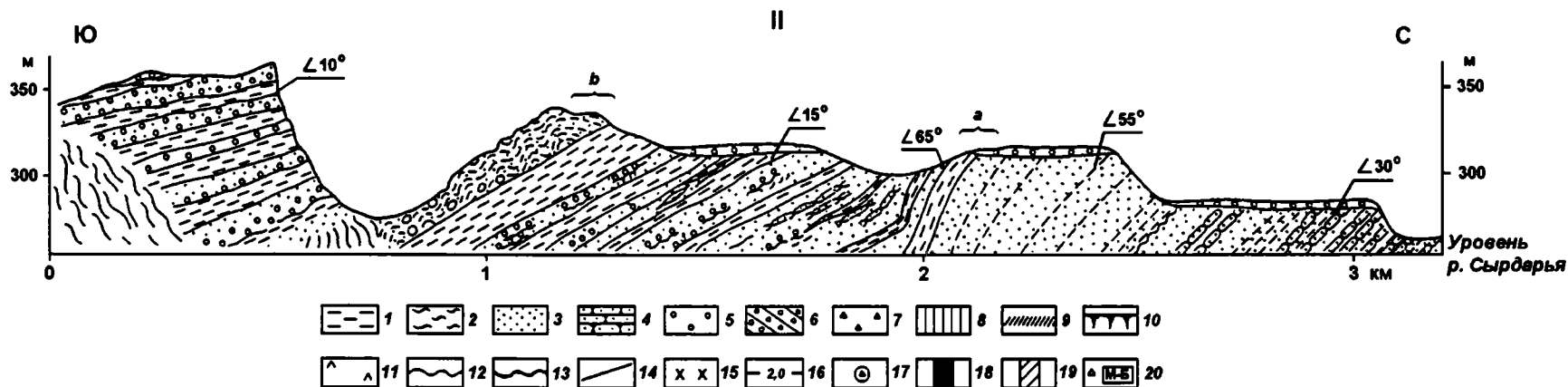
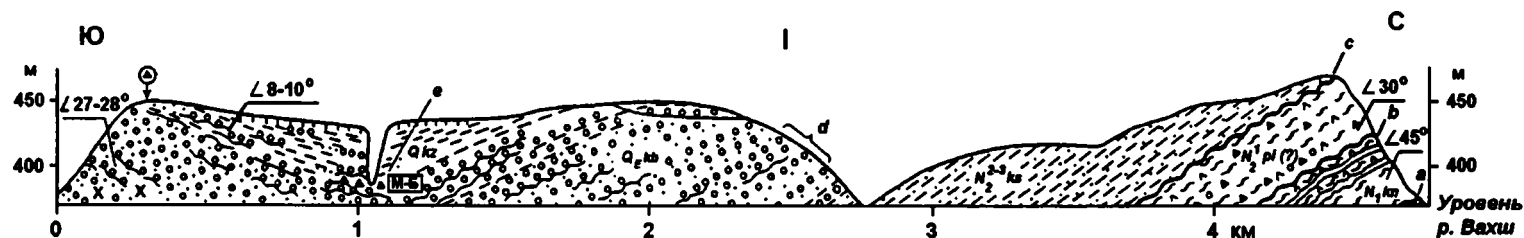
$C_1$  – пестрые глины и песчаники. Мощность до 300 м.

$C_2$  – пески, гравий, реже песчаники и конгломераты. Мощность до 200 м.

$D$  – уплотненные лёссовидные суглинки и пески, залегающие с небольшим несогласием на свите  $C_2$ . Мощность до 100 м.

$E$  – пролювиальные конгломераты, брекчии и лёссовидные суглинки. Мощность – несколько десятков метров.

По стратиграфической схеме неогеновых моласс Ферганской депрессии М.Н.Грамм, свитам  $C_1$  и  $C_2$  соответствует кепелийская свита, а свите



**Рис. 14.** Геологические профили обнажений Ак-Джар (I) и Кайрак-Кум (II)

Положение геологических границ на профиле I: *a* – между нижненеогеновыми породами и каранакской свитой, *b* – между каранакской и полизакской свитами, *c* – между полизакской и куруксайской свитами, *d* – между куруксайской и кайрубакской свитами, *e* – между кайрубакской свитой и неоплейстоценовыми отложениями. Границы на профиле II: *a* – между свитами  $C_1$  и  $C_2$ , *b* – между свитой  $C_2$  и исписарской свитой

1 – алеврит; 2 – алевролит; 3 – песок; 4 – песчаник; 5 – галечник; 6 – конгломерат; 7 – щебень, обломки пород; 8 – лёсс; 9 – погребенная почва или педокомплекс; 10 – современная почва; 11 – гипс; 12 – размыв; 13 – геологическая граница; 14 – разлом; 15 – костные остатки млекопитающих; 16 – линии корреляции и возраст в млн лет; 17 – палеолитические находки; 18, 19 – намагниченность: 18 – прямая, 19 – обратная; 20 – инверсия Матуяма-Брюнес

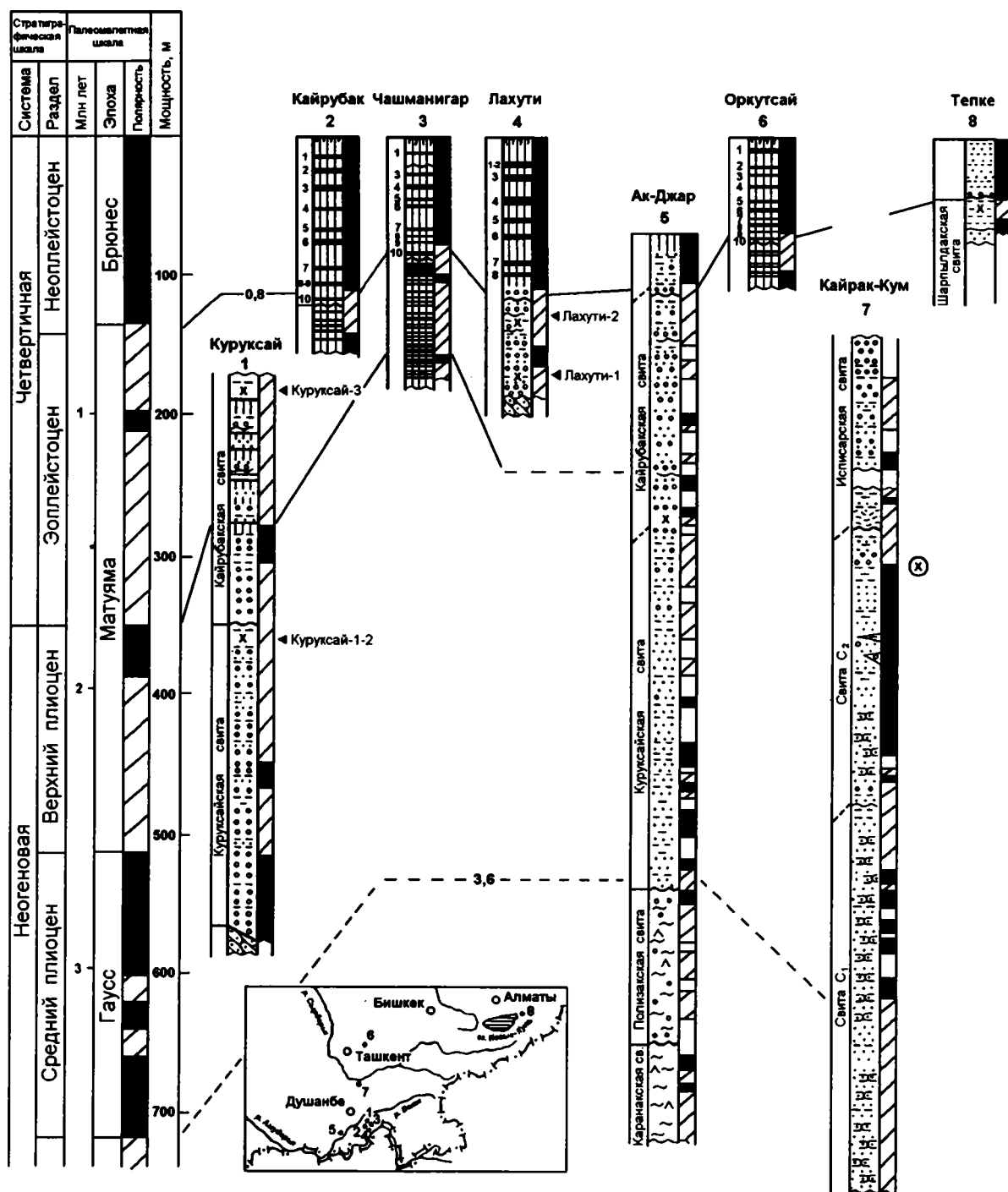


Рис. 15. Корреляция разрезов верхнеплиоцен-четвертичных отложений Средней Азии  
Условные обозначения см. на рис. 14. На врезке – положение разрезов

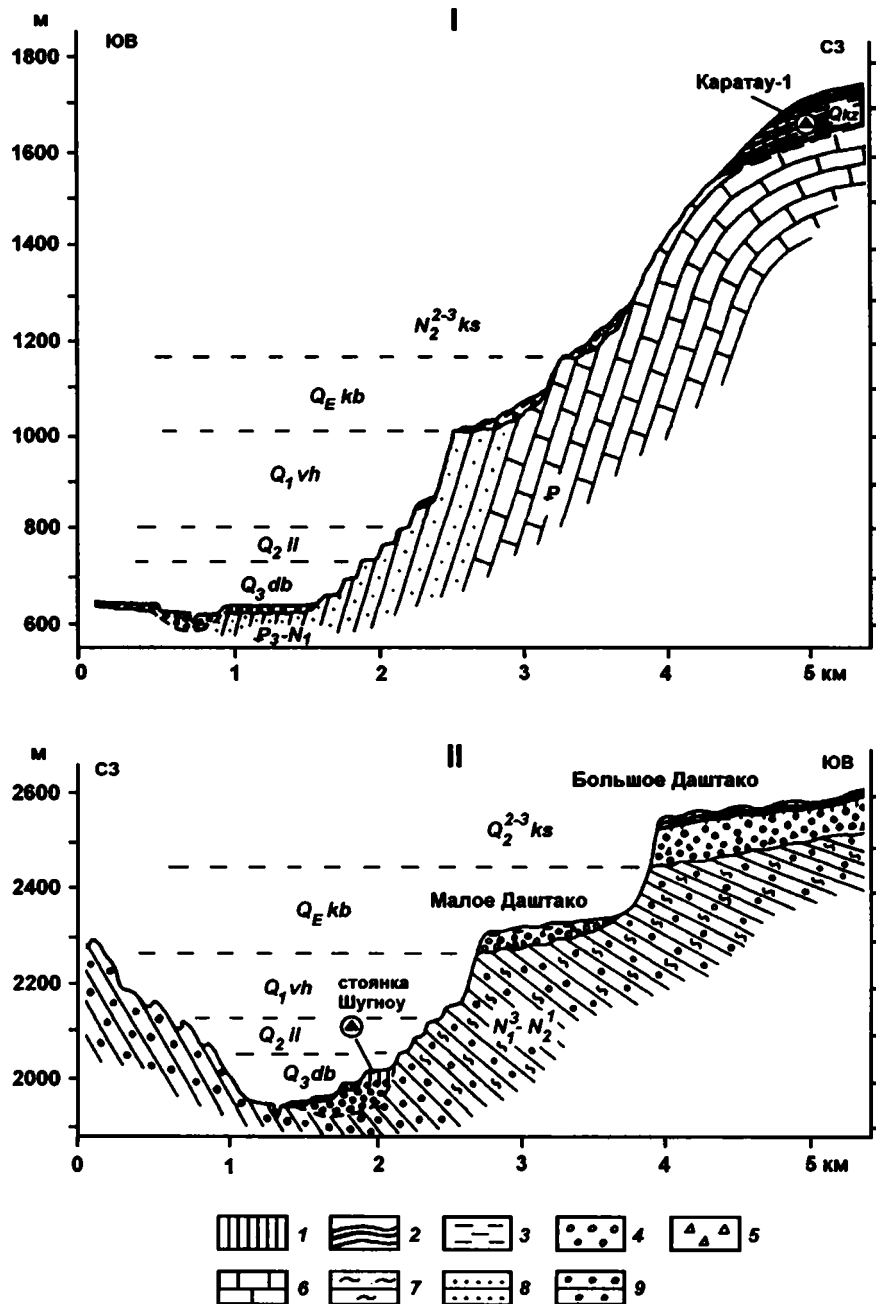


Рис. 16. Геолого-геоморфологические профили: I – правого борта долины р. Вахш близ кишлака Чалчал на юго-восточном склоне хребта Каратау (западная часть Нурекской межгорной впадины), II – левого борта долины р. Яхсу близ кишлака Шугноу (построен с использованием данных А.А.Никонова и В.А.Ранова, 1971)

1 – лёсс; 2 – погребенные почвы; 3 – алеврит; 4 – галечник; 5 – щебень; 6 – известняк; 7 – алевролит; 8 – песчаник; 9 – конгломерат

Ярусы рельефа:  $Q_3 db$  – поздненеоплейстоценовый (душанбинский),  $Q_2 il$  – среднеоплейстоценовый (илиякский),  $Q_1 vh$  – раннеоплейстоценовый (вахшский),  $Q_E kb$  – эоплейстоценовый (кайрубакский),  $N_2^{2-3} ks$  – средне-позднеплиоценовый (куруксайский). Возраст пород:  $Q$  – неоплейстоцен,  $N_1^3 - N_2^1$  – верхний миоцен – нижний плиоцен,  $P_3 - N_1$  – олигоцен-миоцен,  $P$  – палеоген

D – исписарская свита. На основании изучения остракод кепелийская свита отнесена к верхнему плиоцену (Грамм, 1959а). В исписарской свите, по описаниям М.Н.Грамм (1959б), были отмечены остракоды *Limnocythere sanctipatricii* (Brady

et Robertson), *Ilyocypris bradyi* Sars, *Candona rostrata* (Brady et Norman), *Candonopsis kingsleii* (Br. et Rob.), *Candona candida* Muller и другие формы, свидетельствующие об антропогеновом возрасте свиты. Возраст свиты принимался как

раннечетвертичный (= эоплейстоцен современных схем). Согласно стратиграфическим построениям С.А.Несмеянова, указанные выше стратиграфические подразделения (свиты В<sub>2</sub>, С<sub>1</sub>, С<sub>2</sub>, D) рассматриваются как верхняя часть аксарайской свиты (палевая толща) и коктырлюкская свита (Дмитриева, Несмеянов, 1982). Аксарайская свита С.А.Несмеянова охватывает средний-верхний миоцен и плиоцен. Необходимо заметить, что вследствие фациальной изменчивости отложений, постепенности переходов между свитами, а также различной интерпретации границ нередко затруднена полная идентификация тех стратиграфических подразделений, которые выделены разными исследователями.

На северном берегу Кайраккумского водохранилища, в 6,5 км южнее пос. Самгар, в толще, состоящей из переслаивающихся пачек серых песков и светло-палевых алевроитов, известны находки остатков млекопитающих *Archidiskodon meridionalis meridionalis*, *Dicerorhinus* sp., *Elasmotherium* sp. (*coucasicum*?), *Camelidae* gen. (?), *Cervidae* gen. (?), *Bison* sp. (Дуброво, 1963, 1964; Дмитриева, Несмеянов, 1982). Возраст этих находок определяется как позднеплиоценовый по присутствию архаичной формы слона (*A. m. meridionalis*), которая по эволюционному уровню развития соответствует слону из хапровского фаунистического комплекса (И.А.Дуброво, устное сообщение). Присутствие в этой фауне *Bison* sp. не противоречит указанной выше интерпретации возраста кайраккумской ассоциации млекопитающих, поскольку первое появление рода *Bison* отмечается в позднем плиоцене Азии (*Bison palaeosinensis* – в Китае) (Sher, 1997; Flynn et al., 1995; Tedford et al., 1991).

Находки кайраккумской фауны выявлены во фрагментарном разрезе (его мощность около 40 м), поэтому для понимания стратиграфического положения фаунистических находок большое значение приобретает корреляция вмещающих фауну отложений с полным разрезом у Коктырлюкских излучин, вскрывающимся ниже Кайраккумской плотины. Здесь вдоль левого берега р. Сырдарья представлены (снизу вверх) (см. рис. 14, II):

Свита С <sub>1</sub>	Песчаники серые, разнозернистые, косослоистые, рыхлые, с редкими мало мощными (2–3 м) пропластками светло-палевых алевроитов. Имеются включения остатков древесины в виде ожелезненных обломков стволов диаметром до 25 см. Элементы залегания: азимут падения 170–190°, $\angle$ 25–30°; в верхней части свиты наблюдается увеличение углов падения до 55–65°. На границе с вышележащей свитой С <sub>2</sub> фиксируется два пласта алевроитов,	Мощность, м
----------------------	---	-------------

Свита С <sub>2</sub>	характеризующихся значительной трещиноватостью и дисгармоничной деформированностью.....	310
Исписарская свита	Песчано-алевритовая толща с мало мощными прослоями и линзами галечников. Пески серые, разнозернистые, косослоистые, с включением окатышей палевых алевроитов. Пески преобладают в нижней части свиты. Алевроиты зеленовато-серые, с охристыми пятнами. В верхней части свиты их мощность 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°.....	200
	В основании свиты отмечен слой песчаных алевроитов (мощностью 20 м), перемятый в дисгармоничные складки, брекчированный, с включением гравия и гальки. Выше по разрезу наблюдается переслаивание пачек алевроитового и песчано-галечного материала. Песчано-галечный материал косослоистый, хорошо промытый. Азимут падения 160°, $\angle$ 10–15°....	120–150

Как следует из описанного выше разреза, границы между свитами С<sub>1</sub> и С<sub>2</sub>, а также между свитой С<sub>2</sub> и исписарской свитой условно проведены по подошве дислоцированных пачек (см. рис. 14, II), отражающих угловые несогласия между основными стратиграфическими толщами. Отмеченные дислокации возникли, вероятно, в субаквальных условиях в результате оползания и деформации рыхлых отложений при активизации тектонических движений. Свита С<sub>1</sub> дислоцирована сильнее, чем свита С<sub>2</sub>. В этом разрезе С.А.Несмеянов выделил коктырлюкскую свиту (= исписарская свита) над слоем перемятых алевроитов, выше границы *b* (см. рис. 14, II); толщу ниже этой границы он рассматривал как аксарайскую свиту.

Детальное палеомагнитное изучение (материалы А.Ф.Ерошкина) костеносных слоев в Кайраккумском местонахождении, а также отложений, обнажающихся вдоль левого берега р. Сырдарья, ниже Кайраккумской плотины – у Коктырлюкских излучин, дает основание для заключения о том, что фаунистические находки приурочены к границе зон прямой и обратной полярности, интерпретируемой в основном разрезе (ниже Кайраккумской плотины) как инверсия Гаусс–Матуяма (см. рис. 15). Палеомагнитная эпоха Гильберт охватывает палевую свиту В<sub>2</sub> и нижнюю часть свиты С<sub>1</sub>, эпоха Гаусс – верхнюю часть свиты С<sub>1</sub> и нижнюю часть свиты С<sub>2</sub>, эпоха Матуяма – верхнюю часть свиты С<sub>2</sub> и исписарскую свиту (D) (Тетюхин и др., 1980). А.В.Пеньков и Е.И.Жидков пришли к аналогичным выводам при интерпретации своих палеомагнитных



данных (вошедших в геологические отчеты) по разрезу, расположенному ниже Кайраккумской плотины. Учитывая палеомагнитные и геологические данные, надо полагать, что кайраккумский костеносный горизонт с остатками *Archidiskodon meridionalis meridionalis* приходится на верхнюю часть свиты  $C_2$ , примерно на 20–40 м ниже дислоцированного слоя, маркирующего нижнюю границу исписарской (=коктырлюкской) свиты. Эта трактовка стратиграфического положения кайраккумского костеносного горизонта расходитсся с той интерпретацией, которая была предложена С.А.Несмеяновым (Дмитриева, Несмеянов, 1982). Он помещал костеносные слои в верхнюю часть коктырлюкской свиты, относимую к эоплейстоцену. Итак, представленные фаунистические, палеомагнитные и геологические данные позволяют рассматривать возраст свиты  $C_2$  и верхней части свиты  $C_1$  как средне-позднеплиоценовый.

В разрезе плиоцен-четвертичных отложений гор Акбель переход от свиты  $B_2$  к свите  $C_1$  фиксируется по преобладанию серых песчаников и наличию в них окатышей алевроитов из подстилающих свит  $B_1$  и  $B_2$ . Переход от свиты  $C_1$  к свите  $C_2$  определяется по появлению в песчаниках гравия и гальки. Мощность свит  $C_1$  и  $C_2$  в акбельском разрезе, соответственно, ~ 300 и ~ 400 м.

Весьма сложен вопрос выяснения стратиграфических соотношений между верхнеплиоцен-нижнечетвертичными отложениями западной и северо-западной частей Ферганской долины и конгломератами сохской свиты, венчающей разрез молассы в Южной Фергане. Впервые сохская свита была выделена Н.П.Васильковским (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  $C_2$  или с обеими свитами –  $C_1$  и  $C_2$ . С сохской свитой параллелизуется нанайский комплекс, образующий высокую террасу в долине р. Пскем (рис. 17).

В описаниях сохской (исписарской) свиты, сделанных М.Н.Граммом, в ее нижней части отмечалось присутствие чередующихся между собой пачек желто-палевых алевроитов и конгломе-

ратов, переходящих выше по разрезу в конгломерато-галечную толщу. Мощность сохской свиты принималась до 100 м, иногда до 300 м. Подобная же характеристика сохской – коктырлюкской свиты дана С.А.Несмеяновым (Несмеянов, 1971; Дмитриева, Несмеянов, 1982).

Граница между бактрийской и сохской свитами, или кепелийской и исписарской, по М.Н.Грамм, или аксарайской и коктырлюкской 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 (палевая) свита залегает с угловым несогласием на дислоцированных кирпично-красных отложениях масагетской свиты. Бактрийская свита имеет сокращенную (до нескольких десятков метров) мощность, она представлена валунными конгломератами с прослоями желтовато-палевых алевроитистых песчаников. В присводовой части антиклинали песчаники выклиниваются, замещаясь конгломератами. Выше по разрезу на отложениях бактрийской свиты залегают конгломераты и валунные галечники сохской свиты (рис. 18). Сохскую свиту условно можно подразделить на две толщи нижнюю (а) и верхнюю (б). Нижняя толща, образующая пологую антиклинальную складку, представлена конгломератами с мало-мощными прослоями песчаников и гравелитов, ее мощность на крыльях антиклинали порядка 70–80 м. Верхняя толща состоит из валунных галечников; характерно, что в ее основании отмечается прослой крупного валунника; мощность толщи не более 60 м. Общая мощность сохской свиты на своде Чонгарской антиклинальной складки составляет около 150 м, а на крыльях до 200 м и более. Высота адыра близ Чонгары около 1000–1100 м. Выше по долине р. Сох на крыльях Актурпакской антиклинальной структуры (близ кишлаков Актурпак и Газноу) конгломерато-галечные отложения сохской свиты достигают мощности 200 м. На своде Актурпакской антиклинали их мощность сокращается до 50–100 м. Здесь они слагают адырную возвышенность высотой до 1200–1250 м.

В Чонгарском разрезе, согласно палинологическим данным, по материалам О.М.Григиной (Григина, Трофимов, 1984), в верхней части бактрийской свиты выделена палинозона (1), характеризующаяся господством элементов флоры, присущих полупустынному и степному поясам. В нижней толще (а) сохской свиты снизу вверх

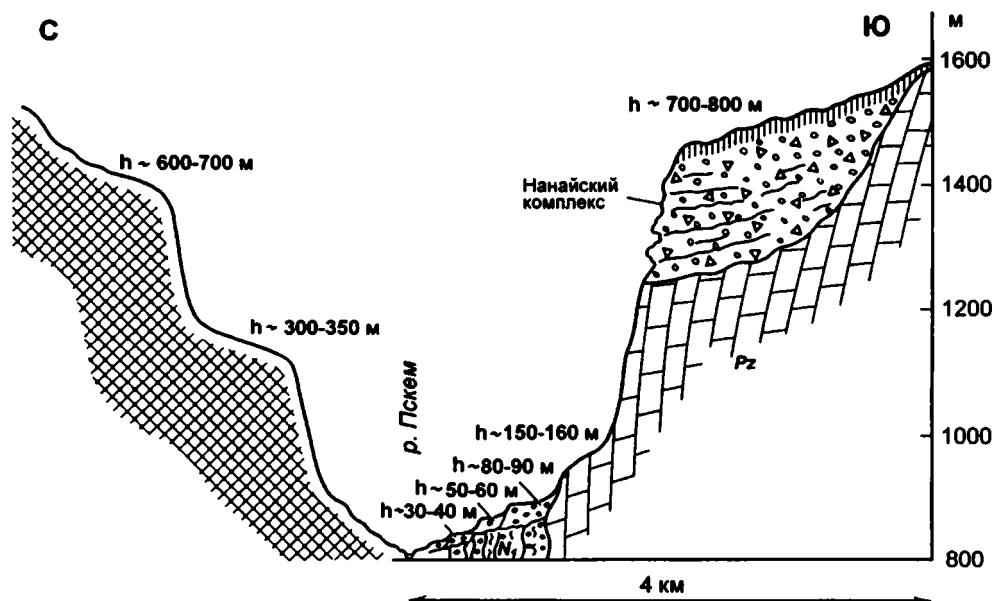


Рис. 17. Поперечный геолого-геоморфологический профиль долины р. Пскем близ кишлаков Нанай и Богустан  
Условные обозначения см. на рис. 16

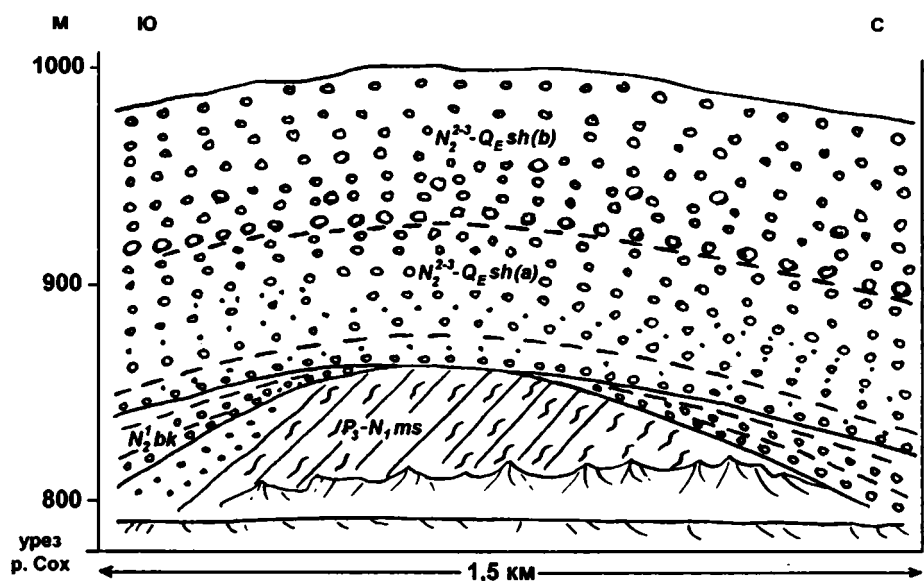


Рис. 18. Разрез верхнекайнозойских отложений на своде Чонгарской антиклинальной складки – левый борт долины р. Сох напротив кишлака Чонгара

$JP_3-N_1 ms$  – кирпично-красные песчаные глины и алевроиты массагетской свиты;  $N_2^1 bk$  – бактрийская (палевая) свита;  $N_2^{2-3}-Q_E sh$  – сохская свита, делящаяся на две толщи: нижнюю конгломератовую (a) и верхнюю валунно-галечную (b)

Условные обозначения см. на рис. 16

выделяются три палинологические зоны: две из них (2, 3) близки по составу и отражают в целом развитие тугайной растительности с примесью древесных (арчи, березы, вяза, ореха), а также с участием полынно-маревых и полынно-злаковых группировок. Расположенная выше палинозона (4) характерна высоким содержанием пыльцы древесных и кустарниковых пород; отмечается также разнообразие дендрофлоры – элементы горной тайги, листопадных лесов и кустарников. В верхней толще (b) сохской свиты выделены две палинозоны (5, 6), причем обе показывают резкое снижение содержания пыльцы древесных пород и расширение полупустынных и пустынных ценозов, что указывает на иссушение климата и неблагоприятные термические условия. Приведенные палинологические данные подтверждают возможность подразделения сохской свиты на две стратиграфические единицы.

В разрезе верхнекайнозойской молассы по правому борту долины р. Исфары, около кишлака Ханабат, кепелийская свита, по М.Н.Грамм, 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 прослои желтовато-палевых алевролитов. На конгломератах кепелийской свиты залегают рыхлые валунные галечники, мощностью около 80 м, аналогичные валунным галечникам Чонгарского разреза. Эти галечники в Исфаринском разрезе М.Н.Грамм относил к исписарской – сохской свите. Согласно стратиграфическим построениям С.А.Несмеянова, верхняя часть кепелийской свиты включается в состав коктырлюкской свиты, а последняя коррелируется с сохской свитой Н.П.Васильковского.

Таким образом, имеет место разное понимание стратиграфического объема сохской свиты. В этой связи нам представляется, что при узком понимании стратиграфического объема сохской свиты, если за нее принять только рыхлые валунные галечники (молодая генерация мощностью не более 80–100 м – толща b), 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. Если стратиграфический объем сохской свиты понимать шире и в ее состав включать толщу конгломератов (толща a Чонгарского разреза) в основании с прослоями песчаников и палеовых алевролитов, характерных для переходной

части между кепелийской и сохской свитами, то возраст последней может рассматриваться как средне-позднеплиоцен-эоплейстоценовый и сохскую свиту следует коррелировать со свитами C<sub>1</sub> (верхняя часть), C<sub>2</sub> и D.

В *Иссык-Кульской впадине* к средне-верхнеплиоценовым образованиям относится верхняя часть джуукинской свиты. Джуукинская свита состоит из бурых и палеовых песчано-глинистых отложений. Она сопоставляется с аксарайской свитой Ферганской депрессии (Дмитриева, Несмеянов, 1982). Верхняя часть джуукинской свиты, выделяемая как верхнеджуукинская (= верхнеиссыккульская) подсвита, представлена разноокрашенной толщей переслаивания песчаников, алевроитов, галечников, мергелей, имеющих разную окраску (зеленовато-палевою, светло-серую, палевою). Мощность верхней подсвиты 400–500 м. На южном борту Иссык-Кульской впадины в местонахождении Джилгындыкоо (разрез Джилгындыкоо, рис. 19) в составе верхнеджуукинской подсвиты содержатся костные остатки мелких млекопитающих: *Ochotonoides* cf. *complicidens* и *Promimomys* ex gr. *stehlini* (определения В.С.Зажигина). Эти находки сосредоточены в горизонтально-слоистых зеленовато-серых озерных глинах в 30 м ниже подошвы рыхлых конгломератов, относящихся к шарпылдакской свите. В разрезе Актерек, расположенном в восточной части Иссык-Кульской впадины, в верхнеджуукинской подсвите были обнаружены костные остатки *Dicerorhinus* sp., *Gazellospira* sp. и скорлупа яиц *Struthio transcasicus*. Видовой состав этих фаунистических находок имеет сравнительно широкий стратиграфический диапазон – в пределах нижнего-среднего виллафранка. Палеомагнитные данные (измерения В.М.Трубикина) позволяют уточнить стратиграфическое положение костеносных горизонтов в разрезах Джилгындыкоо и Актерек. В обоих местонахождениях костные остатки сосредоточены в прямонамагнитных породах. Два коротких обратномагнитных интервала, возможно, Каена и Маммут установлены в верхнеджуукинской подсвите в разрезе Актерек. Исходя из палеонтологических и палеомагнитных данных, можно сделать предположение, что костеносные горизонты приурочены к эпохе Гаусс и что уровень с находками мелких млекопитающих в Джилгындыкоо, очевидно, соответствует верхней части нижнего виллафранка, т. е. верхней части зоны MN16 (табл. 4).

Среди других палеонтологических находок в верхнеджуукинской подсвите важно отметить наличие остатков *Archidiskodon meridionalis* (ме-



Условные обозначения см. на рис. 14

**Таблица 4.** Стратиграфическое положение плиоцен-четвертичных местонахождений фауны млекопитающих Средней Азии (палеомагнитная шкала по Cande, Kent, 1995)

Возраст, млн лет	Стратиграфическая шкала	Поларность	Эпоха	Ярусы континентальной шкалы	Зоны по млекопитающим	Таджикистан		Северный Кыргызстан		Узбекистан, Фергана		Южный Казахстан	
						Свита Компл.	Фаунистическое местонахождение	Свита Компл.	Фаунистическое местонахождение	Свита Компл.	Фаунистическое местонахождение	Свита Надгоризонт	Фаунистическое местонахождение
0,5	Неоплейстоцен	Верх.	Брюнес	Галерий	MQ21-22	Душанбский		Алмаденский		Голодно-степский		Катонкар-гайский	
		Средний				Илякский		Джиргаленский	● Тепке-2 (Т-2)	Ташкентский		Тяньшаньский	
		Нижний				Вахшский				?		Котурбулакский	
1	Эоплейстоцен		Мапуяма	Верхний	MQ 20		● Лахуты-2 (Л-2)	Улахольская = Шарпылдакская	● Тепке-1 (Т-1)	Исписарская (D)	Сохская	Хоргосская	
1,5							● Лахуты-1 (Л-1)						
2	Плиоцен	Верхний	Гаусс	Виллафранк	MN 17	Куруксайская	● Зильфи (7) ● Куруксай ● Тутак ● Карамайдан ● Обигары	Джуукинская Нижнеджуукинская подсвита	Вернеджуукинская подсвита	Свита С	● Кайраккум	Илийская	● Копалы средн. уровень
3													● Копалы нижн. уровень ● Адырган
4													
5	Мiocен	Нижний	Гильберт	Русциний	MN 15 MN 14	Полизакская		Джилгын-дыкоо ● Актарек		Свита В <sub>2</sub>		Санташская	● Есекарткан
6													
	Верхний		СЗА	Туролий	MN 13	Кранакская		Нижнеджуукинская подсвита		Свита В <sub>1</sub>			

стонахождение Ордокучар) и *Equus stenonis* (Ичке-Тасма) (Курдюков, 1962; Беляева, Курдюков, 1963; Дмитриева, Несмеянов, 1982).

В Илийской и Текесской впадинах на юге Казахстана к верхнему плиоцену относится илийская свита, которая представлена палевыми алевролитами (алевритами), паттумами, песчаниками с прослоями гравийников и галечников. Мощность свиты изменяется от нескольких десятков до нескольких сотен метров. Илийская свита обычно залегает на толще красно-буроцветных, местами гипсоносных алевролитов, включающей пачки песчаников и мер-

гелей, относящихся в целом к санташской свите. Стратиграфическим аналогом последней принимается нижнеджуукинская подсвита (Дмитриева, Несмеянов, 1982). Костные остатки млекопитающих, известные из отложений илийской свиты, лучше всего охарактеризованы в местонахождениях Есекарткан, Адырган, Киикбай и Копалы (в последнем – нижний уровень находок).

Есекарткан (Текесская впадина) является наиболее богатым местонахождением фауны. В этом разрезе, расположенном на южных склонах одноименного адыра, снизу вверх обнажаются:

Толща	Мощность, м
1 Пески, алевроиты с прослоями конгломератов; в песках аллювиального генезиса содержатся костные остатки млекопитающих.....	40–50
2 Буровато-палевые алевроиты с прослоями песчаников и гравелитов, в верхней части толщи увеличивается количество конгломератовых прослоев.....	200
3 Конгломераты.....	50

В нижней песчано-алевритовой толще определены следующие формы млекопитающих: *Prochotona* cf. *eximia*, *Lynx* sp. (возможно ex gr. *isiodorensis*), *Anancus kazachstanicus*, *Hipparion houfense*, *Dicerorhinus* sp., *Palaeotragus* sp., *Gazella sinensis* и *Antilospira* sp. (Тлеубердина, 1982, 1988). В списке фауны Есекарткана П.А.Тлеубердина отмечала *Gigantocamelus longipes* и *Sinomegaceros robustus*. Однако, согласно определениям Л.И.Алексеевой, верблюда из Есекарткана следует отнести к роду *Paracamelus*, а, по заключению И.А.Вислобоковой, при определении *Sinomegaceros* нет достаточной уверенности из-за фрагментарности материала (Вангенгейм и др., 1988). Присутствие гиппариона и антилоп *Gazella sinensis* и *Antilospira* позволяет интерпретировать возраст фауны есекартканского костеносного горизонта как ранневиллафранкский. Палеонтологические данные согласуются с результатами палеомагнитных измерений. Важно указать, что нижняя граница илийской свиты на юге Казахстана находится на уровне инверсии Гильберт–Гаусс или в верхней части эпохи Гильберт (Костенко, Пеньков, 1980). В местонахождении Есекарткан костеносный горизонт располагается ниже инверсии, выше которой фиксируется значительный интервал прямой полярности, сопоставляемый с эпохой Гаусс (рис. 20). Костеносные отложения обладают обратной полярностью, которая, вероятно, соответствует верхам эпохи Гильберт. Есекартканская фауна, скорее всего, отвечает самой нижней части зоны MN16 (см. табл. 4).

### 3.2. Четвертичная система

В соответствии с рекомендацией Международной комиссии ИНКВА по неоген-четвертичной границе, нижняя граница четвертичной системы принята по возрастному рубежу 1,8 млн лет, которому в стратотипическом морском разрезе Врика, на юге Италии, отвечает сапропелевый горизонт *e* (мощностью 1,9 м). Этот горизонт располагается в верхней части палеомагнитного эпизода Олдувей (Vai, 1997). На уровне эпизода Олдувей в морских отложениях проис-

На южном склоне адыра Адырган (Текесская впадина) из средней части илийской свиты среди костных остатков определены: *Cricetulus* sp., *Meriones* cf. *meridianus*, *Villanyia petenyi*, *Mimomis* ex gr. *newtoni-intermedius*, *Equus stenonis*, *Gigantocamelus longipes* (= *Paracamelus* sp., Л.И.Алексеева, устное сообщение) и *Gazella sinensis* (Тлеубердина, 1982; Тютюкова, Каипова, 1993). Костеносный горизонт в местонахождении Адырган, по палеомагнитным данным А.В.Пенькова, заключен в обратномагнитной зоне (R2), которая интерпретируется как нижняя часть эпохи Матуяма (см. рис. 20).

В местонахождении Киикбай (южный борт Илийской впадины, подножие хребта Алатау) в отложениях илийской свиты, представленной здесь пестроцветными глинами с прослоями песчаников и мергелей (мощность до 500 м), встречаются костные остатки *Hypolagus brachygnatus*, *Ochotonoides complicidenis*, *Mimomys pliocaenicus* (Лычев, Савинов, 1974; Тютюкова, 1990).

В разрезе Копалы, располагающемся на левобережье р. Чарын, илийская свита залегает на дислоцированных породах палеозоя. В нижней части разреза она представлена галечниками с прослоями паттумов и мергелей; характерна фацциальная пестрота этой толщи, ее мощность порядка 40 м. По описанию А.Ж.Аубекерова, эта часть разреза соответствует пачке I и нижней части пачки II. В северной части урочища Копалы илийская свита контактирует с палеозойскими породами и бурыми паттумами, условно относимыми к санташской свите. В нижней части разреза Копалы с отложениями илийской свиты (пачка I и низы пачки II) связаны находки костных остатков *Villanyia petenyi*, *Mimomys haplodentatus* и *Archidiskodon gromovi*. Эта фауна принадлежит нижнему фаунистическому уровню местонахождения и относится к среднему вилафранку (Аубекеров и др., 1990). Обратная намагнитченность нижней части разреза (палеомагнитные данные А.В.Пенькова и М.С.Кунаева) интерпретируется как интервал нижней части эпохи Матуяма, ниже эпизода Олдувей (см. табл. 4).

ходит вымирание *Discoaster brouweri* и появление *Gephyrocapsa oceanica* s.l. (Pasini, Colalongo, 1997). В стратиграфических схемах морских отложений Понто-Каспия нижняя граница четвертичной системы соответствует подошве гурийских отложений или подошве апшерона. В континентальных отложениях палеомагнитный эпизод Олдувей, наряду с биостратиграфическими данными, является важнейшим репером для проведения нижней границы четвертичной системы.

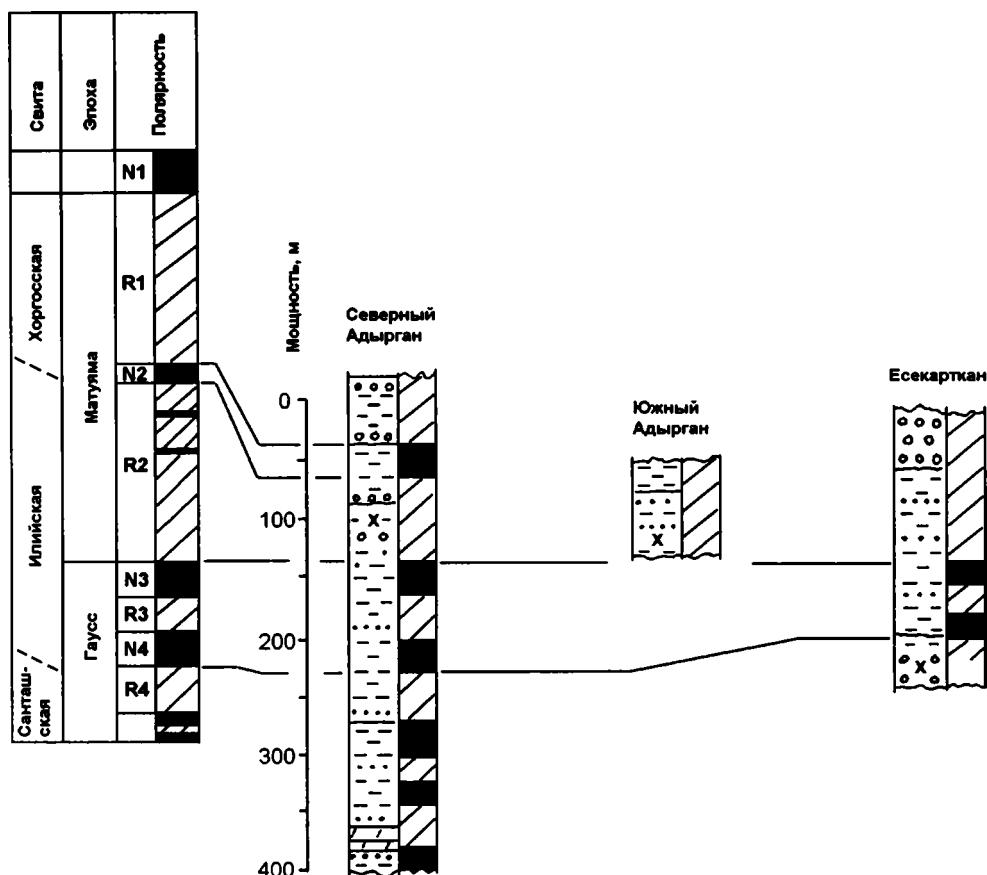


Рис. 20. Разрезы верхнеплейстоценовых отложений Текесской впадины (по материалам А.В.Пенькова – Sotnikova et al., 1997)

Условные обозначения см. на рис. 14

По ныне существующей в России стратиграфической шкале четвертичной системы (МСК), рекомендуемой для геологической съемки и стратиграфических построений, в составе квартера выделяются: эоплейстоцен (1,8–0,8 млн лет), неоплейстоцен (0,8–0,01) и голоцен (последние 0,01 млн лет). Неоплейстоцен подразделяется на нижний, средний и верхний. Возрастная граница между нижним и средним неоплейстоценом условно может быть принята по рубежу 0,43–0,45 млн лет, что, по-видимому, должно соответствовать подошве миндель-рисского (лихвинского=гольштейнского) межледникового горизонта или нижней границе 11-й стадии изотопно-кислородной шкалы, хотя надо заметить, что геохронологическая идентификация этого рубежа бывает весьма затруднительна в континентальных отложениях. Граница между средним и верхним неоплейстоценом фиксируется по подошве отложений последнего – рис-вюрмского (микулинского=земского) межледникового. При описании стратиграфии континентальных отложений Средней Азии использована

указанная выше шкала (см. табл. 3), однако выделение дробных подразделений неоплейстоцена регламентируется биостратиграфическими и геохронологическими данными. Как показано ниже, в главе 4, в которой рассматриваются лёссовые покровы, возможность выделения наиболее дробных единиц лучше реализуется в лёссово-почвенных разрезах.

### 3.2.1. Эоплейстоцен

**В Таджикской депрессии** эоплейстоценовому интервалу шкалы отвечают аллювиальные и аллювиально-пролювиальные отложения, представленные разноокатанными галечниками, песками и алевритами, которые объединяются в кайрубакскую свиту. В нижней части разреза кайрубакской свиты преобладают грубые разности, вверху появляется больше алевритовых прослоев, иногда с горизонтами погребенных почв. Окрасенность свиты буровато-палевая. Кайрубакская свита залегает с размывом и признаками углового несогласия на отложениях куруксайской свиты или более древних породах неогена.



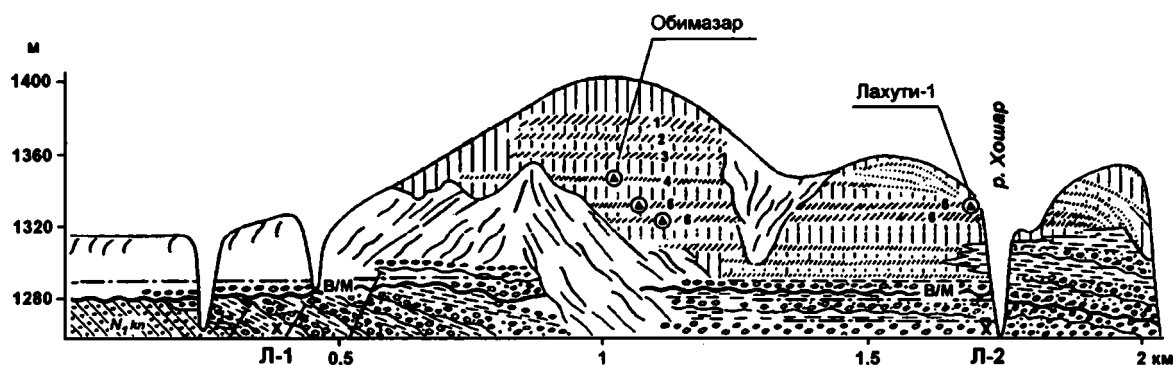


Рис. 21. Геологический профиль обнажения Лахути, расположенного на правом борту долины р. Обимазар, напротив кишлака Лахути

Костеносные горизонты: Л-1 – Лахути-1, Л-2 – Лахути-2; палеолитические местонахождения: Обимазар – в центральной части обнажения и Лахути-1 – у впадения р. Хошар

Условные обозначения см. на рис. 14

Ее мощность колеблется от первых десятков метров до 100–150 м.

Разрозненные находки костных остатков в кайрубакской свите встречаются на разных уровнях. Так, в обн. 31, расположенном в 8 км от устья р. Куруксай (см. рис. 9), в нижней части свиты определены остатки *Bovinae* gen. – обломок нижней челюсти с двумя коренными зубами (определение Л.И.Алексеевой). В верхней части этого же разреза в буровато-палевых лёссовидных алевритах встречены остатки млекопитающих *Microtus* (subgen.) sp., *Equus* sp., *Rhinocerotidae* gen. indet. Возраст фауны из этого костеносного горизонта (К-3) послевиллафранкский (Путеводитель..., 1977).

Палинологические данные по разрезу кайрубакской свиты в долине Куруксай (материалы Л.Н.Ершовой; Лоскутов и др., 1971) показывают, что во время ее формирования господствовала лугово-степная растительность при участии древесных форм. В нижней части разреза свиты встречены палиноспектры, в которых среди древесных пород преобладают дуб, липа, вяз, орех. В средней части разреза намечается обеднение пыльцы листопадных пород и увеличение пыльцы хвойных, среди которых доминирует сосна.

По результатам палеомагнитного изучения кайрубакской свиты, обнажающейся в левом борту долины р. Куруксай, установлено, что вся ее толща, за исключением нижних слоев мощностью 30–35 м, обладает обратной полярностью (обн. 24, 31, см. рис. 9).

В галечно-алевритовой толще кайрубакской свиты, вскрывающейся в разрезе Лахути, известны два костеносных горизонта – нижний (Л-1) и

верхний (Л-2) (рис. 21). В нижнем костеносном горизонте Л-1 обнаружены костные остатки *Canidae*, *Equus* sp., *Cervidae*, *Bovidae*, *Camelidae*. В верхнем костеносном горизонте Л-2, выходы которого находятся в устье руч. Хошар, представлена разнообразная ассоциация позвоночных: *Crocidura* sp., *Cricetulus* sp., *Meriones lakhutensis*, *Ellobius* (subgen?) sp., *E. (Afganomys) lakhutensis*, *Clethrionomys* sp., *Allophaiomys* (?) sp., *Microtus (Phaiomys) lakhutensis*, *Canis* cf. *mosbachensis*, *Canis (Xenocyon) lycaonoides*, *Pachycrocuta brevirostris*, *Homotherium* sp., *Panthera gombaszoegensis*, *Archidiskodon* sp., *Equus* aff. *E. namadicus*, *Rhinocerotidae* gen. indet., *Camelus knoblochi*, *Sinomegaceros* sp., *Praemegaceros* sp. Возраст этой фауны (горизонт Л-2) определяется интервалом времени, которому в Восточной Европе соответствует фауна переходного типа от таманского комплекса к тираспольскому (Путеводитель..., 1977). Костеносные горизонты Л-1 и Л-2 находятся в обратномагнитной части разреза, соответствующей верхней части эпохи Матуяма, костеносный горизонт Л-2 располагается в 6 м под инверсией Матуяма–Брюнес (палеомагнитные материалы А.В.Пенькова) (рис. 22).

В Ферганской депрессии к эоплейстоцену относится исписарская свита. Она представлена слабосцементированными конгломератами с прослоями разнородных песков и алевритов. Исписарская свита слагает поверхность Дигмайской и Рухакской адырных возвышенностей в западной части Ферганской депрессии. Нижняя граница свиты выражена за счет обогащения ее базальной части грубообломочным материалом. В Кайраккумском разрезе (см. рис. 14, II) в по-

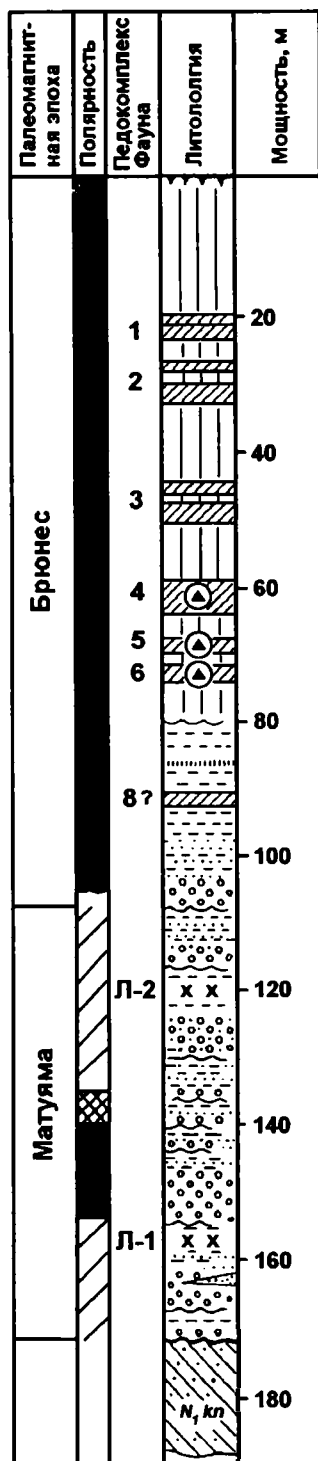


Рис. 22. Разрез Лахути  
Условные обозначения см. на рис. 14

доше исписарской свиты (кокпюрлюкской, по С.А.Несмеянову) находится дислоцированная пачка (до 20 м мощности) супесей и галечников. Дислокации выражены в виде гравитационно-оползневых дисгармоничных складок. Мощность

исписарской свиты до 150–200 м. С исписарской свитой, по-видимому, коррелируется свита D (по Н.П.Васильковскому), которая представлена пролювиальными супесями и галечниками, а также валунные галечники верхней части сохской свиты. Исписарская свита имеет обратную намагниченность, которая интерпретируется как верхняя часть эпохи Матуяма (Тетюхин и др., 1980) (см. рис. 15).

**В Приташкентском прогибе и Чирчикской впадине** к эоплейстоценовым отложениям условно относятся аллювиально-пролювиальные конгломераты, слагающие высокую, 300–350-метровую, террасу. Она прослеживается в долине р. Чирчик над Чарвакской плотиной. По простиранию к северу, к предгорьям Угамского хребта, конгломераты фациально замещаются лёссово-почвенными образованиями эоплейстоценового возраста. Эта же терраса прослеживается на левом борту долины р. Чаткал при впадении левого притока Чимгансая. Здесь она сложена рыхлыми конгломератами, мощностью до 70–80 м. Этот же уровень выделяется в долине р. Пскем в одном поперечном пересечении с 700–800-метровым нанайским уровнем (см. рис. 17). 300–350-метровая терраса – это самостоятельный геоморфологический уровень, отвечающий обособленной фазе эрозионно-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 в Чирчикской впадине.

**В Иссык-Кульской впадине** эоплейстоцен представлен шарпылдакской свитой, которая развита в ее восточной части. Шарпылдакская свита состоит из пролювиальных серовато-коричневых супесей, содержащих обломочный материал; ее мощность около 100 м. В разрезе горы Шарпылдак шарпылдакская свита характеризуется обратной намагниченностью (Ильичев, Куликов, 1974). Аналоги верхней части шарпылдакской свиты обнажаются в основании разреза горы Тепке. Это так называемые тепкинские слои, они представлены серовато-коричневыми супесями и алевритами с включением линзовидных прослоев разнозернистых песков с гравием и галькой. Видимая мощность тепкинских слоев до 30 м. Тепкинские слои характеризуются обратной полярностью (палеомагнитные измерения А.В.Пенькова по образцам, отобранном автором, а также данные В.А.Ильичева и О.А.Куликова, 1974). Инверсия Матуяма–Брюнес проходит в кровле тепкинских слоев (см. рис. 19). В тепкинских отложениях (костеносный горизонт Тепке–1,

T-1) известна фауна позвоночных: *Equus* ex gr. *sanmeniensis*, *Cervus* sp., *Bison* sp., *Pachycrocuta* cf. *brevirostris* и *Canis* ex gr. *mosbachensis-etruscus* (Дмитриева, Несмеянов, 1982).

В западной части Иссык-Кульской впадины шарпылдакской свите отвечают валунные конгломераты улахольской свиты. В соседних с Иссык-Кульской – Кочкорской и Кокмойнокской впадинах – шарпылдакская свита также представлена валунными конгломератами, залегающими с угловым несогласием на подстилающих песчаных алевритах верхнеджуанарыкской подсвиты или паттумно-конгломератовых образованиях верхнечуйской подсвиты.

В Илийской и Текесской впадинах эоплейстоцену соответствует хоргосская свита, которая характеризуется преимущественно грубым составом. Хоргосская свита состоит из валунных конгломератов, паттумов, песчаников и гравелитов; ее мощность изменяется от нескольких десятков метров до 200–300 м. По палеомагнитным данным установлено, что эпизод Олдувей располагается в основании хоргосской свиты, тогда как сама свита имеет обратную намагниченность и отвечает верхней части эпохи Матуяма (Костенко, Пеньков, 1980). В разрезе Копалы аналоги хоргосской свиты представлены паттумами с линзовидными прослоями конгломератов и мергелей, мощностью около 60 м (II, III и IV пачки, по описанию Б.Ж.Аубекерова и др., 1990). В нижней части этой толщи (II пачка) имеются находки костных остатков *Allophaiomys pliocaenicus*, *Canis* cf. *etruscus*, *Pachycrocuta brevirostris*, *Homotherium* sp., *Equus* cf. *stenonis*, *Dicerorhinus* sp., *Leptobos* cf. *etruscus*. Сочетание таких фаунистических форм, как *Allophaiomys pliocaenicus*, *Canis* cf. *etruscus* и *Leptobos* cf. *etruscus*, позволяет ограничить возрастные рамки этой фауны поздним виллафранком, тогда как присутствие *Pachycrocuta brevirostris* позволяет предположить, что она не древнее 1,7 млн лет, учитывая первое появление этой формы в местонахождении Оливола в Западной Европе, где оно приходится на рубеж около 1,7 млн лет (Turner, 1991; Bonifay, 1990). Указанная фауна в разрезе Копалы принадлежит среднему уровню фаунистических находок. Согласно палеомагнитным данным, толщина, заключающая в себе II, III и IV пачки, имеет обратную намагниченность (Костенко, Пеньков, 1980; Аубекеров и др., 1990). Положение палеомагнитного эпизода Олдувей предполагается в средней части разреза Копалы ниже отложений, вмещающих поздневиллафранкскую фауну, по-видимому, на месте одного из размывов.

### 3.2.2. Неоплейстоцен

В этом разделе рассматриваются субаквальные плейстоценовые отложения, участвующие в сложении аллювиальных, аллювиально-озерных и аллювиально-пролювиальных террас, а также заполняющие молодые впадины и переуглубленные участки долин.

В Таджикиской депрессии неоплейстоценовые аллювиальные и аллювиально-пролювиальные отложения связаны с речными террасами, имеющими относительные превышения до 200–250 м над уровнем воды в русле рек. Условно выделяется три литостратиграфических комплекса: нижне-неоплейстоценовый – вахшский – террасы в интервале превышений от 150 до 220–250 м, средне-неоплейстоценовый – илякский – террасы от 80–100 до 150 м и верхне-неоплейстоценовый – душанбинский – низкие террасы не выше примерно 70–80 м. Следует сразу же заметить, что выделение разновозрастных террас по геоморфологическому принципу весьма условно и в такой трактовке более применимо к предгорной зоне, при этом не исключены снижение или рост относительных превышений в зависимости от тектонических условий. В высоких предгорьях тенденция роста превышений террас очевидна. Высокие уровни выражены в рельефе фрагментарно и обычно лишены чехла аллювиальных отложений. Останцы и цоколи террас вахшского и илякского комплексов наблюдаются в долине р. Вахш – около кишлака Сангтуда и западнее г. Нурек, в долине р. Яхсу – близ кишлака Шугноу, по долине р. Обихингоу (см. рис. 16). Нередко террасы вахшского и илякского комплексов перекрыты сплошным чехлом лёссов, как это видно, например, по левому борту долины р. Яхсу к северу от устья ее левого притока р. Обисурх, в долине р. Кызылсу, вдоль правого борта долины р. Пяндж – к северу от кишлака Нижний Пяндж.

На участках заполнения древним аллювием переуглубленных долин отложения вахшского и илякского комплексов представлены галечниками, песками, алевритами, супесями. Характерно ритмичное строение аллювиальных серий, в которых хорошо выражены пачки промытого руслового аллювия, сменяющиеся выше песками, алевритами, супесями. Супесчано-алевритовые пачки характеризуют условия избыточного поступления в долины рек продуктов размыва суглинистых и лёссовых пород. Ритмично построенные аллювиальные толщи вахшского и илякского комплексов прослеживаются в долине р. Обимазар (разрез Лахути), в долине р. Кызылсу (обнажения напротив кишлака Танапчи и между кишлаками Каблайсай и Джерайлик), в долине

р. Вахш на отрезке между устьем правого притока – р. Обигарм и слиянием рек Сурхоб и Обихингоу (рис. 23). На указанных участках долин суммарная мощность субаквальных отложений вахшского и илякского комплексов изменяется от 50 до 100 м. Обоснованием их ранне-средне-неоплейстоценового возраста служит прямая намагниченность слоев, соответствующая нижней части эпохи Брюнес. Эти палеомагнитные данные (материалы А.В.Пенькова) имеются по долинам рек Кызылсу и Обимазар.

В нижнем течении р. Вахш, на возвышенностях Кара-Бура и Кызыл-Тумшук, с цокольными 80–90- и 60-метровой террасами связаны палеолитические находки, относящиеся, по данным В.А.Ранова, к мустьерской культуре (Ранов, Несмеянов, 1973). Если учитывать, что на более высоком 80–90-метровом уровне наряду с мустьерскими встречаются находки орудий ашельского облика, а также, если полагать, что мустьерская культура начинается не с 70–80 тыс. лет назад (Ранов, 1992а), а значительно раньше – 250–200 тыс. лет назад, о чем говорят данные по Ближнему Востоку и Западной Европе (Bar-Yosef, 1995; Tuffreau, 1986; Haesaerts, Dupuis, 1986; Roebroeks et al., 1993) и что отчасти признается и для Средней Азии (Schäfer, Ranov, 1997; Schäfer et al., 1998; Ранов, Шефер, 2000), то вполне вероятно, что 80–90- и 60-метровая террасы на возвышенностях Кара-Бура и Кызыл-Тумшук отвечают концу среднего – началу позднего неоплейстоцена, т.е. завершающему этапу формирования илякского – началу образования душанбинского комплекса. Первоначальная трактовка возраста указанных террас предполагала, что мустьерские стоянки открытого типа связаны с илякским террасовым комплексом (Ранов, Несмеянов, 1973). С.А.Несмеянов допускал, что формирование илякского комплекса завершилось 55 тыс. лет назад. В нашем понимании формирование средне-неоплейстоценового – илякского комплекса завершилось около 130 тыс. лет назад. Другими словами, в предлагаемой геохронологической интерпретации рассматриваемых террас следует признать их несколько больший возраст.

В верховье долины р. Яхсу, на палеолитической стоянке Шугноу, культурные горизонты, содержащие каменные индустрии развитого мустье и верхнего палеолита, заключены в лёссовом покрове 60–70-метровой террасы. Аллювиальные галечники, слагающие эту террасу, заполняют переуглубленный участок долины; их мощность до 80–100 м. Археологические данные на стоянке Шугноу, как и в Кара-Буре, свидетельствуют о том, что формирование 60–70-

метровой террасы, скорее всего, завершилось на рубеже среднего–позднего неоплейстоцена (Никонов, Ранов, 1971; Ранов и др., 1976).

Террасы душанбинского комплекса сохранились в рельефе, как правило, лучше, чем более древние террасы. Относительные превышения душанбинских террас: 20–30, 30–40, 50–70 м. Они сложены валунными галечниками, мощность аллювиальных серий обычно не более 5–10 м. На душанбинских террасах чаще всего встречаются археологические находки мустьерского и верхнепалеолитического возраста.

Микrolитические изделия имеются на низкой террасе (7–10 м) в южной части Бешкентской долины. Бешкентская долина заполнена пролювиальными супесчано-суглинистыми и галечными отложениями, вероятнее всего, неоплейстоценового возраста, мощность которых, по данным бурения, превышает 70 м. Археологический материал сосредоточен в серо-бурых карбонизированных, загипсованных почвах, развитых на покровных отложениях террасовых останцов. 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; Амосова и др., 1991). Учитывая археологические данные, можно полагать, что время формирования серо-бурых почв в Бешкентской долине совпадало со временем так называемого льявляканского плювиала (средний голоцен) (Виноградов, Мамедов, 1975). На склонах останцов и на поверхности между ними располагаются небольшие курганы, часть которых относится к эпохе бронзы. Это определяет верхний возрастной предел времени формирования останцов и развитых на них серо-бурых почв, т.е. уже примерно 3–4 тыс. лет назад поверхность террасы была эродирована.

**В Приташкентском прогибе и Чирчикской впадине** к неоплейстоцену относятся аллювиальные и аллювиально-пролювиальные отложения, слагающие террасы, которые заключены в интервале превышений до 200–250 м. Традиционно в Приташкентском районе выделяются четыре возрастных комплекса аллювиально-пролювиальных отложений: нанайский ( $Q_1$ ), ташкентский ( $Q_2$ ), голодностепский ( $Q_3$ ) и сырдарьинский ( $Q_4$ ) (Васильковский, 1951, 1957; Мавлянов, 1958; Тетюхин, 1978; Несмеянов, 1971).

По долине р. Чирчик на участке от впадения р. Угам до г. Газалкенд 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 га-

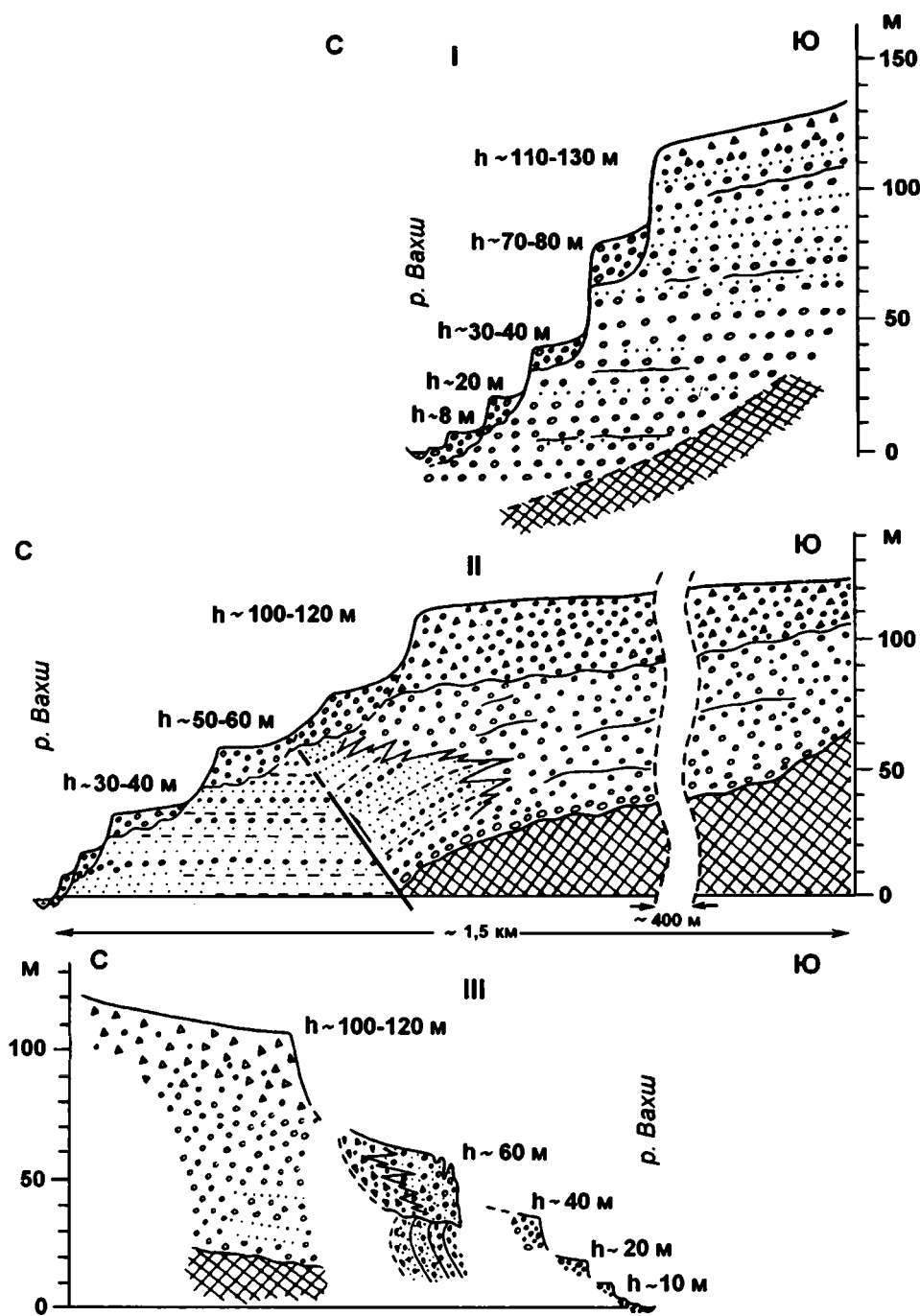


Рис. 23. Поперечные геолого-геоморфологические профили долины верхьев Вахша: I – в 3 км выше устья р. Обигарм; II, III – в 1 км ниже устья р. Обигарм  
Условные обозначения см. на рис. 14

лечниками и маломощными покровами лёссов. На указанном отрезке долины Чирчика наблюдается почти полный спектр аллювиальных уровней, рассматриваемый нами как неоплейстоценовый комплекс террас. Вниз по долине террасы постепенно понижаются, и в низовьях Чирчика нижне-, средне- и частично верхнеоплейстоце-

новые аллювиальные свиты погребены под покровом лёссов и лёссовидных пород. Подобная геологическая ситуация наблюдается в низовьях рек Ангрен и Келес.

При рассмотрении возрастных соотношений низких речных террас имеют значение материалы по археологическим памятникам Обирахмат и

Ходжакент. Учитывая данные о мустьерском возрасте пещеры Обирахмат (см. главу 5), располагающейся на 10–15 м ниже 90-метровой террасы р. Пальтау, правого притока р. Чаткал, можно предположить, что время формирования этой террасы может соответствовать рубежу среднего–позднего неоплейстоцена. Археологический памятник Ходжакент, содержащий развитую мустьерскую культуру, геоморфологически связан с низкой 20-метровой террасой Чирчика, соответствующей голодностепскому (верхнеоплейстоценовому) комплексу.

Ташкентский комплекс террас рассматривался в широком диапазоне превышений от 40 м в районе Ташкента до 100–200–300 м в верхней части долины Чирчика (Васильковский, 1951; Скворцов, 1961). В предгорной части число ташкентских террас, в интерпретации названных выше исследователей, доходит до пяти–шести. К ташкентскому комплексу до последнего времени ошибочно относили и так называемую основную лёссовую террасу – участки адыров, сложенные разновозрастными лёссово-почвенными образованиями, как, например, это наблюдается в разрезе Оркутсай, где представлен полный разрез неоплейстоцена в субаэральной фации. Вопрос о стратиграфическом объеме ташкентского комплекса остается открытым. Известная находка зуба *Elasmotherium sibiricum* (Васильковский, 1957), обнаруженная в нижней части лёссового покрова ташкентской террасы, не характеризует возраст самих аллювиальных серий, принимаемых за ташкентский комплекс. Поэтому не исключено, что ташкентский комплекс в том геолого-геоморфологическом понимании, в котором он обычно выделялся, может включать в себя не только средний, но и нижний неоплейстоцен. Нанайский комплекс коррелируется с сохской свитой (Васильковский, 1951) и скорее всего имеет дораннеоплейстоценовый возраст.

**В Ферганской депрессии**, в ее западной части вдоль южных склонов гор Акчоп, Акбель и Супетау, наблюдаются цокольные террасы р. 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 песчано-алевритовыми и галечными отложениями аллювиального и аллювиально-пролювиального генезиса мощностью не более 5–8 м. На террасах 30-, 70- и 100-метровой высоты и спускающихся с них осыпных шлейфах известны находки так называемого кайраккумского палеолита, относящиеся к ашеле-мустьерскому или мустьерскому комплексу (Ранов, 1965; Ранов, Несмеянов, 1973). Важно

заметить, что В.А.Ранов не видел различия между каменными изделиями, собранными на разных уровнях террас, что заставляло считать весь каменный инвентарь принадлежащим к единому комплексу, допуская его смешение и некоторое переотложение. Учитывая археологические данные по кайраккумскому палеолиту, возраст террас, с которыми связаны находки каменных изделий, можно рассматривать в пределах второй половины среднего – начала позднего неоплейстоцена, т.е. конец ташкентского – начало голодностепского времени.

На южном борту Ферганской депрессии в районе развития сухих дельт рек Сох и Исфара представлено несколько уровней террас с превышениями 10, 20–30, 50–70, 100–120 м. Все эти уровни сложены валунными галечниками, обладающими грубой слоистостью. Более высокий – адырный уровень находится на высоте 200–250 м над днищем долин, он сложен покровными верхнесохскими галечниками, участвующими в тектонических дислокациях. Таким образом, в послесохское время сформировались террасы от 120 м и ниже. Их разделение на разновозрастные комплексы весьма условно и может сводиться к следующему: 100–120-метровый уровень и составляющие его достаточно мощные (до 60–80 м) валунные галечники, скорее всего, формировались в раннем неоплейстоцене, 50–70-метровая терраса, по-видимому, относится к среднему неоплейстоцену, наконец, 20–30- и 10-метровые террасы могут быть отнесены к позднему неоплейстоцену.

Аналогичное геоморфологическое строение характерно для долин рек Шахмардан и Исфайрамсай там, где они пересекают адырную зону (Ранов и др., 1967). Высота адырных увалов не превышает 100 м. Поверхность увалов относится к древнему, по-видимому, сохскому, циклу осадконакопления. По бортам долин фиксируются чаще всего две высокие террасы, относимые к ташкентскому комплексу, и одна низкая терраса – голодностепского комплекса. Относительные превышения двух ташкентских террас достигают, соответственно, 50–60 и 80 м. Высота голодностепской террасы, на которой расположены населенные пункты и поля, не превышает 30 м. В межадырных и предадырных понижениях ташкентские террасы перекрываются отложениями конусов выноса голодностепского комплекса.

Археологические находки в долинах Шахмардана и Исфайрамсай имеют преимущественно подъемный характер и приурочены в основном к ташкентским террасам и реже – к адырному уровню. Мустьерский возраст этих находок не вызывает сомнений (Ранов и др., 1967), хотя прямых

аналогий среди мустьерских памятников Средней Азии не обнаруживается. Отмечается, что ферганские нуклеусы могут быть отнесены к нуклеусам позднемустьерского времени. В долине р. Ходжа-Гаир, дренирующей водораздел рек Шахимардан и Исфайрамсай, с низкой ташкентской террасой связаны находки леваллуа-мустьерского типа. В целом, приведенные данные позволяют считать низкую ташкентскую террасу, т.е. уровень около 50 м, не моложе конца среднего – самого начала позднего неоплейстоцена.

В восточной части Ферганской депрессии вдоль долины р. Кугарт, спускающейся с западных склонов Ферганского хребта, хорошо прослеживаются террасы с относительными превышениями 8, 12–15, 30, 45, 65–70 м. Уровни 100, 120, 140, 180, 200–220 м выражены в виде плеч и уступов. В этом диапазоне превышений на востоке Ферганы представлена вся лестница террас неоплейстоценового возраста. Выше располагаются только два уровня с превышениями 300–350 и 400–500 м, относящиеся, вероятнее всего, к эоплейстоцену и верхнему плиоцену.

В *Иссык-Кульской впадине* стратиграфически выше шарпылдакской свиты или ее аналогов (тепкинских слоев) залегают отложения джержаланского комплекса. В разрезах Тепке и Орлиное в джержаланском комплексе отмечались находки *Coelodonta antiquitatis*, *Mammuthus trogontherii*, *M. sp.*, *Equus caballus*, *E. hemionus*, *Cervus elaphus*, *Cervus sp.* (Беляева, Курдюков, 1963; Талипов, Королев, 1970; Разрез ..., 1971). Эта фауна сопоставлялась с хазарским фаунистическим комплексом, из чего делался вывод о средннеоплейстоценовом возрасте джержаланского комплекса.

В разрезе Тепке, расположенном в приустьевой части долины р. Джержалан, проявлены размыв и угловое несогласие при налегании базальных слоев джержаланского комплекса на дислоцированные в антиклинальную складку тепкинские слои (рис. 24). Слои джержаланского комплекса также изгибаются в пологую складку, осложненную малоамплитудной флексурой на западном крыле Тепкинской антиклинали. В присводовой части Тепкинской антиклинали в составе джержаланского комплекса выделяются две пачки: нижняя, состоящая преимущественно из разнозернистых косослоистых аллювиальных песков и песчаников с мало мощными прослоями и линзами алевритов и гравийников, а также слоем галечников на границе с подстилающими отложениями, и верхняя, представленная чередованием слоев палевых неясно слоистых супесей, алевритов и разнозернистых, плохо сортированных песков аллювиально-озерного генезиса. Мощность каждой пачки в при-

сводовой части антиклинали порядка 15–20 м, на крыльях этой структуры пачки становятся мощнее. В супесчано-алевритовых слоях верхней пачки на глубине ~ 20 м от кровли Тепкинского разреза во вновь обнаруженном костеносном горизонте (Тепке-2, Т-2) содержатся костные остатки мелких млекопитающих: *Sorex sp.*, *Ochotona sp.*, *Clethrionomys sp.*, *Microtus ex gr. gregaloides* и *Microtus sp.* Согласно заключению В.С.Зажигина, эта фауна датирует вмещающие отложения концом раннего – началом среднего неоплейстоцена. В этом же супесчано-алевритовом слое был найден фрагмент рога *Cervus cf. acoronatus* (определение И.А.Вислобоковой). Важно отметить, что находки *C. acoronatus* не известны в отложениях моложе раннего неоплейстоцена. Кроме этих форм, в 6 м ниже костеносного горизонта с мелкими млекопитающими был обнаружен фрагмент зуба *Mammuthus trogontherii trogontherii*, относящийся, по заключению И.А.Дуброво, к раннему неоплейстоцену.

Согласно палеомагнитным измерениям, проведенным А.В.Пеньковым по ориентированным образцам, отобранным автором, отложения джержаланского комплекса характеризуются прямой полярностью, что отвечает эпохе Брюнес, при этом инверсия Матуяма–Брюнес совпадает с границей между тепкинскими слоями и джержаланской свитой (см. рис. 19, 24). Это согласуется с ранее полученными палеомагнитными данными по этому разрезу (Ильичев, Куликов, 1974).

Таким образом, новые палеонтологические материалы, указывающие на присутствие в джержаланском комплексе элементов ранннеоплейстоценовой фауны, а также палеомагнитные данные, позволяют сделать заключение о более широком возрастном диапазоне этого комплекса, включающем не только средний но, вероятнее всего, и нижний неоплейстоцен. Следует указать, что попытка выделения нижннеоплейстоценовых отложений в составе джержаланского комплекса по палинологическим данным ранее предпринималась О.М.Григиной (1979а).

Вдоль побережья оз. Иссык-Куль выделяются 60–80-метровая пролювиальная терраса и озерные – 40-, 30- и 6–10-метровые террасы. 30-метровая аккумулятивная терраса (николаевская), в приустьевой части р. Тюп сложенная аллювиально-озерными осадками, на глубине 7 м имеет датировку  $26340 \pm 540$  лет ( $^{14}\text{C}$  по раковинам моллюсков) (Разрез..., 1971). По костному материалу (*Cervidae*) из отложений 26-метровой террасы долины р. Каракол, коррелирующей с николаевской террасой, в слое 8 получена новая радиоуглеродная дата  $37650 \pm 450$  (AMS, ОхА-V-877-19) (рис. 25). Эта дата подтверждает, что



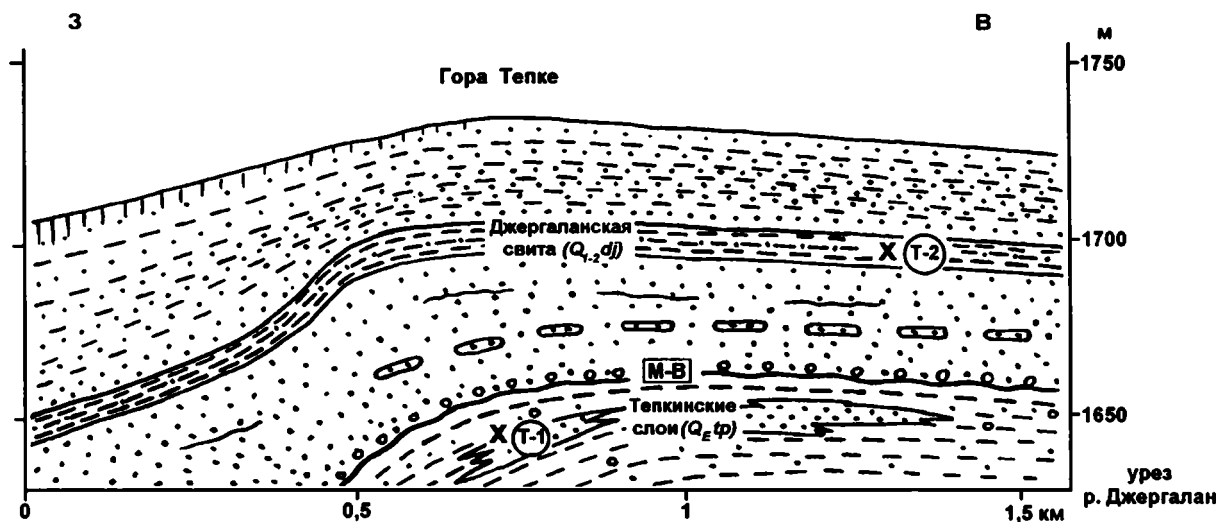


Рис. 24. Разрез горы Тепке, располагающийся на правом борту долины нижнего течения р. Джергалан  
Условные обозначения см. на рис. 14

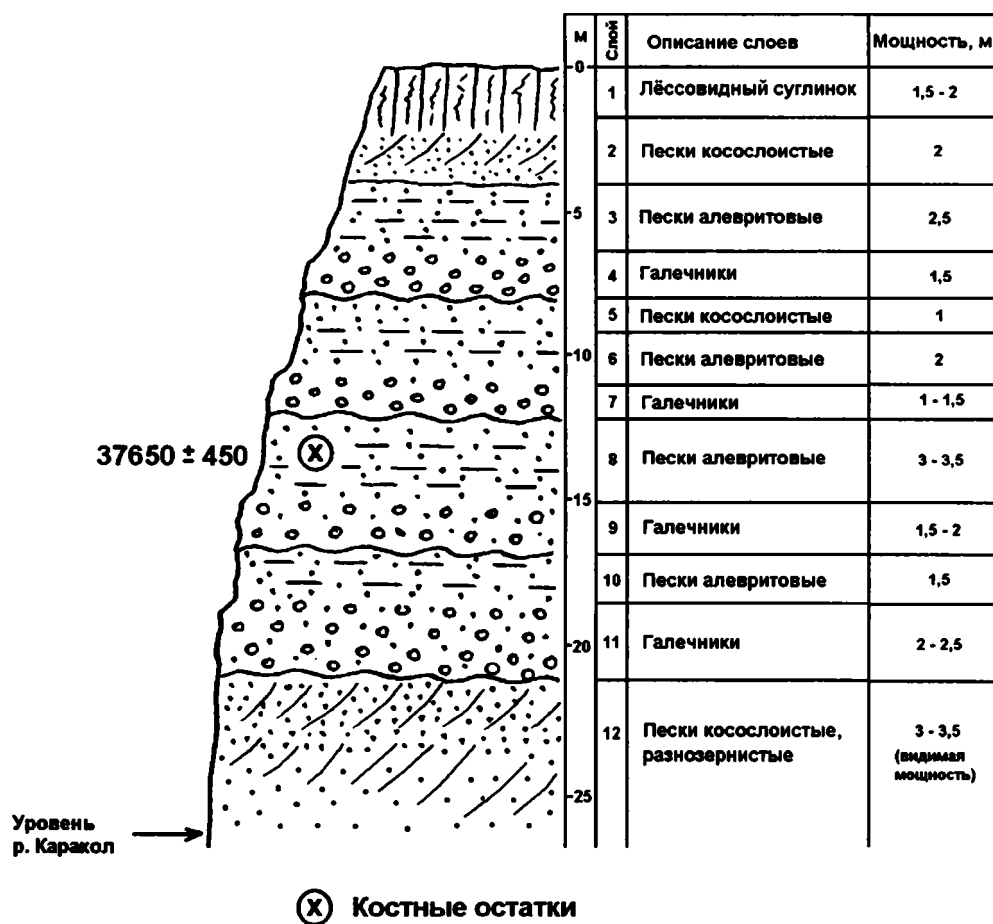


Рис. 25. Разрез 25–26-метровой террасы на правом берегу р. Каракол в 3 км севернее г. Каракол (быв. г. Пржевальск)

возраст николаевской террасы относится ко второй половине последней ледниковой эпохи.

В покровных образованиях – лёссовидных суглинках низких террас с превышениями до 100 м долин рек Тоссор, Джууку и Себетты – имеются находки каменных изделий, относящиеся к “леваллуа-мустьерскому варианту мустьерской культуры” (Костенко, Ранов, Макарова, 1969). Данные находки в целом позволяют говорить, по мнению названных авторов, о поздне-среднечетвертичном возрасте аллювиальных террас. При этом подразумевается относительно более молодой возраст покровных образований, охарактеризованных археологическим материалом. Поскольку низкие аллювиальные террасы, относящиеся к верхам среднего неоплейстоцена и верхнему неоплейстоцену, сопряжены с озерными террасами Иссык-Кульской впадины (интервал превышений от 10 до 40–50 м), то, по видимому, можно заключить, что возраст озерных террас Иссык-Куля не древнее терминальной части среднего неоплейстоцена.

**В Кокмойнокской впадине** для 30–40-метровой террасы р. Чу, сложенной светло-палевыми озерными алевритами с прослоями и линзами пролювиальных галечников, получены новые термолюминесцентные (ТЛ) датировки  $43 \pm 11$  и  $72 \pm 16$  тыс. лет, соответственно, с глубин 10 и 20 м (ТЛ-датирование выполнено О.А.Куликовым). Это подтверждает в целом поздне-неоплейстоценовый возраст верхней части толщи, слагающей эту террасу. В основании толщи, формирующей 30–40-метровую террасу, представлены и более древние отложения (кокмойнокский комплекс), на что уже обращалось внимание (Чедия и др., 1973). Заполнение Кокмойнокской впадины озерными светло-палевыми алевритами началось, скорее всего, в досредне-неоплейстоценовое время, о чем свидетельствуют толщи этих отложений, прослеживающиеся в разрезах более высокой 60–80-метровой (по О.К.Чедия с коллегами – 60-метровая терраса) и 100–130-метровой террас. Соотношение между 60–80 и 30–40-метровыми террасами не всегда четко выражено. Граница вложения относительно молодой террасы в более древнюю имеет скрытый характер, а в ряде случаев, как полагал О.К.Чедия с соавторами (1973), нижняя (30–40-метровая) терраса является скульптурной.

В озерных отложениях, слагающих высокие террасы, известны находки костных остатков *Archidiskodon cf. wusti* (определение Б.С.Кожамкуловой), *Megaloceros* (?) sp. (определение К.К.Флерова), *Equus caballus* (Беляева, Курдюков, 1963; Чедия и др., 1973), что в целом интер-

претировалось как свидетельство ранне-неоплейстоценового возраста вмещающих отложений. Другая находка – левый рог и часть черепа, принадлежащие, по заключению С.А.Тарасова, длиннорогому бизону – *Bison priscus longicornis*, была обнаружена в озерных отложениях в нижней части разреза 60-метровой террасы, что дало повод считать возраст вмещающих отложений средне-неоплейстоценовым. О.К.Чедия с соавторами коррелировали озерную толщу (кокмойнокский комплекс), слагающую в Кокмойнокской впадине высокие террасы (60–80 и 100–130 м), с джергаланским комплексом, считая, что и джергаланский и кокмойнокский комплексы находятся в пределах среднего неоплейстоцена. При этом О.К.Чедия и соавторы высказывали сомнение относительно верхнего возрастного предела распространения в Северной Киргизии большерогого оленя и слона Вюста, так как их нахождение в озерных отложениях кокмойнокского комплекса – аналоге средне-неоплейстоценового (по мнению этих авторов) джергаланского комплекса – противоречило их представлениям о возрасте вмещающих отложений. Однако, если принять во внимание данные о более широком – ранне-средне-неоплейстоценовом – возрастном диапазоне джергаланского комплекса, то вполне логично признать, что палеонтологические материалы по кокмойнокскому комплексу хорошо согласуются с первыми.

\*\*\*

В итоге комплексного изучения фаунистических местонахождений детализированы геологическое строение разрезов, условия залегания костеносных горизонтов и их стратиграфическое положение. Это позволило уточнить стратиграфию верхнеплиоцен-четвертичных отложений, выполняющих предгорные и межгорные впадины Тянь-Шаня и Памиро-Алая. Определены стратиграфические границы куруксайской и кайрубакской свит. Подтверждено, что куруксая и полизакская свиты являются разновозрастными самостоятельными стратиграфическими единицами. Куруксая и кайрубакская свиты выделены в составе кулябской серии. Если раньше возраст кулябской серии (комплекса), включающей куруксаяскую и кайрубакскую свиты, рассматривался в пределах позднего плиоцена и раннего неоплейстоцена и некоторые исследователи коррелировали ее верхнюю часть с бакинскими отложениями Прикаспия, то в предлагаемой стратиграфической схеме верхняя граница кулябской серии проводится под инверсией Матуяма-Брюнес – по рубежу 0,86 млн лет.

Вахшский комплекс, рассматривавшийся прежде как возрастной и фациальный аналог всего кулябского комплекса или его верхней части, выделен в пределах нижнего неоплейстоцена. В этом же возрастном интервале, как показано в следующей главе (глава 4), находятся почвенные комплексы ПК5-ПК10 и разделяющие их горизонты лёссов.

На основании новых палеонтологических находок и палеомагнитных данных джержаланский комплекс выделен в стратиграфическом объеме

нижнего-среднего неоплейстоцена, что расширяет его возрастной диапазон по сравнению с ранее принятым.

Основные результаты, являющиеся итогом стратиграфического изучения аллювиально-пролювиального комплекса плиоцен-четвертичных отложений межгорных и предгорных впадин Тянь-Шаня и Памиро-Алая, отражены в таблице корреляции региональных стратиграфических схем Средней Азии (см. табл. 3).

## Глава 4

# ЛЁССОВАЯ ФОРМАЦИЯ СРЕДНЕЙ АЗИИ И ДРУГИХ ОБЛАСТЕЙ АЗИАТСКОГО СУБКОНТИНЕНТА

Лёссы – один из характернейших объектов четвертичных исследований в Средней Азии. Они формируют рельеф, с ними связаны многие археологические и палеонтологические находки, а сам процесс лёссообразования – это неотъемлемая часть развития окружающей среды аридных областей в четвертичное время. В качестве лёссовой формации мы рассматриваем субаэральные тонкодисперсные отложения, образование которых происходило преимущественно в результате эолового накопления пылеватого материала, т.е. это прежде всего так называемые типичные лёссы. В эту формацию входят фациальные разности (“дериваты”), включающие широкий спектр лёссовидных пород, сформировавшихся при перетолжении эолового лёсса под воздействием других экзогенных агентов, главным образом воды. Хорошо известно, что ископаемые почвы представ-

ляют собой одну из очень характерных особенностей строения лёссовых толщ и именно в типичных лёссах палеопочвы имеют наилучшую выраженность и сохранность. Поэтому лёссовая формация часто называется лёссово-почвенной. Поскольку почвы являются важным объектом стратиграфических исследований, то наибольшее внимание в данной главе сконцентрировано на описании лёссово-почвенных толщ, в которых представлены почвенные горизонты, переслаивающиеся, как правило, с эоловыми лёссами. Ниже не только дана характеристика лёссовой формации в пределах классических областей лёссообразования Средней и Центральной Азии, но показаны также и другие регионы Азиатского субконтинента, где лёссы играют важную роль в строении четвертичных отложений, отражая общие закономерности развития палеосреды.

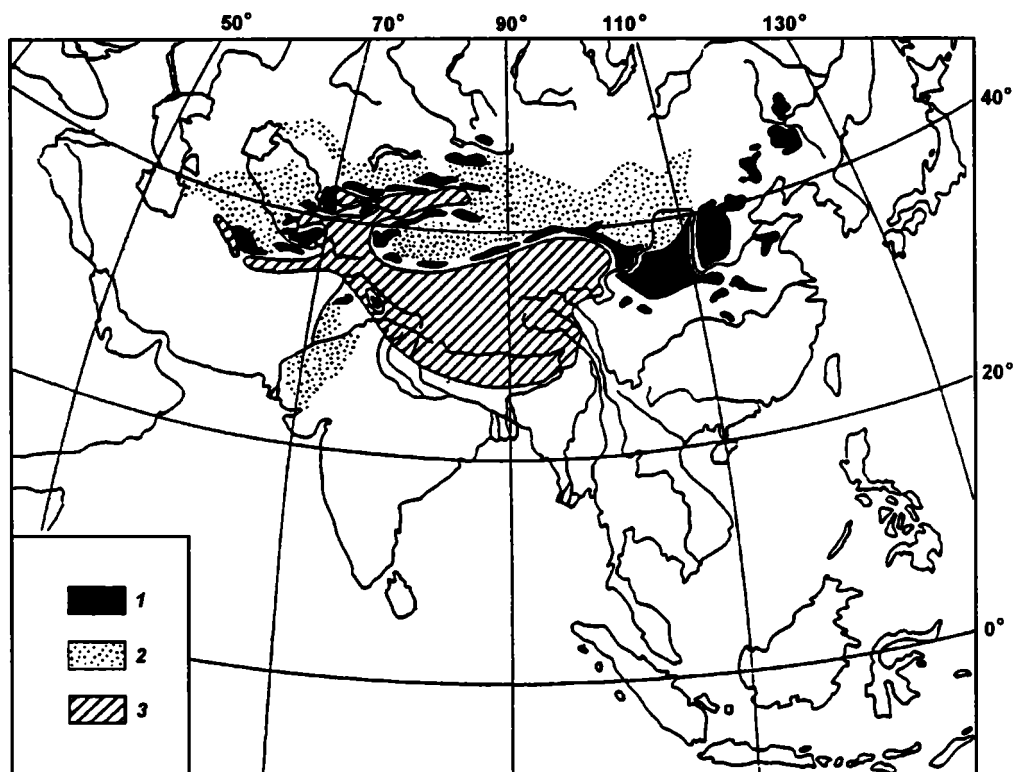
### 4.1. Распространение, условия залегания, генезис

В Азии классические лёссы известны прежде всего на Лёссовом плато Китая, по периферии пустынь и в предгорьях Центральной и Средней Азии и в Южном Казахстане. В южной части Азии, южнее Гиндукуша, лёссы развиты в Северном Пакистане – на Потварском плато и в Пешаварском бассейне, а также на севере Индии – в Кашмирской долине. Кроме этих лёссовых областей, массивы лёссов располагаются на Приобском плато, на северо-востоке Китая, в Центральной Якутии. Небольшие по площади покровы лёссов встречаются на Ближнем и Среднем Востоке – в Израиле, Сирии, Ираке и Северном Иране. Фрагментарно лёссы и лёссовидные суглинки отмечаются в Закавказье – в межгорных долинах между Большим и Малым Кавказом, на Апшеронском полуострове, в Куро-Араксинской низменности. Маломощные и ограниченные по площади покровы лёссовидных суглинков описаны на Тибетском плато. К лёссовому типу пород некоторые исследователи относят также так называемую лёссово-ледовую (едомную) формацию, широко представленную на севере и северо-востоке Азии.

Если на равнинных территориях юга Западной Сибири, Южного Казахстана и в Маньчжурии лёссы, образуя плащеобразные покровы разной мощности, в целом мало контролируются

рельефом, то в предгорных и среднегорных условиях Азии распространение лёссов в большой степени зависит от орографии и гипсометрии. Так, в предгорьях Тянь-Шаня и Памиро-Алая и на северных склонах Гиндукуша гипсометрический предел распространения лёссов достигает 2500 м, хотя фрагментарные маломощные покровы лёссов встречаются и выше – до 3000 м. В северных предгорьях Рудного Алтая лёссы встречаются лишь до 880–900 м. На северных склонах Куньлуня лёссы и лёссовидные супеси отмечаются до 3500–4500 м. В Кашмирской долине лёссы выше 2000 м не фиксируются. На Лёссовом плато Китая лёссовые покровы распространены до 1500 м. В орографическом плане характерно развитие лёссовых покровов на склонах хребтов, обращенных к зонам пустынь, откуда идет перенос пылеватого материала. Это отчетливо прослеживается по горному обрамлению Джунгарии и пустыни Такла-Макан в Центральной Азии. Аналогичные примеры имеются по северным предгорьям Паропамиза, а также Северного и Южного Тянь-Шаня, граничащим с пустынями Каракумы и Кызылкум (рис. 26).

Лёссы образуют покровы на различных элементах рельефа: на равнинах, на речных террасах и пролювиальных конусах выноса, на склонах и водоразделах. Характерен облекающий тип



**Рис. 26.** Схематическая карта распространения лёссов в Средней и Центральной Азии

1 — лёссовые покровы; 2 — песчаные пустыни; 3 — горные сооружения высотой более 3000 м. Для территории Китая использованы данные из работы Liu et al., 1985

залегания лёссов, т. е. одна и та же генерация лёссов, особенно это относится к молодым генерациям, встречается как на водораздельных поверхностях, так и на склонах и в долинах рек. Лёссовые покровы более древних террас построены, как правило, сложнее и содержат в основании более древние лёссовые горизонты по сравнению с толщами лёссов на молодых террасах. Пойменные террасы не имеют лёссов. Предгорья и холмы, покрытые лёссами, часто носят местные названия, например, в Таджикистане — это адыры, в Приташкентском районе Узбекистана и на юге Казахстана — чули, в Южном Туркменистане — баиры. На юге Казахстана — в районе Алматы и в Северной Киргизии — в Чуйской впадине — лёссы образуют покровы в предгорьях Заилийского Алатау на террасовидных уступах, называемых прилавками. В Кашмире лёссы покрывают плато, имеющее местное название карева или удра. Большое разнообразие форм рельефа, вызванное денудацией, наблюдается на Лёссовом плато Китая (Loess in China, 1980). Плоские участки плато, в разной степени

расчлененные овражной сетью, именуются юань (yuan). В расчлененном рельефе, типа бедленда, китайские исследователи выделяют две часто встречающиеся формы холмов: одна из них — лиан (liang) имеет вытянутую форму с эродированными склонами вдоль длинной оси, другая — мао (mao) характеризуется округлыми очертаниями. Чаще всего наблюдается сочетание обеих форм холмов. В восточной части Китая, в пределах акватории залива Бохайвань, лёссы вскрыты скважинами на мелководной части шельфа под голоценовыми морскими осадками.

Покровы лёссов и лёссовидных суглинков перекрывают разнообразный комплекс геологических пород как по возрасту, так и по составу. Чаще всего наблюдаются непосредственные соотношения лёссов с осадочными континентальными образованиями. Так, древние лёссы учэн в бассейне среднего течения р. Хуанхэ подстилаются так называемыми красными глинами, содержащими гиппарионовую фауну. Лёссы Кашмирской долины залегают на аллювиально-озерных образованиях формации карева (Ка-

gewa), относящейся к плиоцену – нижнему плейстоцену. На основании геохронологических данных считается, что примерно 200 тыс. лет назад (или несколько ранее) формация карева в разрезе заместила толщей лёссов (Agrawal et al., 1988). В Северном Пакистане, в Соанской долине, лёссов перекрывают валунные конгломераты лэй (Lei), возраст которых, с учетом датировки пепловых слоев по трекам (Burbank, Raynolds, 1984), соответствует раннему плейстоцену (по западноевропейской стратиграфической шкале). В Средней Азии ниже так называемых каменных (сильно карбонатизированных) лёссов залегают молассы плиоценового возраста. Лёссов Приобского плато ложатся на лёссовидные обратномангличенные суглинки и озерные осадки кочковской свиты.

Следует обратить внимание на то, что во всех лёссовых областях лёссовые покровы очень часто переходят с пород определенного возраста, генезиса и состава, с которыми у лёссов существует нормальная стратиграфическая последовательность, на другие более древние комплексы, в числе которых могут быть осадочные, метаморфические и магматические породы. При этом в составе лёссов не наблюдается изменения минерального и химического состава. Такие примеры достаточно многочисленны и описаны для районов Средней Азии и Южного Казахстана (Елисеев, 1973) или юга Западной Сибири (Волков, 1971). Автор наблюдал такие переходы лёссов на южных склонах Гиссарского хребта, где лёссовый покров, залегающий на гранитах и метаморфических породах мезозоя и палеозоя, не меняясь по своему составу и физическим свойствам, перекрывает также и другие комплексы пород, относящиеся к литофациальным разностям неогеновой молассы. Аналогичная картина имеет место на северных склонах Киргизского хребта в районе пос. Орловка, а также на склонах Угамского и Пскемского хребтов на восточном борту Приташкентского прогиба. Отсутствие генетической связи в изменении минерального и химического состава лёссов с подстилающими породами указывает на эоловую природу процессов лёссообразования.

При переходе от водоразделов в долины лёссы обычно замещаются аллювиальными, пролювиальными и делювиальными отложениями. В составе аллювия и пролювия часто встречаются пачки лёссовидных суглинков и супесей. В пограничной зоне лёссовых областей с песчаными пустынями, как правило, отмечается опесчаненность лёссов. Иногда, как, например, у северо-западной границы Лёссового плато с пустынями

северного Ордоса, по латерали наблюдается фациальный переход лёссов в золотые пески (Лю Дуншэн и др., 1984; Yuan, Han, 1989). Горизонты лёссов здесь протягиваются в толще песков на 50 км севернее современной границы лёссов, а песчаные прослои примерно на такое же расстояние от современной границы песков вклиниваются в лёссовые массивы. Общая ширина этой переходной зоны достигает 100 км.

Наряду с более обычными взаимоотношениями лёссов с континентальными осадочными образованиями, имеются случаи, когда лёссы непосредственно контактируют с молодыми изверженными породами. Так, например, в зоне развития молодых излияний базальтов в провинции Шаньси, близ г. Датун, на севере Китая во время геологической экскурсии XIII Конгресса INQUA демонстрировалось перекрытие среднеплейстоценовых лёссов верхнеплейстоценовыми базальтами, на которые, в свою очередь, с резким контактом налегает маланьский лёсс (Yuan et al., 1991).

В зоне развития многолетней мерзлоты на севере и северо-востоке Азии лёссы и лёссовидные породы типа едомы характеризуются присутствием ископаемого льда, образующим жилы и клинья по морозобойным трещинам. Наличие криогенных нарушений в северных лёссах и лёссовидных породах подтверждает справедливость выделения холодных лёссов (Обручев, 1948), накопивавшихся за счет выноса пыли из перигляциальной зоны средних и северных широт, в противовес южным – теплым лёссам, формировавшимся в результате выноса пыли из пустынь низких широт.

Как известно, область классических лёссов стала изучаться с середины XIX века. После американской экспедиции в Китай (1865–1886 гг.) Р.Пампелли в 1886 г. изложил представления о водном происхождении лёссов, распространенных в бассейне среднего течения р. Хуанхэ. Предполагалось, что лёссовый материал накапливался во множестве озер, располагавшихся в бассейне р. Хуанхэ, при этом указывалось на присутствие в лёссах пресноводной фауны. Однако уже в 70-е годы XIX столетия точка зрения Р.Пампелли подверглась критике в работах Ф.Рихтгофена, которым была выдвинута эоловая теория происхождения лёссов. Ф.Рихтгофен допускал также, что, кроме собственно золотых лёссов, существовали лёссы, переотложенные флювиальным путем, которые заполняли понижения рельефа. Эоловая теория происхождения лёссов была поддержана исследователями Средней Азии – И.В.Мушкетовым, Г.Д.Романовским, А.Ф.Миддендорфом. Особенно большое место обоснова-

нию золотой теории происхождения лёссов, как уже отмечалось выше, было уделено в трудах В.А.Обручева. Он писал: “Каждая эпоха оледенения вызывала осушение климата и создавала во Внутренней Азии область энергичного пылеобразования с выносом массы пыли на южную периферию” (Обручев, 1959, с. 52).

*В Средней Азии и Южном Казахстане* золотое происхождение лёссов аргументируется в работах М.И.Ломоновича (1957), И.Д.Седлецкого и В.П.Ананьева (1957), Б.А.Федоровича (1961), Ю.В.Крылова (1965), А.А.Никонова (1971), В.И.Елисеева (1973), Э.В.Кадырова (1979), Н.И.Кригера с соавторами (1981), А.Е.Додонова (1986).

Обычно исследователи различают типичные золотые лёссы, формирующие покровы на водоразделах, склонах и террасах, и лёссовидные породы, выполняющие долины, а также слагающие аллювиальные террасы и пролювиальные конусы выноса. Среди лёссовидных пород выделяются пролювиальные, пролювиально-делювиальные, аллювиально-пролювиальные и аллювиальные лёссовидные разности. Отмечается также существование золово-делювиальных лёссов, представляющих собой переотложенные по склонам золотые лёссы. Генетические типы лёссовых пород предлагается различать, опираясь на геоморфологические данные, наличие грубообломочного материала, особенности структурного и текстурного строения толщ. При прослеживании лёссово-почвенных пачек от водоразделов в долины и понижения рельефа существуют переходные фациально изменчивые зоны, где наблюдается чередование горизонтов типичных лёссов и почв с прослоями лёссовидных суглинков и супесей, плохо сортированных песков и гравийно-галечного материала. Порой, такие толщи достигают нескольких десятков, а то и ста метров. Например, в Южном Таджикистане такие разрезы легко обнаружить по долинам рек Кызылсу, Обимазар, Куруксай, Иляк, Нижний Вахш. В зоне фациальной изменчивости субаэральных пород по латерали ископаемые почвы на сравнительно коротком расстоянии высветляются и исчезают, замещаясь аллювиальными сериями; лёссы переходят в суглинки, супеси и пески, характеризующиеся слоистостью и включением того или иного количества обломочного материала.

Лёссовые покровы террас имеют более молодой возраст, чем подстилающие отложения аллювиальных или пролювиальных серий. Лёссы водоразделов, как выяснилось, состоят из разновозрастных горизонтов лёссов и погребен-

ных почв, а самые молодые – позднеплейстоценовые – генерации лёссов присутствуют как на террасах, так и на высоких водоразделах (рис. 27). Наличие разновозрастных генераций лёсса на разных элементах рельефа, вплоть до вершин водоразделов, отсутствие в их строении каких-либо признаков фациальной изменчивости, однородность механического состава при господстве пылеватых фракций, монотонность структурно-текстурных характеристик, а также увеличенные мощности лёссовых толщ на плакорных участках – все это свидетельства в пользу золотого генезиса субаэральных покровов. Погребенные почвы, являющиеся хорошими литостратиграфическими реперами, подчеркивают облекающий характер залегания лёссов. Вместе с тем, заметим, что сторонники пролювиальной или элювиально-делювиально-пролювиальной гипотезы, признавая стратифицированность лёссово-почвенных образований, рассматривают их как фрагменты тектонически деформированных и местами эродированных обширных подгорных делювиально-пролювиальных шлейфов (Черняховский и др., 1981; Мавлянов и др., 1982; Лазаренко и др., 1993).

*В Кашмирской долине* лёссы распространены на ее обоих бортах – со стороны Гималаев и Пир-Панджала. Минералогический анализ показывает, что источником лёссового материала были тонкие минеральные частицы, вынесенные золотым путем из аллювиально-озерных отложений центральной части долины (Pant, Dilli, 1986). Повышенное содержание в кашмирском лёссе тонкопылевой фракции (30–40 %) и его значительная оглиненность (глинистая фракция 25–30 %) дают основание предполагать частичный привнос лёссового материала из более удаленных территорий, находящихся, вероятно, за пределами Пир-Панджала (Bronger et al., 1987). Накопление лёссового материала раньше началось на Пирпанджальском фланге после поднятия Пир-Панджала и смещения впадины на северо-восток, в сторону Гималаев. Считается, что быстрое поднятие Пир-Панджала произошло около 350 тыс. лет назад (Burbank, Johnson, 1982). С этим событием связывается регрессия палеоозера Карева и начало формирования лёссов (Bronger et al., 1987; Singhvi et al., 1987). В то же время, имеются представления, что это поднятие произошло позже – около 200 тыс. лет назад, после чего стали формироваться субаэральные отложения на Пирпанджальском фланге (Agrawal et al., 1988). Эти две точки зрения необходимо иметь в виду для понимания возраста самых древних лёссов и палеопочв Кашмира.

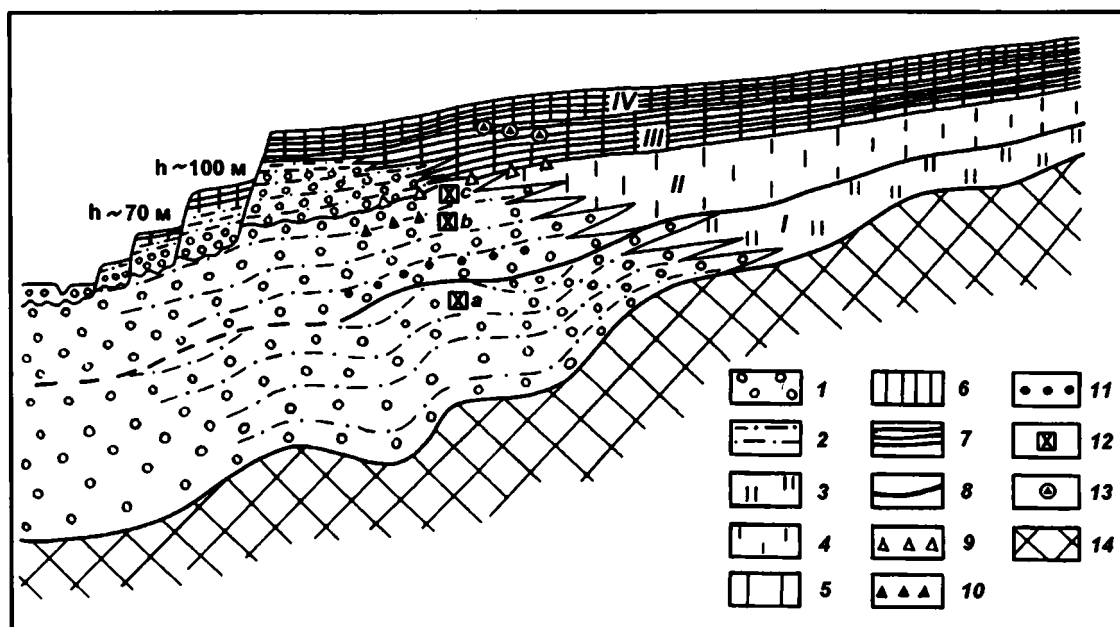


Рис. 27. Схема строения средне-верхнеплиоцен-четвертичных отложений Афгано-Таджикской депрессии (бассейн р. Кызылсу выбран в качестве опорного стратиграфического региона)

1 – галечники; 2 – алевриты и супеси с прослоями песков; 3 – уплотненные карбонатизированные лёссы, переработанные почвенными процессами, с красновато-бурыми почвами; 4 – плотные карбонатизированные палевые лёссы с бурыми и красновато-бурыми почвами; 5 – палевые лёссы с буроцветными почвами; 6 – палевые и серовато-палевые лёссы с буровато-коричневыми и серовато-коричневыми почвами; 7 – погребенные почвы; 8 – геологические границы; 9–11 – условное положение границ, отождествляемых: 9 – с инверсией Матуяма-Брюнес, 10 – с эпизодом Харамильо, 11 – с эпизодом Олдувей; 12 – условное положение фаунистических горизонтов: а – Наврухо, б – верхний костеносный горизонт в долине р. Куруксай, а также костеносный горизонт Лахути-1, с – костеносный горизонт Лахути-2; 13 – палеолитические находки; 14 – коренные породы

Генерации разнофациальных отложений: I – средне-верхнеплиоценовая, II – зоплейстоценовая, III – нижнеоплейстоценовая, IV – средне-верхнеоплейстоценовая

**В Северном Пакистане** – на Потварском плато – лёссы образуют сравнительно маломощные (до 12 м) покровы, залегающие на сильно эродированной поверхности, образуемой породами сиваликской серии и конгломератами лэй. Они облекают склоны и вершинные поверхности рельефа до абсолютных отметок 1000 м и несколько выше. Судя по условиям залегания лёссов, между ними и подстилающими породами существует значительный перерыв в осадконакоплении. Лёссы отмечаются также на речных террасах. Лёссы Северного Пакистана так же, как и Северной Индии, согласно прежним описаниям, называли силтами, и их генезис связывался с озерными или флювиальными условиями осадконакопления (Terra, Teilhard de Chardin, 1936; Terra, Paterson, 1939). Мощность “потварских силтов” оценивалась несколько более 350 футов (100 м), в их базальной части присутствуют маломощные галечники и пески. В силтах отмечались слоистость, присутствие пресноводных моллю-

сков, а также увеличение их мощности вдоль эрозионных систем – все это, по мнению исследователей, было несовместимо с золовым генезисом этих отложений. Интересно отметить, что Х. де Терра и П.Тейяр де Шарден (Terra, Teilhard de Chardin, 1936) связывали слоистость силтов с влиянием муссонных дождей, во время которых золовые накопления после пыльных бурь превращались в водный осадок. Вместе с тем, какая-то, преимущественно верхняя, часть толщи силтов рассматривалась как лёсс, для которого характерны однородность состава, широкое распространение в разных физико-географических условиях и связь с моренами горных ледников. В новых публикациях по Северному Пакистану лёссами называются обогащенные кварцем силты золового происхождения или просто используется термин лёсс. Формирование лёссов было вызвано развитием золовых процессов в позднем плейстоцене (Rendell, 1988; Rózycki, 1991). В то же время, отмечается, что лёссы часто переработаны флювиальными процессами и



это затрудняет идентификацию типичных золовых лёссов среди лёссовидных пород. Считается, что на Потварском плато типичные лёссы развиты в бассейне р. Соан, а также к северу от г. Равалпинди – в верховьях долины р. Харо.

В Пешаварском бассейне лёссы (мощностью до 3–6 м) перекрывают позднеплейстоценовые аллювиально-озерные отложения, выполняющие одноименную впадину. Литологически и генетически они не отличаются от подобных субаэральных образований Потварского плато (Rendell, 1988; Rendell et al., 1989). По мнению Э.М.Ренделла, типичные золовые лёссы здесь существуют в районе Новшера в нижней части долины р. Кабул.

**В Северном Иране** золовые лёссы развиты в предгорьях Западного Копетдага и на северных склонах восточной части хребта Эльбурс – в бассейнах рек Атрек и Горган, а также на северо-западе Ирана – южнее Куро-Араксинской низменности (Lateef, 1988). Источником пылеватого материала служили песчано-суглинистые отложения речных террас и дельт. Золовый перенос был сравнительно коротким. На северо-западе Ирана золовый материал поступал с севера, со стороны Куро-Араксинской низменности, и аккумулировался в предгорьях западной части Эльбурса. В юго-восточной части Прикаспия на склоны Западного Копетдага и Эльбурса пылеватый материал приносился западными ветрами со стороны прибрежной равнины и низовьев долин рек Атрек и Горган. Лёссовый покров в этом регионе не поднимается выше 400–500 м над уровнем моря; его гранулометрический состав с запада на восток изменяется от песчанистых до более глинистых разностей. Необходимо указать, что фрагментарно лёссовые покровы известны в межгорных впадинах Копетдага по долинам рек Сумбар и Чандыр.

**На Ближнем Востоке** лёссы имеют ограниченное распространение. Они известны в северной части пустыни Негев на всхолмленной равнине, не поднимающейся в восточном направлении выше 500 м. Основная масса золового материала поступала из Синайской пустыни и в меньшей степени из пустынь Северной Африки (Pye, Tsoar, 1987), однако роль местных источников пылеватых образований также значительна (Yaalon, Ginzbourg, 1966). Глинистость лёссов нарастает в северном направлении; увеличение мощности лёссовых покровов происходит на склонах холмов с подветренной стороны. Лёссовидные образования, представленные ситами, опесчаненными глинами и сильно пылеватыми песками, выполняют широкие вадии и пляжи (Yaalon, Dan, 1974).

**На юге Западно-Сибирской равнины и в Северном Казахстане** лёссы и лёссовидные породы почти сплошным чехлом облекают древние формы рельефа. Их сложное литофациальное строение не позволяет проводить четкое разграничение между лёссами и лёссовидными породами, поэтому роль водного и золового факторов в процессе формирования покровов оценивается по-разному (Мартынов, 1961; Фениксова, 1961; Волков, 1965; Лёссовые породы..., 1966). Лёссы, особенно молодых генераций, шире представлены на Приобском плато. Их генезис считается золовым на основании условий залегания, механического состава, текстурных и структурных характеристик (Шаевич, 1987). Лёссовидные образования состоят из светлых желтовато-бурых карбонатизированных суглинков, супесей и глинистых песков. В их составе характерно присутствие “глиняного песка” и алевролита в виде мелких переотложенных частиц, что интерпретируется как указание на субаэральную обстановку осадконакопления при ведущей роли золовых процессов (Волков, 1965). Покровные отложения участвуют в сложении ритмично повторяющихся в рельефе гряд (гив), являющихся преимущественно аккумулятивными золовыми формами.

Покровные лёссовидные отложения в пределах Кулунды, Барабы и Приобской увалистой равнины развиты на междуречьях, склонах котловин и увалов, озерных и речных террасах. Обычно они встречаются на вторых надпойменных террасах, но отсутствуют на первых надпойменных террасах и поймах рек (Волков, 1965, 1971). Лёссовидные отложения аллювиально-озерной равнины Обь-Иртышского междуречья имеют признаки, указывающие на их озерный генезис. Появление их лёссовидных свойств произошло после накопления осадков. Утрата первичной структуры и текстуры и, как следствие этого, уплотнение покровных лёссовидных отложений являются причиной развития “западинного” или “колочного” рельефа. При переходе от сухих районов к более влажным увеличивается число западин.

На юге Западной Сибири и в Северном Казахстане разграничиваются области дефляции и области накопления атмосферной пыли. Примером областей первого типа служат многие районы Ишим-Тобольского и Ишим-Иртышского междуречий, Барабинская и Кулундинская степи. Наиболее обширная область второго типа – восточная часть Кулунды, Приобское плато и Предалтайская равнина. Поступление пыли связано с западными ветрами. Мощности субаэральных отложений максимальны на склонах восточной

экспозиции. Погребенные почвы лёссового покрова Приобского плато имеют следы вторичного преобразования, происходившего в условиях сильного увлажнения и действия многолетней мерзлоты (Волков, 1971, 1980, 1987).

**На Севере и Северо-Востоке Азии** о генезисе так называемого лёссово-ледового, или едомного, комплекса имеются разные точки зрения.

Многие исследователи, изучавшие едому в пределах Колымской и Яно-Индибирской низменностей, связывают образование слагающих ее супесей и суглинков с аллювиальными и озерно-аллювиальными условиями (Лаврушин, 1963; Попов, 1965; Каплина и др., 1978, 1980). Супесчано-суглинистые толщи с ископаемыми льдами, составляющими иногда до 70 % от объема породы, распространены на речных террасах и водоразделах. В отложениях едомы отмечается наличие фаций руслового и пойменного аллювия, а также прослои и линзы торфа, большое количество включений органических остатков и костного материала.

Согласно другой трактовке, лёссово-ледовый комплекс отнесен к субэдральным образованиям и в его строении описываются черты, сближающие едому с лёссами перигляциальных областей средних широт эпохи плейстоцена (Томирдиаро, 1980, 1982). Эта концепция, если ее рассматривать на общем па-

леогеографическом фоне терминального неоплейстоцена, представляет собой определенный интерес, особенно если учесть, что в позднем неоплейстоцене значительные участки арктического шельфа осушались, а на больших пространствах Арктики и Субарктики развивались холодные пустыни, где в условиях перигляциального морозного и сухого климата золотые процессы имели широкий размах. О существовании перигляциальных пустынь и наличии зон дефляции на Севере Азии говорят горизонты ветрогранников (Колпаков, 1973, 1982, 1983).

В качестве одной из характерных особенностей четвертичных отложений Центральной Якутии Г.Ф.Лунсгергаузен (1961) отмечал обилие золотых образований, представленных дюнными песками, а также распространение ветрогранников и лёссов. Изучение покровных образований с погребенными льдами в разрезе Мамонтова гора в Центральной Якутии показало, что покровные суглинки содержат значительное количество пылеватого материала золотого привноса (Pewe et al., 1977).

Кроме приведенных точек зрения относительно генезиса едомы, существует мнение о полигенетичности льдистых супесей и суглинков, образующих широко развитые покровы на территории Яно-Индибирской и Колымской низменностей (Алексеев, 1978, с. 25).

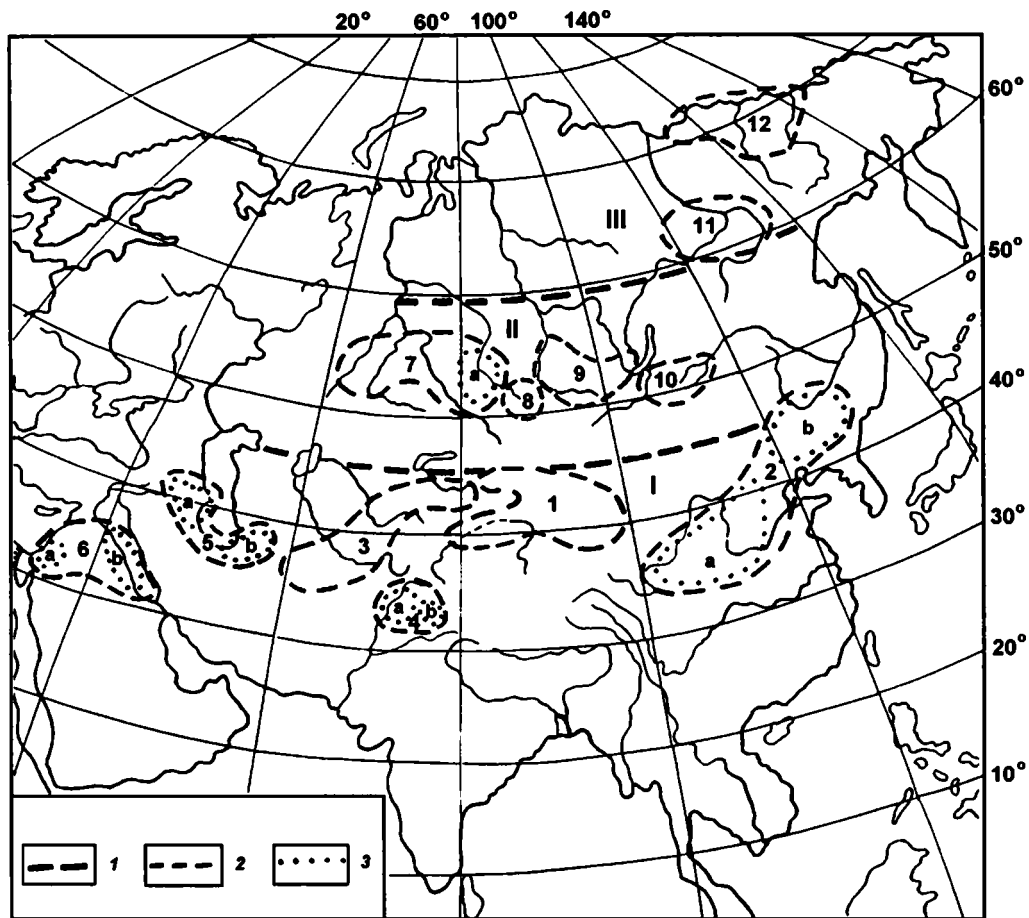
## 4.2. Зональность развития лёссов и климатический фактор

На обширных пространствах Азии, где наблюдается большое разнообразие климатических и ландшафтных условий, в развитии лёссов можно наметить три субширотных зоны: субтропическую пустынно-лёссовую, умеренную перигляциально-лёссовую и субарктическую мерзлотно-лёссовую (рис. 28).

**Субтропическая пустынно-лёссовая зона** протягивается от Северного Китая до Ближнего Востока, она заключена примерно между 30 и 45° с. ш. Ее условно можно назвать пустынно-лёссовой, поскольку в этой зоне области распространения лёссов часто граничат с пустынями и полупустынями. Открытые пространства с разреженной растительностью и наличие больших масс пылеватого и супесчаного материала, а также незакрепленных песков в составе отложений, слагающих поверхность пустынь, долин рек и подгорных равнин, обуславливают в этой зоне благоприятную обстановку для ветровой переработки тонкодисперсных осадков. Горные сооружения обычно создают преграду на пути насыщенных пылью воздушных потоков, поэтому часто наблюдается вполне закономерная приуроченность лёссовых покровов к подножиям гор.

В пустынно-лёссовой зоне среднегодовые температуры воздуха около 10° С или выше; среднегодовое количество осадков колеблется в зависимости от локальных климатических условий в пределах от 200–300 до 500–700 мм. В этой зоне не наблюдается активных мерзлотных процессов, сезонное промерзание поверхности грунтов локализуется, как правило, на небольших площадях и чаще всего имеет место лишь в высоких предгорьях. Лёссы низких широт лишены криогенных структур, что дает основание называть их “теплыми”. Высокая среднегодовая суммарная радиация и повышенная испаряемость в пустынно-лёссовой зоне создают условия для развития климата с ярко выраженными чертами засушливости. Если для оценки климатических параметров лёссовобразования в пределах пустынно-лёссовой зоны пользоваться радиационным индексом сухости (Будыко, 1971; Кригер, 1970), то его величина находится в пределах 2–3 условных единиц (недостаточное увлажнение).

Учитывая сходство ландшафтно-климатических обстановок и наличие общих или очень близких источников пылеватого минерального материала, в субтропической пустынно-лёссовой



**Рис. 28.** Схематическая карта основных палеогеографических зон и провинций лёссовобразования в Азии

Зоны лёссовобразования: I – субтропическая пустынно-лессовая, II – умеренная перигляциально-лессовая, III – субарктическая мерзлотно-лессовая. Лёссовые провинции: 1 – Центрально-Азиатская – Синьцзян; 2 – Северо-Китайская: а – Лёссовое плато, б – лёссы Маньчжурии; 3 – Среднеазиатская; 4 – Южно-Азиатская: а – лёссы Пешавара и Потварского плато, б – лёссы Кашмирской долины; 5 – Южно-Каспийско-Закавказская: а – лёссы Восточного Закавказья, б – лёссы Северного Ирана и Западной Туркмении; 6 – Ближневосточная: а – лёссы Израиля, б – лёссы в долине р. Евфрат; 7 – Западно-Сибирская, а – лёссы Приобского плато; 8 – Алтае-Саянская; 9 – Южно-Восточно-Сибирская; 10 – Забайкальская; 11 – Центрально-Якутская; 12 – Северо-Якутская

1–3 – границы: 1 – зон, 2 – провинций, 3 – субпровинций

зоне могут быть выделены следующие лёссовые провинции: Центрально-Азиатская или Синьцзян, Северо-Китайская, Среднеазиатская, Южно-Азиатская, Южно-Каспийско-Закавказская и Ближневосточная (см. рис. 28).

**С и н ь ц з я н** – область, где лёссовые покровы распространены на границе пустынь с горными сооружениями Восточного Тянь-Шаня и Куньлуня, принадлежит к одной из самых засушливых лёссовых провинций Азии. На севере Синьцзяна – в Джунгарии – средняя температура июля около 24–26° С, средние температуры января падают до –10 ÷ –16° С (Кульджа, Урумчи). В

Южном Синьцзяне средняя июльская температура воздуха доходит до 28–30° С, средняя январская опускается до –4 ÷ –8° С (Физико-географический атлас мира, 1964). В Турфанской впадине средняя июльская температура 33° С, а максимальная 48° С. Суточная изменчивость температур в пустыне Такла-Макан (май 1959 г.) составила 44,2° С при дневной 40,2° С и ночной –4° С (Мурзаев, 1966). Такой температурный режим указывает на исключительную континентальность климата.

В холодное время года в Синьцзяне господствует антициклональная система атмосферной

циркуляции, формирующаяся под воздействием Сибирско-Монгольского антициклона. Влияние холодных и сухих воздушных масс антициклона сказывается в том, что зимы в Синьцзяне, особенно в северной части, достаточно суровые и сухие. В летнее время обширный антициклон над Сибирью и Монголией уступает место барической депрессии. Через Монголию и север Джунгарии проходит полярный фронт, с которым связаны циклоны и летние незначительные осадки. В Южном Синьцзяне с конца весны господствует континентальный тропический воздух, образующийся за счет местного прогрева в почти замкнутой Таримской впадине. Влияние южного муссона со стороны Индийского океана на режим увлажнения Центральной Азии ограничивается внутренними цепями Куьлуна. В Урумчи на высоте 5000 м в июле господствуют западные и северо-западные ветры (западный перенос).

Наибольшее количество осадков в Синьцзяне приходится на теплый период года. Северная часть Синьцзяна получает в среднем от 100 до 250 мм/год, в горах Алтая и Восточного Тянь-Шаня количество осадков увеличивается до 400–500 мм/год. На юге Синьцзяна выпадает не более 100 мм/год. Северные склоны Куьлуна характеризуются крайней пустынностью, развитые на них эоловые лёссы и супеси почти совершенно не изменены почвенными процессами и поэтому очень рыхлы и легко обрушаются (Кесь, Федорович, 1975). Высота распространения пыльной мглы в атмосфере над пустыней Такла-Макан, по описанию Э.М.Мурзаева (1966), достигает 2000–3000 м. Этот исследователь пишет, что во время экспедиции, часто проезжая около гор Куьлуна, редко видел их сквозь пыльную мглу. Больше всего пыльных бурь отмечается зимой и весной. В пустыне Такла-Макан за год происходит более 50 песчаных бурь (Pye, Zhou, 1989) (рис. 29). Для южной периферии пустыни Такла-Макан (населенный пункт Хотан) указывается до 174 дней в году с пыльными бурями (Rozycki, 1991). Центральные районы Синьцзяна представляют собой область преимущественной дефляции; аккумуляция пылеватого материала происходит по периферии на границе с горными сооружениями. Мощность покрова лёссов и лёссовидных отложений вдоль предгорьев Восточного Тянь-Шаня и Куьлуна составляет десятки метров.

В Северо-Китайской лёссовой провинции в районе Лёссового плато хорошо выражены признаки континентального семиаридного климата. На севере и северо-западе плато граничит с пустынями Му Ус и Алашань. По сравнению с Синьцзяном в пределах Лёссового плато

наблюдается изменение атмосферной циркуляции за счет восточного летнего муссона, смягчающего континентальность климата в летнее время. Средние температуры июля на Лёссовом плато достигают 22–24° С, средние температуры января колеблются в пределах  $-4 \div -8^\circ \text{C}$ . В холодное время года территория Лёссового плато подвержена влиянию холодных и сухих воздушных масс Сибирско-Монгольского антициклона. Прорывы этих масс воздуха с севера и северо-запада в южном и юго-восточном направлениях являются причиной сильных ветров и пыльных бурь. На севере Китая существует четыре активных центра, где происходят пыльные бури – это восточный Ганьсу и запад Внутренней Монголии; пустыни Ордоса и юг Внутренней Монголии; Цайдамский бассейн; долины рек Вэйхэ и Люохэ на юге провинции Шэньси (см. рис. 29). Основная масса пылеватого материала на Лёссовое плато приносится воздушными потоками в нижней части атмосферы в пределах 1,5–2 км над поверхностью земли. Из анализа атмосферных процессов следует, что в эпохи оледенений в плейстоцене барический максимум над Сибирью и Монголией был интенсивнее и его влияние увеличивалось, что было причиной более частых и сильных пыльных бурь в лёссовой провинции Северного Китая (An et al., 1991; Pye, Zhou, 1989). Основное количество осадков выпадает в летние месяцы, когда сказывается влияние восточного муссона. Среднегодовое количество осадков на северо-западе Лёссового плато составляет около 330 мм (Ланьчжоу), на юго-востоке достигает 600 мм (Сиань).

Лёссы Маньчжурии также принадлежат Северо-Китайской лёссовой провинции, если учитывать, что их образование связано тоже с выносом пылеватого материала из пустыни Гоби под действием атмосферных процессов, контролируемых Сибирско-Монгольским антициклоном (Rozycki, 1991). Маньчжурские лёссы занимают низменные пространства в бассейне рек Сунгари и Ляохэ между 42 и 48° с. ш. Континентальность климата этого региона определяется контрастом зимних и летних температур. Средняя температура воздуха в январе опускается до  $-20^\circ \text{C}$ , в июле температура повышается до  $25^\circ \text{C}$ . Среднегодовое количество осадков достигает 600 мм, большая часть которых выпадает в теплое время года с приходом летнего муссона.

В Среднеазиатскую лёссовую провинцию входят районы Узбекистана, Таджикистана, Кыргызстана, Туркменистана, Северного Афганистана и Южного Казахстана. Лёссовые покровы распространены в виде пояса, протягивающегося вдоль южных и юго-восточных границ крупней-

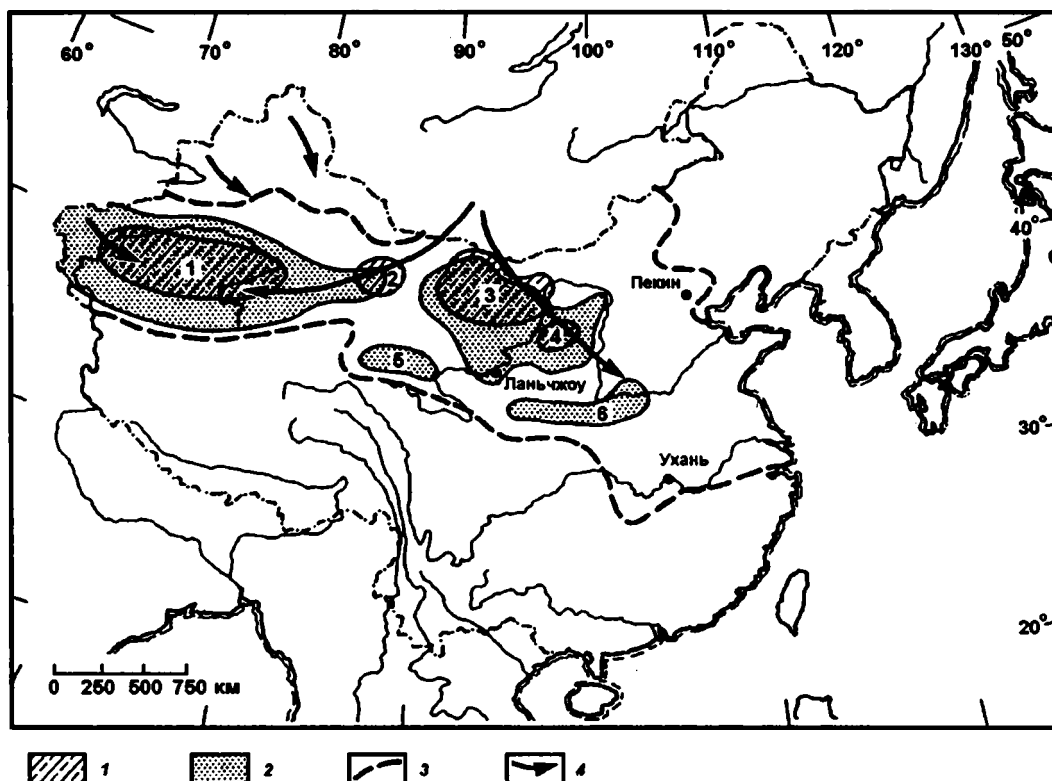


Рис. 29. Районы Северного Китая, подверженные пыльным бурям более 30 дней в году (Pye, Zhou, 1989)

1 – Такла-Макан; 2 – восточный Синьцзян; 3 – восточный Ганьсу и запад Внутренней Монголии; 4 – пустыни Ордоса к югу от Внутренней Монголии; 5 – впадина Цайдам, провинция Цинхай; 6 – долины рек Вэйхэ и Люохэ, южный Шэньси

1 – область пыльных бурь продолжительностью более 30 дней; 2 – область запыленности атмосферы более 30 дней; 3 – граница зоны запыленной атмосферы более 5 дней; 4 – преобладающие ветры зимнего периода

ших среднеазиатских песчаных пустынь – Каракумы, Кызылкум и Муюнкум. Вся эта территория характеризуется засушливым континентальным климатом с влажной и относительно теплой зимой на юге и холодной морозной зимой на севере. Средние январские температуры в Южном Казахстане и на севере Кыргызстана около  $-6 \div -8^\circ \text{C}$ , в Приташкентском районе Узбекистана  $-2 \div -4^\circ \text{C}$ , на равнинах и в предгорьях Южного Таджикистана  $+2 \div -2^\circ \text{C}$ , в Северном Афганистане – в его низменной части и на юге Туркменистана  $3-0^\circ \text{C}$ , в предгорьях Северного Афганистана до  $-3 \div -5^\circ \text{C}$ . Июльские температуры в районе развития лёссов на юге Казахстана и в Северном Кыргызстане около  $22-24^\circ \text{C}$ , в Приташкентском районе  $26-28^\circ \text{C}$ , в Южном Таджикистане они поднимаются до  $30^\circ \text{C}$ , на юге Туркменистана и в Северном Афганистане до  $30-32^\circ \text{C}$ . Среднеиюльская изотерма  $+20^\circ$  в Южном Таджикистане проходит на высотах около 2000 м. Как видно из приведенных характеристик термического режима самого холодного и теплого месяцев года, зимой территория Среднеазиатской

лёссовой провинции больше охлаждается в северной части, что происходит главным образом за счет проникновения холодного арктического воздуха, лето более жаркое на юге.

Среднегодовое количество осадков в лёссовом поясе на юге и юго-востоке Средней Азии колеблется от 200–300 мм на подгорных равнинах до 600–800 мм в предгорьях. В Предкопетдагской зоне и на юго-западе Туркменистана выпадает не более 200–250 мм/год. Основное количество осадков приходится на зимне-весенний период. Такое распределение осадков зависит от средиземноморских циклонов, влияние которых больше сказывается в южной части Средней Азии. В северной части – на юге Казахстана и в Северном Кыргызстане – большую роль играют циклоны североатлантического происхождения, приносящие осадки в весенне-летний период. В целом, на формирование климата Средней Азии большое влияние оказывают воздушные массы, приходящие с запада – со стороны Северной Атлантики и Средиземноморья, а также (в зимнее

время) с севера из области высокого давления, контролируемого Сибирско-Монгольским антициклоном.

Условия, наиболее благоприятные для развития пыльных бурь в Средней Азии, создаются в летне-осенний период, когда выпадет минимальное количество атмосферных осадков и наблюдается сильное высушивание почв, прикрытых разреженной растительностью, что в целом способствует развитию дефляции. Число дней в году, когда происходят пыльные бури, колеблется от 5 в долинах Памиро-Алая и Тянь-Шаня до 50 и более в Туркмении, Узбекистане и других регионах, где имеются незакрепленные пески (рис. 30).

Наиболее типичные синоптические обстановки в теплый период, при которых развиваются пыльные бури в Средней Азии, обычно связаны с внедрением холодных воздушных масс с запада, северо-запада и с севера. Необходимо отметить такой характерный феномен в развитии синоптических процессов на юге Узбекистана и Таджикистана, как формирование сильного сухого западного и юго-западного ветра, так называемого афганца, вызывающего дефляционные процессы на пустынных и полупустынных территориях в районе границы с Афганистаном. В этой зоне может наблюдаться ежегодно от 10 до 30 пыльных бурь.

Например, исследователи, проводившие экспериментальные наблюдения на юге Таджикистана в рамках советско-американского эксперимента по изучению аридного аэрозоля, в момент пыльной бури 20 сентября 1989 г. отмечали, что скорость ветра в Айвадже (долина р. Пяндж) достигала 28 м/с (с порывами до 34 м/с), в Шаартузе – 18–20 м/с (Крапивцева и др., 1992). Поднятая фронтальным ветром пылевая мгла распространялась на Курган-Тюбинскую и Кулябскую области и на другие районы Южного Таджикистана. Горизонтальная видимость в Айвадже понижалась до 0,2 км; в Шаартузе, Эсанбае и Душанбе – до 0,5 км. По вертикали пылевая мгла поднималась на высоту более 3 км, что подтверждалось наблюдениями на высокогорных станциях Санглок, Анзоб и Бустонабад, располагающихся на высотах от 2200 до 3300 м над уровнем моря.

Высотный предел распространения пылевого аэрозоля в атмосфере в значительной степени определяется температурной инверсией, оказывающей “запирающее” действие, в результате чего в надинверсионном слое коэффициент рассеяния пылевого аэрозоля резко уменьшается. Во время действия “афганца” огромные массы пылевато-го материала переносятся с юга на север и северо-восток вдоль речных долин Сурхандарьи,

Кафирнигана, Вахша и Кызылсу. Высокие горные хребты Тянь-Шаня и Западного Памира (4000–5000 м) создают орографическую преграду на пути воздушных масс, насыщенных пылью, что приводит к стагнации воздушных потоков и выпадению пылевых аэрозолей.

Помимо пыльных бурь, к другому характерному явлению относится общая запыленность атмосферы – мгла. При отсутствии пыльной бури в обычные дни мгла образуется в результате того, что пыль увлекается вверх интенсивными конвективными воздушными потоками в дневные часы в периоды развития летней термической депрессии. Оседание пыли в ночное время происходит гораздо медленнее, чем ее подъем при дневной конвекции, в результате чего интенсивность мглы в жаркий период постепенно нарастает. Наибольшая продолжительность мглы на юго-западе Таджикистана отмечается с июля по октябрь (Справочник ..., 1970). В конце октября начинается дождливый сезон. В зимний период в результате увеличения осадков и увлажнения поверхности пустынь образование пыли резко сокращается и продолжительность мглы уменьшается.

Теоретические расчеты, учитывающие массу пылевого аэрозоля в единице объема воздуха, высоту распространения пыли в атмосфере и скорость выпадения пылеватых частиц, показывают, что толщина слоя выпадающей за год аэрозольной пыли в Южном Таджикистане может изменяться на разных участках от 0,04 до 0,683 мм/год и в среднем по всей этой территории условно составляет 0,2 мм/год (Finaev, 1995). Экспериментальные наблюдения во время пыльных бурь, например, при пыльной буре 16 и 20 сентября 1989 г., свидетельствуют о том, что масса осаждаемой пыли на единицу площади в Шаартузе составила 41,1 г/м<sup>2</sup>. Принимая во внимание среднее годовое количество пыльных бурь в этом регионе (10–30 в год) и среднюю массу осаждаемой пыли, авторы исследования предполагают, что накопление пыли в Шаартузе происходит со скоростью 206–617 г/м<sup>2</sup> в год (Жиллет, Добровольски, 1992), а в пересчете на удельный вес лёсса (2,6 г/см<sup>3</sup>) может составлять 0,08–0,23 мм/год. Однако, учитывая эти скорости выпадения пылевато-го материала, необходимо помнить, что это не означает реальный прирост осадка, формирующегося в субэразальных условиях, так как повторная эрозия и дефляция изменяют соотношение материала, выпавшего на поверхность по отношению к осадку, законсервированному в осадочной породе. В этой связи заметим, что сравнительно большие скорости выпадения пылевато-го аэрозоля, фиксируемые на юге Афгано-Таджик-

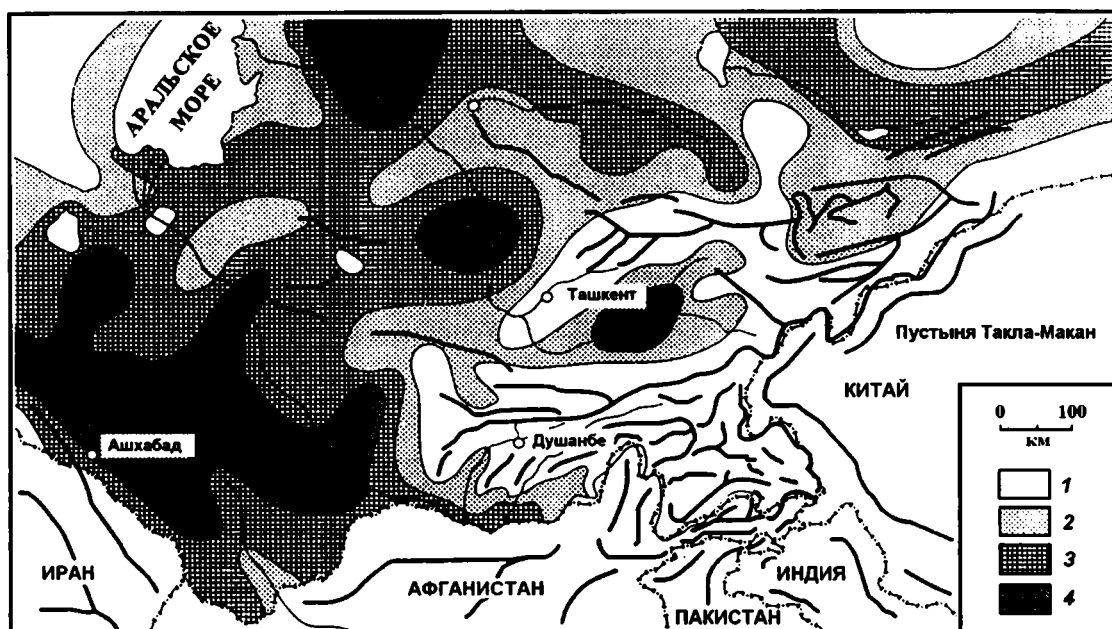


Рис. 30. Схематическая карта продолжительности пыльных бурь в Средней Азии в течение года (по А.Ф.Финаеву; Додонов, Шеклтон и др., 1999)

1 – менее 5 дней в году, 2 – 5–10 дней, 3 – 10–30 дней, 4 – 30–50 дней и более

ской депрессии, контрастируют с относительно малыми мощностями лёссов в этой части депрессии и это естественно, так как здесь располагается область активной дефляции, где выпавший пылеватый материал вновь подвергается ветровой переработке.

Южно-Азиатская лёссовая провинция включает лёссы Северного Пакистана – в Пешаваре и на Потварском плато, а также лёссы на севере Индии – в Кашмире и Пенджабе. Основными источниками пылеватого материала для Южно-Азиатской лёссовой провинции являлись дефлируемые отложения пустыни Тар и долин рек в бассейне Верхнего Инда. Для лёссов Кашмирской долины источником пылеватого материала были преимущественно аллювиально-озерные осадки, заполняющие ее центральную часть. Территория Южно-Азиатской лёссовой провинции находится в пределах зоны действия летнего муссона, приходящего со стороны Индийского океана. Наибольшее количество осадков приходится на летнее время года. Если на юго-западных склонах Гималаев выпадает около 1000–2000 мм/год, то в их предгорьях – на Сиваликских холмах – количество осадков снижается до 600 мм. В Кашмирской долине выпадает порядка 650 мм (Сринагар). На границе с пустыней Тар количество осадков не превышает 200–250 мм/год, в Пешаваре – не более 350 мм.

Почти вся Южно-Азиатская лёссовая провинция располагается в зоне положительных температур января – январская нулевая изотерма проходит в предгорьях Сиваликских гор. Среднеянварская температура в Кашмирской долине (Сринагар) также не опускается ниже  $0^{\circ}\text{C}$ . Среднеиюльские температуры в Кашмирской долине  $24\text{--}25^{\circ}\text{C}$ , в Пенджабе и на Потварском плато до  $28\text{--}30^{\circ}\text{C}$ , в Пешаваре до  $32^{\circ}\text{C}$  и выше.

Южно-Каспийско-Закавказская лёссовая провинция объединяет фрагментарно распространенные лёссовые массивы Северного Ирана и Азербайджана, а также небольшие покровы лёссов и лёссовидных пород в Восточной Грузии. Областью питания пылеватым материалом в этой провинции служили эродированные ветром аллювиально-пролювиальные и дельтовые отложения речных долин, а также покровные отложения низменных равнин. Перенос пылеватого материала не совершался на большие расстояния – это десятки и первые сотни километров. Климатические условия этого региона определяются воздушными массами западного переноса. Циклональная деятельность более активна в осенне-зимний период, и на это время приходится большее количество осадков. На подгорных равнинах Северного Ирана и Азербайджана

байджана выпадает не более 200–300 мм/год, в долинах Восточной Грузии – около 400 мм. Среднеянварские температуры воздуха в долинах рек Гарган и Атрек не опускаются ниже 3–4° С, в Куро-Араксинской низменности около 2–3° С, в долинах Восточной Грузии от 0 до –3 ÷ –4° С. Средняя температура июля в Южном Прикаспии около 30° С, в Восточной Грузии 24–25° С.

Ближневосточная лёссовая провинция включает небольшие покровы лёссов в Израиле, а также фрагменты покровных образований, состоящих из лёссов и лёссовидных пород, в Сирии и Ираке. Лёссы Сирии не были ранее описаны. Автору удалось изучить маломощные покровы лёссов на террасах рек Оронта и Евфрат. В долине Оронты такой покров мощностью 3–5 м с одной погребенной светло-бурой почвой располагается на 50-метровой террасе близ дер. Эль-Латамна, где известно одноименное местонахождение ашельской каменной культуры. В долине Евфрата 5-метровый покров лёссов и лёссовидных отложений был отмечен на 15–18-метровой террасе правобережья в 30 км севернее Дейр эз-Зора. На территории Ирака лёссы ранее описывались Н.И.Кригером (1965) в 150 км к северу от Багдада. В книге С.З.Ружицкого (Rózycki, 1991) отмечается наличие лёссовидных силтов на 6–8-метровой и 16–18-метровой террасах левобережья Евфрата в районе г. Фоллуя. Мощности силтов от 5 до 10 м. Ограниченность развития лёссов на Ближнем Востоке, вероятно, может быть объяснена отчасти недостаточно благоприятными условиями для аккумуляции и закрепления пылеватого материала. На обширных пространствах пустынь Аравии, Синаи и Сирии и по их периферии преобладают дефляционные процессы.

Ближневосточная лёссовая провинция находится под влиянием средиземноморского климата, действие которого постепенно ослабевает в восточном направлении. Основное количество осадков выпадает в зимнее время года, когда усиливается активность циклонов в Восточном Средиземноморье. В северной части пустыни Негев выпадает не более 200–250 мм/год, на северо-западе Сирии – в долине Оронты – около 300–350 мм, в долине Евфрата не более 200 мм. На всей территории равнин Ближнего Востока средняя температура января на опускается ниже 5° С, среднеиюльская температура доходит до 32–35° С.

**Умеренная перигляциально-лёссовая зона** Азии приурочена к умеренным широтам, располагаясь примерно от 45 до 60° с. ш. В пределах этой зоны лёссы и лёссовидные породы занимают территории с открытыми степными и лесостепными ландшафтами; среднегодовое количе-

ство осадков и испаряемость в этой зоне более сбалансированы по сравнению с пустынно-лёссовой зоной; среднегодовые температуры воздуха изменяются от 3–4° С до –3 ÷ –4° С. В палеогеографическом аспекте вся эта зона тяготеет к перигляциальным областям, где процессы криолитогенеза отразились на свойствах лёссовых пород и их структурно-текстурных характеристиках, поэтому лёссы этой зоны принято называть “холодными” в отличие от “теплых” лёссов низких широт. Радиационный индекс сухости для этой зоны находится в пределах 1–2 (Будыко, 1971). В пределах перигляциально-лёссовой зоны Азии выделяются следующие провинции: Западно-Сибирская, Алтае-Саянская, Южно-Восточно-Сибирская и Забайкальская. Подобное разделение на лёссовые провинции было предложено для территории юга Сибири авторами второго тома “Лёссовые породы СССР” (1986 б).

В Западно-Сибирскую лёссовую провинцию входят лёссы Приобского плато и покровные образования Урало-Иртышского района, Обь-Иртышского междуречья и юга Томской области, а также лёссовые покровы Северного Казахстана. В более северных районах этой провинции отмечается довольно ограниченное развитие преимущественно облессованных пород (Минервин, 1959), например, на высоких террасах среднего и нижнего Приобья и в пределах западной приобской части Белогорского материка. Климатические условия этой обширной территории характеризуются холодной зимой и теплым или прохладным летом. Среднеянварские температуры изменяются от –14 ÷ –16° С в Северном Казахстане до –20° С на широте Тюмени и Томска. Среднеиюльские температуры колеблются от 24° С на юге до 16–18° С в более северных районах. Большее количество осадков выпадает в теплый период года, что определяется циклональной деятельностью за счет западного переноса воздушных масс. Зимой велико влияние Сибирско-Монгольского антициклона и часты вторжения холодных и сухих воздушных масс из Арктики. Общее количество осадков изменяется от 200 мм на юге региона до 400–500 мм/год в его северной части.

В Алтае-Саянско-й лёссовой провинции лёссы и лёссовидные породы распространены в долинах рек и межгорных впадинах. Как считают Н.Н.Комиссарова и А.В.Минервин (Лёссовые породы ..., 1986б), различные по генезису супесчаные и суглинистые породы Алтае-Саянского региона приобрели свойства, сближающие их с лёссами, в результате процессов



выветривания при ведущей роли сезонного промерзания и протаивания. Современные климатические условия этого региона характеризуются суровыми зимами при средних температурах января  $-20 \div -22^\circ \text{C}$ . Средние температуры июля не поднимаются выше  $18-20^\circ \text{C}$ . Глубина сезонного промерзания достигает 3–4 м. Среднегодовое количество осадков в предгорьях и межгорных впадинах Алтае-Саянской провинции распределяется с запада на восток неравномерно. Например, в предгорьях на западе Алтайской впадины – около 600 мм, в изолированной Чуйской впадине – около 150 мм, в центральной части Кузнецкой впадины – около 500 мм, в степных районах Минусинской впадины – до 300 мм/год. Основное количество осадков приходится на теплый период года; зимой данный регион располагается в области Сибирско-Монгольского антициклона, что определяет господство сухих и холодных воздушных масс.

Юг Восточной Сибири характеризуется развитием лёссовидных пород делювиального, делювиально-пролювиального и аллювиально-пролювиального генезиса, образующих маломощные покровы на различных элементах рельефа. Природно-климатические условия этого региона определяло активное развитие процессов криолитогенеза, что отразилось на физических свойствах грунтов, придав им черты лёссовидных пород. Характерен резко континентальный климат с жарким коротким летом и продолжительной суровой зимой. Средние январские температуры воздуха варьируют от  $-20$  до  $-25^\circ \text{C}$ , средние июльские – от  $16$  до  $20^\circ \text{C}$ , а среднегодовые – от  $-0,5$  до  $-4^\circ \text{C}$ . Годовое количество атмосферных осадков в лесостепных районах в среднем составляет 300–400 мм, причем основная сумма осадков приходится на теплое время года. Свойственный региону в зимнее время антициклональный режим атмосферной циркуляции приводит к сильному выхолаживанию приземных слоев воздуха и его иссушению.

В Забайкалье лёссы развиты на северных склонах и водоразделах хребтов Цаган-Дабан и Барского, а также в междуречьях бассейна р. Селенга. Низкогорный рельеф юго-западной части Забайкалья играл роль своеобразной ловушки эоловой пыли, приносившейся северо-западными ветрами из районов развития песчаных отложений в бассейне Селенги (Лёссовые породы..., 1986б). В Центральном и Восточном Забайкалье делювиально-пролювиальные лёссовидные суглинки представлены в среднем течении р. Онон, в Читинской впадине, в долине р. Шилка и в Приаргунье. Лёссы и лёссовидные породы Забайкалья, как правило, находятся в талом состоянии. При этом следует

отметить, что во впадинах Байкальского региона понижение среднегодовых температур грунтов происходит от периферии к центру впадин и от высоких надпойменных террас и делювиально-пролювиальных шлейфов предгорий к низким террасам (Геокриология ..., 1989, с. 40–44).

Климат Забайкалья резко континентальный с большими годовыми и суточными колебаниями температур воздуха. В зимний период с установлением антициклональной системы циркуляции происходит сильное выхолаживание и иссушение. Характерно развитие зимних температурных инверсий во впадинах, когда внизу устанавливается более суровый микроклимат, чем на прилегающих склонах и вершинах. Летом наблюдается обратная картина – в котловинах воздух значительно теплее, чем на вышерасположенных участках. Годовая сумма осадков в бассейне р. Селенга на юго-западе и в Агинской степи на востоке региона не превышает 250 мм. Основное количество осадков выпадает в теплое время года. Малая мощность и неравномерность распределения по площади снежного покрова и низкие зимние температуры воздуха, особенно в долинах и котловинах способствуют глубокому промерзанию грунтов. В зависимости от экспозиции склонов, а также от состава и влажности отложений глубина сезонного промерзания изменяется от 2–2,5 до 4–5 м.

*Субарктическая мерзотно-лёссовая зона* объединяет самые северные регионы Азии, располагающиеся к северу от  $60^\circ$  с. ш. Радиационный индекс сухости для этой зоны в современных климатических условиях не превышает 1 (Будыко, 1971). Если следовать положению, высказанному Н.И.Кригером (1970) о том, что оптимальными значениями для развития лёссов и лёссовидных пород являются значения индекса сухости от 1 до 3, то надо признать, что данная зона в нынешних условиях выходит за границы указанных параметров и могла быть в этих пределах лишь в эпохи формирования мерзотно-лёссовой формации. В составе этой зоны можно выделить Центрально-Якутскую и Северо-Якутскую провинции. Лёссы и лёссовидные породы этой зоны характеризуются высокой льдистостью и наличием мощных повторно-жильных льдов, в результате чего их часто называют ледовым или лёссово-ледовым комплексом. Само отнесение этого комплекса к эоловым образованиям до сих пор остается дискуссионным. Как отмечалось в предыдущем разделе, имеют место, по крайней мере, три точки зрения на происхождение ледового комплекса: аллювиально-озерная, субаэральная – эоловая и полигенетиче-

ская. Важно сказать, что вся эта зона располагается в поле низких среднегодовых температур, севернее изотермы  $-10^{\circ}\text{C}$ , что существенно отличается ее термический режим от таковых других более южных зон, рассмотренных выше.

В Центральной Якутии лёссы и лёссовидные породы известны в долинах Лены, Алдана, Вилюя, а также в междуречье Лены и Амги. Они образуют покровы на речных террасах и невысоких водоразделах; на пойме и низких террасах они отсутствуют. Лёссы и лёссовидные суглинки включают большие массы повторно-жилых льдов. Обычно поверхность лёссовидных суглинков рассечена морозобойными трещинами до глубины 2–3 м. Отмечаются ледяные жилы, сингенетичные вмещающим породам. Мерзлые лёссовые породы содержат до 50–60 % льда. Многолетняя мерзлота начинается с глубин 0,5–1,5 м. На террасах и аллювиально-озерных равнинах, сложенных с поверхности лёссовидными суглинками, широко развит аласный рельеф, связанный с проявлением термокарстовых процессов. Характерно, что в долинах Лены и Вилюя распространены золотые песчаные отложения, которые активно развеваются ветром и часто образуют дюнные массивы – тукуланы. Минеральная масса лёссовидных отложений Центральной Якутии диагенетически слабо преобразована, причиной чему была постоянная мерзлота, поэтому они мало похожи на классические лёссы (Морозова, 1971). Климат Центральной Якутии резко континентальный с большими годовыми колебаниями температуры воздуха и малым количеством осадков. В холодный период года на Центральную Якутию распространяется влияние Сибирско-Монгольского антициклона, приносящего ясную морозную сухую погоду. Средняя температура января колеблется от  $-32$  до  $-44^{\circ}\text{C}$ . В понижениях речных долин температура опускается ниже  $-50^{\circ}\text{C}$ . Летом при большой продолжительности дня и малой облачности поступление солнечной радиации достаточно велико, что обеспечивает интенсивное прогревание земной поверх-

ности и воздуха. Среднеиюльская температура воздуха составляет  $14\text{--}18^{\circ}\text{C}$ . Годовое количество осадков в Центральной Якутии около 250–300 мм.

В Северной Якутии лёссово-ледовый комплекс широко представлен в пределах Яно-Индигирской и Колымской низменностей. Пылевато-суглинистые мерзлые породы перекрывают поверхности, сложенные четвертичными образованиями разного генезиса и возраста, они прослеживаются также на пологих поднятиях и встречаются в предгорьях на скальных породах. Это сильнольдистые сингенетически и эпигенетически мерзлые породы. Термокарстовые процессы и развитие аласного рельефа приводит к формированию таберальных, озерных и собственно аласных отложений, что создает более сложный парагенез осадков в пределах ледового комплекса.

Среднегодовые температуры воздуха на севере Якутии около  $-13 \div -14^{\circ}\text{C}$ . Северный Ледовитый океан оказывает влияние на климат региона. Поэтому среднеиюльские температуры воздуха не поднимаются выше  $13\text{--}14^{\circ}\text{C}$ . Зимой происходит некоторое сдерживание выхолаживания; среднеянварские температуры не опускаются ниже  $-35 \div -38^{\circ}\text{C}$ . Годовая сумма атмосферных осадков не превышает 250 мм.

\*\*\*

Таким образом, в итоге рассмотрения характеристик тех обстановок, в которых существуют лёссы и происходят золотые процессы, можно заключить, что лёссы имеют трансрегиональное распространение и развиты в разных природно-климатических зонах. Диапазон климатических изменений, характерный для выделенных зон, иллюстрирует пределы варибельности условий, при которых возможно развитие лёссов и лёссовидных пород: количество осадков колеблется от 200–250 до 600–700 мм/год; среднегодовые температуры изменяются от  $+10$  до  $-10^{\circ}\text{C}$  и несколько ниже. Совершенно очевидно, что лёссовая формация является индикатором континентального, недостаточно увлажненного климата.

#### 4.3. Стратиграфия опорных разрезов лёссовой формации

По стратиграфии лёссов Азии накоплен обширный материал, позволяющий оценить во времени и пространстве масштабы лёссообразования. Учитывая детальность исследований и стратиграфическую значимость самих объектов, можно выделить отдельные лёссовые провинции или регионы, обладающие наибольшей полнотой стратиграфической информации. К их числу относятся Средняя Азия, Лёссовое плато Северного Ки-

тая, Приобское плато, Кашмирская долина, северная часть пустыни Негев. Лёссовые разрезы других областей, характеризующие, как правило, относительно поздние этапы лёссообразования, дополняют общую картину развития процессов субаэрального седиментогенеза.

В Средней Азии комплексное изучение лёссовых разрезов, осуществлявшееся в последние два десятилетия, включало разные направления: стра-

тиграфическое, литологическое, палеопедологическое, палеомагнитное, палеонтологическое, термолюминесцентное, археологическое (Лазаренко, Шелкоплас, 1973; Минина, 1973; Пеньков и др., 1976; Додонов, Пеньков, 1977; Лазаренко, Ранов, 1977; Лазаренко и др., 1977; Степанов, Абдуназаров, 1977; Ломов, Пеньков, 1979; Додонов, Ломов, 1980; Лазаренко и др., 1980; Додонов 1986; Лазаренко и др., 1993). К числу опорных лёссовых разрезов Средней Азии относятся: в Южном Таджикистане – Дараи Калон, Чашманигар, Карамайдан, Хонако, Тагиджар, Лахути, Кайрубак, Каратау (фото 3, 4); в Приташкентском районе – Оркутсай, Хумсан; в Северном Кыргызстане – Орловка; в Западном Туркменистане – Койна-Кесыр.

Особенности геологического строения и палеопедологические характеристики лёссовой формации наиболее ярко выражены в Южном Таджикистане, где мощность лёссово-почвенных разрезов достигает 200 м. Лёссово-почвенная шкала охватывает верхи верхнего плиоцена, эоплейстоцен и неоплейстоцен. Возраст самых древних лёссов в Средней Азии по палеонтологическим и палеомагнитным данным определяется около 2–2,5 млн лет. Это устанавливается в лёссово-почвенных разрезах Обигарм, Карамайдан, Чашманигар, Хонако. В основании разреза Обигарм в древних лёссах и лёссовидных суглинках, переслаивающихся с красно-бурыми ископаемыми почвами, содержится фауна млекопитающих, относящаяся к среднему виллафранку (см. главу 3). В нижней части разреза Карамайдан в древних почвах и пролювиальных образованиях, фациально замещающихся древними лёссами, встречена фауна, которая также является возрастным аналогом средневиллафранкской фауны. Согласно палеомагнитным данным, самые древние лёссы и погребенные почвы в разрезах Карамайдан и Обигарм по своей намагниченности соответствуют нижней части эпохи Матуяма. В интервале палеомагнитной эпохи Матуяма (древнее 780 тыс. лет) в лёссово-почвенных разрезах Южного Таджикистана выявлено более 30 горизонтов ископаемых почв, часть из них, порядка 10–12 заключена между палеомагнитной инверсией Гаусс–Матуяма и эпизодом Олдувей (рис. 31).

Древние (>1,8 млн лет) лёссы и ископаемые почвы выявлены в разрезе Карамайдан. Возраст их позднелигоценый, если границу между неогеновой и четвертичной системами проводить по палеомагнитному эпизоду Олдувей. Верхнелипленовые ископаемые почвы красновато-бурые, выщелоченные, оглиненные, имеют мощные – до 1 м и иногда даже до 1,5 м – иллювиально-карбонатные горизон-

ты. Разделяющие палеопочвы горизонты древних лёссов чрезвычайно маломощны – не более 0,5 м. Часто видно наложение одной древней почвы на другую. Верхнелипленовая лёссово-почвенная толща кливажирована, в ней обнаруживаются малоамплитудные (до 3–4 м) разрывные нарушения.

В лёссово-почвенной толще в интервале от палеомагнитного эпизода Олдувей до инверсии Матуяма–Брюнес по разрезу Чашманигар выделяется до 23 погребенных почв (рис. 32). В нижней части этой толщи преобладают красно-бурые почвы, в верхней – буроватые. Лёссовые горизонты маломощны, их мощность колеблется, как правило, в пределах 1–3 м, наблюдается тенденция ее увеличения до 5–6 м снизу вверх по разрезу. Лёссы сильно уплотнены. Как лёссы, так и почвы кливажированы, нарушены малоамплитудными разрывами. В пределах палеомагнитных эпизодов Олдувей и Харамильо заключены, соответственно, 35-, 34-, 33-й и 16-, 15-й палеопочвенные горизонты. Расчеты показывают, что во временном интервале от палеомагнитного эпизода Олдувей до инверсии Матуяма–Брюнес продолжительность палеоклиматических циклов (лёсс+палеопочва) равнялась в среднем 40 тыс. лет (фото 5).

За последние 10–15 лет в результате оползневых процессов доступ к нижним частям некоторых разрезов стал затруднен, как, например, это произошло на обнажениях Чашманигар и Хонако, где большие оползни перекрыли основание этих разрезов. Разрез Дараи Калон, расположенный близ обнажения Чашманигар – в соседнем оползневом цирке, в 0,5 км южнее от последнего, представляет собой один из наиболее полных разрезов, где общая мощность лёссово-почвенной толщи достигает 176 м. Здесь вскрывается в общей сложности 18 горизонтов палеопочв и педокомплексов. Аналогичный разрез вскрыт в оползневом цирке на левом борту р. Обимазар напротив кишлака Тагиджар. Разрезы Дараи Калон и Тагиджар охватывают палеомагнитную эпоху Брюнес и верхнюю часть эпохи Матуяма, включая эпизод Харамильо.

В интервале палеомагнитной эпохи Брюнес заключено девять педокомплексов (ПК), разделенных лёссами (см. рис. 31 и фото 6). В строении лёссово-почвенных толщ неоплейстоцена отмечается постепенность переходов от почв к лёссам и от лёссов к погребенным почвам. Увеличенные мощности педокомплексов характерны для средне-верхнелипленового интервала лёссовой формации. Большинство уровней почвообразования в эпохе Брюнес выглядит в виде сложно построенных педокомплексов. Очень часто педокомплексы представлены двумя–тремя гори-





**Фото 1.** Местонахождение ископаемых млекопитающих Наврухо (костеносный горизонт K1) в долине р. Куруксай



**Фото 2.** Костные остатки животных в алевритах местонахождения Наврухо (костеносный горизонт K1)





**Фото 3.** Обнажение лёссово-почвенной формации в с/е Дараи Калон, Южный Таджикистан



**Фото 4.** Обнажение лёссово-почвенной формации в с/е Хонако, Южный Таджикистан





**Фото 5.** Эоплейстоценовые лёссово-почвенные образования в разрезе близ сая Дараи Калон



**Фото 6.** Лёссово-почвенные образования над инверсией Матуяма-Брюнес (М/В) в обнажении Кульдара; положение инверсии обозначено стрелкой, цифры обозначают педокомплексы

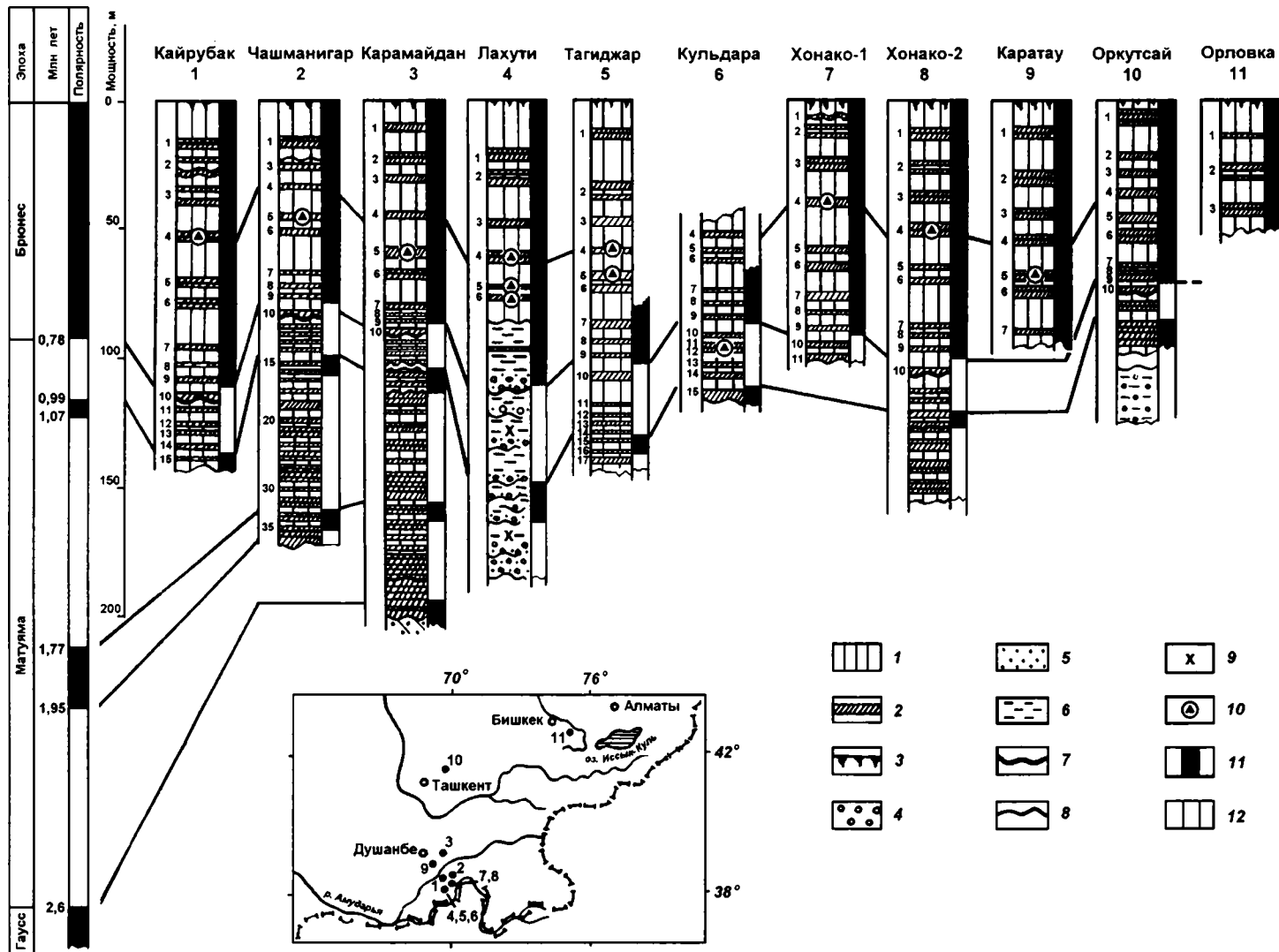




**Фото 7.** Археологические раскопки в горизонте ПК5 на местонахождении Лахути/Обимазар; археолог В.А.Ранов



**Фото 8.** Каменный отщеп в оптимально развитой части бурой почвы ПК4; местонахождение Кайрубак



**Рис. 31.** Опорные лёссово-почвенные разрезы Средней Азии

1 – лёсс; 2 – ископаемая почва или педокомплекс; 3 – современная почва; 4 – галечник; 5 – песок; 6 – алевроит; 7 – геологическая граница; 8 – разрыв; 9 – костные остатки фауны млекопитающих; 10 – палеолитические находки; 11, 12 – намагниченность пород: 11 – прямая, 12 – обратная

На врезке показано расположение разрезов



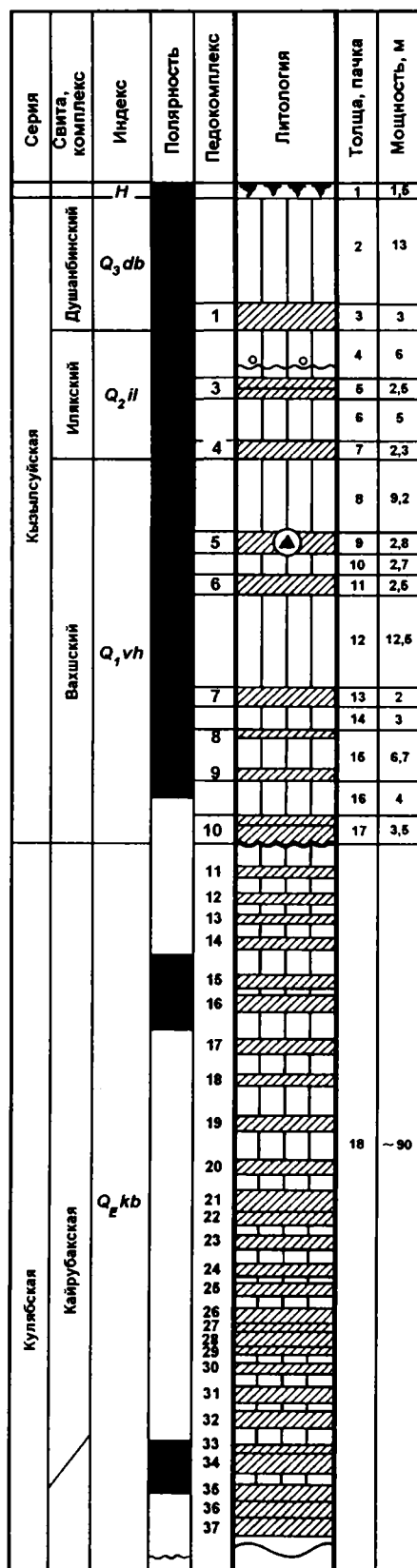


Рис. 32. Лёссово-почвенный разрез Чашманигар  
Условные обозначения см. на рис. 31

зонтами почв, отражающими разный тип почвообразования. Нижняя и верхняя части педокомплексов по морфологическим свойствам и вещественному составу характеризуются аридными признаками с карбонатной стадией почвообразования, отвечающей сероземам. Важным признаком в диагностике этих интервалов является присутствие биолитов, которые типичны для современных сероземов. Биолиты, состоят из камер и капсул, образованных в результате жизнедеятельности беспозвоночной педофауны, личинки которой для окукливания в условиях иссушения образуют гнезда с уплотненной стенкой (Валиахмедов, 1977). Переходя в погребенное состояние, эти капсулы и камеры заполняются вмещающей породой.

В одном из наиболее полных разрезов – Даран Калон, описанном автором совместно с С.П.Ломовым, представлена следующая последовательность горизонтов почв и лёссов (сверху вниз):

Горизонт	Индекс	Глубина, м
Совр. почва	Аса	Суглинок серый, комковатый, пронизан корнями растений, рыхлый....0,0–0,3
СП	Вса	Суглинок светло-серый, рыхлый комковатый, средний, заметны ходы землероев, в нижней части – единичные кротовины.....0,3–0,65
Лёсс Л1	Лса	Лёсс серовато-палевый, тонкопористый, карбонатизированный с мелкими карбонатными конкрециями (Ø 2 см).....0,65–4,7
	Лсаз	Лёсс серовато-палевый, пористый, слабо переработан почвенными процессами, с биолитами.....4,7–13,8
	Лса	Лёсс серовато-палевый, тонкопористый, карбонатизированный, встречены (на глубине 17–18 м) единичные раковины наземных моллюсков 13,8–19,3
Педокомплекс	Вмса	Суглинок коричневатопалевый, тяжелый, плотный с локальными скоплениями карбонатов.....19,3–20,4
ПК1 (ПК1 <sub>1</sub> )	Сса	Суглинок светло-серый, карбонатизированный, с биолитами.....20,4–20,8
	Лсаз	Лёсс карбонатизированный, переработанный почвенными процессами, с биолитами.....20,8–21,4
(ПК1 <sub>2</sub> )	Вмса	Суглинок буровато-охристый, средний, комковатый пористый, с карбонатным мицелием.....21,4–22,9
	Сса	Иллювиально-карбонатный горизонт, имеет вид уплотненной корки белесого цвета.....22,9–23,0
(ПК1 <sub>3</sub> )	Вмса	Суглинок буроватый с белесым оттенком, тяжелый, с карбонатными скоплениями.....23,0–23,6

Лёсс Л2	Вtca	Суглинок темно-коричневый ("шоколадный"), тяжелый, структура призматическая, с карбонатными стяжениями, в шлифах отмечается вторичная карбонатизация и гумусированность.....	23,6–24,7	Педоком-плекс ПК4	Вtca	Суглинок буровато-коричневый, с карбонатным мицелием.....	72,1–72,8
	Вtca	Суглинок палево-коричневый, со стяжениями карбонатов и единичными кротовинами.....	24,7–25,0		Вt	Суглинок красновато-темно-коричневый, дескальцифицированный, тонкопористый, с призматической структурой, по плоскостям отдельностей – железисто-марганцовистые примазки.....	72,8–73,5
	Сса	Окарбоначенный лёссовидный суглинок.....	25,0–25,2		Вtca	Суглинок красновато-коричневый, с карбонатным мицелием, структура призматическая.....	73,5–74,25
	Лса	Лёсс палевый, тонкопористый, слабо карбонатизированный, с редкими карбонатными конкрециями; раковины наземных моллюсков плохой сохранности, биолиты встречены внизу.....	25,2–36,5	Лёсс Л5	Сса	Иллювиально-карбонатный горизонт с единичными кротовинами....	74,25–74,7
Педоком-плекс ПК2 (ПК2 <sub>1</sub> )	Лcaz	Лёсс, палевый, с карбонатными конкрециями и биолитами, слабо переработан почвенными процессами.....	36,5–38,5		Лса	Лёсс палевый, с карбонатным псевдомицелием и конкрециями, в интервалах 78,5–82,0 и 83,5–85,6 м отмечены биолиты.....	74,7–85,8
	Лса	Лёсс палевый, уплотненный, с карбонатным мицелием, на глубине 41,5–42,0 м – признаки почвообразования.....	38,5–42,0		Вtca	Суглинок светло-коричневый, средний, с локальным скоплением карбонатов, встречаются редкие глобулы с радиальным растрескиванием глинистой массы.....	85,8–86,6
	Вtca	Суглинок коричневый, средний, комковатый, с карбонатным псевдомицелием.....	42,0–43,7		Вt	Суглинок коричневый, тяжелый, структура комковатая; темноцветная (железисто-марганцовистая) пигментация по фитогенным порам и комковатым отдельностям.....	86,6–87,7
(ПК2 <sub>2</sub> )	Вtca	Суглинок коричневый, карбонатизированный, с биолитами.....	43,7–44,3	Лёсс Л6	Вtca	Суглинок, аналогичный вышележащему, содержит карбонатный псевдомицелий.....	87,7–88,45
	Вtca	Суглинок коричневый, карбонатизированный, трещиноватый.....	44,3–45,1		Сса	Иллювиально-карбонатный горизонт с карбонатной коркой (15 см) в кровле.....	88,45–89,0
	Сса	Иллювиально-карбонатный горизонт.....	45,1–45,5		Лcaz	Лёсс коричневатопалевый, с биолитами и карбонатными стяжениями....	89,0–92,8
	Лса	Лёсс палевый, тонкопористый, с карбонатным псевдомицелием.....	45,5–47,3		Вtca	Суглинок коричневый, средний, карбонатизированный.....	92,8–94,0
Лёсс Л3	Вtca	Суглинок коричневый, тяжелый, массивный.....	47,3–47,6	Педоком-плекс ПК6 (ПК6 <sub>1</sub> )	Сса	Иллювиально-карбонатный горизонт – средней крепости карбонатная корка.....	94,0–94,5
	Вt	Суглинок коричневый, средний до тяжелого, структура призматическая нечеткая.....	47,6–48,7		Вtca	Суглинок охристо-коричневый, средний, тонкопористый, с карбонатным мицелием.....	94,5–95,5
	Сса	Иллювиально-карбонатный горизонт белесого цвета, с биолитами.....	48,7–49,7		Вt	Суглинок коричневый, тяжелый; железисто-марганцовистая патинизация по фитогенным порам и комковатым отдельностям.....	95,5–96,4
	Лса	Лёсс, палевый, с карбонатным мицелием.....	49,7–52,2	Лёсс Л7	Сса	Иллювиально-карбонатный горизонт белесый, плотный.....	96,4–97,0
Педоком-плекс ПК3 (ПК3 <sub>1</sub> )	Лcaz	Лёсс с биолитами.....	52,2–53,2		Лса	Лёсс палевый, плотный, с карбонатным псевдомицелием, в интервале 100,0–103,0 м отмечены биолиты....	97,0–107,8
	Лса	Лёсс, палевый, с карбонатным псевдомицелием и единичными конкрециями.....	53,2–57,8		Вtca	Суглинок светло-коричневый, средний, с карбонатным псевдомицелием.....	107,8–108,6
	Вtca	Суглинок, темно-охристый, с бурым оттенком.....	57,8–59,6		Вt	Суглинок коричневый, тяжелый, с единичными глобулами радиально растрескавшейся глинистой плазмы..	108,6–109,8
	Сса	Иллювиально-карбонатный горизонт с биолитами.....	59,6–59,95	Педоком-плекс ПК7			
(ПК3 <sub>2</sub> )	Вtca	Суглинок коричневый, с "шоколадным" оттенком, с карбонатным псевдомицелием.....	59,95–60,4				
	Вt	Суглинок красновато-коричневый, тяжелый, призматическая структура выражена ниже 62,5 м.....	60,4–63,2				
	Сса	Иллювиально-карбонатный горизонт, слабо развитый.....	63,2–63,5				
Лёсс Л4	Лса	Лёсс палевый, с карбонатными кон-					

	Сса	Иллювиально-карбонатный горизонт с реликтами биолитов.....	109,8–110,6	плекс	Сса	Карбонатная корка.....	155,7–156,0
Лёсс Л8	Лса	Лёсс палевый, тонкопористый, плотный с карбонатным мицелием..	110,6–112,8	ПК14	Всаз	Суглинок светло-коричневый, с биолитами, карбонатизированный...	156,0–156,5
Педоком-плекс ПК8	Вмса	Суглинок светло-коричневый, плотный, массивный, с карбонатным мицелием, с глобулами глинистой плазмы.....	112,8–114,3	Лёсс Л15	Лса	Лёсс палевый, с карбонатными конкрециями (Ø10 см).....	156,5–158,0
	Ссаз	Иллювиально-карбонатный горизонт плотный, с биолитами.....	114,3–114,7	Педоком-плекс ПК15	Вмса	Суглинок светло-коричневый, массивный, карбонатизированный.....	158,0–158,6
Лёсс Л9	Лса	Лёсс палевый, с псевдомицелием и редкими конкрециями карбонатов...	114,7–118,6		Вм (t)	Суглинок коричневый, декальцифицированный, комковатый.....	158,6–159,1
Педоком-плекс ПК9	Вмса	Суглинок светло-коричневый, слегка комковатый, с карбонатным мицелием.....	118,6–120,6	Лёсс Л16	Сса	Карбонатная корка.....	159,1–159,5
	Сса	Иллювиально-карбонатный горизонт с биолитами.....	120,6–121,0		Лса	Лёсс коричневато-палевый, с карбонатными конкрециями (Ø 15 см) ..	159,5–162,0
Лёсс Л10	Лса	Лёсс палевый, с карбонатным псевдомицелием.....	121,0–125,8		Лсаз	Лёсс палевый, с карбонатными конкрециями, в интервале 162,0–162,6 м – биолиты.....	162,0–164,0
Педоком-плекс ПК10 (ПК10 <sub>1</sub> ) (ПК10 <sub>2</sub> )	Вмса	Суглинок коричневый, массивный, плотный, с карбонатным мицелием..	125,8–126,7	Педоком-плекс ПК16	Вмса	Суглинок коричневый, карбонатизированный, массивный.....	164,0–164,4
	Сса	Иллювиально-карбонатный горизонт.....	126,7–127,6		Вt	Суглинок красновато-коричневый, декальцифицированный, с комковато-призматической структурой; железисто-марганцовистые пленки по комковатым отдельностям.....	164,4–166,2
	Вtса	Суглинок коричневый, средний, с карбонатным псевдомицелием.....	127,6–128,9		Сса	Иллювиально-карбонатный горизонт.....	166,2–166,4
	Вмса	Суглинок сильно карбонатизированный.....	128,9–129,5	Лёсс Л17	Лса	Лёсс палевый, карбонатизированный, плотный.....	166,4–167,0
	Сса	Карбонатная корка.....	129,5–129,8	Педоком-плекс ПК17	Вмса	Суглинок коричневый, комковатый, слегка карбонатизированный.....	167,0–168,7
Лёсс Л11	Лсаз	Лёсс коричневато-палевый, с биолитами и кротовинами, карбонатизированный.....	129,8–130,4	Лёсс Л18	Сса	Карбонатная корка.....	168,7–169,7
	Лса	Лёсс палевый, с карбонатными конкрециями, трещиноватый.....	130,4–139,2		Лса	Лёсс палевый, карбонатизированный, плотный.....	169,7–173,0
Педоком-плекс ПК11	Вмса	Суглинок коричневый, карбонатизированный, массивный.....	139,2–140,6	Педоком-плекс ПК18	Вмса	Суглинок коричневый, средний, карбонатизированный.....	173,0–173,5
	Сса	Карбонатная корка.....	140,6–141,2		Вt	Суглинок красновато-коричневый, тяжелый, с карбонатными конкрециями; железисто-марганцовистые примазки по комковатым отдельностям (видимая мощность).....	173,5–176,0
	Всаз	Суглинок светло-коричневый, с биолитами и карбонатными конкрециями.....	141,2–142,0				
Лёсс Л12	Лса	Лёсс палевый, карбонатизированный, плотный.....	142,0–147,0				
Педоком-плекс ПК12	Вмса	Суглинок светло-коричневый, массивный, с карбонатным мицелием..	147,0–148,3				
	Вtса	Суглинок коричневый, комковатый, с железисто-марганцовистыми примазками по комковатым отдельностям.....	148,3–149,2				
	Сса	Карбонатная корка.....	149,2–149,7				
Лёсс Л13	Лсаз	Лёсс с биолитами.....	149,7–150,2				
	Лсаз	Лёсс палевый, с карбонатными конкрециями; кротовиноподобные полости заполнены карбонатами.....	150,2–151,5				
Педоком-плекс ПК13	Вмса	Суглинок коричневый, массивный, плотный, карбонатизированный.....	151,5–153,0				
	Сса	Иллювиально-карбонатный горизонт – карбонатная корка.....	153,0–153,5				
Лёсс Л14	Лса	Лёсс палевый, карбонатизированный, плотный.....	153,5–154,7				
Педоком-	Вмса	Суглинок коричневый, массивный...	154,7–155,7				

Обобщенная характеристика опорного лёссово-почвенного разреза Дараи Калон в интервале неоплейстоцена – верхних десяти почвенных горизонтов и разделяющих их лёссов (рис. 33), – с дополнениями по другим разрезам Южного Таджикистана, сводится к следующему.

Лёссы представляют собой хорошо сортированные глинисто-алевритовые породы, серовато- и желтовато-бурой окраски, обладающие высокой карбонатностью, с обилием корневидных трубчатых образований, бесформенных скопленных пелитоморфного кальцита, небольшим количеством известковых “золотистых” водорослей и редкими игольчатыми агрегатами люблинита. Встречаются железисто-марганцевые микроконкреционные образования и марганцевые дендриты; развитые по стенкам известковых образований ожелезненные корочки имеют растительное происхождение. Обилие известковых

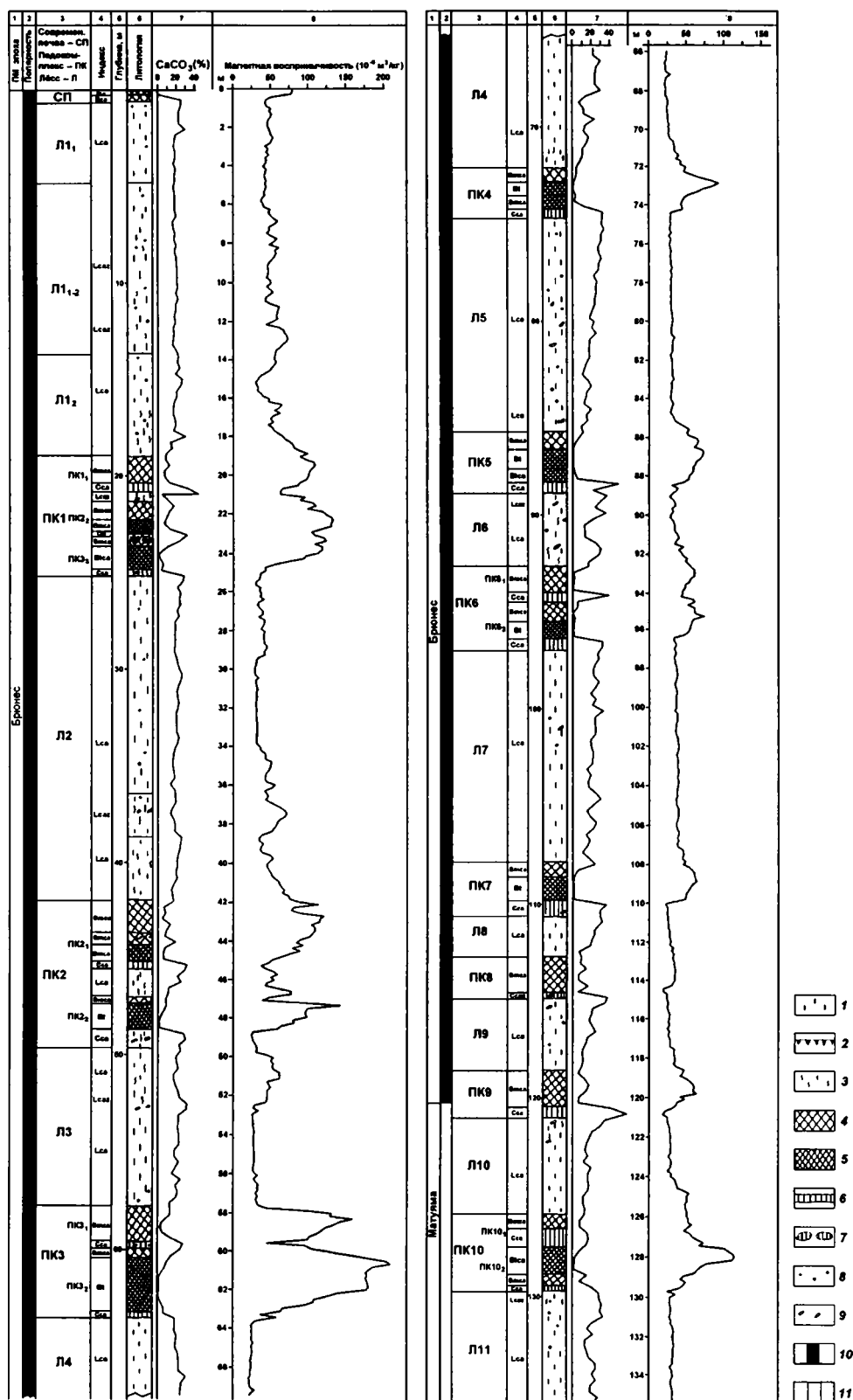


Рис. 33. Опорный лёссово-почвенный разрез Дараи Калон; интервал неоплейстоцена

1 – лёсс; 2 – гумусированный горизонт (А) современной почвы; 3 – признаки почвообразования; 4 – светло-коричневые палеопочвы; 5 – буроватые палеопочвы; 6 – иллювиально-карбонатный горизонт; 7 – карбонатизация; 8 – карбонатные конкреции; 9 – биолиты; 10, 11 – намагниченность: 10 – прямая, 11 – обратная

**Таблица 5.** Присутствие (+) глинистых минералов в горизонтах лёссов (Л) и педокомплексах (ПК) разреза Дарай Калон

Горизонт	Слюда	Хлорит	Тонкодисперсный иллит-сметтит	Тонкодисперсный природно органонасыщенный иллит-сметтит	Каолинит	Кварц	Полевой шпат
Л1	+	+		+	Следы	+	+
ПК1 <sub>3</sub>	+	•		+	+	•	•
Л2	+	+	+	+	+	+	+
ПК2 <sub>2</sub>	+	+		+	?	+	+
Л3	+	+	+	+	+	+	+
ПК3	+	+		+	?	+	+
Л4		+	+		?	+	+
ПК4	+	+		+	?	+	+
ПК4	+	+		+	?	+	+
Л5	+	+		+	+	•	+
ПК5	+	•		+	+	+	+
Л6	+	+	+	+	+	+	+
ПК6 <sub>2</sub>	+	+		+	+	+	+
Л7	+	+	+		+	+	+
ПК7	+	+		+	?	+	+
Л8	+	+		+	+	+	+
ПК8	+	+		+	+	+	+
Л9	+	+	+		?	•	•
ПК9	+	+		+	?	+	+
Л10	+	+		+		+	+
ПК10	+	+		+	?	+	+
ПК18	+	+		+	+	+	+

\* Слюда с единичными разбухающими межслоями.

• Очень малое содержание.

корочек (футляров) корневых нитей является свидетельством сухого климата, присутствие иголок люблинита – сухого холодного (Ренгартен, Садчиков, 1982). Глинистая масса в целом слабо затронута вторичными процессами разложения и преобразования минералов, но в отдельных горизонтах, например, Л1, Л6, Л8, обнаруживаются микроскопически наблюдаемые участки интенсивного изменения глинистых минералов, разрушения и растворения их до образования коллоидно-дисперсных структур<sup>1</sup>.

Почвы сложены слабо карбонатизированными суглинками светло-бурой и красновато-бурой окраски, с редкими трубчатыми известковыми корочками вдоль корневых нитей и небольшим количеством игольчато-волокнистых агрегатов люблинита; в суглинках встречаются единичные кристаллы гипса. По степени переработки глинистого вещества почв можно выделить как наиболее преобразованные горизонты ПК4, ПК5, ПК6, так и

менее преобразованные – ПК1, ПК7, ПК10, и горизонты почв со слабо выраженными следами вторичных преобразований – ПК2, ПК3, ПК8 и ПК9. В почвах визуально наблюдается существенно большее содержание железисто-марганцевых конкреционных образований, чем в лёссах.

По данным рентгеновского анализа, в составе глинистых минералов почв и лёссов обнаружены (в порядке убывания количественных содержаний): слюда, хлорит, смешанно-слойный минерал иллит-сметтит, каолинит (табл. 5). Основным компонентом глинистых минералов почв и лёссов является диоктаэдрическая слюда типа серицита с единичными разбухающими межслоевыми пакетами (не более 5 %). На дифрактограммах природного образца слюды диагностируются по интенсивному пику первого базального отражения 10 Å, практически не меняющему своего положения при насыщении препарата глицерином и прокаливании при 550° С (рис. 34). Слабо разбухающие слюды дают на дифрактограмме насыщенного образца незначительное смещение пика в область 9,95 Å. Хлорит также в равной

<sup>1</sup> Описание вещественного состава лёссово-почвенных образований проведено автором совместно с Т.А.Садчиковой.

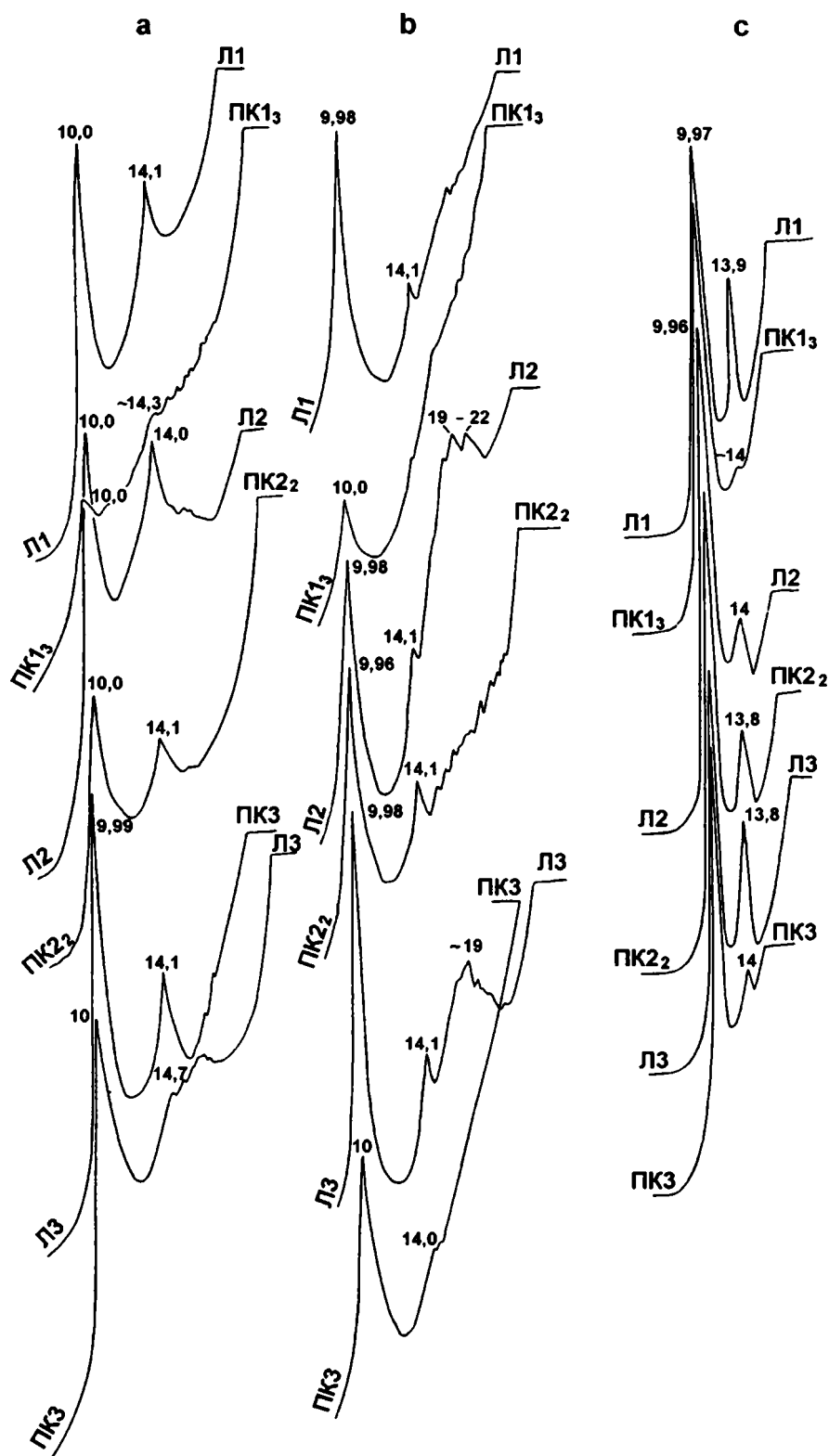
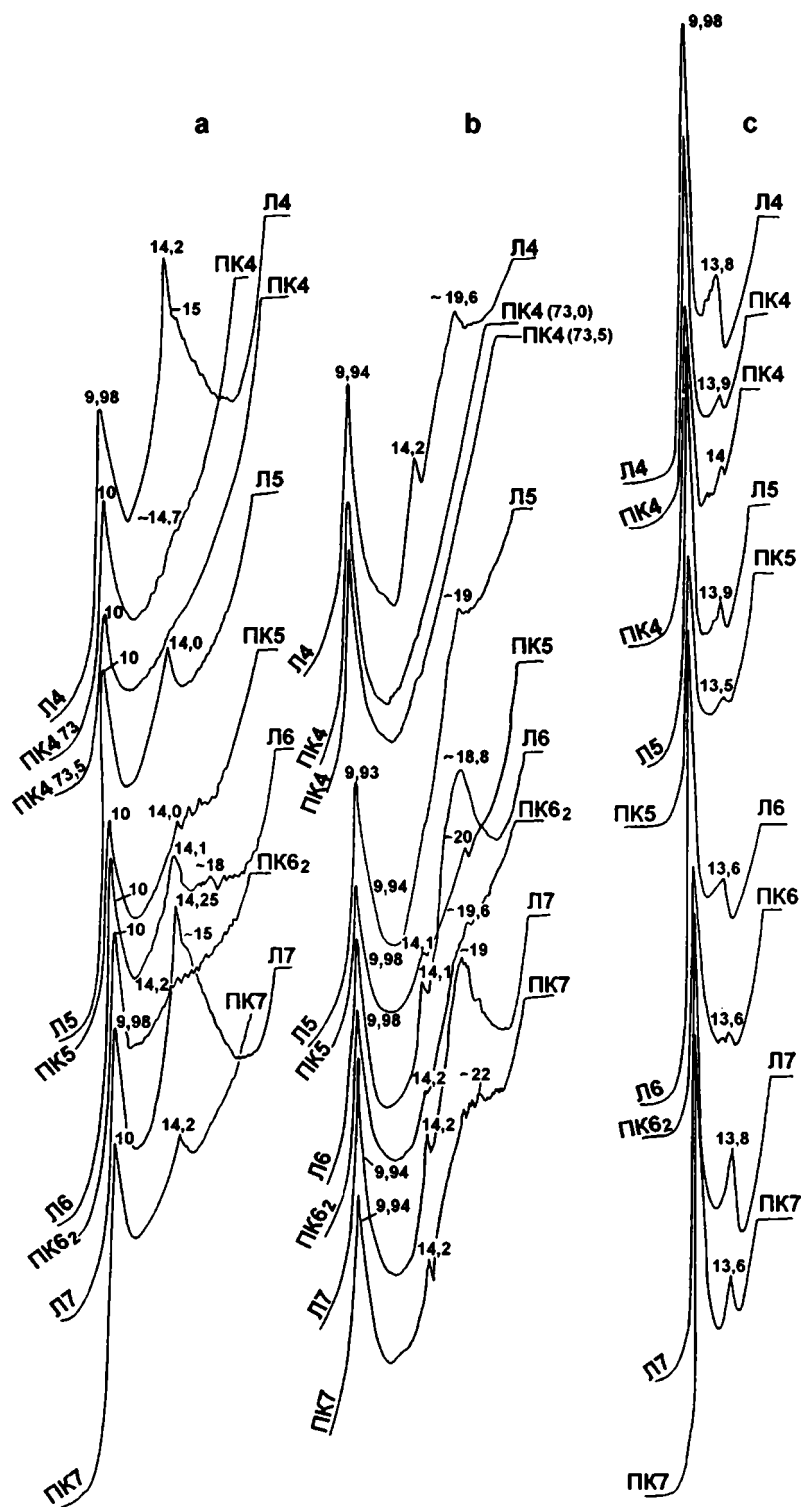
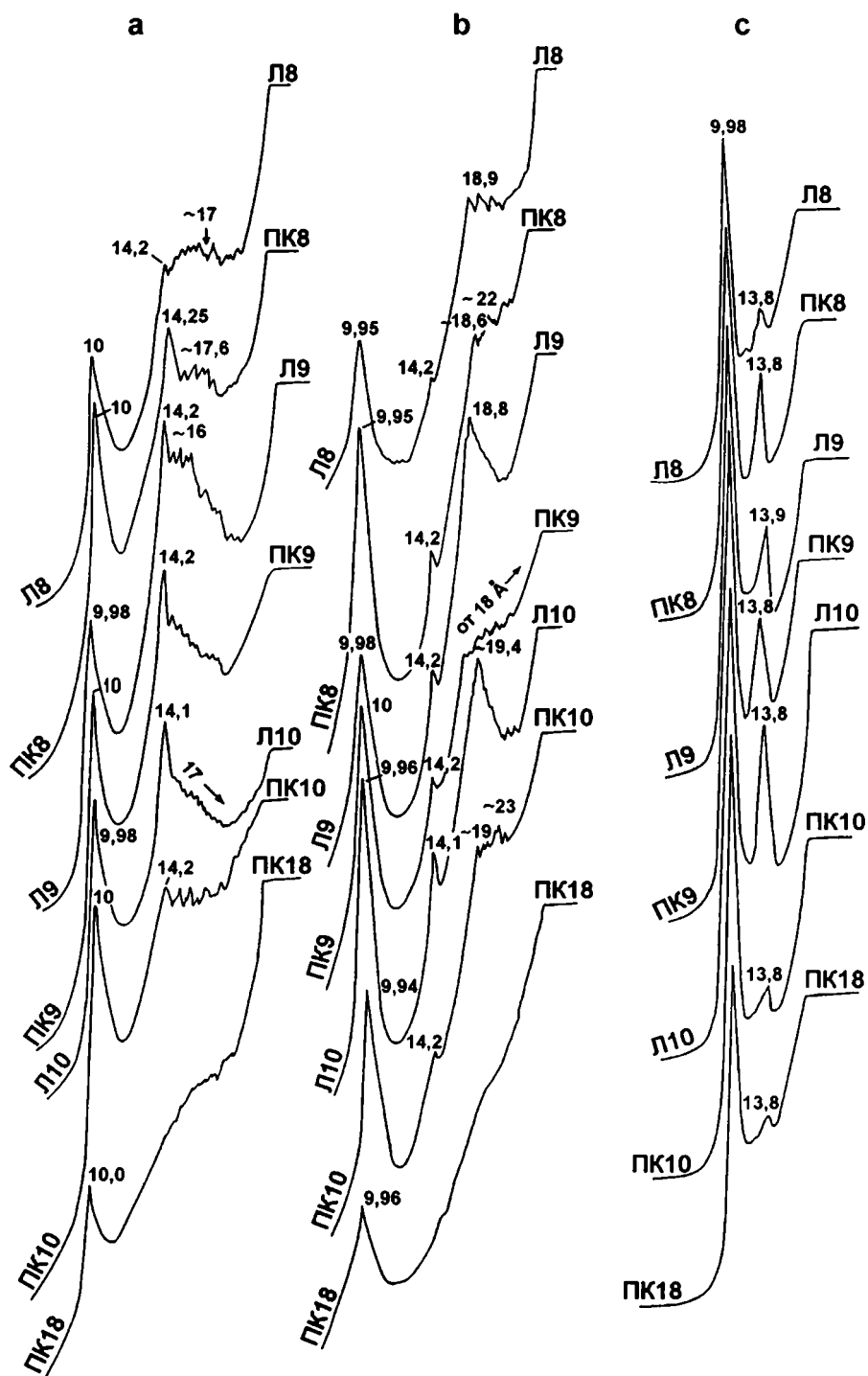


Рис. 34. Рентген-дифрактограммы глинистого вещества горизонтов лёссов (Л1, Л2...) и педокомплексов (ПК1, ПК2...) разреза Дарай Калон

а – воздушно-сухой образец, б – насыщен глицерином, с – прокален при 550° С



**Рис. 34. Продолжение**



**Рис. 34. Окончание**



мере присущ лёссам и почвам и диагностируется на дифрактограммах по наличию интенсивного пика в области значений 13,8–14,0 Å, не меняющего своего положения при насыщении препарата глицерином и прокаливании. Каолинит присутствует почти во всех исследованных образцах в виде незначительной примеси и диагностируется по наличию первого пика базального отражения 7,12–7,14 Å, исчезающего после прокаливании препарата при 550° С.

Значительный интерес представляет анализ распределения смешанно-слоистого иллит-сметита в лёссовых и почвенных горизонтах. Установлены две разновидности минерала. Тонкодисперсный иллит-сметит фиксируется в природном препарате по малоугловому рефлексу порядка 14,0–14,2 Å. После насыщения глицерином он проявляется серией малоугловых отражений в области 18,8–19,6 Å. Другая разновидность еще более тонкодисперсного (порядка 1–3 элементарных слоев) природно органонасыщенного иллит-сметита проявляется на дифрактограммах малоугловым непрерывным спектром отражений ~17,6 Å – в природном и ~22,0 Å – в насыщенном глицерином препарате. После прокаливании при 550° С пик первого базального отражения сжимается до 9,8–10,0 Å. Тонкодисперсный минерал иллит-сметит встречается в лёссах. В почвах, во всех без исключения, обнаруживается интенсивно органонасыщенный иллит-сметит. Сравнительный анализ состава глинистых минералов различных горизонтов почв показал, что наиболее тонкодисперсный и органонасыщенный иллит-сметит встречен в ПК4, ПК5 и ПК6. В других горизонтах почв он насыщен природной органикой в меньшей степени и носит как бы промежуточный характер между тонкодисперсной и органонасыщенной разновидностями.

Лёссы характеризуются однородным гранулометрическим составом. Механический анализ проб, проведенный после их обработки слабыми растворами  $H_2O_2$  и  $HCl$ , дал следующие результаты. Содержание пылевой фракции (0,05–0,01 мм) колеблется от 40 до 65 %; более тонкие фракции составляют: 0,01–0,005 мм – 15–25 %; 0,005–0,001 мм – 5–20 % и < 0,001 мм – 10–20 %. В хорошо развитых горизонтах коричневых почв (ПК7, ПК6, ПК5, ПК4) отмечается повышенное содержание глинистой фракции (< 0,001 мм), до 20–30 % (рис. 35). Гранулометрический анализ лёссовых толщ, проводившийся без обработки проб слабым раствором соляной кислоты, показал в целом однородный механический состав лёссово-почвенной серии (рис. 36), однако без

четкой дифференциации между горизонтами почв и лёссов, что объясняется агрегированностью частиц.

Химический анализ лёссово-почвенных образований (разрез Кайрубак) отразил относительно повышенное суммарное содержание  $Fe_2O_3 + FeO$  в ПК10, ПК6, ПК4, ПК3. Увеличенный коэффициент  $Fe_2O_3/FeO$  в указанных педокомплексах (также в ПК5) характеризует активные окислительные процессы при их формировании (табл. 6).

Карбонатный анализ показывает, что в горизонтах лёссов содержание карбонатов колеблется от 15 до 25 %. В разрезе Дараи Калон наблюдается большая окарбоначенность верхней части горизонтов Л2, Л3, Л4, Л5, Л7. В целом, повышенная карбонатность лёссов указывает на высокую степень аридизации и может ассоциироваться с пустынно-степными условиями почвообразования. Наличие конкреций, рассеянных в горизонтах лёссов, а также уровней, обогащенных конкрециями, свидетельствует о колебании в режиме увлажнения во время лёссообразования. Почвы, входящие в ПК1–ПК3 имеют разную степень выщелоченности; наиболее выщелочены почвы, находящиеся в нижней части этих педокомплексов. Высокая степень выщелоченности (0–1 %  $CaCO_3$ ) отмечается в ПК4, ПК5, ПК6, ПК7 и ПК10, что указывает на гумидное почвообразование. ПК8 и ПК9 характеризуются неполным выщелачиванием карбонатов (до 5–6 %). Концентрация карбонатов в иллювиально-карбонатных горизонтах почв достигает 50–60 % (рис. 37).

Таким образом, цикличность формирования субэразальных толщ подтверждается особенностями изменения вещественного состава горизонтов почв и лёссов. Такие свойства хорошо развитых погребенных почв как повышенная оглиненность, выщелоченность, наличие карбонатных корок в иллювиально-карбонатном горизонте и увеличенный коэффициент  $Fe_2O_3/FeO$ , указывают на то, что процессы педогенеза проходили в оптимальных условиях увлажнения и термического режима. Эти условия ассоциируются с климатическими оптимумами межледникового типа. Примечательно, что в хорошо развитых педокомплексах ПК4, ПК5 и ПК6 отмечается наибольшее преобразование глинистого вещества.

На основании макро- и микроморфологических признаков и аналогий с современными почвами, интерпретация погребенных почв представляется следующей (палеопедологический анализ проводился автором совместно с С.П.Ломовым и Х.Месдахом). Первый педокомплекс ПК1 состоит из трех сближенных между собой коричневых почв, самая нижняя из них

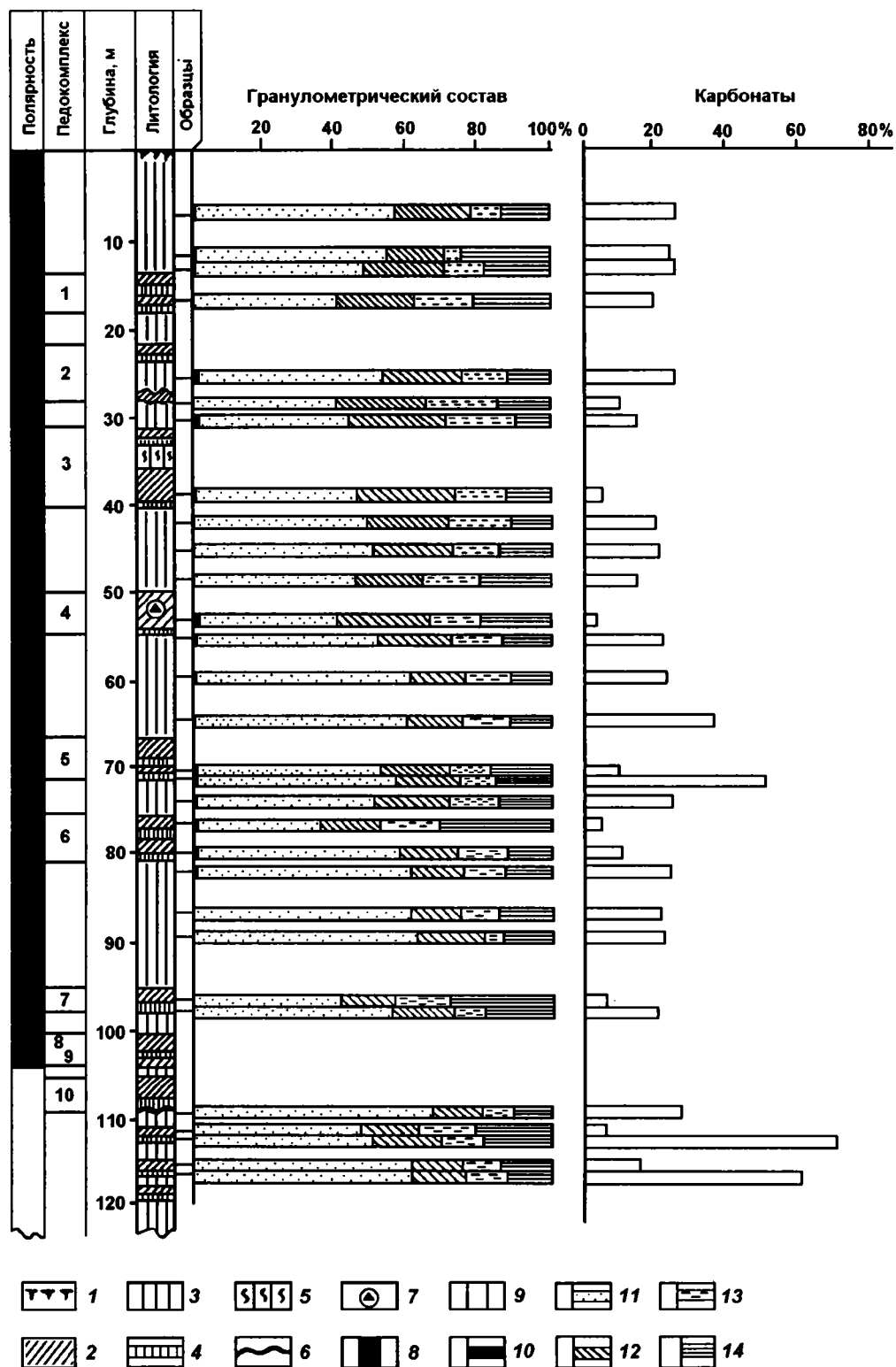


Рис. 35. Лёссово-почвенный разрез Кайрубак; данные гранулометрического и карбонатного анализов

1 – современная почва; 2 – погребенная почва (педокомплекс); 3 – лёсс; 4 – иллювиально-карбонатный горизонт; 5 – лёсс, переработанный почвенными процессами; 6 – угловое несогласие; 7 – палеолитические находки; 8, 9 – намагниченность: 8 – прямая, 9 – обратная; 10–14 – гранулометрический состав (фракции, мм): 10 –  $> 0,05$ ; 11 –  $0,05-0,01$ ; 12 –  $0,01-0,005$ ; 13 –  $0,005-0,001$ ; 14 –  $< 0,001$

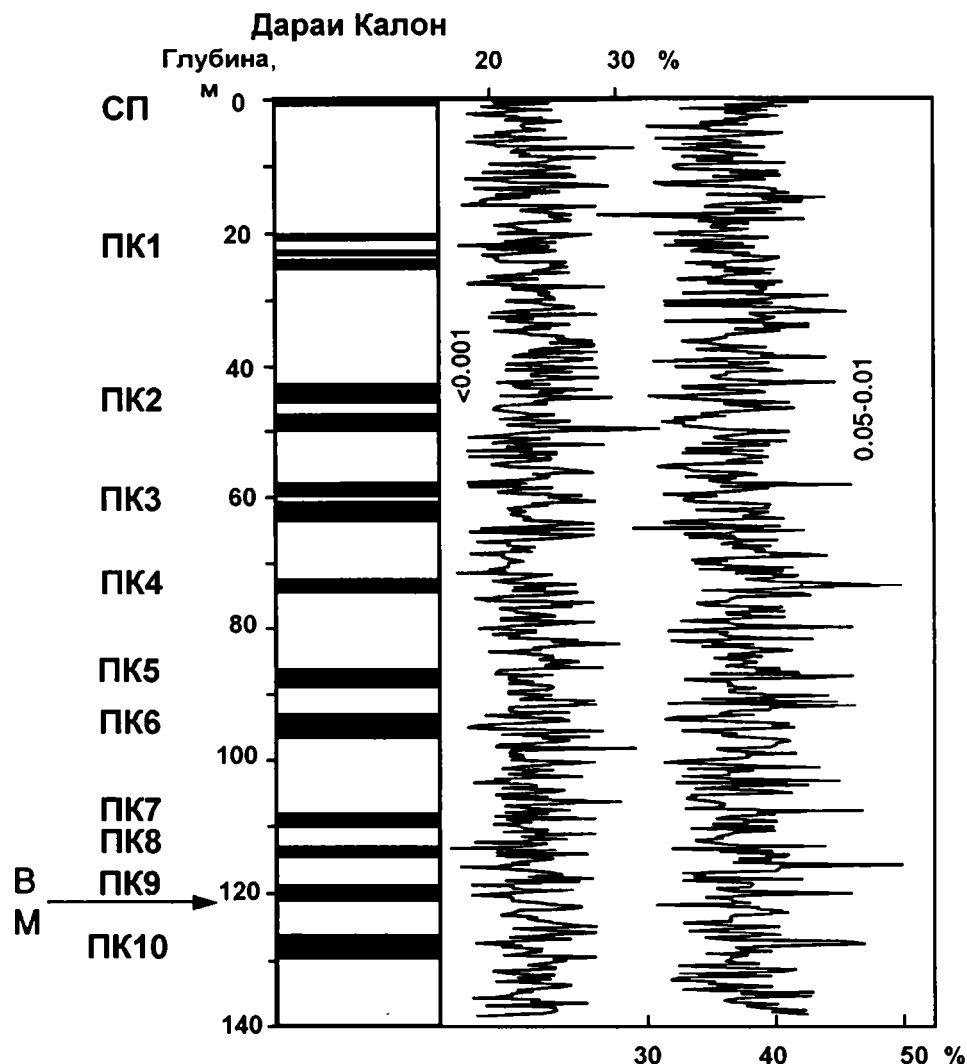


Рис. 36. Содержание крупнопылеватой (0,05–0,01 мм) и глинистой (< 0,001 мм) фракций в лёссово-почвенной толще разреза Дараи Калон

(ПК<sub>13</sub>) относится к типичным коричневым, средняя (ПК<sub>12</sub>) – к карбонатизированным коричневым, верхняя (ПК<sub>11</sub>) – к сероземам. ПК2 имеет двучленное строение; нижняя почва (ПК<sub>22</sub>) – типичная коричневая, верхняя (ПК<sub>21</sub>) – ближе к коричневой карбонатной. Аналогичное строение ПК1 и ПК2 наблюдается во всех изученных разрезах; иногда они наложены один на другой (разрез Лахути) или ПК1 эродирован (Карамайдан).

ПК3 представлен двумя хорошо развитыми выщелоченными коричневыми почвами; нижняя имеет растянутый профиль и характеризуется хорошо выраженным красновато-бурым цветом и оглиненностью. В целом, морфологический анализ верхних трех педокомплексов (ПК1–ПК3) показывает их сложное строение, отражающее несколько этапов почвообразования. Характерно, что в каждом педокомплексе ранний этап почво-

образования отвечал относительно более влажным климатическим условиям, что реализовалось в формировании типичных коричневых почв.

ПК4 характеризуется компактным строением профиля и признаками иллювирувания глинистой плазмы в горизонте Вt. Последний представлен красновато-бурым суглинком с хорошо выраженной призматической структурой, по плоскостям отдельностей отмечаются железисто-марганцовистые пленки. Микроморфологический анализ горизонта Вt показывает выщелоченность от CaCO<sub>3</sub> и наличие глинистых кутан по трещинам и порам. Все это позволяет диагностировать наиболее развитую часть профиля ПК4 как горно-лесную бурую почву. В нижней части ПК4 хорошо обособлен иллювиально-карбонатный горизонт Сса мощностью 30–40 см.

**Таблица 6.** Результаты химического анализа лёссово-почвенных образований по разрезу Кайрубак (весовые %)

№	Образец	Глубина (м)	Горизонт	С орг.	$Fe_2O_3 + FeO$	$Fe_2O_3 / FeO$	$CaCO_3$	$TiO_2$	$MnO$
				0 0,2 0,4	0 2 4 6 8	0 4 8 12 16 20 24 28	0 10 20 30 40 60	0,4 0,5 0,6 0,7	0 0,08 0,14
1	26/37-74	13,0	Л1	■	■■■■■	■	■■■■■	■	■■■■■
2	23/37-74	17,5	ПК1		■■■■■	■	■■■■■	■	■■■■■
3	21/37-74	20,5	Л2	■	■■■■■	■	■■■■■	■	■■■■■
4	20/37-74	22,5	ПК2		■■■■■	■	■■■■■	■	■■■■■
5	18/37-74	25,5	Л3		■■■■■	■	■■■■■	■	■■■■■
6	14/37-74	32,5	ПК3		■■■■■	■	■■■■■	■	■■■■■
7	10/37-74	39,0	ПК3		■■■■■	■	■■■■■	■	■■■■■
8	7/37-74	45,0	Л4		■■■■■	■	■■■■■	■	■■■■■
9	3/37-74	53,0	ПК4		■■■■■	■	■■■■■	■	■■■■■
10	50/37	59,5	Л5		■■■■■	■	■■■■■	■	■■■■■
11	45/37	69,0	ПК5		■■■■■	■	■■■■■	■	■■■■■
12	40/37	74,0	Л6		■■■■■	■	■■■■■	■	■■■■■
13	35/37	76,5	ПК6		■■■■■	■	■■■■■	■	■■■■■
14	28/37	80,0	ПК6		■■■■■	■	■■■■■	■	■■■■■
15	28а/37	86,5	Л7		■■■■■	■	■■■■■	■	■■■■■
16	18/37	92,5	Л7		■■■■■	■	■■■■■	■	■■■■■
17	14/37	96,5	ПК7		■■■■■	■	■■■■■	■	■■■■■
18	9/37	98,0	Л8		■■■■■	■	■■■■■	■	■■■■■
19	23б/37	100,0	ПК8		■■■■■	■	■■■■■	■	■■■■■
20	21б/37	104,0	ПК10		■■■■■	■	■■■■■	■	■■■■■
21	20б/37	106,0	ПК10		■■■■■	■	■■■■■	■	■■■■■

ПК5 по общему строению и характеристикам оптимально развитой части профиля очень похож на ПК4. Основная почва ПК5, диагностируемая как коричневая выщелоченная, имеет признаки вторичного окарбонативания. Иллювиально-карбонатный горизонт ПК5, по сравнению с ПК4, имеет несколько большую мощность, достигающую 50–80 см.

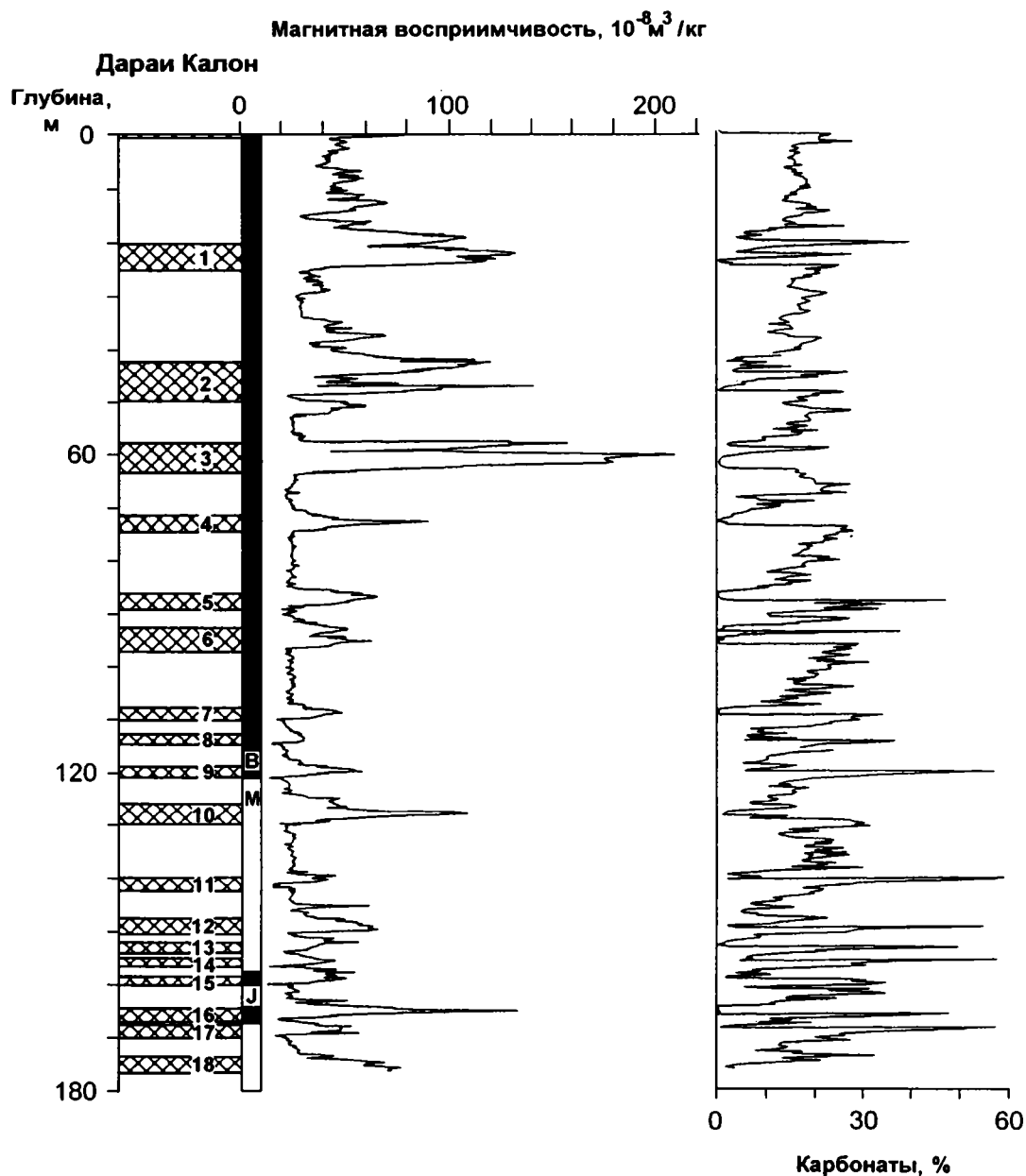
ПК6 состоит из двух почв. Иллювиально-карбонатный горизонт верхней почвы наложен на нижнюю. Верхняя почва (ПК6<sub>1</sub>) диагностируется как карбонатная коричневая, нижняя (ПК6<sub>2</sub>) – как выщелоченная коричневая.

ПК7 характеризуется относительно простым строением. В разрезе Дарай Калон ПК7 принадлежит к выщелоченным коричневым почвам, хотя в разрезе Карамайдан это скорее карбонатная коричневая почва.

ПК8 и ПК9 имеют простое строение, типологически их можно рассматривать как коричневые карбонатные почвы. ПК10 состоит из двух палеопочв: нижняя (ПК10<sub>2</sub>) – слабо выщелоченная коричневая, верхняя (ПК10<sub>1</sub>) – коричневая карбонатная; обе палеопочвы имеют хорошо выраженные иллювиально-карбонатные горизонты.

Общая мощность лёссово-почвенной толщи, включающей десять педокомплексов, изменчива

в разных частях Таджикской депрессии, что обусловлено разными скоростями аккумуляции лёссов. Например, в Карамайдане мощность этой толщи составляет 67 м, в Хонако – около 100 м, а в Дарай Калоне достигает 130 м (рис. 38). Довольно значительные колебания в мощностях отдельных горизонтов лёссов, вероятно, связаны также с эрозией, например, мощность самого верхнего лёссового горизонта Л1 в Карамайдане аномально сокращена и не превышает 3–4 м, тогда как в Дарай Калоне мощность Л1 равна 19 м, а в Лахути 21 м. Важно заметить, что в разрезе Дарай Калон средняя часть лёссового горизонта Л1 имеет следы почвенной переработки, здесь видны ходы педофауны и часто встречаются биолиты, что может ассоциироваться с развитием сероземной палеопочвы; ее мощность достигает 7–8 м. Такая растянутость профиля сероземной почвы однозначно указывает на конседиментационный характер ее формирования и слабое проявление почвенных процессов. В целом, мощности лёссовых горизонтов, разделяющих верхние десять педокомплексов, колеблются от 7–8 до 10–12 м; исключение составляют только два горизонта лёссов, заключенные между ПК5 и ПК6, а также между ПК8 и ПК9, мощность которых не превышает 3–5 м.



**Рис. 37.** Карбонатная характеристика и магнитная восприимчивость лёссово-почвенного разреза Дараи Калон  
Палеомагнитные эпохи: В – Брюнес, М – Матуйама; J – палеомагнитный эпизод Харамильо. 1–18 – педокомплексы

Важно обратить внимание на то, что горизонт ПК10 залегает на нижележащей лёссово-почвенной толще с угловым несогласием. В Южном Таджикистане это фиксируется в разрезах Карамайдан, Дараи Калон, Чашманигар, Хонако-2, Кайрубак; в Приташкентском районе – в разрезе Оркутсай. Эта особенность в залегании ПК10 свидетельствует о региональной перестройке палеорельефа за сравнительно короткий промежуток времени, предшествовавший формированию

ПК10, и служит прямым указанием на проявление фазы тектонической активности в предгорьях Тянь-Шаня и Памиро-Алая. ПК10, контролируемый располагающейся непосредственно выше палеомагнитной инверсией Матуйама–Брюнес, а также геологической границей в виде углового несогласия, является реперным горизонтом.

В разрезе Дараи Калон ниже ПК10 выделено еще восемь педокомплексов – ПК11–ПК18. Горизонты В в ПК11, ПК13, ПК14 и ПК17 сложены

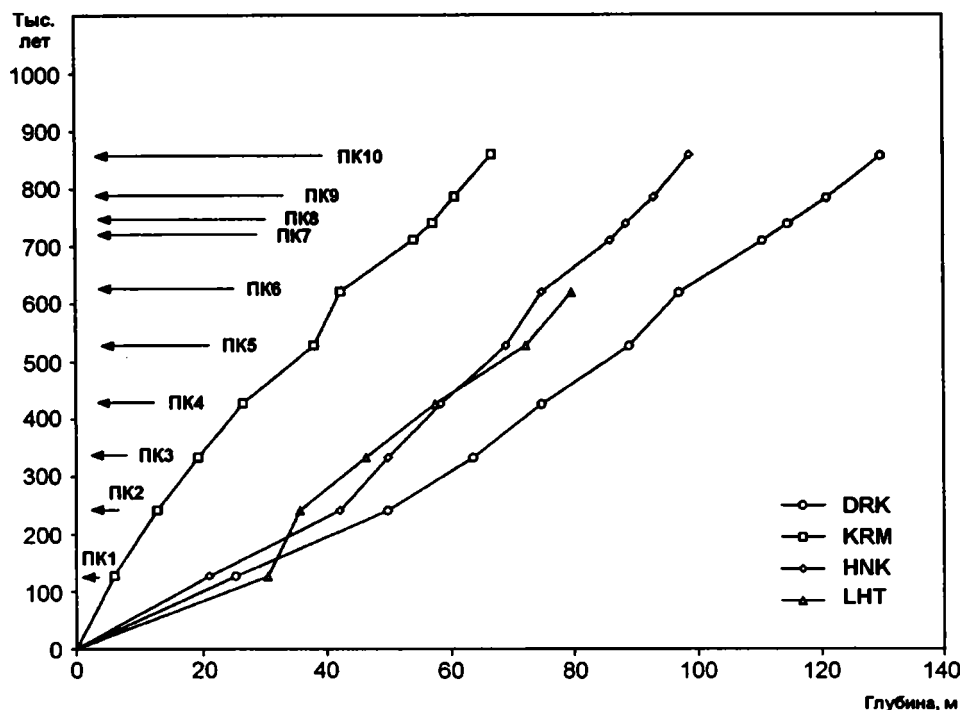


Рис. 38. Динамика формирования лёссов по разрезам Южного Таджикистана

Разрезы: DRK – Дараи Калон, KRM – Карамайлан, HNK – Хонако, LHT – Лахути. Стрелками указаны нижние возрастные границы педокомплексов ПК1 – ПК10

бурыми массивными слабо карбонатизированными суглинками, лишенными каких-либо признаков иллювиирования глинистого вещества, что в целом характеризует данные педокомплексы как коричневые карбонатизированные почвы. ПК12 и ПК15 близки к последним, но имеют более выщелоченные горизонты В. Повышенной оглиненностью, выщелоченностью от карбонатов, наличием хорошо выраженной комковато-призматической оструктуренности и красноцветностью характеризуются горизонты В в ПК16 и ПК18. Их красноцветность, по видимому, связана с присутствием гематита, формировавшегося при сравнительно высоких сезонных температурах. ПК16 и ПК18 типологически могут быть сопоставлены с красноземами субтропиков. Дифрактограмма по ПК18 иллюстрирует значительное преобразование глинистого вещества (см. рис. 34).

Примечательна значительная мощность, порядка 8–9 м, лёссового горизонта Л11, разделяющего ПК10 и ПК11. Горизонты лёссов, залегающие ниже ПК11, имеют сокращенные мощности, не превышающие 3–5 м; некоторые горизонты, как, например, Л13, Л15 и Л16, характеризуются повышенной карбонатностью.

Измерения магнитной восприимчивости лёссово-почвенных образований

имеют большое значение при корреляции разрезов и индивидуальной характеристике ископаемых почвенных горизонтов. Первые исследования магнитной восприимчивости ( $\kappa$ ) лёссово-почвенных толщ Южного Таджикистана показали отчетливую дифференциацию характеристик погребенных почв и лёссов: горизонты почв имеют высокие значения  $\kappa$ , тогда как лёссы дают низкие фоновые показания  $\kappa$  (Додонов, Пеньков, 1977; Ломов, Пеньков, 1979). Была отмечена также сложная зависимость магнитной восприимчивости ископаемых почв от их возраста и условий почвообразования. Дальнейшие исследования, проводившиеся в рамках международного проекта INTAS, позволили значительно детализировать характеристики магнитной восприимчивости современных и ископаемых почв. Отбор образцов производился с интервалом 10 и 15 см. Измерения осуществлялись по рыхлым порошкообразным высушенным при 40–45° С пробам на стационарном сенсоре системы MS2 английской фирмы “Бартингтон”.

Следует указать, что магнитная восприимчивость современных почв колеблется в широких пределах: от 30 до  $185 \cdot 10^{-8} \text{ м}^3/\text{кг}$ . Сероземы характеризуются низкими показателями  $\kappa$  – в пределах  $30\text{--}60 \cdot 10^{-8} \text{ м}^3/\text{кг}$ . В их профиле максимальные значения  $\kappa$  приурочены к гумусовому гори-

зонту. Более высокие значения  $k$  наблюдаются в коричневых почвах – от 50 до  $185 \cdot 10^{-8} \text{ м}^3/\text{кг}$ ; увеличение данного параметра приходится на горизонт А. Современные горно-лесные бурые почвы по величине магнитной восприимчивости близки к коричневым почвам. Как показывает изучение магнитных свойств почв широкого генетического ряда, изменения их магнитной восприимчивости может объясняться влиянием многих факторов, зависящих от типа почв и состава новообразованных железистых минералов, гумусированности и биогенной активности, привноса сильных ферромагнетиков извне, изменений железистых минералов в результате выветривания материнской породы и, наконец, воздействия огня (Бабанин и др., 1995).

Следует отметить, что, поскольку профили современных почв могут быть эродированы, характеристика их магнитных свойств может оказаться неполной. Например, современные почвы Карамайдана, Лахути и Дараи Калона находятся в поясе благоприятных климатических условий, при которых формируются почвы с высокими показателями магнитной восприимчивости, однако явная эродированность этих почв привела к снижению показателей магнитной восприимчивости.

В целом, полученные аналитические данные по современным почвам представляют непосредственный интерес для их использования в качестве возможной актуалистической модели в реконструкции палеоклиматической обстановки при анализе лёссово-почвенных разрезов и величин магнитной восприимчивости, определенных в погребенных почвах и лёссовых горизонтах.

Значения магнитной восприимчивости в горизонтах лёссов имеют низкие вариации в пределах  $20\text{--}25 \cdot 10^{-8} \text{ м}^3/\text{кг}$ , за исключением, например, довольно растянутого интервала в средней части Л1, соответствующего слабо развитой сероземной почве, где величина  $k$  достигает  $30\text{--}40 \cdot 10^{-8} \text{ м}^3/\text{кг}$ . Аналогичный горизонт слабо развитой сероземной почвы фиксируется по увеличенному сигналу  $k$  в горизонте Л2, в нескольких метрах над ПК2. В отличие от лёссов, горизонты ископаемых почв обладают более высокими значениями  $k$ . Примечательны высокие пики  $k$  – до  $140 \cdot 10^{-8} \text{ м}^3/\text{кг}$  и выше, зарегистрированные в горизонтах ПК1, ПК2 и ПК3; наиболее высокий пик  $k$  в разрезе Дараи Калон приходится на палеопочву ПК3<sub>2</sub> ( $210 \cdot 10^{-8} \text{ м}^3/\text{кг}$ ) (см. рис. 37).

Падение пиков  $k$  отмечается при переходе от верхних педокомплексов ПК1–ПК3 к залегающим ниже педокомплексам ПК4–ПК10. В строении профилей последних хорошо обособляются иллювиально-карбонатные горизонты, что сви-

детельствует об интенсивном выщелачивании и сезонном увлажнении, результатом чего явилась индивидуализация карбонатов в виде карбонатных кор Сса. По-видимому, при повышенном увлажнении происходило разрушение (или не было накопления) сильных ферромагнетиков, какими в первую очередь могли быть тонкодисперсные соединения магнетита, что в итоге привело к низкому показателю  $k$ . Напротив, почвы, входящие в ПК1–ПК3, характеризуются большей автоморфностью. В этой связи следует напомнить, что почвам автоморфного ряда, формирующимся на рыхлых породах, обычно присущи повышенные значения  $k$  (Бабанин и др., 1995). Рубификация почвенных профилей, например ПК4, ПК5 и ПК10, мало повлияла на увеличение значений  $k$ .

По данным Х.Тойчиева (Путеводитель..., 1981) в разрезе Оркутсай Приташкентского района так же, как в Южном Таджикистане, наблюдаются высокие значения магнитной восприимчивости в верхних педокомплексах ПК1–ПК3, что указывает на генетическую общность этих педокомплексов и вероятное сходство климатических условий, при которых они формировались.

В результате работ разных групп исследователей получены детальные кривые магнитной восприимчивости для ключевых разрезов лёссовой формации Южного Таджикистана (Forster, Heller, 1994; Shackleton et al., 1995; Додонов, Шеклтон и др., 1999; Mestdagh et al., 1999).

Как подчеркивалось многими исследователями, увеличенный магнитный сигнал в погребенных и современных почвах обусловлен повышенным содержанием тонкодисперсных частиц магнетита или маггемита. Указывалось, что в автоморфных почвах мелкоалевритовая фракция обладает наиболее высокими значениями  $k$ . Применение термоманитного анализа позволяет установить присутствие в почвенных горизонтах магнетитовой, маггемитовой и гематитовой фаз оксидов железа (Heller, Evans, 1995; Большаков, 1996; Вирина и др., 2000). В качестве эксперимента было предпринято изучение железистых минералов ископаемых почв (ПК1, ПК2, ПК3, ПК4, ПК5 и ПК10) разреза Дараи Калон с помощью аналитической просвечивающей микроскопии<sup>1</sup>. Результаты этого эксперимента показали, что в ископаемых почвах, наряду со слабомагнитными оксидами и гидроксидами – гематитом и гетитом, содержатся тонкодисперсные частицы магнетита размером от десятых до сотых долей мкм, обладающие хорошо выраженной сферoidalностью и типичными для этого минерала

<sup>1</sup> Работа выполнена в Лаборатории кристаллохимии и минералов им. Н.В.Белова, ИГЕМ.

кристаллохимическими характеристиками. На основании анализа морфологии частиц магнетита можно заключить, что их образование связано с процессами биоминерализации при участии железовосстанавливающих бактерий в условиях педогенеза. Очевидно, что повышенное содержание тонкодисперсного биогенного магнетита в ископаемых почвах и отражение этого в вариациях магнитной восприимчивости свидетельствуют об активности биогенных процессов и прямо или косвенно могли контролироваться климатическими изменениями (Додонов и др., 2002).

Вопросы геохронологии и корреляции лёссовой формации Средней Азии решаются комплексно с привлечением термолюминесцентного датирования, палеомагнитных данных и проведения калибровки по реперным горизонтам. Мы рассмотрим возраст верхних горизонтов лёссов и палеопочв, заключенных в интервале палеомагнитной эпохи Брюнес, для датирования которых используется термолюминесцентный (ТЛ) метод. Определение возраста более древних лёссово-почвенных образований, как было показано выше, всецело опирается на палеомагнитные и биостратиграфические данные. На первых этапах стратиграфических исследований ТЛ-датировки, полученные В.Н.Шелкоплясом в Киевской термолюминесцентной лаборатории, сыграли положительную роль и дали общие представления об относительной древности горизонтов лёссов и ископаемых почв в разрезах Южного Таджикистана и Приташкентского района (Лазаренко, Шелкопляс, 1973; Путеводитель..., 1977; Лазаренко и др., 1977; Додонов и др., 1980).

Однако, как показал опыт термолюминесцентных измерений, выяснилось, что ТЛ-датирование имеет существенные ограничения и ТЛ-даты за пределами 100–150 тыс. лет, как правило, являются омоложенными (Wintle, 1987, 1990; Forman, 1989). По этой причине за последние 10 лет произошёл пересмотр и уточнение геохронологии лёссово-почвенных шкал в ряде регионов Европы. Так, в результате повторного ТЛ-датирования ревизии подверглась геохронология лёссово-почвенной формации Венгрии (Bronger et al., 1987; Singhvi et al., 1989), путем серийного ТЛ-датирования уточнялся возраст ископаемых почв и лёссов в средней части долины р. Рейн (Frechen, 1992), осуществлялись дополнительные термолюминесцентные измерения по лёссам на севере Франции и в Польше. Назрела также потребность в пересмотре и существенном уточнении стратиграфических построений для верхней части лёссово-почвенной шкалы Средней Азии, датирование которой опиралось на результаты ранее полу-

ченных в Киевской лаборатории ТЛ-измерений. К этому подталкивала прежде всего неадекватность межрегиональных корреляций этой шкалы.

В этой связи, в рамках проекта INTAS, были предприняты новые экспериментальные термолюминесцентные измерения по разрезу Оркутсай/Чарвак, располагающемуся в Приташкентском районе (Zhou et al., 1995). Этот разрез был выбран потому, что ранее с целью межлабораторного контроля он тестировался несколькими термолюминесцентными лабораториями разных организаций (Институт геологии АН Эстонии, Таллин; Институт геологических наук АН Украины, Киев; ТЛ лаборатория – химический и географический факультеты МГУ, Москва; Лаборатория новейших отложений географического факультета МГУ, Москва; РИСО – Дания; Хельсинский университет, Хельсинки). По результатам ТЛ-измерений в четырех лабораториях из названных выше шести был получен ТЛ-возраст для верхней части горизонта Л2 в пределах от  $69 \pm 10$  до  $99,2 \pm 7,6$  тыс. лет (Пуннинг и др., 1992).

Экспериментальные термолюминесцентные измерения по проекту INTAS, проводившиеся в Годвинской лаборатории Кембриджского университета, для верхней части горизонта Л2 дали ТЛ-возраст  $92,8 \pm 10,9$  тыс. лет; для лёссового горизонта Л3 была получена дата  $105,1 \pm 12,8$  тыс. лет; для Л4 –  $131,1 \pm 14,1$ ; для Л5 –  $134,0 \pm 22,1$  тыс. лет. Ранее для Л3 имелась дата (материалы Лазаренко – Lazarenko, 1984)  $130 \pm 15$  тыс. лет и для Л4 (материалы Додонова, 1986) –  $120 \pm 26$  тыс. лет.

Таким образом, как новые, так и прежние ТЛ-датировки показывают, что в целом лёссы под ПК1 имеют возраст около или более 100 тыс. лет, однако нарастание ТЛ-возраста в Л3, Л4 и Л5 очень слабое. Контрольное ТЛ-датирование, проведенное на уровне инверсии Матуяма-Брюнес дало ТЛ-возраст  $134,7 \pm 9,8$ ;  $105 \pm 16$  и  $177 \pm 40$  тыс. лет (Пуннинг и др., 1992). В нашем эксперименте для уровня инверсии Матуяма-Брюнес был получен ТЛ-возраст  $108,7 \pm 13,6$  тыс. лет (Zhou et al., 1995).

Итак, в результате ТЛ-измерений по лёссам Оркутсая, проводившихся в разных лабораториях, подтвердилось, что предел ТЛ-датирования в данном разрезе находится на уровне, не превышающем 100 или немногим более 100 тыс. лет. Все это заставило прийти к заключению, что ранее использовавшиеся ТЛ-датировки ПК2, ПК3, ПК4 и ПК5 (Путеводитель..., 1977; Lazarenko, 1984; Додонов, 1986) являются омоложенными. Так, согласно прежним ТЛ-датировкам, возраст ПК3 и ПК4 не выходил за пределы 130–150 тыс. лет, а возраст ПК5 был около 200 тыс. лет. В све-



те полученных данных следует считать, что уже для верхней части горизонта лёсса Л2 термолюминесцентные даты близки к предельным.

В результате ТЛ-датирования по большой серии образцов из разреза Дарай Калон, осуществленного в ТЛ лаборатории Кёльнского университета (в рамках проекта INTAS), было продемонстрировано закономерное нарастание ТЛ-дат в верхнем горизонте лёсса Л1; было установлено, что кровля слабо развитой сероземной палеопочвы, заключенной в горизонте Л1, находится на рубеже между  $34,0 \pm 0,2$  и  $26,3 \pm 1,8$  тыс. лет; кровля ПК1 датирована  $57,3 \pm 3,3$  тыс. лет; в средней части ПК1 получена дата  $96,7 \pm 9,1$  тыс. лет; возраст лёсса ниже ПК1 имеет даты  $>117$  тыс. лет (Frechen, Dodonov, 1998). В средней части разреза Дарай Калон было отмечено очень незначительное увеличение ТЛ-возраста, а в нижней части разреза на уровне, близком к инверсии Матуяма–Брюнес, ТЛ-возраст не выходил за пределы 300–400 тыс. лет (рис. 39 и 40). Это подтвердило результаты ранее проведенных экспериментальных ТЛ-измерений по разрезу Оркутсай, которые указывали на эффект значительного омоложения ТЛ-датировок для горизонтов лёссов, залегающих ниже ПК1. Основные причины проявления эффекта омоложения ТЛ-датировок в древних лёссах объясняются фактором насыщения возрастной светосуммы в кристаллической решетке кварца или других минералов, используемых в качестве термолюминесцентных дозиметров (Wintle, 1990; Forman, 1989; Singhvi, Mejdahl, 1985). Кроме того, считается, что пики термовысвечивания кварца, получаемые при температуре 230–240°С, являются нестабильными (Zhou et al., 1995) и в итоге использование таких температур в применявшейся ранее методике ТЛ-датирования было одним из вероятных факторов, дававших омоложение ТЛ-дат.

В результате контрольного ТЛ-датирования, проведенного в Годвинской лаборатории Кембриджского университета, было установлено, что возраст кровли ПК1 в разрезе Дарай Калон равен  $68,9 \pm 9,3$  тыс. лет, а возраст кровли лёсса под ПК1 составляет  $119 \pm 15,0$  тыс. лет, что в целом хорошо согласуется с ТЛ-датировками Кёльнской лаборатории (рис. 41).

Термолюминесцентное датирование верхней почвы в Карамайдане дало возраст  $74 \pm 7$  и  $85 \pm 11$  тыс. лет в правой части обнажения и 34 тыс. лет в его левой части (Singhvi et al., 1999). Меньший возраст слабо развитой верхней почвы, рассматриваемой в левой части этого обнажения как часть сильно редуцированного ПК1, объясняется, вероятно, значительным размывом педокомплекса и его пе-

реккрытием молодой генерацией лёссов. Авторы, проводившие датирование, не исключают, что в левой части обнажения была продатирована более молодая почва, располагающаяся выше ПК1.

Построение детальных кривых магнитной восприимчивости значительно облегчило региональную корреляцию лёссово-почвенных разрезов, особенно в тех случаях, когда имеет место взаимное перекрытие отдельных почвенных горизонтов или происходит их выпадение из разреза вследствие перерыва или, наконец, возникает необходимость корреляции фрагментарных разрезов. Кривые  $\kappa$  по разрезам Дарай Калон, Хонако и Карамайдан отражают основные характеристики десяти педокомплексов в интервале палеомагнитной эпохи Брюнес, позволяя с большой долей вероятности коррелировать их между собой (рис. 42). Кривые магнитной восприимчивости, построенные по лёссово-почвенным разрезам, хорошо сопоставляются с кривой SPECMAP, воспроизводящей изотопно-кислородную кривую, откорректированную по астрономической кривой солнечной радиации (Imbrie et al., 1984). Корреляция кривых  $\kappa$  лёссовых разрезов Средней Азии (Карамайдан) и Китая (Сифэн) с кривой SPECMAP показывает достаточно полное соответствие при сравнении строения ископаемых почв и теплых изотопно-кислородных стадий (рис. 43). Аналогичная корреляция кривой магнитной восприимчивости разреза Дарай Калон с изотопно-кислородной кривой скв. ODP 677 дает хорошую сходимость (рис. 44). Эта же закономерность продемонстрирована для разреза Карамайдан по материалам Т.Форстера и Ф.Хеллера (Forster, Heller, 1994).

Используя в качестве возрастных реперов горизонт ПК1, отвечающий последнему межледниковью, и палеомагнитную инверсию Матуяма–Брюнес (780 тыс. лет), мы предложили возрастную калибровку лёссово-почвенной шкалы Средней Азии в интервале последних 800 тыс. лет (табл. 7) в соответствии с той хронологической последовательностью изотопно-кислородных стадий, которая рассчитана Ф.Бассино с соавторами (Bassinot et al., 1994). Следует обратить внимание, что сближенные между собой почвенные горизонты ПК5 и ПК6 коррелируются со стадиями 13 и 15, а в лёссовом разрезе Китая – со сложным построенным почвенным горизонтом S5. Слабо развитая почва ПК8 коррелируется с подстадией 18.3; в лёссово-почвенных разрезах Китая им соответствует почва S7a. Можно видеть, что событийный принцип корреляции лёссово-почвенных образований с изотопно-кислородными стадиями хорошо выдерживается. Если придерживаться той

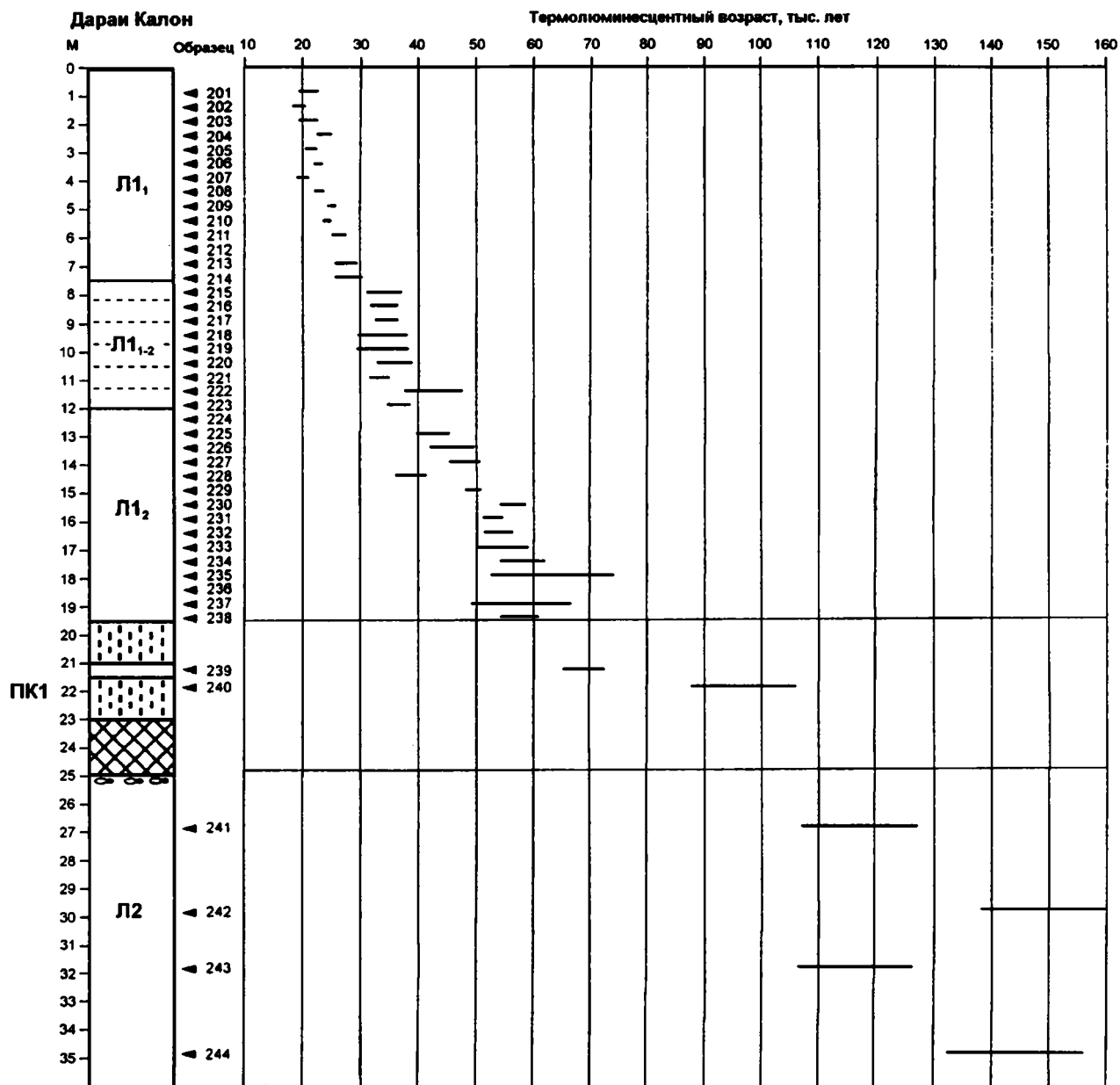


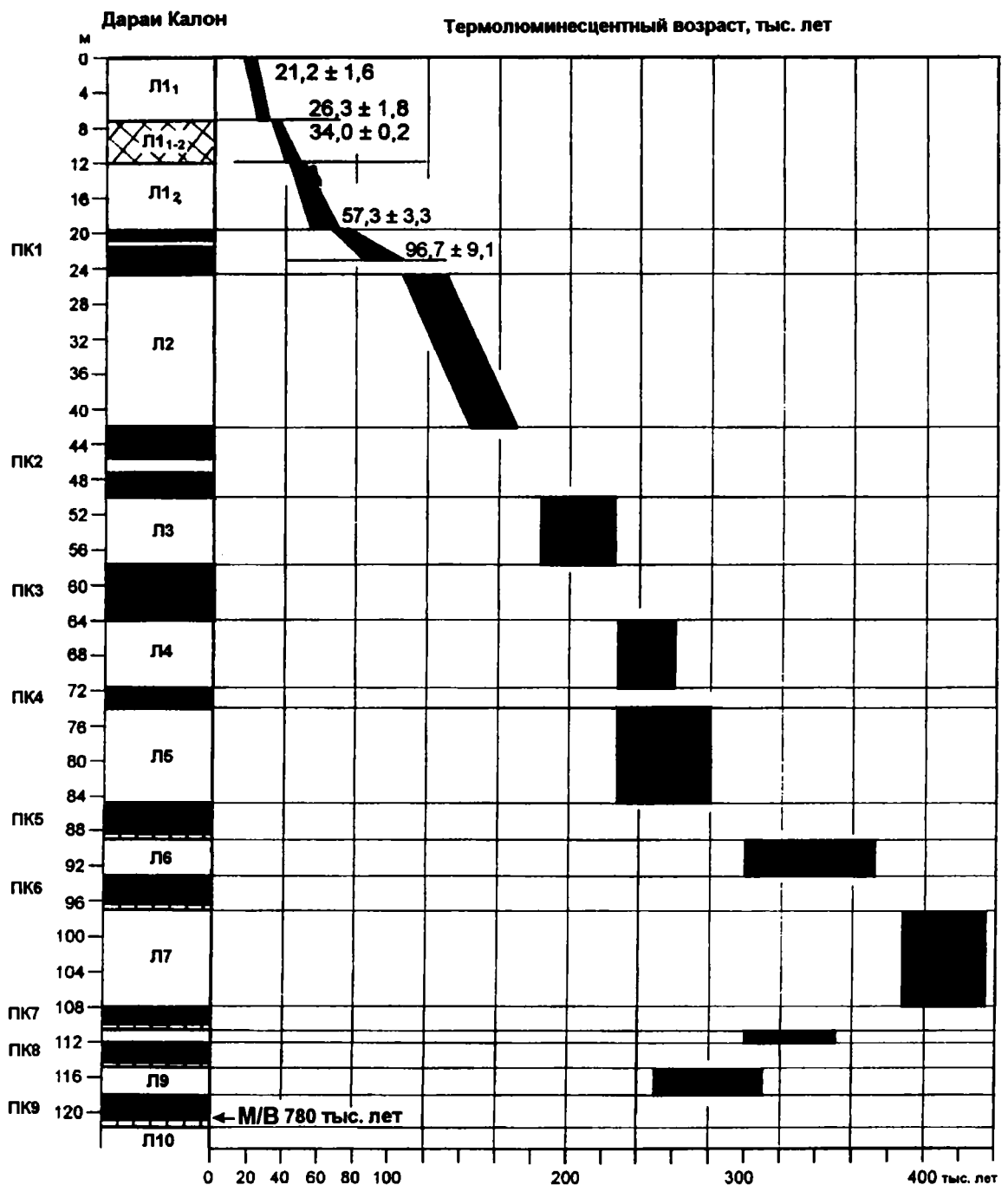
Рис. 39. Результаты термолюминесцентного датирования верхней части лёссово-почвенного разреза Дарай Калон (Frechen, Dodonov, 1998)

Л1, Л2 – горизонты лёссов, ПК1 – первый педокомплекс

геохронологической последовательности горизонтов почв и лёссов, которая следует из корреляции с изотопно-кислородной шкалой, то очевидно, что в неоплейстоцене более отчетливо стал проявляться почвенно-седиментационный цикл (почва+лёсс) длительностью около 100 тыс. лет.

Инверсия Матуяма–Брюнес в лёссово-почвенных разрезах Средней Азии (по большинству измерений) находится в 1–2 м ниже ПК9, однако в

разрезе Хонако она приходится на иллювиально-карбонатный горизонт ПК9, а в Дарай Калон зафиксирована в нижней части ПК9 (рис. 45 и 46; измерения В.М.Трубикина). В изотопно-кислородной шкале инверсия падает на пик 19.3 теплой стадии 19,  $\delta^{18}\text{O}$ . В разрезах Китая инверсия проводится в лёссовом горизонте L8 (Heller et al., 1987). Если в разрезах Таджикистана за истинное положение инверсии Матуяма–Брюнес



**Рис. 40.** Результаты термолюминесцентного датирования лёссово-почвенного разреза Дараи Калон (Frechen, Dodonov, 1998)

Возрастной диапазон горизонтов лёссов показан в виде черной прерывистой полосы. М/В – инверсия Матуйама-Брюнес

принимать основание горизонта ПК9, то, при скорости накопления лёссов в горизонте Л10 – до 0,28 мм/год (см. табл. 16), 1–2 м лёсса могли накопить-

ся за 3,5–7 тыс. лет. Эти цифры дают представление о величине возможного возрастного несовпадения (невязки) в корреляции возрастных

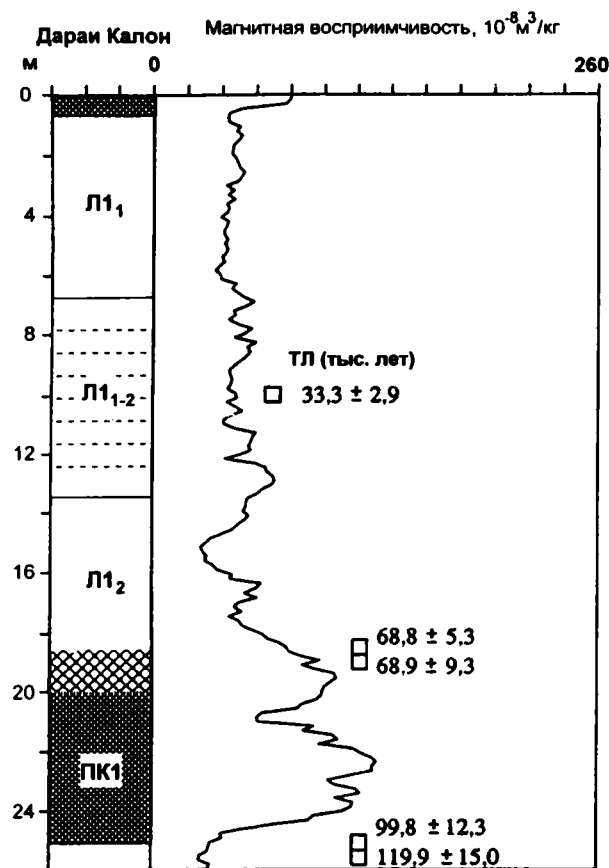


Рис. 41. Результаты термолюминесцентного (ТЛ) датирования верхнелейстоценовых лёссов (Л1) и первого педокомплекса (ПК1) в разрезе Дарай Калон. Термолюминесцентные даты получены в Годвинской лаборатории четвертичных исследований Кембриджского университета

границ климатических событий, отраженных в изотопно-кислородной и лёссово-почвенной шкалах на рубеже инверсии Матуяма–Брюнес, при условии, что положение самой инверсии имеет стабильный характер.

Вообще, имеющиеся палеомагнитные данные по разным регионам Евразии показывают, что вопрос о точном положении инверсии Матуяма–Брюнес либо в “холодном” – лёссовом, либо в “теплом” – почвенном горизонте пока не имеет однозначного решения. Влияние эпигенетических процессов и вторичной намагниченности привело к вертикальному смещению положения инверсии. Возрастной диапазон такого смещения (переходной зоны или продолжительности инверсии) оценивается до 10–25 тыс. лет (Гурарий, 1988; Forster, Heller, 1994; Большаков, Свиточ, 1995; Zhou, Shackleton, 1999; Evans, Heller, 2001). Это существенно затрудняет решение вопроса синхронизации палеоклиматических событий путем использования палеомагнитного репера – инвер-

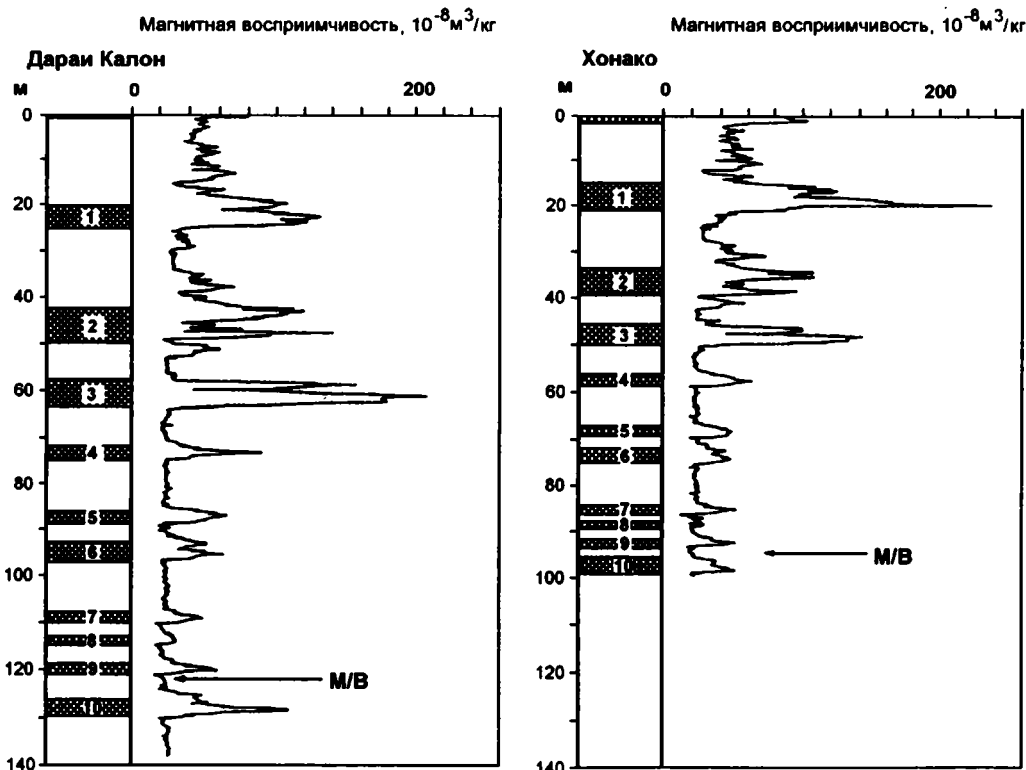


Рис. 42. Магнитная восприимчивость лёссово-почвенных образований в разрезе Дарай Калон и Хонако (Додонов, Шеклтон и др., 1999)

М/В – палеомагнитная инверсия Матуяма–Брюнес; 1–10 – педокомплексы

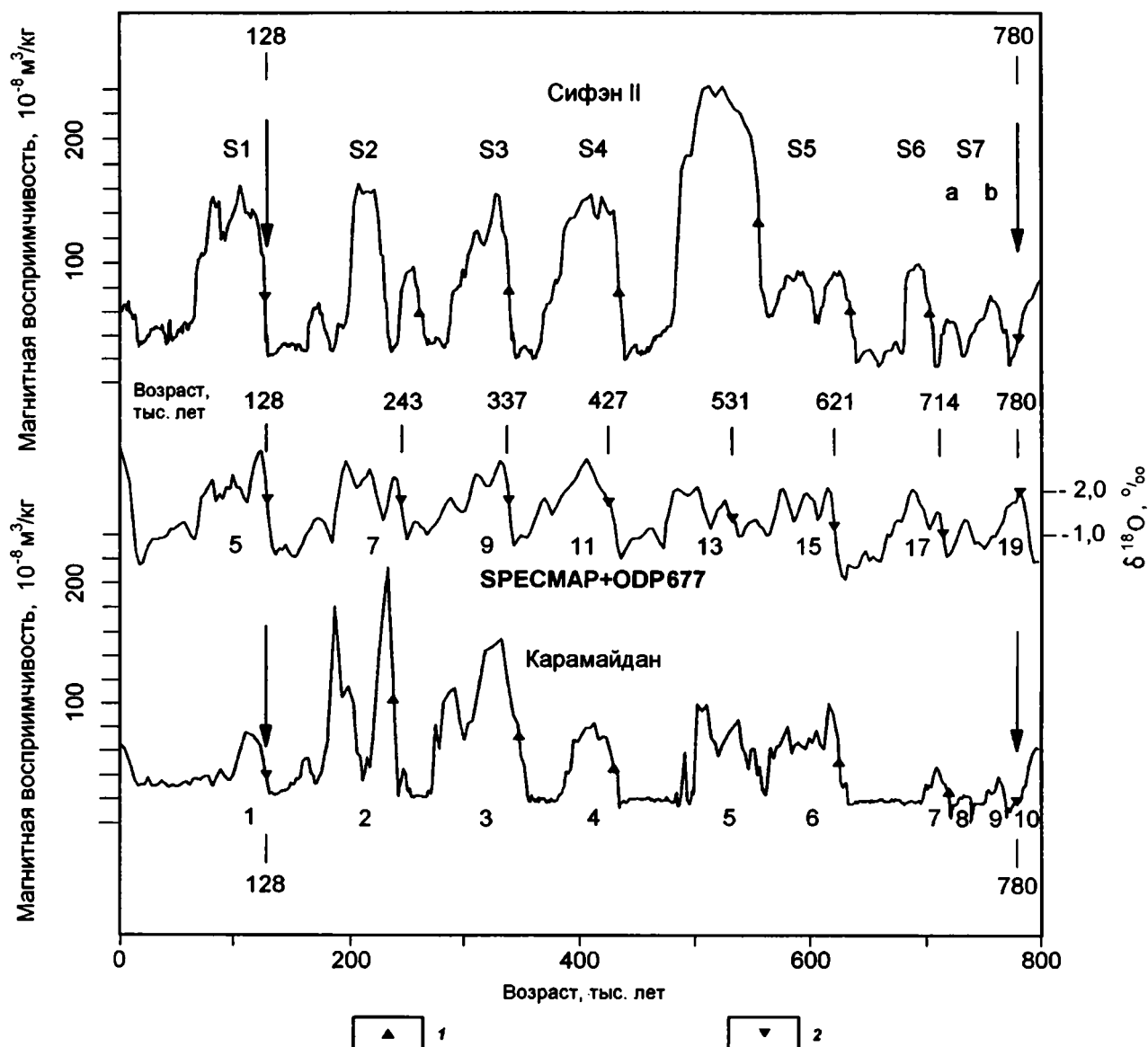


Рис. 43. Корреляция кривых магнитной восприимчивости лёссово-почвенных разрезов Карамайдан (Таджикистан) и Сифэн II (Китай) с изотопно-кислородной кривой SPECMAP + глубоководная скв. ODP 677 (Shackleton et al., 1995)

Два контрольных уровня – 128 тыс. лет и инверсия Матуяма–Брюнес – 780 тыс. лет указаны стрелками

1 – граница между лёссом и педокомплексом, 2 – возрастные контрольные точки

сии Матуяма–Брюнес. Вместе с тем, если допустить, что имеет место небольшое смещение возрастных границ при прослеживании климатических событий в разных областях Земного шара, то уместно привести пример запаздывания (до 3–4 тыс. лет) палеоклиматических изменений во внутренних областях континента по отношению к прибрежным регионам на рубеже плейстоцена и голоцена на Ближнем и Среднем Востоке (Roberts, Wright, 1993). Вероятно, подобное запаздывание климатических событий не исключено и

в Центральной Азии на отдельных этапах геологического развития в плейстоцене. Интересно, что, например, по материалам Ф.Хилгена (Hilgen, 1991) для морских толщ Средиземноморья, содержащих сапропелевые горизонты, величина запаздывания климатических фаз по отношению к радиационным циклам астрономической шкалы оценивается до 4 тыс. лет.

По современным почвам на юге Таджикистана получены радиоуглеродные датировки  $7620 \pm 50$  и  $7010 \pm 40$  лет (разрез Хонако – матери-

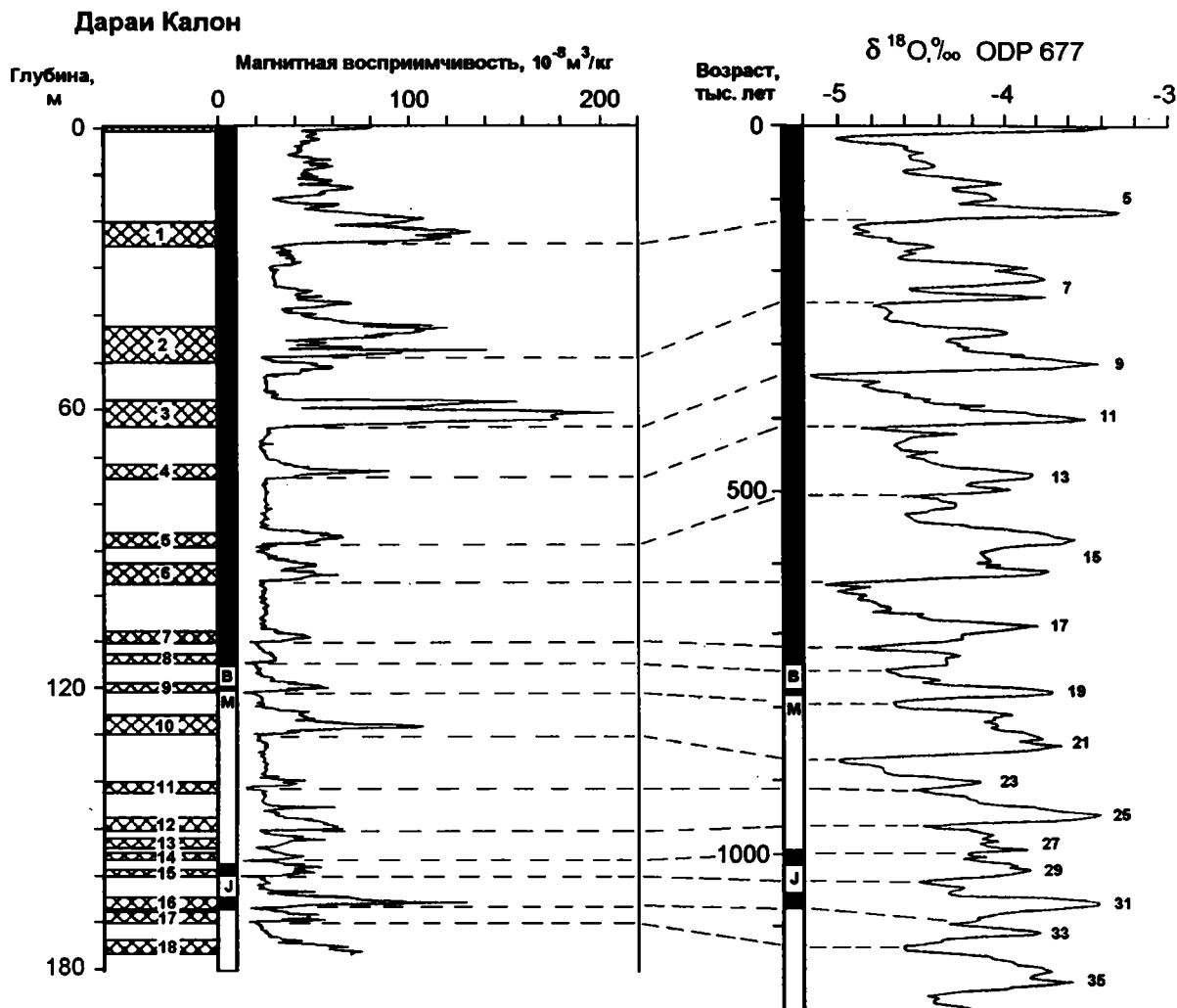


Рис. 44. Корреляция кривой магнитной восприимчивости лёссово-почвенного разреза Дарай Калон с изотопно-кислородной кривой глубоководной скв. ODP 677

М/В – палеомагнитная инверсия Матуяма–Брюнес, J – палеомагнитный эпизод Харамильо. 1–18 – палеопочвы/педокомплексы

алы Таджикгеологии) и  $4660 \pm 120$  лет (ГИН-7082; археологическая стоянка Кангуртут – материалы В.А.Ранова), что отражает в целом время голоценового оптимума.

Итак, данные по особенностям строения лёссово-почвенной формации, геохронологические и палеонтологические материалы, а также результаты возрастной калибровки горизонтов почв и лёссов при использовании реперных горизонтов и палеомагнитных маркеров, – все это послужило основой для составления стратиграфической схемы субазального типа разреза Средней Азии, представленной на табл. 8. На этой схеме приведены также археологические данные по лёссовым разрезам, что подробнее рассматривается в главе 5.

Палинологические исследования лёссов Средней Азии проводились с разной степенью детальности. Цель таких исследований – это выявление палеоклиматических флуктуаций, обнаружение отличий в развитии палеорастительности во время формирования палеопочв и лёссов, получение палеофлористической характеристики возрастных рубежей и общего представления о палеорастительности аридной и семиаридной зон в четвертичном периоде. Были изучены следующие лёссово-почвенные разрезы: Лахути, Кульдара (М.М.Пахомов, Л.Н.Ершова), Хонако (Л.Н.Ершова), Каратау (М.М.Пахомов), Кайрубак, Карамайдан (Л.Л.Байгузина), Чашманигар, Оркутсай (Н.С.Болиховская), Дарай Калон (А.Н.Симакова), Орловка (Р.Е.Гитерман), Койна-

**Таблица 7.** Калибровка лёссово-почвенной шкалы по изотопно-кислородным данным. Возраст границ изотопно-кислородных стадий по Bassinot et al., 1994. М/Б – инверсия Матуяма-Брюнес

Стадии изотопно-кислородной шкалы	Возраст, тыс. лет	Горизонты лёссов (Л) и педокомплексов (ПК)
2	11	Л1 <sub>1</sub>
3	24	Л1 <sub>1,2</sub>
4	57	Л1 <sub>2</sub>
5	71	ПК1
6	127	Л2
7	186	ПК2
8	242	Л3
9	301	ПК3
10	334	Л4
11	364	ПК4
12	427	Л5
13	528	ПК5
14	568	Л6
15	621	ПК6
16	659	Л7
17	712	ПК7
18.2	724	Л8
18.3	741	ПК8
19 М/Б →	760	ПК9
20	787	←М/Б Л10
21	806	ПК10

Кесыр (Е.М.Малаева). Изучались как отдельные интервалы разрезов, особенно детально палеопочвы, с которыми связаны археологические находки, например, в Лахути (ПК5) или в Кульдаре (ПК11, ПК12), так и вся лёссово-почвенная последовательность.

Палинологическое изучение М.М.Пахомовым погребенных почв ПК11 и ПК12 на палеолитической стоянке Кульдара показало, что в большинстве образцов из палеопочв пыльца древесных растений заметно преобладает в количественном отношении над пылью трав. Состав дендрофлоры включает такие элементы, как *Cedrus*, *Pinus*, *Juglans*, *Tilia*, *Rhus*, *Carya*, *Pistacia*. Встречается заметное количество пыльцы *Tilia*, а также *Juglans*, *Platanus* и других широколиственных пород. Отмечены реликты третичной флоры, например, *Carya*. По составу палинокомплексов М.М.Пахомов был склонен считать возраст палеопочв ПК11 и ПК12 достаточно древним – эоплейстоценовым (Ранов и др., 1987).

Детальная палинологическая характеристика ПК5 на палеолитической стоянке Лахути свидетельствует о том, что этот педокомплекс формировался в условиях широкого развития разнотравно-злаковых сообществ типа предгорных степей с заметным участием древесных фитоценозов. В палинологических спектрах среди древесных растений преобладает пыльца сосны и липы, присутствует пыльца широколиственных и мелколиственных представителей дендрофлоры: *Platanus*, *Quercus*, *Carya*, *Juglans*, *Betula*. В 2-метровой пачке лёсса над ПК5 определена пыльца травянистых, среди древесных преобладают ксерофильные *Rosaceae*, *Rhus*, *Celtis*, *Tamarix*; отмечена также пыльца *Ulmus* и *Fraxinus* (Пахомов, 1983). М.М.Пахомов полагает, что при формировании ПК5 имело место некоторое снижение среднегодовых температур (на 2–3° С) по сравнению с этапом образования вышележащего слоя лёсса, хотя им не приводятся климатограммы для обоснования такого вывода. Если признать это положение реальным, то в качестве одной из версий можно предположить некоторое снижение температур за счет более умеренного жаркого сезона, поскольку при повышенном увлажнении во время почвообразования часть тепла затрачивалась на испарение.

Разрез Лахути изучался Л.Н.Ершовой в его нижней части, захватывающей аллювиально-пролювиальный комплекс отложений и базальную часть лёссово-почвенной формации. Для наращивания разреза вверх было использовано обнажение Тагиджар, из которого палинологическому анализу подверглись верхние шесть педокомплексов и разделяющие их лёссовые горизонты (Путеводитель ..., 1977). Следует отметить, что отбор образцов был редкий, причем палеопочвы фактически не были опробованы, поэтому полученные палиноспектры трудно использовать для систематической характеристики горизонтов

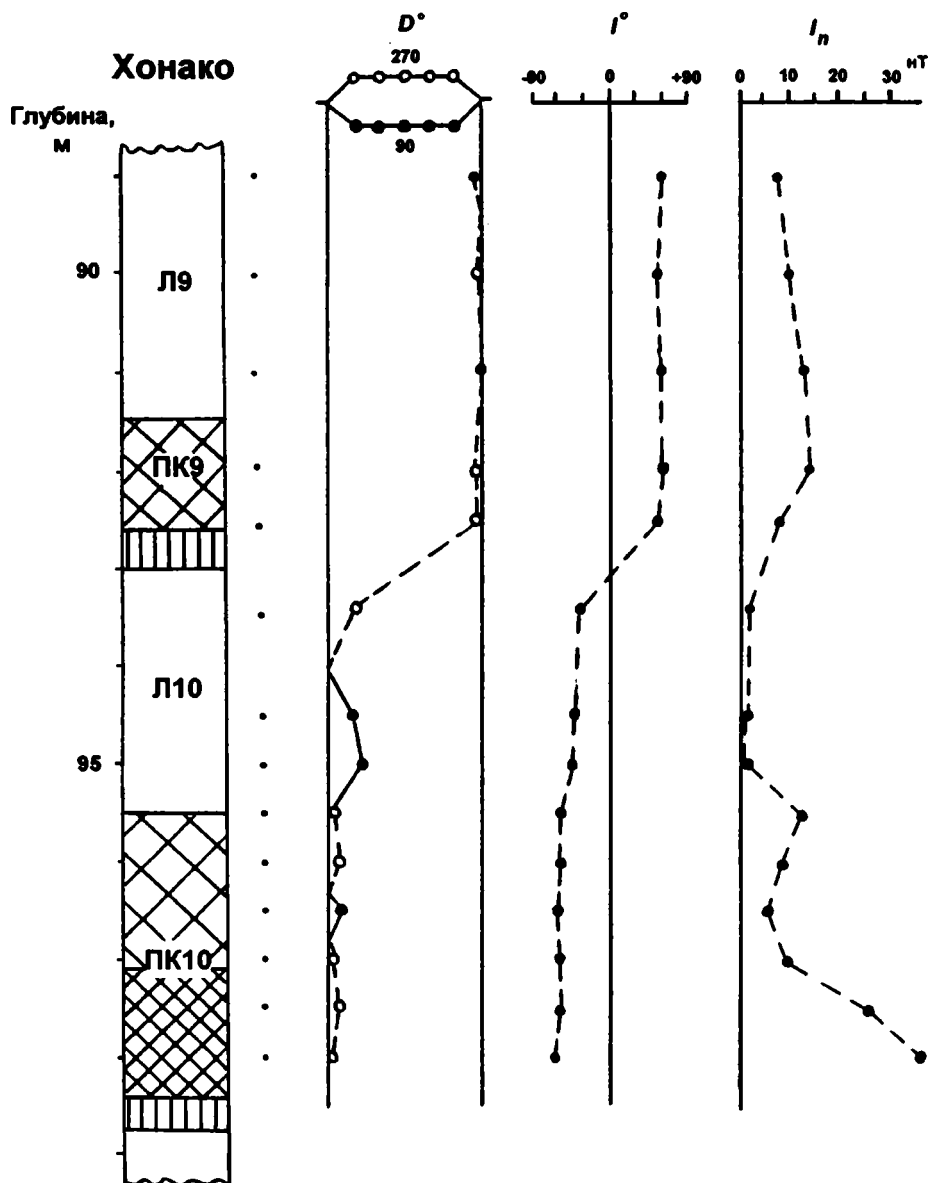


Рис. 45. Палеомагнитная характеристика разреза Хонако в интервале инверсии Матуяма–Брюнес  
 $D^\circ$  – склонение,  $I^\circ$  – наклонение,  $I_n$  – величина намагниченности

лёссов и ископаемых почв. Можно лишь сказать, что в верхней части лёссово-почвенного разреза Тагиджар (выше ПК6) отмечается присутствие таких элементов бореальной флоры, как *Cedrus*, *Abies*, *Juniperus*; выше ПК2 увеличивается количество пыльцы травянистых сообществ, особенно ксерофитов.

В разрезе Каратау, включающем верхние семь педокомплексов, по палинологическим данным (материалы М.М.Пахомова) снизу вверх на основании увеличения в палиноспектрах разнотравно-полынных группировок выявлена тенденция общей аридизации палеоклимата (Путеводитель ..., 1977).

В разрезе Карамайдан (западная стенка обнажения) в верхней части разреза в ПК1 и ПК2 и в горизонтах молодых лёссов выявлены различия спорово-пыльцевых спектров между ископаемыми почвами и лёссами (материалы Л.Л.Байгузиной – 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*.

По разрезу Чашманигар палинологические данные весьма фрагментарны (Bolikhovskaya,



Таблица 8. Стратиграфическая шкала верхнеплиоцен-четвертичных отложений Таджикской депрессии

Возраст, млн лет	Субаквальный тип разреза					Субаэральный тип разреза						
	Стратиграфическая шкала	Палеомагнитная шкала	Серия	Свита, комплекс	Палеолитические культуры, костеносные горизонты	Террасы	Тектонические фазы	Палеомагнитная шкала	Лёссово-почвенный разрез	Педокомпл.	Свита, комплекс	
0,1	Четвертичная система	Неоплейстоцен Верхний Средний Нижний	Кызылсуйская	Душанбинский	Мустье Ашель-мустье	Террасы ~20-70м	Фаза активизации тектонических поднятий	Б р ю н е с		1	Душанбинский	
0,2				Илякский		Террасы ~80-150м				2	Илякский	
0,3									3			
0,4									4			
0,5									5			
0,6				Вахшский		Террасы ~160-260м			Ховалингская		6	Вахшский
0,7											7	
0,8											8	
0,9											9	
1,0				Кулябская		Эоплейстоцен			Кулябская	Лахути-2  Лахути-1 Куруксай-3	Террасы ~300-500м	Ховалингская
1,1		11										
1,2		12										
1,3		13										
1,4		14										
1,5		15										
1,6		16										
1,7		17										
1,8		18										
1,9		19										
2,0		20										
2,1		21										
2,2		22										
2,3		23										
2,4		24										
2,5		25										
2,6		26										
2,7		27										
2,8		28										
2,9		29										
3,0		30										
3,1		31										
3,2		32										
3,3		33										
3,4	Куруксайская	Верхний	Средний	Нижний	Каена	Гаусс	Куруксайская	Куруксайская	Куруксайская	Куруксайская		
3,5												34
3,6												35
3,7												36
3,8		37										
3,9		38										
4,0		39										
4,1		40										
4,2		41										
4,3		42										
4,4		43										
4,5		44										
4,6		45										
4,7		46										
4,8		47										
4,9		48										
5,0		49										
5,1		50										
5,2		51										
5,3		52										
5,4		53										
5,5		54										
5,6		55										
5,7		56										
5,8		57										
5,9		58										
6,0		59										
6,1		60										
6,2		61										
6,3		62										
6,4		63										
6,5		64										
6,6		65										
6,7		66										
6,8		67										
6,9		68										
7,0		69										
7,1		70										
7,2		71										
7,3		72										
7,4		73										
7,5		74										
7,6		75										
7,7		76										
7,8		77										
7,9		78										
8,0		79										
8,1		80										
8,2		81										
8,3		82										
8,4		83										
8,5		84										
8,6		85										
8,7		86										
8,8		87										
8,9		88										
9,0		89										
9,1		90										
9,2		91										
9,3		92										
9,4		93										
9,5		94										
9,6		95										
9,7		96										
9,8		97										
9,9		98										
10,0		99										
10,1		100										
10,2		101										
10,3		102										
10,4		103										
10,5		104										
10,6		105										
10,7		106										
10,8		107										
10,9		108										
11,0		109										
11,1		110										
11,2		111										
11,3		112										
11,4		113										
11,5		114										
11,6		115										
11,7		116										
11,8		117										
11,9		118										
12,0		119										
12,1		120										
12,2		121										
12,3		122										
12,4		123										
12,5		124										
12,6		125										
12,7		126										
12,8		127										
12,9		128										
13,0		129										
13,1		130										
13,2		131										
13,3		132										
13,4		133										
13,5		134										
13,6		135										
13,7		136										
13,8		137										
13,9		138										
14,0		139										
14,1		140										
14,2		141										
14,3		142										
14,4		143										
14,5		144										
14,6		145										
14,7		146										
14,8		147										
14,9		148										
15,0		149										
15,1		150										
15,2		151										
15,3		152										
15,4		153										
15,5		154										
15,6		155										
15,7		156										
15,8		157										
15,9		158										
16,0		159										
16,1		160										
16,2		161										
16,3		162										
16,4		163										
16,5		164										
16,6		165										
16,7		166										
16,8		167										
16,9		168										
17,0		169										
17,1		170										
17,2		171										
17,3		172										
17,4		173										
17,5		174										
17,6		175										
17,7		176										
17,8		177										
17,9		178										
18,0		179										
18,1		180										
18,2		181										
18,3		182										
18,4		183										
18,5		184										
18,6		185										
18,7		186										
18,8		187										
18,9		188										
19,0		189										
19,1		190										
19,2		191										
19,3		192										
19,4		193										
19,5		194										
19,6		195										
19,7		196										
19,8		197										
19,9		198										
20,0		199										
20,1		200										
20,2		201										
20,3		202										
20,4		203										
20,5		204										
20,6		205										
20,7		206										
20,8		207										
20,9		208										
21,0		209										
21,1		210										
21,2		211										
21,3		212										
21,4		213										
21,5		214										
21,6		215										
21,7		216										
21,8		217										
21,9		218										
22,0		219										
22,1		220										
22,2		221										
22,3		222										
22,4		223										
22,5		224										
22,6		225										
22,7		226										
22,8		227										
22,9		228										
23,0		229										
23,1		230										
23,2		231										
23,3		232										
23,4		2										

Субэаральный тип разреза				Стадии изотопно-кислородной шкалы		Палеомат-нитная шкала	Соотношение изотопов кислорода	
ТЛ возраст, тыс. лет	Археологи- ческие данные	Особенности строения разреза	Лёссово-почвен- ная формация (Дарай Калон, Ташмангар, Карамайдан) Додонов 2000 ГК - Преджоната, А - АКС	Возраст, тыс. лет (Стадии 1-21 по Bassinot et al., 1994)			$^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$   $\delta^{18}\text{O}\text{‰}$	Shackleton, 1995
← 70 ← 130	Хонако-3 Хонако-3 Хонако-1 Обимазар Кайрубак Лахути-1 Каратау-1 Обимазар Редкие находки Кульдаара	Мустые Галечная культура Галечная	Стор. почва Л1 ПК1 Л2 ПК2 Л3 ПК3 Л4 ПК4 Л5 ПК5 Л6 ПК6 Л7 ПК7 Л8 ПК8 Л9 ПК9 Л10 ПК10 Л11 ПК11 Л12 ПК12 Л13 ПК13 Л14 ПК14 Л15 ПК15 Л16 ПК16 Л17 ПК17 Л18 ПК18 Л19 ПК19 Л20 ПК20 Л21 ПК21 Л22 ПК22 Л23 ПК23 Л24 ПК24 Л25 ПК25 Л26 ПК26 Л27 ПК27 Л28 ПК28 Л29 ПК29 Л30 ПК30 Л31 ПК31 Л32 ПК32 Л33 ПК33 Л34 ПК34 Л35 ПК35 Л36 ПК36 Л37 ПК37	1 3 5 7 9 11 13 15 17 19 21 23 25 27 29 31 33 35 37 39 41 43 45 47 49 51 53 55 57 59 61 63 65 67 69 71 73 75 77 79 81 83 85 87 89 91 93 95 97 99 101 103 105 107 109 111 113 115 117 119 121 123 125 127 129 131 133 135 137 139 141 143 145 147 149 151 153 155 157 159 161 163 165 167 169 171 173 175 177 179 181 183 185 187 189 191 193 195 197 199 201 203 205 207 209 211 213 215 217 219 221 223 225 227 229 231 233 235 237 239 241 243 245 247 249 251 253 255 257 259 261 263 265 267 269 271 273 275 277 279 281 283 285 287 289 291 293 295 297 299 301 303 305 307 309 311 313 315 317 319 321 323 325 327 329 331 333 335 337 339 341 343 345 347 349 351 353 355 357 359 361 363 365 367 369 371 373 375 377 379 381 383 385 387 389 391 393 395 397 399 401 403 405 407 409 411 413 415 417 419 421 423 425 427 429 431 433 435 437 439 441 443 445 447 449 451 453 455 457 459 461 463 465 467 469 471 473 475 477 479 481 483 485 487 489 491 493 495 497 499 501 503 505 507 509 511 513 515 517 519 521 523 525 527 529 531 533 535 537 539 541 543 545 547 549 551 553 555 557 559 561 563 565 567 569 571 573 575 577 579 581 583 585 587 589 591 593 595 597 599 601 603 605 607 609 611 613 615 617 619 621 623 625 627 629 631 633 635 637 639 641 643 645 647 649 651 653 655 657 659 661 663 665 667 669 671 673 675 677 679 681 683 685 687 689 691 693 695 697 699 701 703 705 707 709 711 713 715 717 719 721 723 725 727 729 731 733 735 737 739 741 743 745 747 749 751 753 755 757 759 761 763 765 767 769 771 773 775 777 779 781 783 785 787 789 791 793 795 797 799 801 803 805 807 809 811 813 815 817 819 821 823 825 827 829 831 833 835 837 839 841 843 845 847 849 851 853 855 857 859 861 863 865 867 869 871 873 875 877 879 881 883 885 887 889 891 893 895 897 899 901 903 905 907 909 911 913 915 917 919 921 923 925 927 929 931 933 935 937 939 941 943 945 947 949 951 953 955 957 959 961 963 965 967 969 971 973 975 977 979 981 983 985 987 989 991 993 995 997 999 1001 1003 1005 1007 1009 1011 1013 1015 1017 1019 1021 1023 1025 1027 1029 1031 1033 1035 1037 1039 1041 1043 1045 1047 1049 1051 1053 1055 1057 1059 1061 1063 1065 1067 1069 1071 1073 1075 1077 1079 1081 1083 1085 1087 1089 1091 1093 1095 1097 1099 1101 1103 1105 1107 1109 1111 1113 1115 1117 1119 1121 1123 1125 1127 1129 1131 1133 1135 1137 1139 1141 1143 1145 1147 1149 1151 1153 1155 1157 1159 1161 1163 1165 1167 1169 1171 1173 1175 1177 1179 1181 1183 1185 1187 1189 1191 1193 1195 1197 1199 1201 1203 1205 1207 1209 1211 1213 1215 1217 1219 1221 1223 1225 1227 1229 1231 1233 1235 1237 1239 1241 1243 1245 1247 1249 1251 1253 1255 1257 1259 1261 1263 1265 1267 1269 1271 1273 1275 1277 1279 1281 1283 1285 1287 1289 1291 1293 1295 1297 1299 1301 1303 1305 1307 1309 1311 1313 1315 1317 1319 1321 1323 1325 1327 1329 1331 1333 1335 1337 1339 1341 1343 1345 1347 1349 1351 1353 1355 1357 1359 1361 1363 1365 1367 1369 1371 1373 1375 1377 1379 1381 1383 1385 1387 1389 1391 1393 1395 1397 1399 1401 1403 1405 1407 1409 1411 1413 1415 1417 1419 1421 1423 1425 1427 1429 1431 1433 1435 1437 1439 1441 1443 1445 1447 1449 1451 1453 1455 1457 1459 1461 1463 1465 1467 1469 1471 1473 1475 1477 1479 1481 1483 1485 1487 1489 1491 1493 1495 1497 1499 1501 1503 1505 1507 1509 1511 1513 1515 1517 1519 1521 1523 1525 1527 1529 1531 1533 1535 1537 1539 1541 1543 1545 1547 1549 1551 1553 1555 1557 1559 1561 1563 1565 1567 1569 1571 1573 1575 1577 1579 1581 1583 1585 1587 1589 1591 1593 1595 1597 1599 1601 1603 1605 1607 1609 1611 1613 1615 1617 1619 1621 1623 1625 1627 1629 1631 1633 1635 1637 1639 1641 1643 1645 1647 1649 1651 1653 1655 1657 1659 1661 1663 1665 1667 1669 1671 1673 1675 1677 1679 1681 1683 1685 1687 1689 1691 1693 1695 1697 1699 1701 1703 1705 1707 1709 1711 1713 1715 1717 1719 1721 1723 1725 1727 1729 1731 1733 1735 1737 1739 1741 1743 1745 1747 1749 1751 1753 1755 1757 1759 1761 1763 1765 1767 1769 1771 1773 1775 1777 1779 1781 1783 1785 1787 1789 1791 1793 1795 1797 1799 1801 1803 1805 1807 1809 1811 1813 1815 1817 1819 1821 1823 1825 1827 1829 1831 1833 1835 1837 1839 1841 1843 1845 1847 1849 1851 1853 1855 1857 1859 1861 1863 1865 1867 1869 1871 1873 1875 1877 1879 1881 1883 1885 1887 1889 1891 1893 1895 1897 1899 1901 1903 1905 1907 1909 1911 1913 1915 1917 1919 1921 1923 1925 1927 1929 1931 1933 1935 1937 1939 1941 1943 1945 1947 1949 1951 1953 1955 1957 1959 1961 1963 1965 1967 1969 1971 1973 1975 1977 1979 1981 1983 1985 1987 1989 1991 1993 1995 1997 1999 2001 2003 2005 2007 2009 2011 2013 2015 2017 2019 2021 2023 2025 2027 2029 2031 2033 2035 2037 2039 2041 2043 2045 2047 2049 2051 2053 2055 2057 2059 2061 2063 2065 2067 2069 2071 2073 2075 2077 2079 2081 2083 2085 2087 2089 2091 2093 2095 2097 2099 2101 2103 2105 2107 2109 2111 2113 2115 2117 2119 2121 2123 2125 2127 2129 2131 2133 2135 2137 2139 2141 2143 2145 2147 2149 2151 2153 2155 2157 2159 2161 2163 2165 2167 2169 2171 2173 2175 2177 2179 2181 2183 2185 2187 2189 2191 2193 2195 2197 2199 2201 2203 2205 2207 2209 2211 2213 2215 2217 2219 2221 2223 2225 2227 2229 2231 2233 2235 2237 2239 2241 2243 2245 2247 2249 2251 2253 2255 2257 2259 2261 2263 2265 2267 2269 2271 2273 2275 2277 2279 2281 2283 2285 2287 2289 2291 2293 2295 2297 2299 2301 2303 2305 2307 2309 2311 2313 2315 2317 2319 2321 2323 2325 2327 2329 2331 2333 2335 2337 2339 2341 2343 2345 2347 2349 2351 2353 2355 2357 2359 2361 2363 2365 2367 2369 2371 2373 2375 2377 2379 2381 2383 2385 2387 2389 2391 2393 2395 2397 2399 2401 2403 2405 2407 2409 2411 2413 2415 2417 2419 2421 2423 2425 2427 2429 2431 2433 2435 2437 2439 2441 2443 2445 2447 2449 2451 2453 2455 2457 2459 2461 2463 2465 2467 2469 2471 2473 2475 2477 2479 2481 2483 2485 2487 2489 2491 2493 2495 2497 2499 2501 2503 2505 2507 2509 2511 2513 2515 2517 2519 2521 2523 2525 2527 2529 2531 2533 2535 2537 2539 2541 2543 2545 2547 2549 2551 2553 2555 2557 2559 2561 2563 2565 2567 2569 2571 2573 2575 2577 2579 2581 2583 2585 2587 2589 2591 2593 2595 2597 2599 2601 2603 2605 2607 2609 2611 2613 2615 2617 2619 2621 2623 2625 2627 2629 2631 2633 2635 2637 2639 2641 2643 2645 2647 2649 2651 2653 2655 2657 2659 2661 2663 2665 2667 2669 2671 2673 2675 2677 2679 2681 2683 2685 2687 2689 2691 2693 2695 2697 2699 2701 2703 2705 2707 2709 2711 2713 2715 2717 2719 2721 2723 2725 2727 2729 2731 2733 2735 2737 2739 2741 2743 2745 2747 2749 2751 2753 2755 2757 2759 2761 2763 2765 2767 2769 2771 2773 2775 2777 2779 2781 2783 2785 2787 2789 2791 2793 2795 2797 2799 2801 2803 2805 2807 2809 2811 2813 2815 2817 2819 2821 2823 2825 2827 2829 2831 2833 2835 2837 2839 2841 2843 2845 2847 2849 2851 2853 2855 2857 2859 2861 2863 2865 2867 2869 2871 2873 2875 2877 2879 2881 2883 2885 2887 2889 2891 2893 2895 2897 2899 2901 2903 2905 2907 2909 2911 2913 2915 2917 2919 2921 2923 2925 2927 2929 2931 2933 2935 2937 2939 2941 2943 2945 2947 2949 2951 2953 2955 2957 2959 2961 2963 2965 2967 2969 2971 2973 2975 2977 2979 2981 2983 2985 2987 2989 2991 2993 2995 2997 2999 3001 3003 3005 3007 3009 3011 3013 3015 3017 3019 3021 3023 3025 3027 3029 3031 3033 3035 3037 3039 3041 3043 3045 3047 3049 3051 3053 3055 3057 3059 3061 3063 3065 3067 3069 3071 3073 3075 3077 3079 3081 3083 3085 3087 3089 3091 3093 3095 3097 3099 3101 3103 3105 3107 3109 3111 3113 3115 3117 3119 3121 3123 3125 3127 3129 3131 3133 3135 3137 3139 3141 3143 3145 3147 3149 3151 3153 3155 3157 3159 3161 3163 3165 3167 3169 3171 3173 3175 3177 3179 3181 3183 3185 3187 3189 3191 3193 3195 3197 3199 3201 3203 3205 3207 3209 3211 3213 3215 3217 3219 3221 3223 3225 3227 3229 3231 3233 3235 3237 3239 3241 3243 3245 3247 3249 3251 3253 3255 3257 3259 3261 3263 3265 3267 3269 3271 3273 3275 3277 3279 3281 3283 3285 3287 3289 3291 3293 3295 3297 3299 3301 3303 3305 3307 3309 3311 3313 3315 3317 3319 3321 3323 3325 3327 3329 3331 3333 3335 3337 3339 3341 3343 3345 3347 3349 3351 3353 3355 3357 3359 3361 3363 3365 3367 3369 3371 3373 3375 3377 3379 3381 3383 3385 3387 3389 3391 3393 3395 3397 3399 3401 3403 3405 3407 3409 3411 3413 3415 3417 3419 3421 3423 3425 3427 3429 3431 3433 3435 3437 3439 3441 3443 3445 3447 3449 3451 3453 3455 3457 3459 3461 3463 3465 3467 3469 3471 3473 3475 3477 3479 3481 3483 3485 3487 3489 3491 3493 3495 3497 3499 3501 3503 3505 3507 3509 3511 3513 3515 3517 3519 3521 3523 3525 3527 3529 3531 3533 3535 3537 3539 3541 3543 3545 3547 3549 3551 3553 3555 3557 3559 3561 3563 3565 3567 3569 3571 3573 3575 3577 3579 3581 3583 3585 3587 3589 3591 3593 3595 3597 3599 3601 3603 3605 3607 3609 3611 3613 3615 3617 3619 3621 3623 3625 3627 3629 3631 3633 3635 3637 3639 3641 3643 3645 3647 3649 3651 3653 3655 3657 3659 3661 3663 3665 3667 3669 3671 3673 3675 3677 3679 3681 3683 3685 3687 3689 3691 3693 3695 3697 3699 3701 3703 3705 3707 3709 3711 3713 3715 3717 3719 3721 3723 3725 3727 3729 3731 3733 3735 3737 3739 3741 3743 3745 3747 3749 3751 3753 3755 3757 3759 3761 3763 3765 3767 3769 3771 3773 3775 3777 3779 3781 3783 3785 3787 3789 3791 3793 3795 3797 3799 3801 3803 3805 3807 3809 3811 3813 3815 3817 3819 3821 3823 3825 3827 3829 3831 3833 3835 3837 3839 3841 3843 3845 3847 3849 3851 3853 3855 3857 3859 3861 3863 3865 3867 3869 3871 3873 3875 3877 3879 3881 3883 3885 3887 3889 3891 3893 3895 3897 3899 3901 3903 3905 3907 3909 3911 3913 3915 3917 3919 3921 3923 3925 3927 3929 3931 3933 3935 3937 3939 3941 3943 3945 3947 3949 3951 3953 3955 3957 3959 3961 3963 3965 3967 3969 3971 3973 3975 3977 3979 3981 3983 3985 3987 3989 3991 3993 3995 3997 3999 4001 4003				

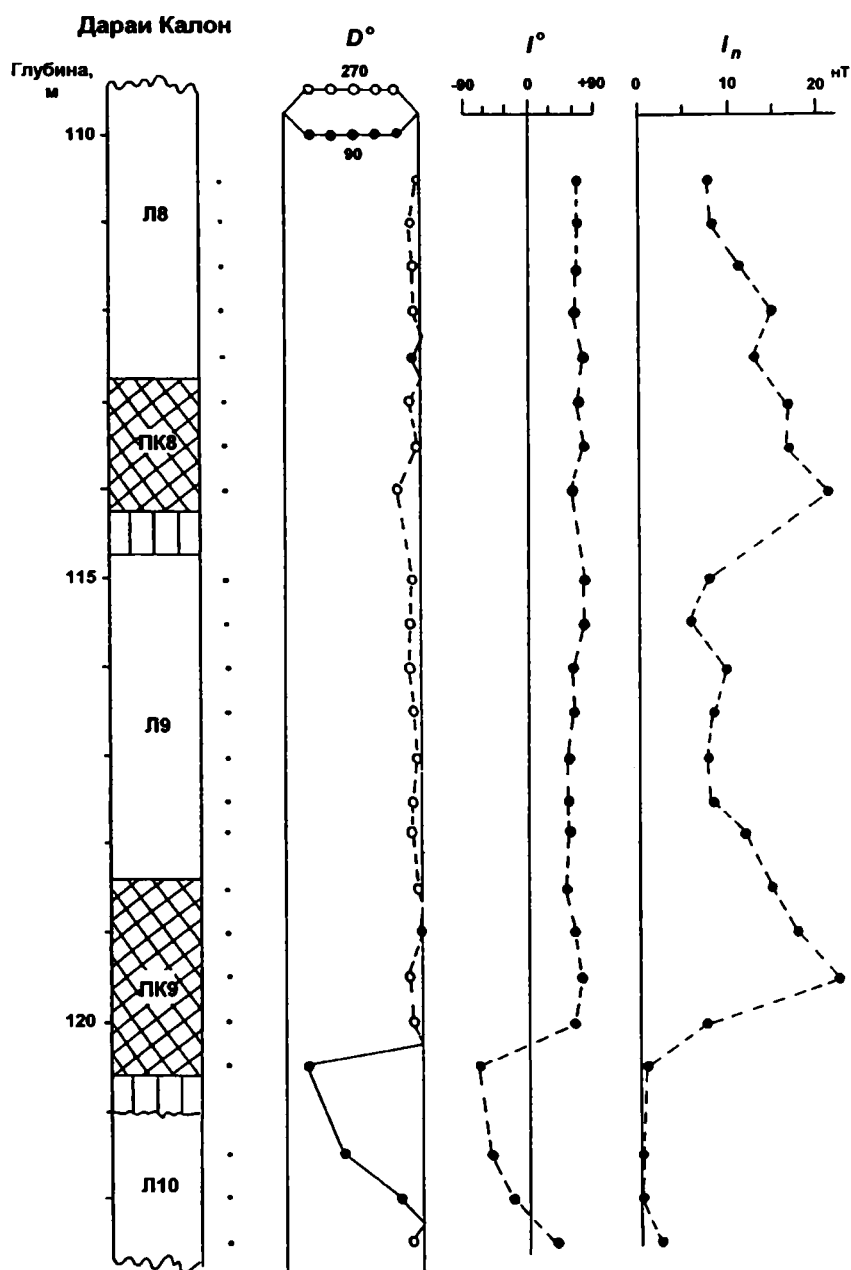


Рис. 46. Палеомагнитная характеристика разреза Дарай Калон в интервале инверсии Матуяма–Брюнес  
Условные обозначения см. рис. 45

1984). Был опробован лёссово-почвенный разрез, мощность которого достигает 180 м, частота взятия проб невелика. Отмечается, что формирование, например ПК7, происходило во влажных и сравнительно прохладных климатических условиях. Горизонт лёсса Л2 формировался в холодных условиях, а горизонт Л1 имеет палиноспектры, характеризующие пустынные и пустынно-степные растительные сообщества.

Детально изучались лёссово-почвенные разрезы Кайрубак, Дарай Калон и Хонако. В разрезе Кайрубак (Dodonov, Baiguzina, 1995) характерно значительное содержание в спектрах пыльцы древесных и кустарниковых пород (28–93 %), обычно преобладающей над пылью травянистых растений или составляющей с ней равные количественные соотношения. Среди древесных и кустарниковых пород определено всего 28 так-

сонов; показательно присутствие пыльцы ныне не произрастающих в изучаемом районе древесных пород: *Cedrus*, *Abies*, *Pinus*, *Picea*, *Carpinus*, *Alnus*, *Carya*, *Pterocarya*, *Tilia*, *Quercus*, *Fagus* (рис. 47). Большое флористическое разнообразие дендрофлоры и наличие экзотических компонентов говорят о богатстве лесной растительности в геологическом прошлом. Отмечается определенная индивидуализация ПК10, ПК6, ПК5 и ПК4. В них в большем количестве встречается пыльца древесных форм и снижается содержание пыльцы травянистых растений. Остальные педокомплексы этого разреза не нашли отчетливого отражения в палинологических данных. Что же касается горизонтов лёссов, то их палинологическая характеристика не всегда однозначна. Только два лёссовых горизонта Л7 и Л5 характеризуются заметно обозначенной тенденцией роста процентного содержания пыльцы травянистых в средней части горизонтов. В других горизонтах лёссов пыльца травянистых растений конкурирует с пыльцой древесных пород и часто роль последней весьма значительна.

Большого внимания заслуживают палинологические данные Л.Н.Ершовой, к сожалению не опубликованные<sup>1</sup>, по лёссово-почвенному разрезу Хонако. Этот разрез был детально опробован на спорово-пыльцевой анализ. Палиноспектры нижнего интервала данного разреза, включающего ПК10, ПК9, ПК8 и ПК7 показывают, что пыльца травянистых преобладает при ведущей роли маревых и разнотравья. Пыльца древесных варьирует от 10 до 40 %, причем меньший процент древесных приходится на лёссовые горизонты. Среди древесных форм преобладают: арча, сосна, кедр, береза; менее представлены мезофильные широколиственные породы – орех, дзельква, дуб, клен, платан.

Горизонт лёсса Л7 характеризуется обедненным содержанием пыльцы древесных форм, в основном встречается пыльца сосны, вяза, а также кустарниковых растений – лоха, барбариса, крушины и розоцветных. В этом лёссовом горизонте преобладает пыльца травянистых растений, доминантами являются злаки и разнотравье. В целом можно предполагать, что во время формирования Л7 существовали разнотравно-злаковые степи с сосново-вязовыми редколесьями и кустарниковой растительностью.

В горизонтах ПК6 и ПК5 отмечается большое разнообразие состава пыльцы древесных. Так, наряду с хвойными (сосна, единично кедр), при-

сутствует пыльца термофильных листопадных пород (орех, дуб, платан, липа, дзельква), что свидетельствует о развитии сосновых лесов с примесью мезофильных форм.

В горизонте лёсса Л5 наблюдается сокращение древесных фитоценозов; исчезают явно мезофильные формы – липа, дуб, дзельква; активизируются марево-злаково-разнотравные сообщества и кустарниковая растительность.

В горизонте ПК4 древесные фитоценозы принимают довольно активное участие, но по сравнению с ПК5 и ПК6 происходит обеднение палиноспектров за счет выпадения некоторых мезофильных широколиственных форм, таких, как липа, дзельква, дуб.

Горизонт лёсса Л4 содержит палиноспектры, аналогичные таковым, встреченным в Л5.

Палинокомплексы горизонта ПК3 характеризуют условия широкого развития разнотравно-злаковых степей с участием древесных форм, среди которых доминировали сосны, вяз, ясень.

В залегающем выше горизонте Л3 фиксируется большое распространение полынно-марево-разнотравных ценозов. Роль древесных незначительна. Такая характеристика палинофлоры позволяет реконструировать сухие и прохладные условия климата.

Горизонт ПК2 характеризуется палиноспектрами с богатым содержанием пыльцы древесных форм, среди которых, наряду с арчево-сосновыми группировками, была развита ассоциация мезофильных широколиственных пород, таких, как дуб, дзельква, липа. В составе трав доминирует мезофильное разнотравье. Все это указывает на теплые и влажные климатические условия, при которых ареал древесной растительности существенно расширился.

Следующий выше горизонт Л2 резко отличается от нижележащего горизонта ПК2 значительным сокращением и обеднением древесных палиноспектров. Широкое развитие приобретали разнотравно-злаковые и полынно-маревые ассоциации. Климатические условия во время формирования Л2 характеризовались умеренной сухостью.

Палинокомплексы из горизонта ПК1 характеризуют фрагментарное развитие древесных фитоценозов, представленных сосной, орехом, вязом, ясенем, березой, лещиной. Среди травянистых преобладают разнотравно-злаковые и полынно-маревые ассоциации. Климатические условия были умеренно теплые и более влажные, чем во время предшествовавшего лёссообразования.

Отличительной чертой палинокомплексов горизонта лёсса Л1 является преобладание пыльцы травянистых растений, среди которых домини-

<sup>1</sup> Эти данные вошли в отчет "Разработка легенд карт четвертичных отложений Таджикской депрессии и Памира" / С.В.Лим, А.Ф.Машков, В.И.Сусликов и др. Душанбе: Таджикгеология, 1989.

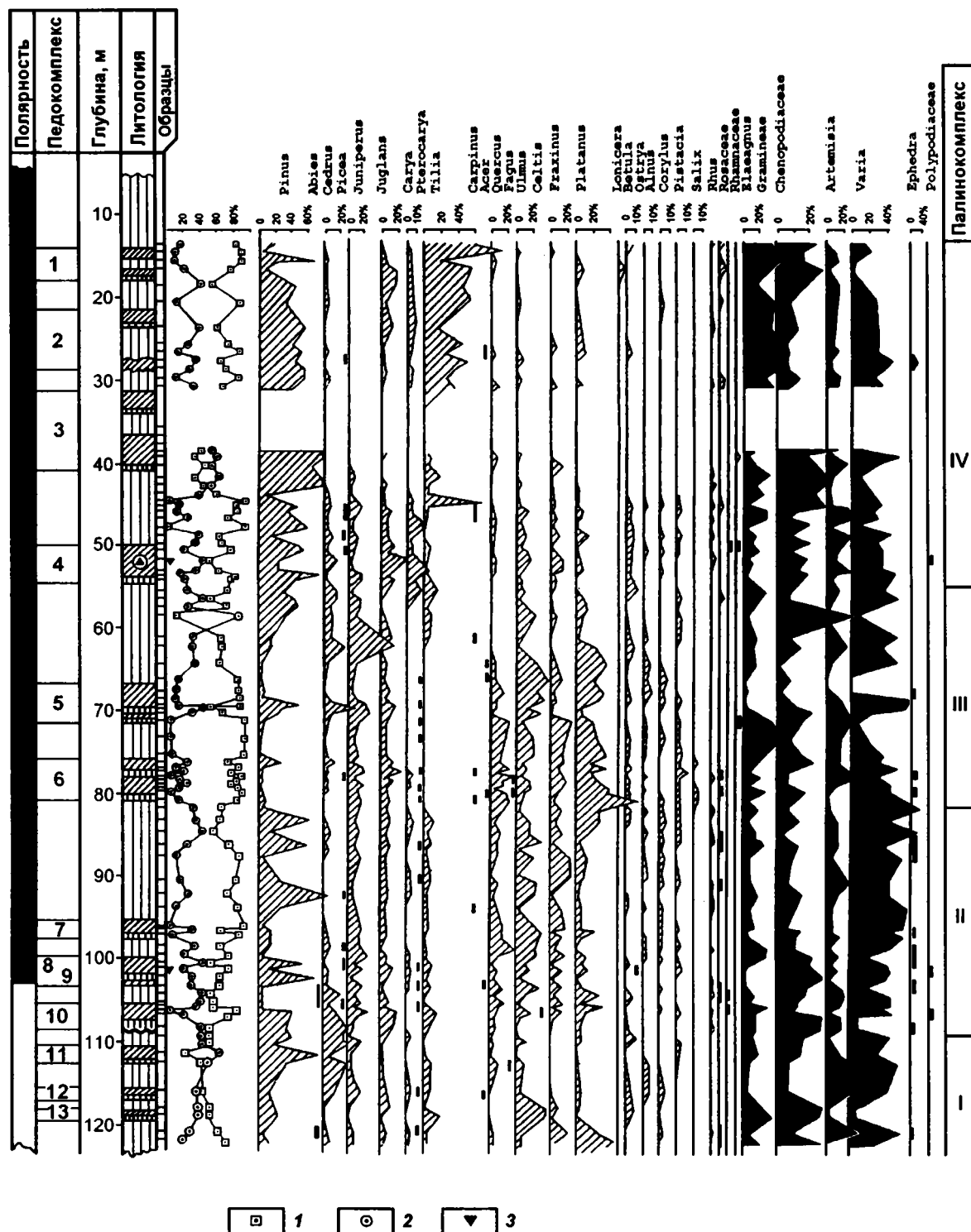


Рис. 47. Спорово-пыльцевая диаграмма разреза Кайрубак (палинологический анализ выполнен Л.Л.Байгузиной)  
1 – пыльца древесных пород и кустарников; 2 – пыльца трав и кустарничков; 3 – споры

рует пыльца Compositae при значительном участии разнотравья и злаковых.

В палинокомплексах современной почвы пыльца древесных составляет 10–20 %, преобла-

дает пыльца березы и арчи, им сопутствуют орех, вяз, ясень. Среди травянистых преобладают полынь и разнотравье. Открытые пространства, занятые травянистыми сообществами, имеют

широкое развитие, в долинах рек – тугайная растительность, на сухих склонах распространена эфедра. Говоря о палиноспектрах, присутствующих современной почве, которая, как указывалось выше, имеет радиоуглеродные даты в пределах 7–4,5 тыс. лет назад, т. е. это возраст голоценового оптимума, следует еще отметить палинологические данные в разрезе (сай Дамоу, абс. выс. 1500–1700 м) на северо-западном склоне хребта Петра Первого (Никонов и др., 1987), согласно которым на голоценовый оптимум приходится пик древесной растительности с преобладанием березы и ивы.

Новые палинологические данные получены, в рамках проекта INTAS, по разрезу Дараи Калон. Палиноспектры изучались А.Н.Симаковой. Образцы были отобраны с интервалом 1 м в горизонтах лёссов и 0,25 м в педокомплексах. Всего анализу подверглось 122 образца, охватив интервал от поверхности до глубины 105 м, в который входят педокомплексы от ПК1 до ПК6. Насыщенность препаратов пылью невыдержанная: 19 образцов оказались пустые, 37 содержали незначительное количество зерен пылы и спор, сравнительно высокое содержание пылы и спор зафиксировано в ПК4, ПК3, ПК2 и ПК1. Лёссовые горизонты характеризуются низким содержанием пылы и спор, за исключением горизонта Л1. На спорово-пыльцевой диаграмме (рис. 48) показаны данные для верхних четырех педокомплексов. Общая характеристика разреза (снизу вверх) следующая.

Верхняя часть горизонта Л7 имеет редкую концентрацию пылы и спор. Единично отмечены *Pinus* и *Betula* sect. *Fruticosae*. Среди травянистых преобладают *Artemisia* и Gramineae, что отражает, вероятно, превалирование степной растительности. ПК6 и ПК5 оказались плохо охарактеризованы; в горизонте ПК6 единично определены *Pinus*, *Betula* sect. *Albae*, Polygonaceae, Polemoniaceae. В самой верхней части горизонта ПК5 (глубина 86 м), на границе с лёссом, отмечено преобладание пылы трав (до 61 %), доминируют *Artemisia*, Chenopodiaceae, Polygonaceae. Древесные формы представлены пылью сосны и березы. Присутствуют споры Polypodiaceae. На завершающих этапах формирования ПК5 господствовали степи и разнотравные луга, в горах существовал разреженный сосново-березовый лесной пояс.

Горизонт Л5 характеризуется в целом низким содержанием пылы, наиболее представительный спектр получен в средней части лёсса (глубина 80 м). В этом спектре преобладает пылы трав (54 %), среди которых превалируют

*Artemisia*, Caryophyllaceae, Chenopodiaceae, *Circea*, Varya. В древесной группе встречается пылы сосен, берез древесных и кустарниковых форм, ольховника. Общий состав палиноспектра указывает на преобладание полынно-маревых степных ландшафтов. В горах существовал сосново-березовый горный пояс. Наличие таких форм, как *Betula* sect. *Fruticosae*, *Alnaster*, *Circea*, говорит в пользу прохладного климата.

В горизонте ПК4 преобладает пылы древесных (до 72–73 %). Среди хвойных представлены *Picea*, *Pinus* и Cupressaceae. Значительно содержание пылы широколиственных форм *Carpinus*, *Quercus*, *Corylus*, *Ulmus*; редко отмечены *Tilia* и *Acer*. В группе травянистых форм определена пылы Compositae, Cruciferae, Ranunculaceae, Papaveraceae и Varya. В целом, спорово-пыльцевые спектры ПК4 характеризуют умеренные, более теплые, чем в средней части Л5, климатические условия с достаточным увлажнением, что благоприятствовало широкому развитию в предгорьях лесостепных и в горах лесных ландшафтов с участием луговых ценозов. В кровле ПК4 отмечается сокращение количества пылы древесных пород. В горизонте Л4 встречается единично пылы трав.

Формирование педокомплекса ПК3, особенно его нижней части – ПК3<sub>2</sub>, происходило при широком развитии древесной растительности. Часто встречается пылы *Betula* sect. *Albae*, *Alnus*, *Pinus*. Широколиственные представлены *Alnus glutinosae*, *Carpinus*, *Fraxinus*, *Quercus*, *Corylus*, *Ulmus*. В верхней части педокомплекса – в ПК3<sub>1</sub> – наблюдается обеднение состава широколиственных форм. При переходе от ПК3 к лёссу Л3 (глубина 57,5 м) в палиноспектрах фиксируется преобладание пылы древесных, появляется пылы *Picea* и *Tilia*, указывающие на незначительное понижение теплового режима. На границе ПК3 и Л3 на фоне преобладания пылы берез значительную роль в спектре играет пылы *Quercus macranthera* (18 %) – холодолюбивого и засухоустойчивого вида. Образцы, отобранные собственно из лёссового горизонта, имеют малое насыщение пылью. В них, помимо пылы трав, встречаются единичные зерна *Betula*, *Pinus*, *Fraxinus*, *Carpinus*, *Quercus*, *Corylus*, что позволяет предположить, наряду со степными ландшафтами в предгорьях, развитие разреженного лесостепного пояса в горах.

Палиноспектры нижнего и верхнего почвенных горизонтов – ПК2<sub>2</sub> и ПК2<sub>1</sub>, входящих в состав ПК2, характеризуются высоким содержанием пылы древесных форм (до 84 %). Преобладает пылы *Carpinus*, *Betula*, *Pinus*, *Alnus*. При-

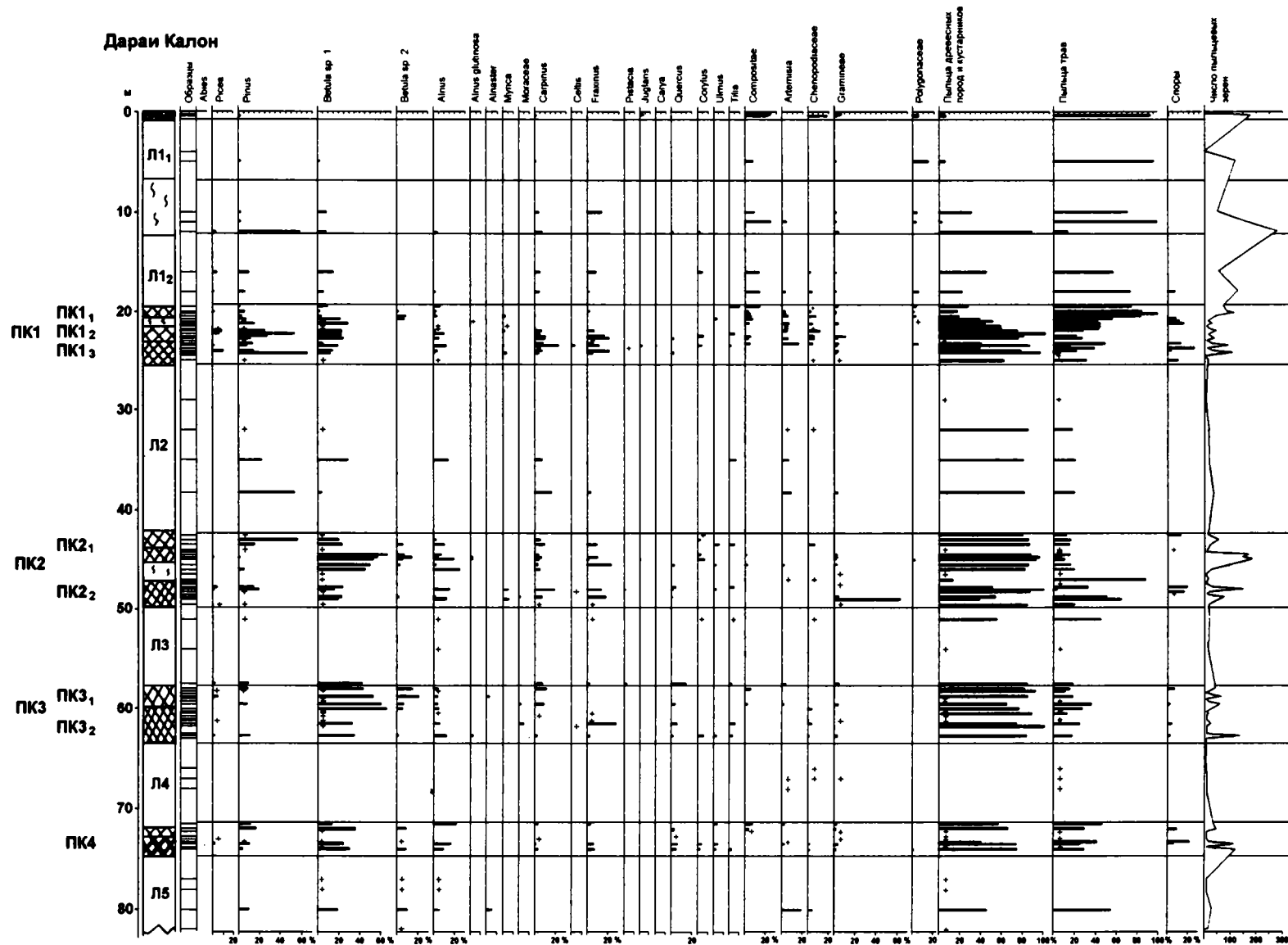


Рис. 48. Спорово-пыльцевая диаграмма разреза Дарай Калон (палинологический анализ выполнен А.Н.Симаковой)

сутствие таких широколиственных форм, как *Ostrya*, *Quercus*, *Myrica*, *Pistacia*, *Juglans*, *Alnus glutinosae*, свидетельствует о сравнительно теплых и влажных климатических условиях. Общий состав палиноспектров указывает на широкое распространение лесного пояса с преобладанием хвойно-мелколиственных лесов в горах и лесостепного пояса с участием широколиственных пород в предгорной зоне. Слой лёсса, разделяющий почвы ПК2<sub>2</sub> и ПК2<sub>1</sub>, формировался в условиях степных и лесостепных ландшафтов, когда исчезал пояс хвойных лесов и преобладали березовые леса с участием ольхи и ясени. Можно отметить, что на границе ПК2<sub>1</sub> с вышележащим лёссом заметно участие в палиноспектре пыльцы берез и сосен, тогда как пыльца других форм древесных встречается единично. Вероятно, в горах большую роль стали играть сосново-березовые леса, отсутствовали такие термомезофильные формы, как *Pistacia*, *Myrica*, *Juglandaceae*, что в целом указывает на то, что климат становился суше и прохладнее.

Второй лёссовый горизонт Л2 имеет слабое палинологическое насыщение. В нижней части горизонта встречается пыльца *Pinus*, *Betula*, *Carpinus*, *Artemisia*, *Chenopodiaceae* и *Gramineae*, в верхней части – единично пыльца этих же форм с дополнением *Cruciferae* и отдельных зерен граба и липы. Можно предположить, что в это время в высокогорном поясе произрастали разреженные сосново-березовые леса и в предгорьях – степи.

ПК1 имеет характеристики, позволяющие выделить смену растительных фитоценозов. Для ПК1<sub>3</sub> (нижняя почва) характерно присутствие пыльцы широколиственных пород: *Carpinus*, *Fraxinus*, *Quercus*. Отмечается *Picea* и достаточно велико содержание (до 60 %) пыльцы *Pinus*. В целом формирование ПК1<sub>3</sub> происходило в условиях широкого участия в палинофлоре древесных форм при значительном увлажнении климата. В ПК1<sub>2</sub> отмечается обеднение видового состава широколиственных пород по сравнению с пыльцевыми спектрами ПК1<sub>3</sub>. Заметно расширение степной и луговой растительности. Для времени ПК1<sub>2</sub> характерно усиление аридности при относительно прохладном климате по сравнению с ПК1<sub>3</sub>. В палиноспектрах ПК1<sub>1</sub> обращает на себя внимание доминирование пыльцы трав и кустарничков и практическое исчезновение пыльцы широколиственных. Это указывает на постепенное усиление аридизации и некоторое похолодание климата относительно времени формирования нижних почв ПК1<sub>3</sub> и ПК1<sub>2</sub>.

Спорово-пыльцевой спектр нижней части горизонта Л1 характеризуется преобладанием

пыльцы трав и кустарничков. В средней части горизонта лёсса (глубина 12 м) из нижней части слабо развитой сероземной почвы получен палиноспектр, который отражает увеличение содержания пыльцы древесных. Отмечено повышение количества пыльцы сосен, присутствует пыльца липы, лещины, дуба, ясени, граба. В средней части горизонта Л1 в травянистой группе доминирует пыльца *Compositae*, *Artemisia*, *Chenopodiaceae*, *Gramineae*. Возможно, что в этом интервале фиксируется момент некоторого увлажнения и потепления климата. В верхней части горизонта Л1 наблюдается превалирование пыльцы травянистых (до 80–90 %), что, по-видимому, отражает усиление аридизации климата. В целом, во время формирования горизонта Л1 в предгорном поясе господствовали степные растительные группировки, а в высокогорном – разреженные сосново-березовые леса с небольшим участием относительно ксерофитных широколиственных форм.

Дополнением к палинологическим данным по разрезу Дараи Калон являются результаты биоморфного анализа. Изучение биоморф или так называемых фитолитов позволяет реконструировать палеоландшафтные обстановки, используя различные микроостатки растений и живых организмов, накопившиеся *in situ* при формировании горизонтов почв и лёссов (Гольева, 1977; Lu et al., 1991). В этом случае поступает дополнительная информация, которая раскрывает специфику условий формирования палеорастительности.

Параллельно с изучением палиноспектров было исследовано 14 образцов из горизонтов ПК2, Л2, ПК1, Л1 и современной почвы (биоморфный анализ выполнен А.А.Гольевой). В горизонтах почв предпочтение отдавалось анализу образцов из самой верхней части почвенных профилей. Из современной почвы были определены не диагностируемые фитолиты, подвергшиеся сильной коррозии, что свидетельствует о развитии эрозионных процессов. Три образца из горизонта лёсса Л1 (глубины 4,0, 12,0 и 16,0 м) не содержали фитолитов, указывая на скудость биоморфной составляющей во время формирования лёссов. В кровле почвы ПК1<sub>1</sub> (глубина 20,25 м) отмечен древесный детрит, присутствуют кутикулярные слепки двудольных трав, много остатков корней с колониями микроорганизмов. В кровле почвы ПК1<sub>2</sub> (глубины 21,5 и 21,75 м) определены фитолиты со следами химической коррозии, что объясняется воздействием солей, присутствием гипса и щелочностью вод. Фитолитный комплекс представляет собой смесь лесных и луговых форм. Процессы коррозии произошли в период, когда наступило иссушение



поверхности почвы. Три образца из разных частей профиля почвенного горизонта ПК1<sub>3</sub> показали присутствие луговых и лесных форм; в самом верхнем образце (глубина 23 м) содержался древесный детрит хвойных пород, хотя фитоцитов в этой пробе не было обнаружено. В горизонте Л2 (глубина 38 м) были встречены остатки корней растений и крупные фитоциты, характерные для опушенной флоры и мхов; состав близок к аридным фитоцитным комплексам. В средней части профиля почвы ПК2<sub>1</sub> (глубина 44,75 м) содержатся единичные темные лесные фитоциты, возможно, переотложенные после лесного пожара. В кровле почвы ПК2<sub>2</sub> определены древесный детрит и обугленные фитоциты луговых злаков и двудольных трав. Таким образом, биоморфный анализ подтвердил развитие лесной и лугово-степной растительности в эпохи формирования почв ПК1 и ПК2. Фитоцитные комплексы из лёссов Л1 и Л2 характерны своей слабой биоморфной составляющей и не показывают присутствия древесных форм.

Палинологические данные, полученные Е.М.Малаевой по лёссово-почвенному разрезу Койна-Кесыр, находящемуся в межгорной впадине хребта Копетдаг, в верховьях р. Сумбар, характеризуют историю развития палеорастительности региона в плейстоцене (Лазаренко и др., 1993). В этом разрезе горизонты лёссов весьма редуцированы, их мощность колеблется от 0,2 до 2 м. Многие горизонты палеопочв взаимно перекрываются, что объясняется низкими скоростями лёссонакопления. В этой связи трудно ожидать от палинологических данных дифференцированной характеристики горизонтов почв и лёссов. Тем не менее, примечательны выводы, к которым пришла Е.М.Малаева. Указывается, что в начале плейстоцена в горах Копетдага было высотное поясное распределение палеорастительности. В горах существовал пояс, хотя в прерывистом виде, хвойных и хвойно-широколиственных лесов, ниже сменявшийся степными формациями с островными участками широколиственных лесов. Предполагается, что, несмотря на импульсы увлажнения и аридизации, в плейстоцене мезофитные группировки практически сохранялись в предгорной зоне на фоне постепенного обеднения палинофлоры от раннего к позднему плейстоцену.

Таким образом, палинологические данные, несмотря на сложность интерпретации и порой фрагментарный состав палинокомплексов, показывают, что в ископаемых почвах типа коричневых – выщелоченных или типичных – преобладают палиноспектры, указывающие на благоприятные климатические условия для произрастания

хвойно-широколиственных лесов в горном поясе и лесостепной растительности в предгорьях. Редуцирование древесной растительности наблюдается в карбонатизированных коричневых почвах и особенно в почвах сероземного типа. Последние, как правило, характерны для начальных и завершающих этапов развития педокомплексов. Палиноспектрам лёссовых горизонтов присущ травянистый состав, что характеризует широкое развитие степной растительности в предгорьях. Присутствие древесной пыльцы в составе спорово-пыльцевых спектров в лёссовых горизонтах, по видимому, связано с произрастанием разреженных сосново-березовых лесов в горном поясе при участии ксерофильных широколиственных древесных форм.

Оценивая результаты палинологических исследований лёссово-почвенных разрезов Средней Азии, необходимо признать, что спорово-пыльцевые спектры, воспроизводя общие закономерности в развитии палеорастительности в течение плейстоцена, не всегда четко обрисовывают индивидуальные характеристики палеопочв и лёссов и различия между ними. Это затрудняет идентификацию палеоклиматических событий и, возможно, объясняется несколькими причинами.

Во-первых, представляется очевидным, что развитие почв происходило на лёссах, являющихся материнской породой, содержащей палинокомплексы, которые характеризовали условия лёссообразования. Поэтому палинокомплексы, свойственные эпохе почвообразования, как бы накладывались на автохтонные палинокомплексы, присущие лёссам.

Во-вторых, необходимо учитывать эоловый фактор, определяющий генезис лёссов и сильно влиявший на занос пыльцы из области дефляции, где могли развеваться поверхности разного возраста и генезиса (аллювий террас и пойм, такыры, почвы, незакрепленные пески и т. д.).

В-третьих, палиноспектры, как правило, имеют смешанный состав, отражая особенности палеорастительности разных высотных поясов.

В-четвертых, как уже отмечалось исследователями, изучающими лёссово-почвенные разрезы (Urban, 1984), не исключено, что за счет биотурбаций в почвенных горизонтах происходило перераспределение минерального и органического материала, что приводило к формированию смешанных палинокомплексов.

Все эти факторы, вероятно, оказывали воздействие на структуру и состав палинокомплексов, характеризующих как лёссовые, так и палеопочвенные горизонты, затушевывая климатогенные эффекты. В связи с этим заметим, что

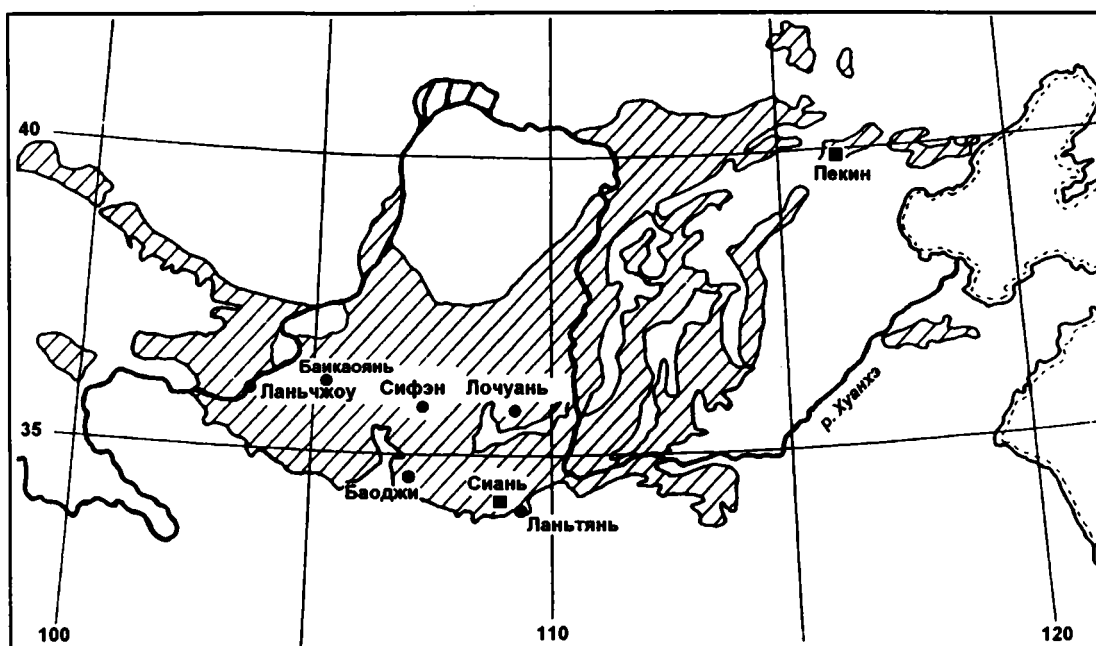


Рис. 49. Распространение лёссов (косая штриховка) в Северном Китае (Kukla, An, 1989) и расположение опорных лёссово-почвенных разрезов

среди ряда исследователей существует даже вообще негативное отношение к возможностям получения надежных палинологических данных по лёссовым разрезам. Однако, не впадая в пессимистическую оценку результатов палинологического изучения лёссово-почвенной формации Средней Азии, следует отметить, что значительный массив этих данных согласуется с палеопочвенными наблюдениями. Одним из целесообразных направлений таких исследований следует признать совмещение палинологического и биоморфного анализов с целью получения более полной картины развития палеорастительности.

**В Северном Китае** к хорошо изученным лёссовым разрезам относятся Лочуань, Сифэн, Сиань, Ланьтянь, Баоджи, Ланьчжоу (Liu et al., 1985; Kukla, 1987b; Liu, Yuan, 1987; An et al., 1987; Liu et al., 1987; Zheng et al., 1992; Burbank, Li, 1985; Rutter et al., 1991). Все эти разрезы располагаются в пределах Лёссового плато (рис. 49). Общая мощность лёссово-почвенной толщи в центральной части плато составляет около 200 м, на западе плато в разрезе Ланьчжоу она достигает 330 м. Лёссово-почвенные образования залегают на так называемых гиппарионовых красных глинах (Red clay), мощность которых до нескольких десятков метров. Эти глины относят к плиоцену, так как они содержат плиоценовую гиппарионовую фауну. Переход от красных глин

к вышележащим лёссам чаще всего постепенный. Согласно данным по изучению палеомагнетизма и вещественного состава красных глин, установлено, что они формировались примерно с 7 млн лет и содержат значительное количество золотого материала в средней и верхней частях разреза, где также отмечается сильная переработанность отложений палеопочвенными процессами (Ding et al., 1999; Guo et al., 2001).

В наиболее полных лёссовых разрезам таких, как Баоджи и Сиань насчитывается 32, в Сифэне – 33 горизонта палеопочв (рис. 50), в Ланьтяне – до 37 горизонтов. В нижней части лёссовых разрезов выделяется толща красновато-желтых лёссов – формация учэн (Wucheng loess) с хорошо выраженными палеопочвами. Нижняя граница формации учэн принята по палеомагнитной инверсии Гаусс–Матуяма, ее верхняя граница проходит по подошве горизонта сильно опесчаненного лёсса L15, являющегося хорошим литостратиграфическим маркером. Мощность лёссово-почвенной толщи учэн в разрезе Сифэн достигает 60 м. Характерно, что почвы в этом интервале часто наложены одна на другую, не будучи разделены горизонтами лёссов. Это указывает на то, что накопление лёссового материала было неинтенсивным и занимало относительно короткие промежутки времени, а палеопочвенные процессы почти полностью перерабатывали субэдраль-

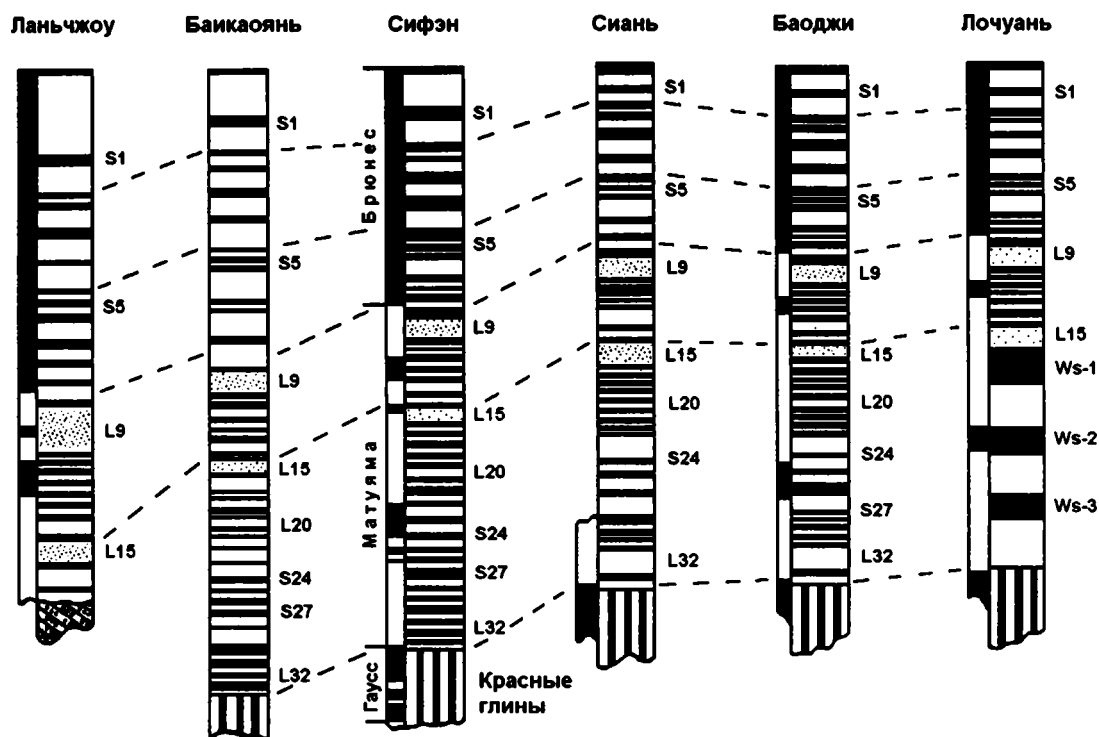


Рис. 50. Стратиграфическая корреляция лёссово-почвенных разрезов Лёссового плато (Liu et al., 1991).

S – палеопочвы, Ws – почвенные комплексы формации учэн в разрезе Лочуань, L – горизонты лёссов

ные отложения. Вероятно, климатические флуктуации были сравнительно частыми. Обычно почвы не полностью декарбонизированы – содержание карбонатов составляет 3–4 %. Иллювиально-карбонатные горизонты достигают 1–1,5 м, а в отдельных случаях, как, например, в палеопочве Sw11, – 3 м (разрез Сифэн, счет почв от кровли формации учэн). Повышенные мощности иллювиально-карбонатных горизонтов объясняются прогрессивным ростом карбонатного профиля и частичным захватом горизонта В (Guo et al., 1991). В целом, палеопочвы лёссовой толщи учэн относятся к слаборазвитым каштаноземам. При сравнительном анализе их профилей отмечается относительная гомогенность.

Выше залегает лёссово-почвенная формация лиши (Lishi loess). В лёссах лиши выделяется 14 палеопочв (S1–S14), а сама толща по горизонту пятой, сложно построенной почвы S5, которая представляет собой надежный маркер, делится на нижний и верхний лиши. Почвенный комплекс S5 характеризуется значительной мощностью и хорошим развитием, в него входят три сближенные почвы. В нижнем лиши лёссовый горизонт L9 примечателен повышенной мощностью и опесчаненностью. Верхний лиши включает четыре па-

леопочвы, которые разделены горизонтами серовато-желтых лёссов. Палеопочва S1 датирована термолуминесцентным методом около 110 тыс. лет и сопоставляется с 5-й стадией изотопно-кислородной шкалы (Kukla, 1987b). В более поздних публикациях ТЛ-возраст S1 оценивается в интервале от  $67,7 \pm 7$  до  $143 \pm 16$  тыс. лет (Xiao et al., 1995) или в пределах от 55–82 в кровле до 90–130 тыс. лет в подошве горизонта S1 (Frechen, 1999).

В разрезе Сифэн верхние восемь ископаемых почв S1–S8 характеризуют степные условия, включая короткие лесные стадии, которые возникли во время формирования палеопочв S1, S5–1 и S5–3. Условно эти почвы (S1–S8) классифицируются как каштаноземы, хотя для каждого горизонта почв уточняется классификационная характеристика в зависимости от окрашенности, степени декарбонизации, содержания гумуса и других признаков (Guo et al., 1991). Вообще, отмечается, что в системе существующих классификаций (FAO – Food Agriculture Organisation и Американская классификация) диагностирование палеопочв Лёссового плато вызывает трудности. Условно выделены следующие группы палеопочв.

1. Хромик лювик каштанозем (chromic luvic kastanozem) – палеопочвы S5–1 и S5–3 – они де-

кальцифицированы, рубифицированы, с признаками иллювинования; климат был теплее современного, преобладала степная растительность, замещавшаяся лесной во время коротких климатических оптимумов.

2. Лювик каштанозем – S1 – умеренно рубифицирована, выщелочена; климатические условия близки к охарактеризованным выше при, возможно, более низких летних температурах.

3. Хромик декальцифицированный каштанозем – S4 – декальцифицированный, рубифицированный; преобладала степная растительность; жаркий климат, увлажнение было недостаточным для развития лесной растительности.

4. Декальцифицированный каштанозем – S2, S5–2, S6 и S8 – умеренно рубифицированы, декальцифицированы; преобладала степная растительность, увлажнение было недостаточным для лесной растительности.

5. Частично декальцифицированный каштанозем – S3 и S7 – формировались в условиях степной растительности и жаркого климата.

6- Каштанозем–чернозем – S2–2 и S6–2 – слабо рубифицированы, гумусированы; умеренно теплый и сухой климат.

Палеопочвы S9–S14 имеют признаки, сближающие их с почвами толщи учэн.

В монографии Лю Дуншена и его соавторов (Liu et al., 1985) палеопочвы разреза Лочуань диагностировались так: бурые коричневые (brown cinnamon) – S5; выщелоченные коричневые – S1, S4, S7; коричневые – S2, S6, S8, S9, S11, S13, S14; карбонатные коричневые – S3, S10, S12.

Согласно исследованиям А.Бронгера и Т.Хейнкеля (Bronger, Henkele, 1989), в разрезе Лочуань палеопочва S1 рассматривается как деградированный чернозем (degraded chernozem), подобно ненарушенной голоценовой почве. Палеопочва S4 отнесена к лесным почвам (forest soil). Верхняя почва S2 и палеопочва S3 считаются деградированными черноземами так же, как и палеопочвы S6, S11 и S13. Палеопочвы педокомплекса S5 формировались в условиях более увлажненного и теплого климата, чем вышерасположенные почвенные горизонты. Палеопочвы S7, S8, S9 и S10 интерпретируются как бурые лесные почвы (brown forest soils).

Как можно видеть из приведенных данных по диагностике палеопочв лишайской части разреза Лёссового плато, исследователями предлагается разная трактовка типологических характеристик этих почв. Это объясняется сложностью объекта, отсутствием единых критериев в оценке типологической принадлежности палеопочв, а также разными подходами, продиктованными тем, что

исследователи придерживаются разных систем классификации почв. Вероятно поэтому еще нет общих представлений относительно типологии погребенных почв Лёссового плато и возможны уточнения, несмотря на то, что они изучались многими специалистами. В частности, примером возможных переоценок более ранних представлений может служить высказывание Н.Федорова (устное сообщение, 1999 г.) о том, что определение “kastanozem” применительно к погребенным почвам Лёссового плато, по-видимому, лучше заменить на “cinnamon”.

Над палеопочвой S1 залегает маланьский лёсс (Malan loess), его мощность около 10 м. Он серовато-палевый, очень рыхлый, в его средней части выделяются одна–две слаборазвитые гумусированные палеопочвы (black soils). Самая верхняя часть маланьского лёсса, согласно радиоуглеродным датировкам, имеет возраст в пределах 10–20 тыс. лет (Liu et al., 1985). Аналогичные лёссы, вскрытые под голоценовыми морскими осадками на дне акваторий в мелководной части шельфа Желтого моря и залива Бохайвань, имеют возраст по  $^{14}\text{C}$  в пределах 18–23 тыс. лет (Liu, Yu, 1995). Последнее обстоятельство указывает на развитие маланьского лёсса в эпоху последнего ледникового максимума не только в пределах суши, но и в акватории на востоке Китая, что говорит о расширении масштабов лёссообразования.

Современная почва Лёссового плато в разрезах Лочуань и Сифэн рассматривается типологически как близкая к черноземам. Она была сформирована в раннем–среднем голоцене в условиях высокотравных степей. Отмечается, что увлажнение было несколько большим, чем при формировании типичных черноземов Русской равнины (Bronger, Henkele, 1989; Guo et al., 1991). В позднем голоцене (более 3000 лет назад) современная почва подверглась антропогенному воздействию.

Разрезы Лёссового плато имеют хорошую магнитостратиграфическую характеристику (Heller, Liu, 1982; Heller et al., 1987; Kukla, 1987b; Kukla, An, 1989; Zheng et al., 1991, 1992; Hus, Han, 1992). Палеомагнитная инверсия Гаусс–Матуяма установлена в основании лёссово-почвенной толщи учэн на границе с красными глинами, что позволяет считать начало формирования лёссов учэн с 2,5–2,6 млн. лет назад. Инверсия Матуяма–Брюнес проходит в горизонте лёсса L8 между палеопочвами S7 и S8. Палеомагнитный эпизод Харамильо приурочен к границе между лёссами учэн и лиши. Кривая, характеризующая магнитную восприимчивость лёссовых горизонтов и палеопочв, показывает высокие пики для почв верхнего лиши, включая пе-

докомплекс S5. Более древние почвы имеют сравнительно низкие значения магнитной восприимчивости. Кривая магнитной восприимчивости по лёссово-почвенным разрезам Северного Китая обнаруживает большое сходство с изотопно-кислородной кривой, что позволяет с определенной условностью интерпретировать изменение этого магнитного параметра как отражение палеоклиматических событий (Heller, Liu, 1984; Kukla, 1987b; Kukla et al., 1990, Evans, Heller, 1994, 2001; Kukla, Cilek, 1996).

Палинологические данные по лёссам Северного Китая пока ограничены. Материалы, полученные из разрезов, расположенных около Лочуаня и Сианя, показывают, что содержание пыльцы в лёссах учэн и лиши сравнительно невелико. Для толщи учэн характерны палиноспектры, включающие пыльцу листопадных широколиственных древесных пород, а также луговых и степных ассоциаций. Встречается пыльца *Fagus*, *Symplocos*, *Carya*, *Hicriopteris* – элементы субтропической зоны. Палинокомплексы из нижнего лиши имеют черты сходства с комплексами учэнской толщи. В верхнем лиши отмечена пыльца *Liquidambar* наряду с пыльцой широколиственных древесных форм и травянистых растений. В палиноспектрах из маланьского лёсса доминирует пыльца травянистых по отношению к пыльце древесных (Liu et al., 1985). В интервале 40–24 тыс. л. н. степная растительность с редкими *Tsuga*, *Picea* и *Abies* господствовала на обширных пространствах к северу от долины Янцзы, тогда как вечнозеленые широколиственные леса, включая листопадные формы, произрастали южнее гор Наньлин. Во время последнего ледникового максимума в южных регионах отмечается распространение хвойно-широколиственных лесов, пришедших на смену вечнозеленым лесам, что свидетельствует об ослаблении влияния летнего теплого и влажного муссона (An et al., 1991).

В лёссовых разрезах часто встречаются раковины наземных моллюсков. Для разреза Лочуань характерны две формы, из которых одна – *Metodontia huaiensis* – теплолюбивая и живет в условиях увлажненного травостоя; другая – *Cathaica pulveratrix* – обитает в сухих холодных пустынно-травянистых обстановках. Первая из этих форм встречается главным образом в верхней части почвенных профилей и в подошве перекрывающих их лёссов, а также иногда в сильно выветрелых лёссовых прослоях, затронутых почвенными процессами. Вторая форма – холодолюбивая – присутствует в лёссовых горизонтах (Liu, Yuan, 1987). Вообще, в лёссовых горизонтах отмечаются *Pupilla eoli*, *Vallonia costata* и *Cathaica*

*lutuosa*, указывающие на относительно холодный и резко континентальный климат (Kukla, An, 1989). Таким образом, фауна наземных моллюсков, являясь индикатором палеосреды, характеризует палеоклиматические условия формирования горизонтов почв и лёссов как климатический цикл: тепло/влажно – холодно/сухо.

**На севере Индии и Пакистана** лёссы значительно моложе, чем в Китае или в Средней Азии. В Кашмирской долине лёссы распространены на обоих бортах – со стороны Гималаев и Пир-Панджала. На Гималайском фланге мощность лёссового покрова не более 10 м, на Пирпанджальском – около 25 м. В предгорьях Пир-Панджала, на плато Царь Шариф, в лёссовом покрове установлено до десяти палеопочв, тогда как на Гималайской стороне – порядка трех. Предполагается, что часть древних лёссов на Гималайском фланге фациально замещена озерными отложениями верхней части формации карева (Agrawal, 1985; Bronger, Pant, 1985; Pant et al., 1985). Лёссово-почвенная толща в предгорьях Пир-Панджала залегает на галечниках, срезающих аллювиально-озерные отложения формации нижняя карева. Считается, что эти галечники имеют возраст (палеомагнитные данные) около 350 тыс. лет и с момента их формирования произошло быстрое поднятие Пир-Панджала (Burbank, Johnson, 1982). С этим событием связано начало формирования лёссов.

Палеомагнитные исследования показывают, что лёссы Кашмира имеют прямую намагниченность и соответствуют верхней части эпохи Брунес. Использование термолюминесцентных датировок и данных по микроморфологии палеопочв позволяет прийти к выводу, что в лёссовых разрезах Кашмира (Дильпур, Карапур, Канир) кроме почвенного горизонта, относящегося к последнему интергляциалу, можно выделить еще по крайней мере четыре почвенных горизонта, отвечающих межледниковьям, климат которых сопоставим с современным. Горизонт почвы, соответствующий последнему интергляциалу, прослеживается в разрезах Бурзахом (глубина 2,2–3,1 м), Канир (4,9–6,4 м), Дильпур (5–6,5 м), Карапур (8,4–10,4 м). С учетом термолюминесцентных дат его возраст оценивается около  $110 \pm 10$  тыс. лет и он коррелируется с подстадией 5e изотопно-кислородной шкалы. По наличию почвенных горизонтов выше палеопочвы, относимой к последнему интергляциалу, в последнем ледниковье, примерно от 80 до 50 тыс. лет назад, предположительно выделяется еще три интервала потепления (Bronger et al., 1987).

Согласно другой точке зрения (Agrawal et al., 1988; Rendell, Townsend, 1988), предполагается,

что накопление озерных отложений нижней каревы на Пирпанджалском фланге завершилось около 200 тыс. лет назад, а с Гималайского фланга палеозеро ушло около 85 тыс. лет. После этих событий началось формирование лёссово-почвенных покровов. При таком понимании геохронологии событий возраст нижних горизонтов лёссов и палеопочв омолаживается по сравнению с вышеприведенными данными. Основанием этому в определенной мере служат термолюминесцентные датировки, дающие возраст нижних лёссовых горизонтов не более 120–140 тыс. лет (Rendell, Townsend, 1988). Однако заметим, что ТЛ-даты, полученные по лёссам верхней части разреза и его основания, мало отличаются по возрасту, что склоняет нас к предположению об омоложенности ТЛ-дат нижних горизонтов лёссов.

Если в Кашмире лёссовые покровы содержат достаточно большое количество палеопочв, хотя возраст последних интерпретируется по-разному, то в лёссах Потварского плато и Пешаварского бассейна не обнаружено почвенных горизонтов, которые могли бы быть использованы для стратиграфического контроля. На Потварском плато и в Пешаварском бассейне мощность лёссов не выходит за пределы, соответственно, 12 и 6 м. Согласно термолюминесцентным датировкам, покров лёсса на Потварском плато имеет возраст от 130 до 18 тыс. лет с единичной датой около 170 тыс. лет из более древнего лёсса; в Пешаварском бассейне возраст (ТЛ) лёссов не превышает 60 тыс. лет (Rendell, 1988). Отсутствие древних лёссов в разрезах Потварского плато, вероятно, связано с плохими условиями консервации лёссовых покровов, причиной чему могла быть активная эрозия (Rendell et al., 1989). Невыраженность палеопочв в лёссах Потварского плато и Пешаварского бассейна может объясняться несколькими причинами: отсутствием периодов почвообразования, эродированностью палеопочв или просто слабой выраженностью процессов почвообразования. Учитывая опыт изучения лёссов Средней Азии, можно заметить, что исчезновение палеопочв в лёссовых покровах или их очень слабая выраженность наблюдаются в зоне перехода от высоких предгорий, имевших относительно большее увлажнение, к низкогорьям и предгорным равнинам, где количество осадков уменьшалось, а вместе с тем, ухудшались условия палеосреды для активного почвообразования.

**На севере Ирана** в разрезе Новдех (Nowdeh), расположенном на левом борту долины р. Горган, мощность лёссов достигает 25 м. Возраст двух погребенных почв S3 и S2, залегающих на глубинах 14 и 13 м, приравнивается к последнему межлед-

никовью. Расчет их возраста (133–113 тыс. лет) произведен, учитывая среднюю скорость накопления лёссового материала (12 см/1000 лет) (Lateef, 1988). Максимальный возраст лёссов в этом разрезе принят до 208 тыс. лет.

**На Ближнем Востоке** к наиболее полным можно отнести лёссово-почвенный разрез Нетивот, располагающийся на северной окраине пустыни Негев, в Израиле (Bruins, Yaalon, 1979). Мощность субаэриальных образований здесь достигает 12 м. В разрезе Нетивот выделено шесть стратиграфических карбонатных горизонтов (SCH), состоящих из карбонатных конкреций и силта. Содержание карбонатных конкреций в этих горизонтах варьирует от 10 до 40 %. Общее содержание карбонатов достигает 30–40 %. Самый нижний, наиболее развитый карбонатный горизонт опесчанен, так как он покоится на песчаной толще. Карбонатные горизонты разделены педогенетически переработанными глинистыми силтами, имеющими призматическую структуру и содержащими карбонатные конкреции (1–5 %). Очевидно, что слои пылеватого золотого материала, по мере накопления, непрерывно перерабатывались почвенными процессами. Фактически, ни один слой лёсса в этом разрезе не избежал сильной переработки почвенными процессами. Карбонатные горизонты служат маркерами определенных стадий развития почвенных процессов, происходивших с явно выраженной циклическостью. С глубины 2,7 м, на уровне SCH2, по раковинам наземных моллюсков получена радиоуглеродная датировка  $27,1 \pm 1,6$  тыс. лет.

В результате применения электронно-парамагнитно-резонансного (ЭПР) метода датирования карбонатных горизонтов (SCH) по карбонатным конкрециям были получены возрасты: SCH3 – 80 тыс. лет, SCH4 – 85 тыс. лет, SCH5 – 133 тыс. лет, SCH6 – 172 тыс. лет (Naruse, Sakuramoto, 1990). На основании этих датировок, учитывая кривую М.Миланковича, считают, что формирование карбонатных горизонтов (кальк-ретов) происходило во время максимумов инсоляции, сопровождавшихся повышенной аридностью палеоклимата. Образование педогенетически измененных глинистых силтов, разделяющих карбонатные горизонты, имело место при понижении уровня солнечной радиации и более увлажненных климатических условиях.

Знакомство автора с фрагментами разреза Нетивот позволяет высказать суждение о том, что горизонты бурых суглинков с хорошо выраженной призматической структурой и залегающие под ними горизонты, пропитанные карбонатами, представляют собой единые педогенетические

профили бурых почв с хорошо развитыми иллювиально-карбонатными горизонтами.

Вопрос о синхронности или диахронности времени формирования почвенных горизонтов Ближнего Востока с межледниковыми событиями остается пока открытым, хотя приведенные выше датировки почвы не противоречат точке зрения о том, что палеопочвы могли формироваться в эпохи межледниковий. Так, три верхних карбонатных горизонта SCH3, SCH4 и SCH5 с перекрывающимися их горизонтами бурых суглинков могут быть объединены в трехчленный педокомплекс, возраст которого соответствует последнему межледниковью или 5-й изотопно-кислородной стадии; возраст нижележащего бурого суглинка и карбонатного горизонта SCH6 сопоставим с 7-й изотопно-кислородной стадией.

*На юге Западной Сибири* известны наиболее полные лёссово-почвенные разрезы умеренной перигляциально-лёссовой зоны Азии. Здесь в пределах Приобского плато и в Прииртышье мощность циклично построенных лёссово-почвенных толщ достигает 100–120 м (Волков, 1980; Волков, Зыкина, 1982; Зыкина, 1986; Шавич, 1987). При разработке стратиграфии лёссово-почвенных образований Приобского плато одним из стратотипических регионов является район близ г. Искитима, где выявлено семь лёссовых горизонтов и двенадцать ископаемых почв, объединяемых в семь педокомплексов (Влоков и др., 1984).

Изучение лёссово-почвенных покровов этого региона показало, что палеопочвы имеют региональное развитие и формировались в эпохи межледниковий и межстадиалов, горизонты лёссов образовались во время оледенений (Волков, Зыкина, 1982; Зыкин и др., 1998). В.С.Зыкиной (1986) отмечается, что в оптимум каждого потепления развивались дифференцированные и сложно построенные почвенные профили, а в заключительную фазу ископаемые почвы перерабатывались в холодных и влажных климатических условиях, сопровождавшихся мерзлотными процессами. Криогенные структуры лучше всего проявлены в позднеплейстоценовых почвах.

Кроме того, существенной особенностью является отсутствие начальных стадий почвообразования, которые стирались последующими процессами педогенеза оптимальной фазы. Общая этапность почвообразования в перигляциальной зоне хорошо подчиняется ледниково-межледниковой цикличности. Отсутствие “почвенной записи” начальных этапов педогенеза может быть объяснено малыми скоростями накопления лёссов на рубеже оледенение/межледниковье.

Заключительные фазы почвообразования приходятся на переход от межледниковий к оледенениям, когда устанавливались достаточно влажные климатические условия для развития мерзлотных процессов. И.А.Волков (1980) связывал эти фазы с прогрессирующим похолоданием на границе межледниковья/оледенение.

В основании субэдральной толщи выделяются плотные лёссовидные суглинки с мощными темноцветными почвами типа луговых, лугово-черноземных и черноземовидных. Согласно палеомагнитным данным эти суглинки, включающие погребенные почвы, соответствуют верхней части эпохи Матуяма и относятся к верхнему интервалу кочковской свиты. На рубеже эоплейстоцена и неоплейстоцена выделен евсинский педокомплекс, представленный луговой и лугово-черноземной почвами. Неоплейстоценовая лёссово-почвенная толща входит в красnodубровскую свиту, представляющую собой разнофациальный комплекс пород. В неоплейстоценовой субэдральной толще были выделены почвенные горизонты (снизу вверх): шадрихинский, шипуновский, койнихинский, бердский, искитимский и суминский (Зыкина, 1986). В дальнейшем эта схема усложнилась и дополнительно были выделены в нижнем неоплейстоцене беловский почвенный комплекс, располагающийся между евсинским и шадрихинским, а в среднем неоплейстоцене – чарышский педокомплекс – между шипуновским и койнихинским педокомплексами (Зыкин и др., 1998).

Беловский педокомплекс состоит из трех почв, отражающих фазы лугового и лугово-черноземного почвообразования. Шадрихинский педокомплекс представлен двумя почвами, нижняя из которых относится к типу слабо выщелоченных черноземов, верхняя почва принадлежит к типу луговых. Ранне-неоплейстоценовые педокомплексы – евсинский, беловский и шадрихинский – сопоставляются с 19-й, 17-й, 15-й и 13-й изотопно-кислородными стадиями.

В среднем неоплейстоцене выделяется три педокомплекса – шипуновский, чарышский и койнихинский, коррелируемые с 11-й, 9-й и 7-й стадиями изотопно-кислородной шкалы. Средне-неоплейстоценовые почвы формировались в степных и лесостепных условиях; для них характерны гумусированность, оподзоленность и лессиваж. В среднем неоплейстоцене отмечается тенденция увеличения аридизации палеоклимата.

В позднем неоплейстоцене выделены бердский, искитимский и суминский педокомплексы. Первый из них параллелизуется с казанцевским межледниковьем. На раннем этапе бердской эпо-

хи почвообразования формировались более гумидные и теплые варианты черноземов по сравнению с современными. Вторая половина бердской эпохи почвообразования представлена черноземами с иллювиально-карбонатными горизонтами, что характеризует аридность палеоклимата.

Искитимский педокомплекс соответствует внутризрянскому потеплению (ранне-позднекаргинский интерстадиал), что подкрепляется радиоуглеродными датами от 24 до 34 тыс. лет. Две более молодые радиоуглеродные даты около 20 тыс. лет, имеющиеся для верхней почвы этого педокомплекса, отражают, по-видимому, возраст диагенетически преобразованных горизонтов (Дергачева, Зыкина, 1988). На Приобском плато нижняя почва искитимского педокомплекса имеет некоторые признаки (наличие гипса в иллювиальном горизонте, каштановый оттенок, неясная комковатость и др.), указывающие на то, что ее формирование происходило в условиях сухой степи. Почвы этого возрастного уровня значительно нарушены мерзлотными процессами, что выражается в солифлюкционных смятиях гумусового горизонта, оглеении его верхней части, наличии гумусированных языков-затеков. Самая верхняя суминская ископаемая почва в субэдральном разрезе Приобья слабо выражена, она представлена иллювиальным карбонатным горизонтом. Ее возраст по радиоуглеродным датировкам 14–13 тыс. лет. На юге Западной Сибири в поздненеоплейстоценовое время субэдральное осадконакопление преобладало над почвообразованием. Почвы позднего неоплейстоцена отражают черты усиления континентальности и аридизации палеоклимата.

**В Центральной и Северной Якутии** в мерзлотно-лессовой зоне лёссово-ледовый комплекс (или едомная свита) более детально изучен в разрезах: Мамонтова Гора – в Центральной Якутии и Дуванный Яр, р. Алаиха, Мус-Хая и Чукочья едома – в Приморской низменности на севере Якутии (Каплина и др., 1978, 1980; Томирдиаро, 1980; Шилов, Томирдиаро, 1982).

В разрезе Мамонтова Гора лёссово-ледовый комплекс образует покров 30-, 50- и 80-метровой террас в долине Алдана. Он представлен лёссовидными суглинками мощностью до 10–15 м, насыщенными жильными льдами. В суглинках встречаются костные остатки *Mammuthus primigenius*, *Rangifer tarandus*, *Coelodonta antiquitatis*, *Equus caballus*, входящие в состав верхнепалеолитического фаунистического комплекса. Радиоуглеродные датировки покровных образований, залегающих на разновозрастных террасах в разрезе Мамонтова Гора, мало разли-

чаются между собой – они находятся в пределах 40–30–25 тыс. лет. Некоторые датировки запредельные. На основании комплекса данных, покровные суглинки относятся к позднему неоплейстоцену – к зырянскому и сартанскому оледенениям (Путеводитель ..., 1990). Этот же вывод относительно возраста покровных образований в разрезе Мамонтова Гора высказывался ранее (Шилов, Томирдиаро, 1982; Pewe et al., 1977). Согласно палинологическим данным, в покровных суглинках отмечается преобладание пыльцы травянистых растений, значительно меньше пыльцы древесных форм.

На Приморской низменности лёссово-ледовый комплекс имеет мощность в среднем до 30–40 м. По криотекстурным признакам он условно делится на две толщи: нижнюю – с толстошлировой криогенной текстурой и верхнюю – с микрошлировой текстурой. Предполагается, что толстошлировая текстура характерна для едомной толщи зырянского возраста, а микрошлировая текстура – для едомы сартанского времени. Такое разделение едомной свиты на нижнюю и верхнюю толщи существует, например, в разрезах Дуванный Яр и Чукочья едома (Томирдиаро, 1980, 1982). В разрезе Дуванный Яр содержащаяся в едомной свите фауна млекопитающих указывает на поздненеоплейстоценовый возраст вмещающих пород. Спорово-пыльцевые спектры и фауна насекомых свидетельствуют о двух типах растительности и среды обитания насекомых: лесотундровом и тундровостепном. Последний характеризует верхнюю часть разреза ледового комплекса (Каплина и др., 1978).

Данные по изотопно-кислородному составу текстурообразующих льдов по разрезам Дуванный Яр и мыс Чукочий (Архангелов и др., 1987), показывают, что ледовый комплекс, разделяющийся на зырянский и сартанский горизонты, в целом характеризуется низкими значениями  $\delta^{18}\text{O}$ . Так, в зырянской толще по разрезу Дуванный Яр отмечены величины  $\delta^{18}\text{O}$  в среднем  $-28 \div -32\%$ , по разрезу мыс Чукочий – в пределах  $-30 \div -33\%$ ; в сартанской толще по Дуванному Яру в среднем  $-32\%$ . Средние значения вариаций  $\delta^{18}\text{O}$  в эпоху казанцевского межледниковья составляют  $-23 \div -25\%$ , а в голоцене  $-19 \div -20\%$ , что отражает палеоклиматические потепления. Вообще, по изотопному составу  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  выявлено, что верхняя часть едомной толщи формировалась в более холодных условиях, чем ее нижняя часть. Маломощные слои или палеопочвы каргинского возраста, присутствующие в лёссово-ледовом комплексе, пока не нашли отчетливого отражения в графиках  $\delta^{18}\text{O}$ .



#### 4.4. Выводы

Таким образом, материалы по геологическому строению и стратиграфии опорных разрезов лёссовой формации Азии позволяют сделать ряд выводов.

1. Лёссовая формация имеет трансрегиональное распространение. Прослеживание ее в трех выделенных зонах – пустынно-лёссовой, перигляциально-лёссовой и мерзлотно-лёссовой – показывает широкие пределы природно-климатических условий, в которых формируется этот тип субэразальных отложений.

2. Наиболее ранние этапы лёссообразования в пустынно-лёссовой зоне проявились в Северном Китае и в Средней Азии, где возраст самых древних лёссов около 2,5 млн лет. Расширение областей лёссообразования и возникновение новых лёссовых провинций происходило по мере аридизации и увеличения степени континентальности климата.

3. Цикличность строения лёссовой формации хорошо выдерживается во всех лёссовых провинциях, отражая палеоклиматические флуктуации. На ранних этапах лёссообразования – в

позднем плиоцене и эоплейстоцене – продолжительность лёссово-почвенных циклов составляла ~ 40 тыс. лет, накопление лёссового материала происходило невысокими темпами и почвообразующие процессы перерабатывали большую часть субэразальных накоплений, вследствие чего горизонты погребенных почв превалируют в верхнеплиоцен-эоплейстоценовых субэразальных толщах. В неоплейстоцене лёссово-почвенные циклы выражены более отчетливо, их продолжительность достигала около 100 тыс. лет.

4. Имеющиеся геохронологические данные по опорным лёссово-почвенным разрезам свидетельствуют в пользу того, что эпохи лёссообразования связаны с похолоданиями/оледенениями, а формирование почв – с потеплениями/межледниковьями. Эта закономерность выдерживается как в пустынно-лёссовой, так и в умеренной перигляциально-лёссовой зоне. В субарктической мерзлотно-лёссовой зоне, несмотря на спорность вопроса о генезисе лёссово-ледового комплекса, также фиксируется его возрастная приуроченность к оледенению позднего неоплейстоцена.

## Глава 5

# ГЕОАРХЕОЛОГИЯ ОСНОВНЫХ ПАЛЕОЛИТИЧЕСКИХ МЕСТОНАХОЖДЕНИЙ СРЕДНЕЙ АЗИИ

В этой главе обсуждаются три группы вопросов. Во-первых, стратиграфия археологических местонахождений и вопросы их геохронологии в свете новых данных по лёссово-почвенной шкале. Во-вторых, использование археологических данных для датирования четвертичных отложений, лишенных палеонтологического и геохронологического обоснования. В-третьих, палеогеографические реконструкции среды обитания древнего человека и этапы его расселения в Средней Азии.

Из трех перечисленных положений два первых взаимно дополняют друг друга, и их рассмотрение наиболее удовлетворительно осуществляется на примере таких археологических объектов, где имеется хороший стратиграфический контекст. К их числу относятся местонахождения с археологическим материалом, заключенным: 1 – в лёссово-почвенных толщах; 2 – в аллювиально-пролювиальных галечниках или маломощных покровах, слагающих террасы и конусы выноса; 3 – в пещерных отложениях. Археологические находки, полученные в результате сбора каменного материала с поверхностей террас или конусов выноса, не входят в число вышеперечисленных трех групп археологических памятников. На основе материала поверхностных сборов не решаются вопросы геохронологии, а лишь накапливаются дополнительные данные по геоархеологии и определяется верхний возрастной предел того или иного объекта, другими словами, мы можем сказать, что данная поверхность “не моложе” найденных на ней артефактов. Следует заметить, что это тоже бывает важно, особенно, если имеется серия террас с разновозрастными каменными индустриями.

Согласно археологической периодизации, выделяются местонахождения ранне-, средне- и позднепалеолитического возраста (рис. 51). Определение возрастной границы между нижним и средним палеолитом в последнее время пересматривается.

Если раньше эта граница археологами предлагалась на уровне 75 тыс. лет (Ранов, Несмеянов, 1973), т. е. мустьерская культура рассматривалась в диапазоне от 75 до 40 тыс. лет, а позднее примерно от 100 тыс. лет, то в настоящее время есть сведения, что среднепалеолитические индустрии на Ближнем Востоке и в Западной Европе стали развиваться еще раньше — примерно с 200—250 тыс. лет (Bar-Yosef, 1995; Tuffreau, 1986; Roebroeks et al., 1993). Это накладывает отпечаток на выводы по стратиграфии террас в случае, когда такие выводы строятся с привлечением археологических данных.

Долгое время среди палеолитических памятников, относимых к раннему палеолиту, преобладали местонахождения, лишенные геохронологической характеристики. Многочисленные артефакты, собранные на поверхности в Казахском мелкосопочнике, на п-ове Мангышлак, на Устюрте, в пустынях Туркмении, не были привязаны к стратиграфическим разрезам. Что же касается определения возраста собранных на поверхности каменных изделий, подавляющее большинство которых принадлежит к так называемой галечной культуре, то, как пишет В.А.Ранов: “Хорошо известно, что индустрия галечного типа не поддается возрастным подразделениям на основе типологии и техники изготовления орудий” (Ранов, 1992б, с. 83). Поэтому такого рода местонахождения и сборы каменного материала на них не могут служить геоархеологическими реперами или стоянками-геоархеофактами. Понятие геоархеофакт, предложенное В.А.Рановым (Додонов, Ранов, 1987), призвано подчеркнуть стратиграфическую и археологическую значимость местонахождения, имеющего четкую стратиграфическую позицию и располагающего подлинными артефактами. Ниже мы будем пользоваться этим термином, хотя понятие *геоархеологический репер*, как нам представляется, лучше вписывается в контекст данной работы.

## 5.1. Местонахождения палеолита в лёссово-почвенной формации

Благодаря детальному изучению лёссово-почвенных разрезов и открытию палеолитических находок в погребенных почвах (Лазаренко, Ранов, 1975, 1977; Додонов, Ранов, 1976а, б; Додонов и др., 1978; Додонов, 1986; Ранов и др., 1987; Ранов, Шефер, 2000) появилась новая группа палеолитических памятников с хорошей стратиграфической привязкой. К настоящему

времени в Южном Таджикистане известно до 40 точек с находками каменных изделий в лёссовых разрезах. Наиболее важные и лучше изученные местонахождения связаны с 12-й и 11-й палеопочвами в Кульдаре, с ПК6 – в разрезе Лахути, ПК5 – в разрезах Каратау, Хонако, Лахути и Карамайдан, ПК4 – в Кайрубаке, Лахути, Хонако и, наконец, ПК2 и ПК1 – в Хона-

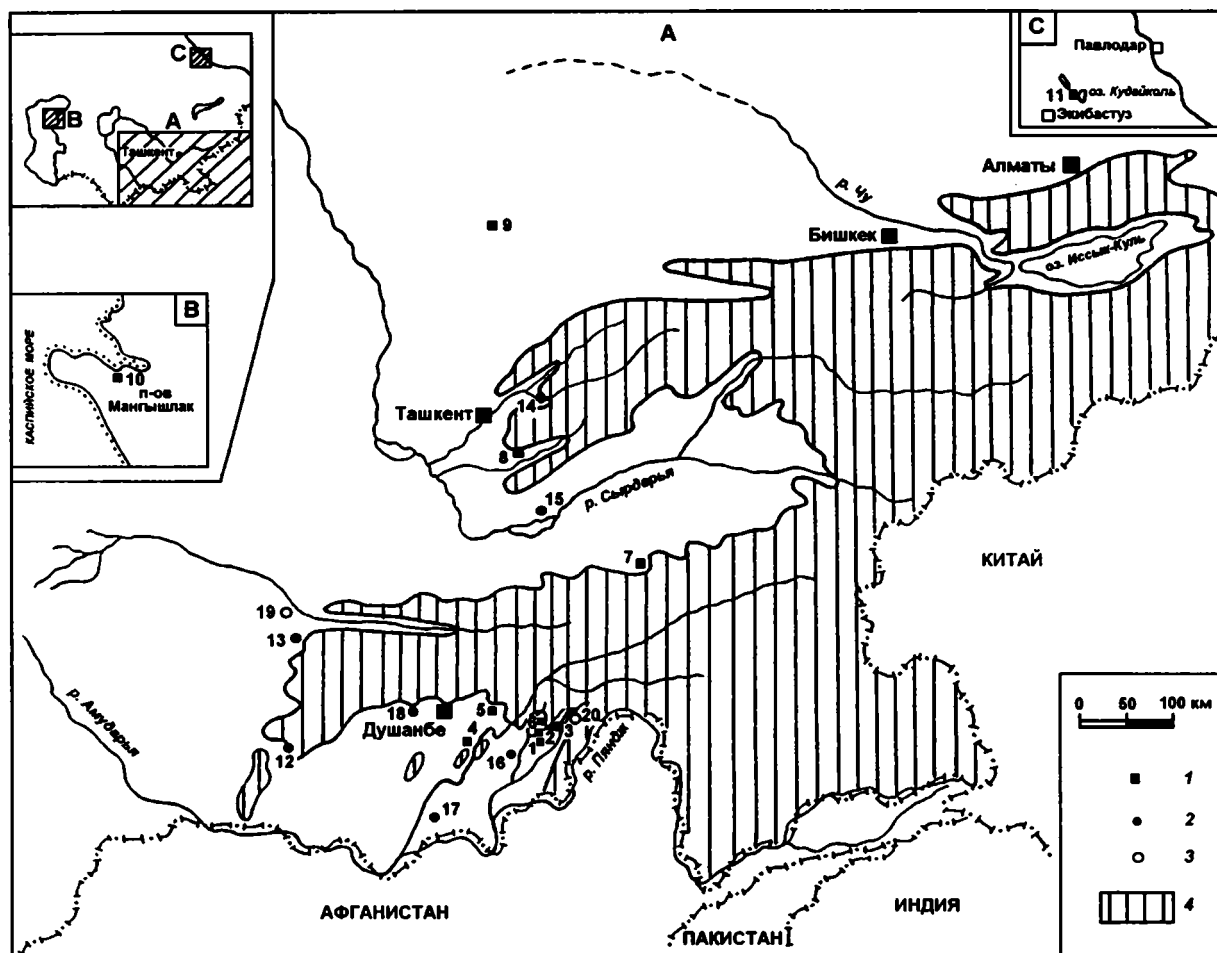


Рис. 51. Расположение основных местонахождений палеолита в Средней Азии (А) и в Казахстане (врезки В, С)

1 – раннепалеолитические местонахождения: 1 – Кульдара, 2 – Лахути, 3 – Хонако, 4 – Каратау, 5 – Карамайдан, 6 – Кайрубак, 7 – Сель-Унгур, 8 – Кульбулак, 9 – Арыстанды, 10 – долина р. Шахбагатасай, 11 – террасы оз. Кудайколь; 2 – среднепалеолитические местонахождения: 12 – Тешик-Таш, 13 – Аман-Кутан, 14 – Обирахмат, 15 – Кайрак-Кум, 16 – Огзи-Кичик, 17 – Кара-Бура, 18 – Худжи; 3 – позднепалеолитические стоянки: 19 – Самаркандская, 20 – Шугноу; 4 – горный рельеф (> 2000 м над уровнем моря)

ко. Следует отметить также немногочисленные палеолитические находки, по данным В.А.Ранова, – в 8-м и 7-м педокомплексах.

Самым древним стратифицированным палеолитическим памятником в Южном Таджикистане сейчас можно назвать местонахождение Ку л ь д а р а, располагающееся в одноименном овраге на левом борту долины р. Обимазар, недалеко от кишлака Лахути. Здесь в сильно сближенных между собой 11-й и 12-й палеопочвах было обнаружено пока сравнительно небольшое число палеолитических изделий – всего 46 бесспорных артефактов. Площадь раскопа 36 м<sup>2</sup>. Археологические находки встречаются в 11-й и 12-й палеопочвах как бы во взвешенном состоянии – на разных уровнях относительно подошвы и кровли

почвенных горизонтов. Наряду с вертикальной дисперсией, здесь не было отмечено и площадной концентрации находок. Каменная индустрия Кульдары представлена отщепами, скреблами, редкими нуклеусами, изделиями в виде “дольки апельсина”, встречен обломок бифасиального орудия. Обращают на себя внимание небольшие размеры и типологическая аморфность каменных изделий, что, как считает В.А.Ранов, представляет собой одну из особенностей раннепалеолитических памятников, например, таких, как Коби Фор, долина р. Омо, Олдувей, Вертешолеш (Ранов и др., 1987), хотя среди названных памятников есть и такие, где наряду с мелкими артефактами (1–3–5 см) встречаются и крупные орудия. Указывая на невыразительность и аморф-

ность индустрии Кульдары, В.А.Ранов, вместе с тем, обращает внимание на хорошую обработку некоторых изделий – обломка бифасиального орудия и небольших нуклеусов, что служит указанием на определенную необычность этого памятника. В целом индустрия Кульдары по своей технической принадлежности рассматривается как вариант галечной культуры, вероятно, лежащей в основании всего развития галечных индустрий, известных на юге Таджикистана.

11-я и 12-я палеопочвы находятся в зоне обратной намагниченности под инверсией Матуяма–Брюнес, проходящей в горизонте лёсса между 10-м и 9-м педокомплексами (рис. 52). Возраст палеомагнитной инверсии Матуяма–Брюнес принят равным 780 тыс. лет (Cande, Kent, 1995), подошва 10-го педокомплекса, согласно возрастной калибровке (см. главу 4), может быть оценена в 860–865 тыс. лет; продолжительность формирования одного седиментационного цикла (почва+горизонт лёсса) в верхней части эпохи Матуяма составляет около 40 тыс. лет. Из этого следует, что формирование 11-й и 12-й палеопочв происходило в отрезок времени примерно от 950 до 880 тыс. л. н., т. е. мы можем принять возраст палеолитического памятника Кульдара равным в среднем 900 тыс. лет.

На этом же стратиграфическом уровне в близ расположенном разрезе Лахути имеется фаунистический горизонт Лахути-2, в котором обнаружены костные остатки животных, включая древних собак, гиен, саблезубых кошек, пантер, слонов, лошадей, оленей, верблюдов, антилоп, быков, являющихся обитателями как лесных и пойменных биотопов, так и представителями открытых степных ландшафтов с преобладанием последних.

Палинологические исследования по Кульдаре показали, что пробы из 11-й и 12-й палеопочв имеют разную степень насыщенности пылью; в целом она достаточно высокая, например, в отдельных препаратах из палеопочвы 12 насчитывалось до 150–200 пылевых зерен. В большинстве образцов пыльца древесных растений преобладает над пылью травянистых растений. Согласно заключению М.М.Пахомова, палеорастительность была представлена хвойными и широколиственными лесами, произраставшими на склонах гор, а в предгорьях преобладали лесостепные и степные (саванноидные) растительные группировки (Ранов и др., 1987, см. раздел 4.3). В целом палиноспектры характеризуют климат достаточно влажный и мягкий. Многие компоненты дендрофлоры, определенные в разрезе Кульдары, ныне характерны для районов с мус-

сонным климатом, что свидетельствует о проникновении летних муссонов со стороны Индийского океана к северу от Гиндукуша.

Литофациальный анализ древнеаллювиальных серий, содержащих фаунистический горизонт Лахути-2, и данные по палинофлоре в Кульдаре позволяют представить, что палеодолина р. Обимазар была широкой, поросшей тугайной растительностью, река имела протоки с небольшими заводями. 11-я и 12-я палеопочвы залегают практически горизонтально, что свидетельствует о выровненном палеорельефе в эпоху обитания древних людей.

Следующий стратиграфический уровень, с которым связаны значительные находки палеолитических изделий, располагается в центральной части разреза Лахути в 6-м педокомплексе – в его нижней почве ПК<sub>62</sub>, которая еще нумеровалась, по В.А.Ранову, как 7-я почва (Ранов, Клец, 1998). В более поздней публикации (Ранов, Шефер, 2000) это местонахождение было названо Обимазар-6. В этой почве найдено более 100 артефактов (многоплощадочные нуклеусы, крупные отщепы, дольки, клинья), отмечены также мелкие обломки костей, иногда обгорелые. Общая площадь раскопов составила 86 м<sup>2</sup>. В технологическом отношении каменный инвентарь почвы ПК<sub>62</sub> имеет черты сходства с индустрией каратау (Ранов, Клец, 1998). В верхней почве ПК<sub>61</sub>, входящей в ПК<sub>6</sub>, также были обнаружены артефакты.

В местонахождении Каратау-1 (площадь раскопа 500 м<sup>2</sup>) из 5-го педокомплекса извлечено более 600 артефактов, среди которых присутствуют галечные орудия – чопперы, встречаются массивные отщепы клектонского типа, унифасы, сколы, напоминающие по форме дольки апельсина – “citron”. Отмечаются тейякско-клектонские приемы обработки камня. Следов культурного горизонта в археологическом раскопе не было зафиксировано (Ранов, 1980; Ranov, 1995).

В соответствии с новыми данными по термолюминесцентному датированию верхних горизонтов лёссов и согласно возрастной калибровке лёссово-почвенной шкалы по кривой  $\delta^{18}\text{O}$  (см. главу 4), время формирования 5-го педокомплекса и заключенной в нем каменной индустрии оценивается около 500 тыс. лет назад и ПК<sub>5</sub> коррелируется с 13-й стадией  $\delta^{18}\text{O}$ . Это в два с половиной раза более древний возраст, чем принимавшийся раньше на основе омоложенных термолюминесцентных дат порядка 200 тыс. лет (Лазаренко, Ранов, 1977; Lazarenko, 1984).

Следует обратить внимание на то, что в последних публикациях (Ранов, Амосова, 2001; Ranov, Schäfer, 2000; Ranov, 2001) высказывается мнение (без новых материалов по раскопкам) о

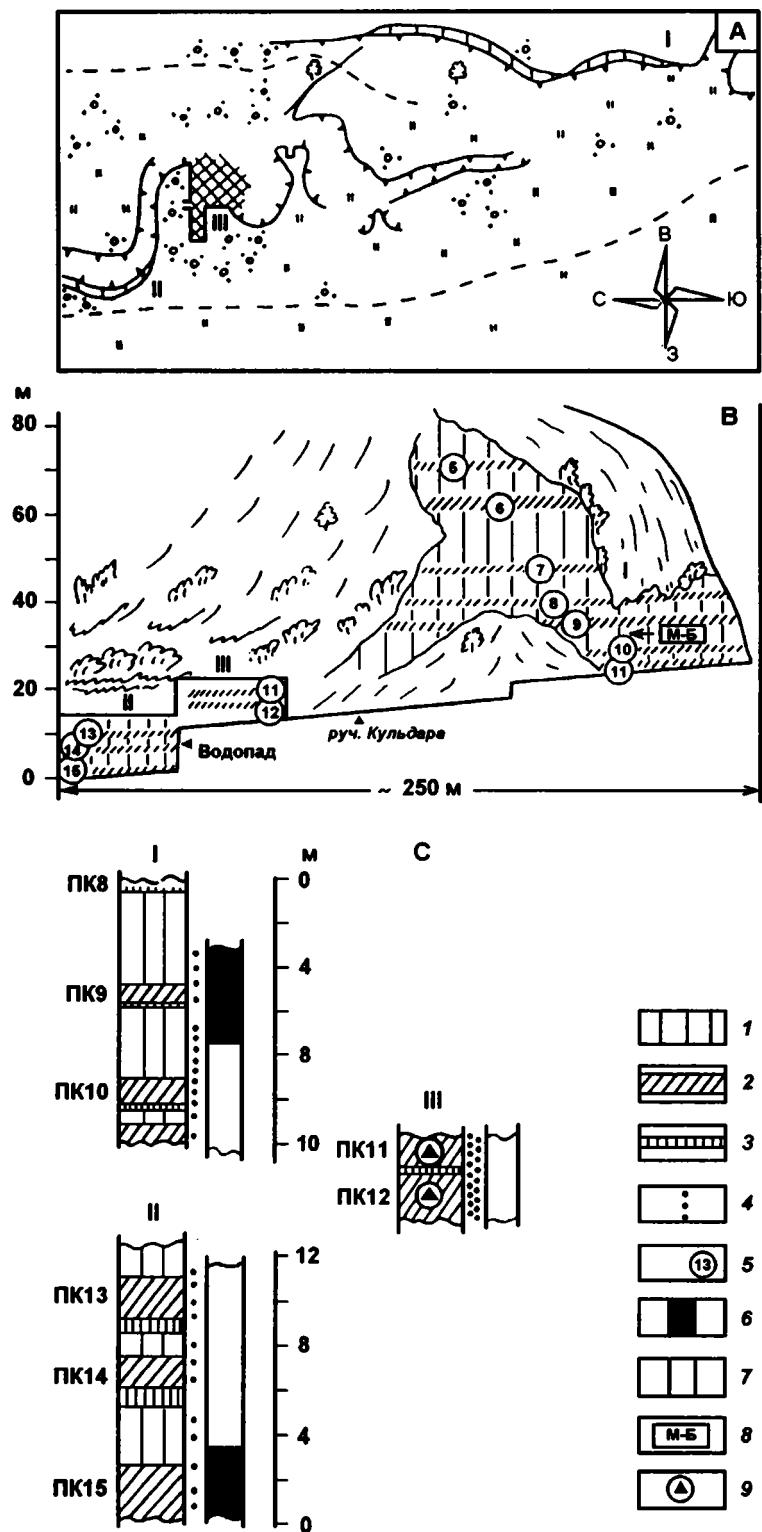


Рис. 52. Лёссово-почвенный разрез Кульдара

А – план расположения разрезов I, II и археологического раскопа III, площадь раскопа заштрихована; В – обнажения вдоль оврага Кульдара; С – палеомагнитная характеристика разрезов I, II и раскопа III

1 – лёсс; 2 – погребенная почва; 3 – карбонатная корка; 4 – точки отбора образцов; 5 – номер палеопочвы; 6, 7 – намагниченность: 6 – прямая, 7 – обратная; 8 – инверсия Матуяма–Брюнес; 9 – археологические находки

том, что основные археологические находки в Каратау-1 связаны с ПК6, что не согласуется с данными, приводившимися ранее по материалам полевых работ А.А.Лазаренко и В.А.Ранова (Лазаренко, Ранов, 1977; Lazarenko, 1984; Лазаренко, 1992). Дело в том, что, несмотря ни на какие ревизии возраста педокомплексов и пересмотр их нумерации — номенклатурное обозначение (не измененное для Каратау), археологические находки в Каратау-1 были приурочены к верхнему педокомплексу — ПК5 в “дубле” сближенных горизонтов ПК5 и ПК6, которые достаточно хорошо идентифицированы и описаны в этом разрезе (Лазаренко, Ранов, 1977, с. 47–48).

К этому же возрастному уровню — около 500 тыс. лет — относятся не столь обильные, как в Каратау, находки артефактов, извлеченные из 5-го педокомплекса в местонахождениях Карамайдан, Хонако-3, Чашманигар и Лахути/Обимазар.

Разрез **К а р а м а й д а н** с палеолитическими находками располагается в узком глубоком овраге на левом борту р. Джондоды. Здесь выделено десять уровней почвообразования и десять лёссовых горизонтов, имеющих прямую намагниченность. 5-й педокомплекс хорошо обнажается в небольшой боковой промоине оврага над несколькими домами — остатками кишлака Карамайдан. Этот педокомплекс был вскрыт в раскопе на площади 37 м<sup>2</sup> в стенке северной экспозиции. В строении ПК5 выделены две палеопочвы, наложенные одна на другую.

Верхняя — светло-коричневая карбонатизированная почва, в ней отмечаются биолиты и ходы землероев (мощность 1,8 м). Иллювиально-карбонатный горизонт выражен в виде слоя повышенной карбонатизации, в нем встречаются карбонатные конкреции размером 2–4 см; его мощность 0,4–0,5 м, он наложен на нижележащую бурую почву. В верхней светло-коричневой почве в интервале 0,5–1,6 м были обнаружены костные остатки животных, что само по себе является достаточно редким случаем среди палеолитических местонахождений в погребенных почвах лёссовых разрезов Таджикистана. Костный материал не окатан, залегал горизонтально. Кости белые, пустоты в них заполнены рыхлым карбонатом. Костный материал рассредоточен по латерали на протяжении всей 10-метровой стенки раскопа. Было зафиксировано восемь крупных костных обломков, из них только два, диагностируемые Ш.Шараповым, были определены — это неполная правая локтевая кость *Dicerorhinus* cf. *beliajevi* и неполный сброшенный рог *Cervus elaphus bactrianus fossilis* (Додонов и др., 1989). Стратиграфический диапазон карамайданского

носорога верхний плиоцен — средний неоплейстоцен, а карамайданского оленя — средний неоплейстоцен — современность. В целом, палеонтологические данные не противоречат тому, что возраст 5-го педокомплекса соответствует верхней части нижнего неоплейстоцена.

Нижняя буроцветная почва в ПК5 характеризуется лучшей оструктуренностью и большей выщелоченностью по сравнению с верхней светло-коричневой почвой; мощность нижней почвы около 2,5 м. В самой верхней части буроцветной почвы встречаются кротовины, генетически связанные с верхней почвой. В оптимально развитой части профиля буроцветной почвы, где наблюдается наибольшая насыщенность окраски и отчетливая комковатость, встречаются каменные изделия. Какой-либо приуроченности археологических находок к определенному горизонту не наблюдается. Среди найденных 39 каменных изделий обращает на себя внимание слабое проявление следов преднамеренной обработки артефактов, что, по-видимому, связано с плохим качеством первичного материала. Так, в составе древних пролювиальных галечников Джондоды представлены гранодиориты, эффузивы, метаморфические породы, как правило, малоприспособленные для пластинчатого скалывания. Из описания каменного материала, данного В.А.Рановым, следует, что по типологии и характеру обработки артефакты, найденные в 5-м педокомплексе разреза Карамайдан, аналогичны каменным изделиям, известным на этом же стратиграфическом уровне в других точках (Каратау, Хонако).

В **Х о н а к о - 3** и **Ч а ш м а н и г а р**е было найдено несколько каменных изделий в 5-м педокомплексе, но специальных раскопок не проводилось. Находки в Хонако-3 и Чашманигаре расширяют на восток и северо-восток ареал распространения индустрии, связанной с ПК5.

Еще одним местонахождением этого возрастного диапазона следует считать находки на археологической стоянке **Л а х у т и - 1**. Первоначально автор настоящей работы считал, что каменные изделия в этом местонахождении были обнаружены в 4-м педокомплексе и были моложе каратауских. Заметим, что ПК4 в употребляемой нами нумерации ранее индексировался как ПК5, поскольку в общий счет палеопочв входила слабо развитая почва интерстадиального типа, прослеживающаяся над ПК1, но теперь мы отказались от обозначения верхней слабо развитой почвы в качестве самостоятельной с тем, чтобы была индексация, общая с той, которой придерживаются другие авторы (А.А.Лазаренко, А.Бронгер, П.Хазартс). Фрагментарность разреза

в точке, где находится археологический раскоп Лахути-1 (см. рис. 21), не позволяет построить полную стратиграфическую последовательность выше педокомплекса, содержащего артефакты, поэтому вопрос о том, в какой почве обнаружены артефакты, решается на основе корреляции данного разреза с более полным, находящимся в средней части обнажения Лахути.

Детальное измерение магнитной восприимчивости по 15-метровому интервалу разреза в местонахождении Лахути-1 (проведенное А.Е.Додоновым и Дж.Хусом), построение кривой  $k$  и ее корреляция с такими же кривыми полного разреза Лахути и соседнего разреза Тагиджар – все это позволило идентифицировать педокомплекс, содержащий артефакты в Лахути-1, с ПК5 (рис. 53). Следует заметить, что идея такого сопоставления была предложена после инструментального нивелирования ПК6 и ПК5 по простиранию палеопочв вдоль обнажения Лахути (Schäfer et al., 1996), хотя полной уверенности в том, что нивелирование обеспечило полную идентификацию почвенных горизонтов не было, так как в обнажении Лахути палеопочвы имеют падение в сторону долины, а прослеживание отдельных горизонтов не всегда легко осуществимо по причине закрытости склонов.

В.А.Ранов рассматривает каменный инвентарь местонахождения Лахути-1 как один из характерных палеолитических объектов, принадлежащий галечной культуре среднеазиатского круга археологических памятников и содержащий те же архаичные приемы обработки камня, что и в Каратау-1. В индустрии Лахути-1 отмечается появление площадочных нуклеусов, хотя в очень малом количестве, присутствуют редкие леваллуазские заготовки, представлены чопперы, сколы “цитрон”, преобладает выемчато-зубчатая ретушь. В целом, как и в Каратау-1, обработка орудий отличается крайней аморфностью и незавершенностью типов. В итоге В.А.Ранов квалифицирует индустрию Лахути-1 как галечную с тейяско-клекторскими технико-типологическими элементами и слабыми проявлениями леваллуазской технологии и сохраняет за этим памятником более молодой возраст по сравнению с Каратау-1 (Ranov, 1995).

Вопрос относительно соотношения двух каменных индустрий, известных в Каратау-1 и в Лахути-1, по-видимому, должен решаться на более широкой методологической основе, поскольку, как стало очевидно, теперь оба этих местонахождения в возрастном отношении следует относить к одному и тому же 5-му педокомплексу, принимая во внимание изложенные выше данные о корреляции местонахождения Лахути-1, а

также уже опубликованные материалы о палеолитическом местонахождении Каратау-1 (Лазаренко, Ранов, 1977). Не исключено, что еще не сказано последнее слово о сопоставлении Каратау-1 и Лахути-1 и потребуются дополнительные археологические работы. В этом отношении показательно одно из замечаний, высказанных по поводу стоянки Каратау-1, обращающее внимание на то, что “в нашем распоряжении пока имеется небольшой материал, возможно, отражающий лишь какую-то часть индустрии, более сложной и разнообразной в целом” (Лазаренко, Ранов, 1977, с. 51).

Прослеживание по простиранию уровня ПК5 в обнажении Лахути и поиски артефактов привели к обнаружению нового местонахождения с каменными изделиями в центральной части обнажения (фото 7). Эта точка условно названа Лах у т и / О б и м а з а р. Здесь повторяется та же картина условий залегания артефактов, которая наблюдалась на стоянке Лахути-1. Первые раскопки дали несколько десятков орудий. Их типологическая принадлежность к комплексу орудий в Лахути-1 не вызывает сомнений.

Более молодой уровень с палеолитическими находками в ПК4 известен по местонахождениям: Кайрубак, Хонако-1, Хонако-2, Тагиджар. Во всех этих точках был обнаружен сравнительно немногочисленный каменный материал. В разрезе К а й р у б а к в средней части ПК4 было обнаружено пять каменных предметов (фото 8). Это – грубые отщепы, изготовленные при раскалывании гальки зеленокаменных пород. Один из отщепов был сколот с подготовленной поверхности нуклеуса (Додонов, Ранов, 1976а). В Х о н а к о-1 в ПК4 было найдено хорошо выраженное двойное скребло со следами ретуши, изготовленное из ромбовидного обломка лейкократовой породы. В Х о н а к о-2 было встречено орудие, примечательное своими значительными размерами (24,5×13,0×2,5 см) и обработкой. Это был небольшой уплощенный валун магматической породы серовато-зеленого цвета, расколотый вдоль осевой плоскости уплощения. Орудие имеет эллипсоидную форму, один его конец слегка утолщен, другой приострен, на одной из плоскостей сохраняется валунная корка, снятая лишь по краям дополнительными сколами. В.А.Ранов, характеризуя это орудие, предварительно указывал на его сходство с кливерами, известными в Индии и Африке в ашельское время (Додонов и др., 1978). В Т а г и д ж а р е в ПК4 были найдены необработанные гальки. В целом, перечисленные выше находки каменных изделий из ПК4 демонстрируют набор орудий временных охотничьих лагерей.

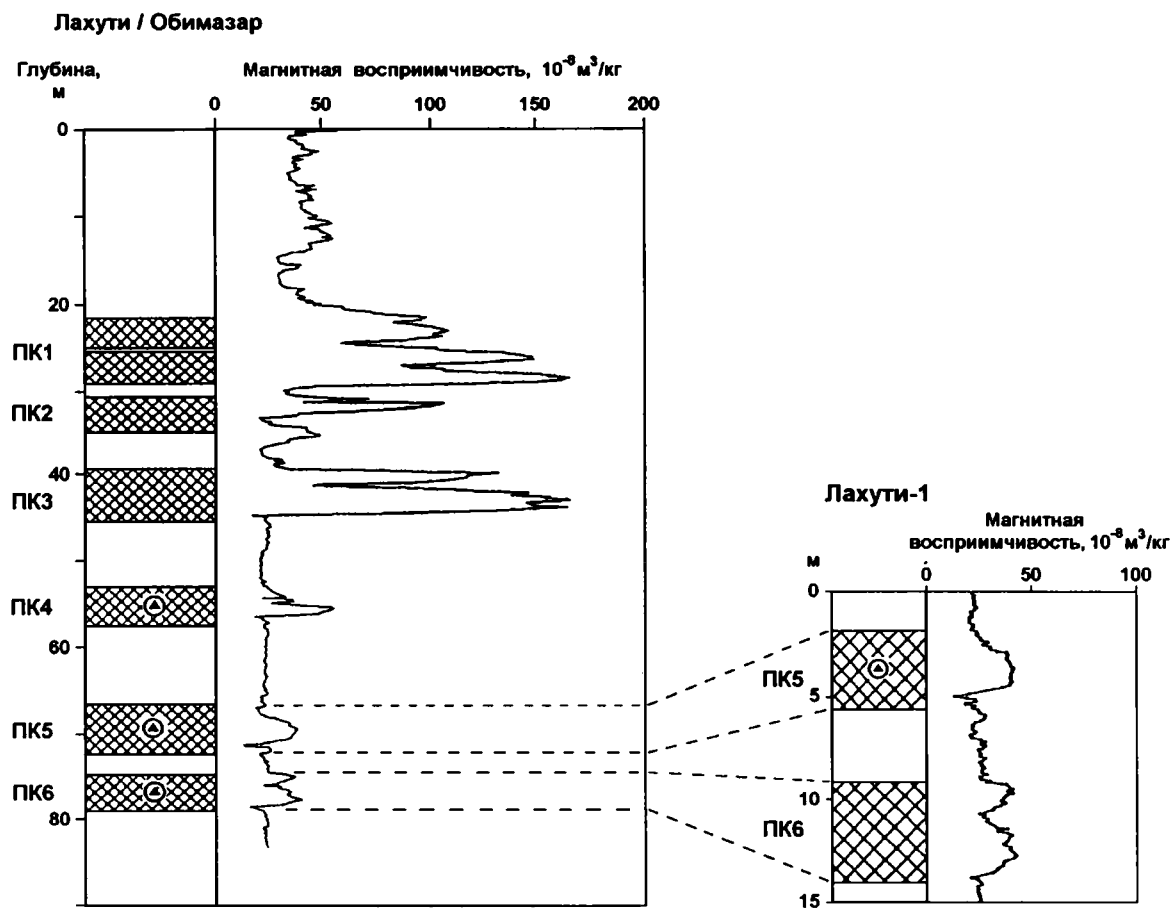


Рис. 53. Корреляция разреза палеолитической стоянки Лахути-1 с основным лёссово-почвенным разрезом Лахути/Обимазар

Для корреляции использованы кривые магнитной восприимчивости

Еще один пункт – О б и м а з а р, который можно назвать стоянкой, расположен в центральной части обнажения Лахути, в 600–700 м западнее стоянки Лахути-1. Это местонахождение с большим количеством каменных предметов (более 1300) было обнаружено А.А.Лазаренко на глубине 55 м в палеопочве, диагностированной им как ПК3. Некоторое время оставалось неясным, в каком точно педокомплексе – ПК3 или ПК4 – были найдены палеолитические изделия, так как верхняя часть разреза Лахути имеет сложное строение по причине наложения двух верхних педокомплексов друг на друга, из-за чего были возможны ошибки в стратификации и диагностике палеопочв. В результате изучения палеопочв и их магнитной восприимчивости было показано, что педокомплекс с археологическими находками (пункт Обимазар) в разрезе Лахути на глубине 55 м от кровли разреза соответствует ПК4.

Магнитная восприимчивость ПК4 резко отличается от высокоамплитудных пиков к ПК3, поэтому идентификация ПК4, содержащего находки каменных изделий, решается здесь однозначно (см. рис. 53). Согласно общей корреляции лёссово-почвенной шкалы с изотопно-кислородной шкалой, ПК4 сопоставляется с 11-й стадией  $\delta^{18}\text{O}$  и на основании калибровки возраст этого педокомплекса может быть оценен около 400 тыс. лет (см. главу 4), что существенно отличается от ранее принятого (~130 тыс. лет) по омоложенным ТЛ-датировкам. В каменной индустрии Обимазара сохраняются все признаки галечной техники. Вместе с тем, с археологической точки зрения каменный материал Обимазара представляет собой отклонение от того, что наблюдалось в других точках, например, на стоянке Лахути-1. В Обимазаре отмечается обилие мелких отщепов и большое количество клиновидных сколов, орудий со вторичной обработкой



очень мало, чопперы отсутствуют. Вообще, следует иметь в виду, что в местонахождении Обимаза не производилось значительных раскопок. Пока этот памятник можно рассматривать как часть мастерской, где представлены отходы каменной обработки (Ranov, 1995). В свете этих данных приходится признать довольно сложной задачу археологической периодизации стоянки Обимаза, хотя В.А.Ранов высказывает предположение о некоторых признаках мустьерского характера обработки камня, присутствующих в индустрии Обимаза.

Наконец, самые поздние в возрастном отношении палеолитические находки в лёссовых толщах приходятся на ПК2 и ПК1 в разрезе Хонако-3. Если раньше в этом обнажении был известен каменный материал из ПК5 и ПК4, то дальнейшие поиски и раскопки позволили получить новый материал из более молодых почв. На данном этапе исследований установлено, что в ПК2 и ПК1 представлена среднепалеолитическая культура, именуемая мустьерской (Schäfer et al., 1996, 1998; Schäfer, Ranov, 1997; Ранов, Шефер, 2000). Среди каменного инвентаря характерно присутствие ножевидных пластин (леваллуазского типа), скребел и призматических нуклеусов. К этому же возрастному интервалу относятся новые находки мустьерских артефактов из первого педокомплекса в местонахождении Дусти, расположенном на водоразделе рек Обимаза и Тира в нескольких километрах к западу от кишлака Султанмазар (Ранов и др., 2001).

В свете новой информации по геoarхеологии верхних горизонтов ископаемых почв очень важно следующее замечание В.А.Ранова о том, что “судя по имеющимся на сегодняшний день данным, ни в одном из трех верхних ПК не имеется находок, соответствующих верхнему палеолиту” (Ранов, 1997, с. 17). Речь здесь идет о верхних трех педокомплексах – ПК3, ПК2 и ПК1. Это наблюдение имеет значение в связи с тем, что археологические данные в этом случае не дают основания омолаживать возраст верхних педокомплексов, как это делалось раньше при использовании омоложенных ТЛ-датировок. В этом контексте археологические материалы согласуются с датированием ПК1 и его корреляцией с последним межледниковьем.

Предположение о более молодом возрасте ПК1 и дискуссия, касающаяся ТЛ-датировок по ПК1 (Лаухин, Поспелова, Ранов и др., 2001), будут стимулировать поиски новой аргументации в датировании верхних ископаемых почвенных горизонтов. Вместе с тем, заметим, что запись напряженности геомагнитного поля для ПК1 в Хо-

нако-3, по материалам С.А.Лаухина, Г.А.Поспеловой и их соавторов, не может служить безусловным источником информации о возрасте ПК1. Кривая напряженности геомагнитного поля, как некий стандарт по разрезам удаленных регионов, находится в состоянии разработки так же, как и ее геохронологическое обоснование. Кроме того, отсутствие палеомагнитного экскурса Блейк в ПК1, на что обращается внимание этими исследователями, не дает повода пересматривать стратиграфию, поскольку выявление экскурсов не всегда осуществимо, особенно в ископаемых почвах.

По описаниям Й.Шефера с соавторами (Schäfer et al., 1998), интересно отметить редкие находки артефактов в слабо развитых сероземных почвах, которые выделяются в горизонте лёсса, разделяющем ПК2 и ПК1 в разрезе Хонако-3.

Наряду с охарактеризованными выше палеолитическими местонахождениями следует упомянуть еще об одной находке – обломке пластины кремнистой породы, который был заключен во втором педокомплексе (глубина 21 м) в разрезе Оркутсай Приташкентского района. Судя по описанию, эта пластина принадлежит мустьерской культуре (Мавлянов, Касымов, 1984). Тем самым и в Приташкентском районе подтверждается факт наличия более молодых – среднепалеолитических культур в верхних почвенных горизонтах, что согласуется с палеолитическими находками в ПК2 и ПК1 в Хонако.

Ранее неоднократно отмечалось, что палеолитические местонахождения, располагающиеся в лёссовых разрезах, обладают особенностями, отличающими их от палеолитических памятников, связанных с другим типом отложений (Ранов, 1980; Додонов и др., 1982; Додонов, Ранов, 1987; Лазаренко, 1992; Ранов, 1995). В этой связи часто употребим термин “лёссовый палеолит”, что отражает специфику палеолитических местонахождений в лёссовых разрезах. Одна из особенностей захоронения каменного материала в лёссовых разрезах заключается в отсутствии четко выраженных культурных горизонтов. Каменный материал обычно приурочен к оптимально развитой части почвенного профиля, будучи сосредоточен по вертикали в интервале 1–1,5 м. В лёссах находки практически отсутствуют, лишь единичные артефакты были встречены, например, в Хонако-3, в горизонте лёсса Л2 – в той его части, которая затронута сероземным почвообразованием (Schäfer et al., 1996, 1998).

Все это позволяет утверждать, что древний человек предпочитал оптимальные климатические условия при расселении в лёссовых регио-

нах. Рассредоточенность артефактов по вертикали, по-видимому, связана главным образом с несколькими причинами.

Во-первых, придерживаясь конседиментационной модели почвообразования, мы полагаем, что часть каменных изделий оказывалась погребенной к моменту появления новых каменных предметов на поверхности почвы, что создавало предпосылки для вертикального распределения артефактов. Надо заметить, что конседиментационная модель условий захоронения палеолитического материала трактуется неадекватно разными исследователями. Приведем точку зрения наших бельгийских коллег – П.Хазартса и Х.Месдах. При совместных работах с этими исследователями по проекту INTAS, в котором со стороны стран СНГ участвовали В.А.Ранов и автор данной работы, вышеназванными зарубежными исследователями было высказано предположение, что захоронение палеолитического материала в оптимально развитой части почвенного профиля отнюдь не означает расселения древнего человека в интервале оптимального развития климата и формирования почвенного горизонта Bt.

Их аргументация сводилась к тому, что лесивированный горизонт Bt формируется в условиях полного отсутствия привноса с поверхности дополнительных порций карбонатного вещества, т. е. отрицалась лёссовая седиментация во время глинистого иллювиирования и формирования горизонта Bt. Поэтому делалось предположение, что захоронение артефактов и их рассредоточение по профилю почвы происходили на ранних этапах формирования педокомплекса в эпоху, когда преобладал сероземный процесс почвообразования, из чего следовал вывод о том, что древний человек обитал не во время климатического оптимума, а преимущественно в эпоху, предшествующую оптимуму, когда преобладали ландшафты открытых степей. При этом предполагалось, что горизонт Bt накладывался во время оптимума на сероземную часть педокомплекса, в которой содержались артефакты, создавая иллюзию концентрации артефактов в оптимально развитой части почвенного профиля.

Обсуждение модели, предложенной П.Хазартсом и Х.Месдахом, привело к сближению точек зрения и принятию компромиссной реконструкции, согласно которой не исключается, что древний человек мог обитать и раньше – до климатического оптимума. В эпоху климатического оптимума и формирования горизонта Bt активность древних людей на изученных стоянках продолжалась. В погребенных почвах, содержащих артефакты, наблюдаются сравнительно сла-

бые следы иллювиирования горизонта Bt, поэтому нет особых причин исключать слабую седиментацию. Вообще, в развитии аналогичных погребенных почв, например, на Лёссовом плато Китая исследователи предполагают педоседиментационную модель формирования почв во время климатического оптимума (Kemp, 1995).

Другим обстоятельством, с которым могло быть связано вертикальное рассредоточение артефактов по профилю палеопочв, является длительность обитания древнего человека на лёссовых стоянках. Судя по фрагментарности набора орудий и малой концентрации артефактов, эти стоянки, по всей вероятности, представляли собой временные охотничьи лагеря, которые посещались древним человеком многократно, поэтому каменный материал, оставленный человеком в процессе его жизнедеятельности, захоронялся на разных уровнях.

Еще одной из причин погребения артефактов на разных уровнях почвенного профиля может служить деятельность педофауны. Влияние биотурбаций на захоронение артефактов особенно активно постулируется почвоведом.

Палеолитические местонахождения “лёссового типа” располагались на разных элементах палеорельефа – от перекрытых лёссом аллювиальных террас, их тыловых частей и склонов – до водоразделов. Источниками воды древнему человеку служили как проточные воды рек и ручьев, так и местные родники, расположенные на водораздельных пространствах. Хорошо известно, например, что толщи лёссовых покровов в основании имеют хорошие водоносные горизонты с прекрасной водой и эти горизонты вскрываются по глубоким промоинам и оврагам.

В качестве основного каменного сырья для изготовления орудий служили аллювиальные галечники речных пойм и высоких террас. Например, стоянка Каратау-1, расположенная на высоком водоразделе, могла обеспечиваться для изготовления орудий галечным материалом высоких террас Вахша, галечники которых встречаются до 700–800 м над уровнем реки. На водораздельных местонахождениях палеолита в Хонако, помимо аллювиальных галечников, в качестве сырья могли быть использованы тавильдаринские галечные конгломераты, обнажающиеся в водораздельных врезках. Нередко можно наблюдать, что небольшой выбор и плохое качество местного материала обуславливает невыразительность каменных изделий, как, например, это имеет место в Карамайдане.

Если проследить развитие палеорельефа от самых ранних эпизодов заселения древним чело-

веком лёссовых пространств до современного этапа, то можно представить следующую картину. Например, в эпоху формирования ПК12 и ПК11 в бассейне р. Обимазар рельеф был слабо расчленен, палеопочвы имели практически горизонтальное залегание, относительные превышения были невелики. Во время развития ПК5 и ПК4 водоразделы повысились, по их периферии стала развиваться эрозионная сеть. С этапом формирования ПК2 и ПК1 связано дальнейшее общее воздымание водоразделов и увеличение амплитуды вертикальной расчлененности рельефа. Эрозионная сеть оврагов и промоин стала глубже проникать в срединную часть водораздельных массивов. Рост вертикальной расчлененности рельефа происходил не только за счет тектонического поднятия и глубинной эрозии, но и отчасти в результате лёссовой седиментации, так, например, на ПК5 наложился лёссовый покров мощностью до 50–60 м, надстраивая водораздельные поверхности. Палеолитические охотничьи лагеря-стоянки, располагающиеся на приводораздельных пространствах, по-видимому, сохраняли свое значение на протяжении всего времени освоения древним человеком лёссовых регионов. Высокое положение палеолитических местонахождений на водоразделе хребта Кугитек (Хонако) или на водоразделе хребта Каратау (Каратау-1) относительно днища речных долин, – соответственно, рек Яхсу и Вахш – вполне объяснимо, учитывая специфику охотничьей и собирательской деятельности древнего человека. Итак, приуроченность большого числа местона-

хождений лёссового палеолита к водоразделам является одной из его характерных особенностей. В этой связи заметим, что орудия гиссарской культуры, относящейся к неолиту и имеющей общие черты с галечной техникой (Ранов, 1985), также в большом количестве встречаются на современных водоразделах, тем самым отражая те же особенности палеоэкологии среды обитания неолитического человека, которые были присущи стоянкам лёссового палеолита.

В итоге рассмотрения местонахождений лёссового палеолита представляется, что существуют определенные преимущества для установления хронологии палеолитических находок, заключенных в ископаемых почвах лёссовых разрезов. Педокомплексы являются региональными стратиграфическими реперами, а возможности установления их возраста путем использования палеомагнитных, биостратиграфических, термолюминесцентных данных, а также возрастная калибровка лёссово-почвенных горизонтов с использованием изотопно-кислородной шкалы дают основу для рассмотрения палеолитических стоянок в погребенных почвах в качестве геоархеологических реперов. Новые данные о находках мустьерской индустрии в верхних педокомплексах позволяют прийти к важному выводу о сравнительно большей древности границы между домустьерскими культурами и началом мустье. Возможно, эти и новые подобные находки заполняют тот хиатус, который возник между теперь удревненной каратауской индустрией, ассоциирующейся с ПК5 и ПК4, и развитым мустье.

## **5.2. Палеолитические местонахождения и стоянки, связанные с аллювиально-пролювиальным комплексом, террасами и пещерами**

### **5.2.1. Нижнепалеолитические местонахождения**

Нижнепалеолитические местонахождения, связанные с флювиальными галечниками, немногочисленны. Среди них можно выделить как наиболее важные – это находки артефактов из конгломератов высокой террасы р. Арыстанды на юге Казахстана (Медоев, 1982). Конгломераты, с которыми ассоциируются палеолитические находки, образуют в предгорьях хребта Каратау пролювиальные шлейфы, состоящие из слившихся конусов выноса. На юго-западных склонах хребта Малый Каратау конгломераты, содержащие археологический материал, образуют останцовые поверхности пятого эрозионно-аккумулятивного уровня в долине р. Арыстанды и их возраст, согласно геоморфологическим дан-

ным, предположительно считается позднеплиоценовым (=эоплейстоценовым, по современной шкале) или ранненеоплейстоценовым (Вислогузова, 1973; Алпысбаев, 1977), хотя отсутствие биостратиграфических данных сохраняет неопределенность такого датирования. Археологическая коллекция из двух небольших местонахождений (всего 12 каменных изделий) типологически рассматривается как нижнепалеолитическая или даже усматриваются в ней признаки, позволяющие сопоставлять ее с олдувейской культурой (Медоев, 1982). Пока трудно говорить о реальности таких сопоставлений и надежности датирования самих конгломератов. Во всяком случае находки палеолитических изделий в конгломератах пятой террасы долины р. Арыстанды могут претендовать на одни из очень древних памятников в Средней Азии и, что само по себе

важно, – эти находки имеют стратиграфический контекст, хотя решение вопроса о возрасте местонахождения дискуссионно.

Еще одним местонахождением, связанным с пролювиальными отложениями, является многослойная стоянка Кульбулак в долине р. Ангрен в Приташкентском районе. В глубоком шурфе (глубина до 17,2 м), заложенном на пролювиальном конусе у источника, самые нижние слои, глубже XVII или XXIII слоя (по разной нумерации авторов), считаются содержащими ашельские орудия (Касымов, Годин, 1982 а, б, 1984). Слои, заключающие ашельскую культуру, относятся, по М.Х.Годину, к нижней части нижнего неоплейстоцена. Здесь, где выделяются “ашельские” слои, отмечается переходный режим магнитного поля, интерпретируемый как инверсионная граница Матуяма–Брюнес, что дало основание Х.Тойчиеву датировать самые нижние культурные слои (XXXI слой) в 700 тыс. лет. На стратиграфической колонке разреза показана только зона прямой полярности и, по нашему мнению, фиксация лишь интервала с переходным режимом магнитного поля недостаточна для надежной аргументации такого возраста. Указания на то, что в разрезе вскрыты эоплейстоценовые отложения (сохский надгоризонт) и неоплейстоценовые – ташкентский и голодно-степский – комплексы, не имеют геохронологического и биостратиграфического подкрепления. К сожалению, по тем находкам костных остатков, которые упоминаются в нижней части разреза, не приводится заключений, позволяющих сделать выводы о возрасте вмещающих слоев.

В дальнейшем, продолжение и детализация палеомагнитных измерений, так же как и изучение костных остатков, особенно мелких млекопитающих, могли бы помочь в уточнении возраста стоянки Кульбулак. Что касается принадлежности каменных изделий к предметам ашельской культуры, то в этом вопросе нет полного единодушия. Так, например, В.А.Ранов полагает, что на данной стоянке скорее всего представлена индустрия, типологически относящаяся к среднеазиатскому мустье. Не совсем ясна, по мнению В.А.Ранова, ситуация с находками ручных рубил, упоминаемых в самых нижних слоях разреза, поскольку это служит одним из главных аргументов в пользу ашельского возраста нижних слоев, но, так как описание рубил пока не представлено, то этот вопрос остается открытым (Ranov, 1993).

Несомненно, что Кульбулак представляет собой очень важный археологический памятник, возраст которого требует уточнения. Вместе с

тем заметим, что в комментариях В.А.Ранова по Кульбулаку и высказанных им сомнениях в адрес М.Р.Касымова о правомерности удревнения мустье до среднего неоплейстоцена, теперь появляется новое содержание, если учитывать находки мустьерских пластин в ПК2 в разрезах Хонако и Оркутсай, возраст которых, согласно новой хронологии лёссово-почвенной шкалы, следует считать около 200–250 тыс. лет.

К нижнему палеолиту относится многослойная пещерная стоянка Сель-Унгур. Она располагается в долине р. Обишир в зоне депрессий 40-й параллели Южной Ферганы. Здесь у западной окраины пос. Хайдаркан на склоне хребта Катрантау в палеозойских известняках на высоте около 40 м над днищем долины открывается вход в большую пещеру. Несколько раскопов внутри пещеры дали богатый каменный и фаунистический материал (Исламов, 1984; Velichko et al., 1991; Markova, 1992). Заполнение пещеры (мощность до 6–7 м) состоит из суглинков, кластического материала и известкового туфа. Из выделенных 12 литостратиграфических горизонтов в пяти обнаружены каменные изделия и костные остатки. Культурные горизонты располагаются в верхних частях ритмопачек, каждая из которых в основании содержит обвальноссыпные фации. К числу важных антропологических находок принадлежит фрагмент челюсти и зубы гоминида, относимого предположительно к донеандертальскому типу. Каменная коллекция (до 500 предметов) включает одно рубило, чоперы, кливеры, орудия с зазубренным рабочим краем, которые в целом рассматриваются У.И.Исламовым как достаточно архаичный комплекс, сопоставимый с ашелем. Уран-иониевое датирование травертинов из верхних слоев – над верхним культурным горизонтом – дало дату  $126 \pm 5$  тыс. лет назад.

В результате изучения костных остатков мелких млекопитающих, извлеченных из культурных горизонтов пещеры Сель-Унгур (Markova, 1992), было выявлено, что большинство форм эндемично для среднеазиатского региона. Отмечено, что отсутствуют виды, принадлежащие раннему неоплейстоцену, и, вместе с тем, есть достаточно архаичные формы, что в целом дает основание считать, по мнению А.К.Марковой, наиболее приемлемым среднееоплейстоценовый возраст культурных горизонтов, вмещающих остатки мелких млекопитающих. В палеоэкологическом отношении фауна мелких млекопитающих Сель-Унгурского позволяет реконструировать в эпоху обитания древнего человека условия горных степей с лесными и кустарниковыми

зарослями вдоль рек. Эта реконструкция дополняется палинологическими данными (материалы К.И.Кременецкого), согласно которым подтверждается преобладание в межгорных долинах степных условий, а также развитие горного пояса широколиственных и хвойных лесов.

К группе раннепалеолитических местонахождений открытого типа с подъемным каменным материалом относится стоянка протолеваллуашельской индустрии долины Ш а х б а г а т а с а й на п-ове Мангышлак в Западном Казахстане (Медоев, 1982). Среди каменного инвентаря этой индустрии отмечаются нуклеусы, большие прямоугольные отщепы, различные бифасы, кливеры. Артефакты собраны на поверхности, интерпретируемой, по А.Г.Медоеву, как верхнеплиоценовая (акчагыльская) морская терраса, а часть находок была извлечена “из-под рыхлого чехла, прикрывающего здесь абразионную морскую поверхность” (Медоев, 1982, с. 17). Леваллуашельская индустрия известна в Северном Прибалхашье на стоянках открытого (наземного) типа, а также на высоких 4-й и 3-й террасах оз. Кудайколь на левобережье р. Иртыш. Артефакты на 4-й террасе оз. Кудайколь – тысячи нуклеусов, сколов, орудий из сколов и бифасов – перекрыты маломощным покровом пролювиальных отложений (Аубекеров, 1992).

Таким образом, позиция большинства раннепалеолитических местонахождений, связанных с пролювиальными конусами выноса и террасовым комплексом аллювиальных и озерных отложений, остается слабо обоснованной геохронологически. На основе типологии орудий делаются предположения о принадлежности рассмотренных стоянок к раннему палеолиту. Инситуальное нахождение небольшого числа артефактов в древних конгломератах в долине р. Арыстанды является важным аргументом в пользу их значительной древности, однако все же неясна их возрастная принадлежность – либо это конец эоплейстоцена, либо первая половина неоплейстоцена. Возможно, такие же предположения можно высказать о возрасте каменных индустрий, обнаруженных на п-ове Мангышлак и на высоких террасах оз. Кудайколь, но в этом случае риск ошибки еще больше, так как мы имеем дело с подъемным материалом.

### 5.2.2. Среднепалеолитические местонахождения

Средний палеолит ассоциируется с мустьерской культурой. Основная часть мустьерских стоянок, изученных в Средней Азии, относится к развитому мустье, и их периодизация опирается

преимущественно на данные по типологии орудий (Окладников, 1966; Ранов, 1977). К типичным мустьерским стоянкам относятся пещеры Тешик-Таш, Аман-Кутан, Обирахмат, Огзи-Кичик. В этих пещерах вскрыты достаточно мощные культурные наслоения, состоящие из нескольких горизонтов, собраны большие коллекции каменного материала и костных остатков животных.

Один из наиболее известных памятников – грот Тешик-Таш расположен в юго-западных отрогах Гиссара в каньонообразном ущелье левого притока Мачай-Дарьи на северо-западном склоне хребта Байсунтау (горы Кетманчакты), на абсолютной высоте порядка 1800 м. Возраст пяти культурных горизонтов стоянки Тешик-Таш рассматривается в диапазоне ресс-вюрм – первая половина вюрма (Окладников, 1966). В.А.Ранов полагает, что типологически “Тешик-Таш в общих чертах синхронен верхнему леваллуа-мустье восточномедиземноморской области” (Ранов, Несмеянов, 1973, с. 67). Остатки скелета мальчика в первом сверху культурном горизонте антропологически относятся к неандертальскому типу. Геоморфологическая позиция грота позволяет связывать его образование с поздне-средне-неоплейстоценовыми (позднеилякскими) террасами (Ранов, Несмеянов, 1973). Грот расположен на высоте 6 м над дном каньона, заполненного галькой и глыбами. Общая глубина поздне-неоплейстоценового вреза здесь оценивается до 10 м, после чего каньон был частично заполнен обломочным материалом. Отсутствие абсолютных датировок не позволяет конкретизировать возраст стоянки Тешик-Таш.

Другая среднепалеолитическая пещерная стоянка Аман-Кутан располагается в западных отрогах Зеравшанского хребта на высоте 1400 м над ур. м. Этот памятник датируется как развитое мустье (Лев, 1956). Геоморфологически он, подобно Тешик-Ташу, располагается сравнительно невысоко – в 5 м над руслом сухого сая и соответствует уровню “законсервированного” рельефа позднеилякского времени (Ранов, Несмеянов, 1973).

Пещера Обирахмат находится примерно в 100 км к востоку от Ташкента в верхней части бокового сая Пальтау – правого притока р. Чаткал. Вход в пещеру и культурные слои, вскрытые в ней, находятся в 10–15 м ниже поверхности 90-метровой террасы, прослеживающейся по долине р. Пальтау. Эта терраса рассматривается нами как одна из высоких террас, формировавшихся на рубеже среднего–позднего неоплейстоцена. Врез бокового сая, открывшего вход в пещеру,

произошел после того, как образовалась 90-метровая терраса. В связи с этим можно полагать, что древний человек обитал в пещере с начала позднего неоплейстоцена. Абсолютное датирование стоянки Обирахмат не дало однозначных результатов. По травертинам был получен возраст в пределах 170–70 тыс. лет (Чердынцев, 1969). По неравновесному урану костного материала из мустьерского культурного горизонта были получены даты  $125 \pm 16$  и  $44 \pm 15$  тыс. лет. Археологический возраст нижних культурных слоев, по исследованиям Р.Х.Сулейманова, — финальное мустье, выше которых идут слои верхнего палеолита (Древности Чарвака, 1976). С такой оценкой археологического возраста палеолитической культуры пещеры Обирахмат согласуется мнение В.А.Ранова (Ранов, Несмеянов, 1973). С.А.Несмеянов (в этой же работе) предполагал, что геологический возраст щебнистых слоев грота Обирахмат, содержащих изделия финального мустье, соответствует рубежу позднеташкентской — началу голодностепской эпох. Заметим, что С.А.Несмеянов понимал возраст этого рубежа на уровне около 55 тыс. лет назад. В соответствии с нашей схемой это приходится на первую половину позднего неоплейстоцена. Таким образом, все данные по стоянке Обирахмат свидетельствуют в целом о ее возрасте, близком первой половине позднего неоплейстоцена.

В пещерной стоянке О г з и-К и ч и к, располагающейся у основания восточного склона хребта Зимистон (20 км к северо-востоку от пос. Дангара) основное количество каменных изделий связано с делювиальными и осыпными обломочно-щебнисто-суглинистыми отложениями, вскрытыми при входе в пещеру. В итоге многолетних исследований этой стоянки, проводившихся В.А.Рановым, установлено наличие двух групп обработанного камня: одна принадлежит развитому мустье, другая имеет более молодой облик, соответствующий, по-видимому, финальному мустье. Смешанный характер залегания каменных изделий разной культурной принадлежности заставляет предположить значительное переотложение мустьерских изделий. По культурным слоям с кострищами и обилием костного материала кухонных остатков, среди которого преобладают кости степной черепахи, обычно обожженные, имеется радиоуглеродная датировка  $15,7 \pm 0,9$  тыс. лет (Ранов, Несмеянов, 1973). Эта дата скорее всего дает верхний возрастной предел стоянки. Среди костных остатков определены такие животные, как овца (или коза), лошадь, благородный олень, осел, дикобраз, волк, лисица, медведь, куница, барсук, шерстистый носо-

рог. Палинологические анализы по “черепаховым слоям” показали преобладание пыльцы травянистых растений. Нижний геохронологический предел стоянки Огзи-Кичик, если иметь в виду мустьерский каменный материал, остается неясным. Радиоуглеродная дата, которая показывает более 30 тыс. лет, полученная в основании разреза в толще суглинков с обломками известняков, не помогает решить вопрос о возрасте стоянки.

Среди среднепалеолитических стоянок открытого типа заслуживают внимания стоянки на речных террасах, где имеется большое количество каменного материала, — это прежде всего Кара-Бура и Кайрак-Кум. Стоянка К а р а-Б у р а располагается на цокольной 60–70-метровой террасе, выработанной на останцовой возвышенности того же названия в нижнем течении Вахша. Орудия здесь были извлечены из 2-метрового слоя аллювиально-пролювиальных галечников, слагающих поверхность террасы, а также из осыпей по склонам возвышенности. Каменная индустрия Кара-Буры причисляется к развитому мустье в ее мустьеро-соанском варианте (Ранов, Несмеянов, 1973). Если придерживаться точки зрения С.А.Несмеянова о том, что возраст 60–70-метровой террасы с палеолитическими находками определяется как позднейлякский, то в этом случае необходимо иметь в виду, что в его схеме верхняя граница илякского комплекса располагалась на рубеже 55 тыс. лет. В нашей схеме возраст этой террасы займет место в ранней половине позднего неоплейстоцена.

Другая весьма характерная группа К а й р а к у м с к и х местонахождений палеолита связана с 70- и 100–120-метровыми аллювиально-пролювиальными террасами Сырдарьи к северу и к северо-востоку от Кайраккумского водохранилища в районе Акчоп-Акбельского и Супетауского адыров. Каменные изделия здесь находятся на поверхности террас, и можно предполагать их поверхностное перераспределение относительно первоначального залегания. Возраст террасовых уровней условно определяется как голодностепский и позднеташкентский, т.е. поздненеоплейстоценовый и средне-средненеоплейстоценовый (Ранов, Несмеянов, 1973). Археологический возраст местонахождений рассматривается как ашеле-мустьерский и леваллуа-мустьерский (по А.П.Окладникову, 1966) или как ашеле-мустьерский или раннемустьерский с примесью более позднего материала (Ранов, 1965). В целом здесь, по-видимому, повторяется с небольшими вариациями та же картина, что наблюдалась в Кара-Буре: мустьерский комплекс каменных из-

делий приурочен к ранним позднеплейстоценовым террасам, а наличие ашельских элементов указывает, очевидно, на еще более древний – среднеплейстоценовый возраст террас более высокого уровня.

Интерпретация возраста террас с находками кайракумского палеолита затруднена тем, что на всех террасах палеолитические находки имеют смешанный характер. По мнению С.А.Несмеянова, “стоянки находились, вероятно, на одной из раннеташкентских террас, аккумулятивный чехол которых уничтожен эрозией” (Ранов, Несмеянов, 1973, с. 52). В пользу определенного удревнения террас, на которых располагаются мустьерские памятники, может говорить и тот факт, что нижняя возрастная граница мустье теперь имеет тенденцию “погружаться” в верхнюю часть среднего неоплейстоцена. Однако отсутствие абсолютных датировок и четкой археологической периодизации самих мустьерских местонахождений делают пока преждевременным решение вопроса о геохронологической принадлежности большинства мустьерских стоянок, и это затрудняет использование археологических данных для датирования террас. Поэтому вариант корреляции террас и педокомплексов параллельно с археологической периодизацией палеолитических памятников в ископаемых почвах, представленный на табл. 9, имеет предварительный характер.

Более определенно решается вопрос о возрасте позднемустьерской стоянки Х у д ж и, располагающейся у одноименного источника среди адырных холмов южных склонов Гиссарского хребта в 40 км западнее Душанбе. Ее основной культурный горизонт, приуроченный к кровле озерных глин с признаками луговой заболоченной почвы, имеет возраст по  $^{14}\text{C}$  (уголь)  $38,9 \pm 0,7$  тыс. лет (Ранов, Амосова, 1984). Стоянка была вскрыта во время проведения дороги к источнику и подверглась сильному нарушению при бульдозерных работах. Выше культурного горизонта залежали лёссовидные суглинки эолово-пролювиального генезиса с линзами и прослоями плохо сортированного обломочного материала водного происхождения; общая мощность покрова не превышает 30 м. В пользу позднемустьерского возраста инвентаря Худжи, по мнению В.А.Ранова, говорят достаточно убедительные технико-типологические признаки. Таким образом, на этом памятнике видно согласование геохронологических и археологических данных.

По палинологическим данным (Пахомов и др., 1982), горизонт с мустьерской культурой и подстилающие его озерно-болотные глины ха-

рактеризуются значительным содержанием пыльцы древесной растительности (22 рода) с большим количеством сосны, присутствием липы и спор сфагнома. М.М.Пахомов с соавторами интерпретируют этот интервал как плювиальный с пониженными средними, особенно летними температурами. Надо заметить, что четкого критерия для указания на понижение температур по этой спорово-пыльцевой диаграмме авторы не приводят. Присутствие спор сфагнома, скорее всего, объясняется озерно-болотными условиями седиментации на раннем этапе формирования разреза. Пыльца липы и сосны на диаграмме имеет равное содержание как в озерных глинах, так и в лёссах. При переходе от культурного горизонта к лежащим выше лёссам намечается сокращение пыльцы древесных и развитие ксерофильной растительности, кроме того в основании лёссов на диаграмме показан короткий пик широколиственных и *Tamarix*, – все это в целом интерпретируется как показатели потепления и аридизации.

Недавние раскопки в Худжи, проведенные В.А.Рановым и С.А.Лаухиным осенью 1997 г., были сосредоточены в западной части местонахождения. Была отмечена приуроченность артефактов к погребенной коричневой карбонатизированной почве. Типологически новые находки не отличаются от известных ранее, что позволяет рассматривать возраст этой почвы не моложе 40 тыс. лет (Ранов, Лаухин, 1998).

### 5.2.3. Стоянки верхнего палеолита

Среди верхнепалеолитических местонахождений заслуживают внимания две стоянки Самаркандская и Шугноу.

Культурные горизонты Самаркандской стоянки заключены в лёссовидных покровных суглинках, слагающих два террасовидных уровня на правом борту небольшого сая Чашмасиаб на территории Самарканда. Сай Чашмасиаб является притоком Сиба, который впадает в Зеравшан. Мощность лёссовидных суглинков на низком террасовидном уровне – 4 м, на верхнем – до 10 м. Нижний уровень в результате археологических работ Д.Н.Лева, М.Д.Джуракулова, Е.Н.Амарцевой был изучен детальнее. По материалам С.А.Несмеянова (1980а), нижний террасовидный уровень коррелируется с позднеголоднотепской террасой Зеравшана, а покровная толща и содержащиеся в ней культурные горизонты отвечают началу формирования сырдарьинского/зеравшанского комплекса низких террас. На основании археологической периодизации В.А.Ранов рассматривает возраст культурных

**Таблица 9.** Схема сопоставления террас, почвенных комплексов и археологических местонахождений лёссовых разрезов в предгорьях Южного Таджикистана

Стратиграфическая шкала		Литостратиграфические подразделения	Относительные превышения аллювиальных террас	Педокомплексы и их возраст, тыс. лет		Археологические местонахождения в лёссовых разрезах	
ГОЛОЦЕН		Амударьинский комплекс	Пойма Террасы 5-20 м	Современная почва 10		НЕОЛИТ МЕЗОЛИТ	
НЕОПЛЕЙСТОЦЕН	Верхний	Душанбинский комплекс	Низкие террасы 30-70 м	ПК1 <sub>1</sub> ПК1 <sub>2</sub> ПК1 <sub>3</sub>	70-128	ВЕРХНИЙ ПАЛЕОЛИТ	
	Средний	Илякский комплекс	Средние террасы 80-150 м	ПК2	190-240	Мустьерские артефакты (Хонако-3)  Мустьерские артефакты (Хонако-3, Оруктсай)  Обимазар, Кайрубак  Лахути-1, Каратау  Обимазар  Редкие находки  Редкие находки  Кульдара	МУСТЬЕ          ГАЛЕЧНАЯ КУЛЬТУРА
				ПК3	300-335		
				ПК4	360-430		
	Нижний	Вахшский комплекс	Высокие террасы 160-250 м	ПК5	475-530		
				ПК6	570-620		
				ПК7	660-710		
				ПК8	725-740		
				ПК9	760-780		
				ПК10	805-865		
ЭОПЛЕЙСТОЦЕН		Угловое → несогласие		ПК11 ПК12	880- 955		

горизонтов нижнего террасовидного уровня Самаркандской стоянки не древнее 15–20 тыс. лет (Ранов, Несмеянов, 1973). Д.Н.Лев (1964) эти же культурные слои относил к начальному этапу верхнего палеолита, что мотивировалось наличием орудий дисковидной формы, продолжающих традицию среднего палеолита, в частности Аманкутанской пещеры, а также присутствием большого количества массивных отщепов.

Стоянка Ш у г н о у располагается достаточно высоко в горах – это предгорья Западного Памира, верховья р. Яхсу (абс. высота около 2000 м). Стоянка многослойная. Культурные горизонты заключены в лёссовом покрове 60–70-метровой террасы, располагающейся у впадения р. Сафетдара в р. Яхсу. Галечники этой террасы мощно-

стью не менее 60–70 м имеют констративное строение и выполняют небольшое переуглубление в верховье Яхсу (Никонов, Ранов, 1971).

По нашим наблюдениям, в поперечном профиле р. Яхсу близ кишлака Шугноу прослеживается довольно полный комплекс террас, хотя высокие террасы – выше 70-метровой, на которой расположена стоянка, выражены лишь в виде эрозионных уступов и только самые высокие террасы – так называемые Малое Даштако (высота 400 м над урезом реки) и Большое Даштако (~ 600–700 м) сложены аллювиально-пролювиальными галечниками и конгломератами, перекрытыми лёссами.

Лёссовый покров Большого Даштако имеет обратную намагниченность (измерения А.В.Пенькова) и содержит буроцветные почвы древнего



облика. Это говорит в пользу значительной древности этой высокой террасы, и мы коррелируем даштакинскую толщу конгломератов с куруксайской свитой (верхний плиоцен). Аллювиально-пролювиальные отложения, слагающие Малое Даштако, скорее всего, можно сопоставлять с кайрубакской свитой (зоплейстоцен). Весь ряд высоких эрозионных террас, выраженных в виде уступов в интервале 100–300 м над уровнем реки, вероятно, соответствует ранне-среднеплейстоценовому возрасту. Душанбинский – позднеплейстоценовый возраст 50- и 70-метровых террас в районе Шугноу (Никонов, Ранов, 1971) соответствует общей схеме возрастного расчленения террас на этом участке долины.

В покрове лёссовидных суглинков 70-метровой террасы выделено пять культурных горизонтов.

Два нижних горизонта (“4” и “3”) связаны с аллювиально-пролювиальными отложениями; каменный материал из этих горизонтов по своим технико-типологическим характеристикам напоминает мустьерский, хотя явно присутствуют признаки верхнепалеолитического типа обработки камня. Предполагаемый возраст этих культурных горизонтов, по мнению В.А.Ранова, может быть около 30–35 тыс. лет. Для второго культурного горизонта по типологии орудий принята дата около 25 тыс. лет. Только для первого культурного горизонта имеется радиоуглеродная дата  $10,7 \pm 0,5$  тыс. лет (Ранов и др., 1976). Самый верхний культурный горизонт (“0”) определяется как мезолитический с предположительным возрастом 8 тыс. лет до н. э. и параллелизуется по сходству каменного инвентаря с высокогорной памирской стоянкой Ошхона.

### 5.3. Обсуждение

Из приведенных данных по стратиграфии основных местонахождений палеолита Средней Азии и Южного Казахстана можно заключить, что появление древнего человека в этом обширном регионе произошло на рубеже зоплейстоцена и неоплейстоцена. Трудно говорить о самых ранних этапах заселения, поскольку местонахождения с ашельскими орудиями, например на территории Казахстана, не имеют строгого стратиграфического контроля. Вместе с тем, учитывая данные по стратиграфии местонахождения Кульдара, можно считать, что уже 900 тыс. лет назад древний человек обитал в низких предгорьях Западного Памира. Этот возрастной рубеж моложе известных палеолитических памятников, расположенных на Ближнем Востоке (Убейдия – 1,4 млн лет), в Закавказье (Дманиси – 1,7 млн лет) или в Северном Китае (Гунванлин – 1,2 млн лет) (Tchernov, 1987; An et al., 1987; Gabunia et al., 2000). Есть сведения, что в Северном Пакистане имеются находки обработанного древним человеком камня, заключенные в верхнесиваликских отложениях на уровне древнее инверсии Матуяма–Брюнес (Dennell, 1993). Как можно видеть, в названных регионах время появления первых признаков материальной культуры древнего человека близко 1 млн лет или превышает эту цифру. Можно предположить, что на равнинных территориях Средней Азии человек стал расселяться раньше того, как он начал осваивать предгорную зону.

Начиная примерно с рубежа 900 тыс. лет, можно проследить общую линию развития археологических культур. Уже на ранних стадиях развития палеолита Средней Азии существовали,

по-видимому, параллельно культура ручных рубил и галечная культура. Первая тяготеет преимущественно к открытым пространствам Южного Казахстана, а также встречается в самых низких предгорьях горных сооружений Средней Азии, вторая сосредоточена главным образом в речных долинах и депрессиях горных областей. Одна из причин такого распределения культур на ранних этапах истории палеолита Средней Азии может быть связана с провинциальными особенностями каменного сырья. Поскольку галечный аллювий широко развит в горах, то галечники служили здесь основной сырьевой базой для изготовления орудий. Другая причина может быть обусловлена культурно-технологической особенностью сообществ древних людей, обитавших в горах. Такая же картина, как известно, наблюдается в Центральной Азии к югу от Гиндукуша, где все местонахождения в предгорьях и горных долинах Гималаев, на севере Индии и Пакистана, содержат так называемую соанскую галечную культуру, тогда как южнее – в центральной части Индии и на побережье (например, район Мадраса) распространена культура ручных рубил и кливеров. Эти факты нашли наиболее яркое освещение в работе Х.Мовиуса (Movius, 1944) и в дальнейшем обсуждались другими исследователями (Окладников, 1966; Борисковский, 1979; Ранов, 1992в).

Устойчивость развития галечной культуры в горных областях Средней Азии прослеживается на протяжении всего неоплейстоцена. Показательны находки артефактов в ископаемых почвах лёссовых разрезов Южного Таджикистана. Несмотря на то, что к настоящему времени имеется

уже относительно много стратиграфических уровней с находками, тем не менее ни в одной погребенной почве не найдены рубила и лишь отдельные каменные изделия характеризуются как бифасиальные орудия, причем их процент очень незначителен. Между находками в Кульдаре в ПК12 и ПК11 и основной группой местонахождений, связанных с ПК5 и ПК4, имеются лишь редкие находки в ПК7 и ПК8 и в еще мало изученном местонахождении в ПК6 – разрез Лахути/Обимазар. Существующий хиатус между самым ранним местонахождением на рубеже зоплейстоцена и неоплейстоцена и теми, теперь уже достаточно многочисленными находками, которые имеются в среднем неоплейстоцене, слабо заполняется.

Приуроченность местонахождений палеолита к погребенным почвам показывает избирательный по времени характер заселения древним человеком лёссовых областей, что, по всей вероятности, было продиктовано особенностями развития палеосреды. Эпохи развития почв были более благоприятны для расселения древних людей, тогда как во время формирования горизонтов лёссов практически не встречается особых концентраций обработанного каменного материала, за исключением редких находок в лёссовых горизонтах близко к границе с палеопочвами. Таким образом, из этого следует, что заселение древним человеком лёссовых областей имело м и г р а ц и о н н ы й характер, обусловленный цикличностью палеоклиматических событий. В целом это не относится ко всему региону Средней Азии, где господствует аридный и семиаридный климат. По-видимому, древние охотники и собиратели неоднократно мигрировали из лёссовых областей во время наиболее активных фаз лёссообразования, сопровождавшихся мощными эоловыми процессами, и находили в пределах предгорий и подгорных равнин новые стоянки, пригодные для их жизнедеятельности. Такой характер расселения древнего человека впервые фиксируется для областей с аридным климатом в пределах Евразии.

Палеоландшафтные условия, представлявшие собой в низких предгорьях сочетание полупустынных, степных и лесостепных обстановок с тугайными зарослями вдоль рек, а в горном поясе – широколиственные и смешанные леса, были благоприятны для обитания древнего человека в Средней Азии на протяжении всего неоплейстоцена. Цикличность палеоклиматических изменений определяла чередование более благоприятных и менее приемлемых условий для обитания древнего человека. Редуцирование

древесной палеорастительности в эпохи лёссообразования не приводило к тотальному остепнению предгорной зоны. Можно предположить, что в эти эпохи на фоне общего остепнения возрастала степень мозаичности растительных группировок, а вместе с тем и всей экосистемы. Если попытаться ответить на вопрос, что же было основной причиной миграции древнего человека из лёссовых областей в эпохи интенсивного лёссообразования, то, по нашему мнению, ответ надо искать в том, что усиление процессов эоловой седиментации вызывало крайне неблагоприятные эффекты, отрицательно влиявшие на всю жизнедеятельность древних людей.

Каменные индустрии раннего палеолита и мустьеро-соанской фации среднего палеолита в Средней Азии не обладают четко выраженными типологическими чертами, которые позволяли бы выделять определенные временные уровни. Широкое развитие галечной культуры, с трудом поддающейся возрастной дифференциации, не дает пока возможности наметить явные стратиграфические рубежи. Тем не менее, в результате изучения большой коллекции каменного материала В.А.Ранову удалось зафиксировать появление признаков более прогрессивной леваллуазской техники на уровне ПК5 и ПК4. Согласно современному пониманию геохронологии лёссово-почвенной шкалы Средней Азии, возраст этих педокомплексов, соответственно, равен примерно 500 и 400 тыс. лет назад, что в 2–3 раза превышает возраст, предполагавшийся ранее.

В настоящее время нет четких представлений о времени появления леваллуазской техники (Bar-Yosef, 1995) и многое зависит от геохронологических данных. Например, в долине р. Евфрат, на раннепалеолитическом местонахождении Абу Джемаа, были получены К-Аг датировки  $0,710 \pm 0,08$  и  $0,725 \pm 0,08$  млн лет по базальтам, перекрывающим аллювий 20–25-метровой террасы (Девяткин и др., 1998; Шарков и др., 1998). Археологические находки, содержащиеся в аллювиальных галечниках этой террасы, рассматривались как позднеашельские с признаками леваллуазской техники (Besancon, 1983; Besancon, Sanlaville, 1981; Muhesen, 1985). Новые радиологические даты показывают, что появление леваллуазской техники на Ближнем Востоке произошло по крайней мере 0,7 млн лет назад.

Как видно из материалов по лёссово-почвенным разрезам, появление индустрии с мустьерскими приемами обработки камня намечается примерно на стратиграфическом уровне ПК2, т. е. около 200–250 тыс. лет назад, хотя ко-

личество находок на этом уровне еще не достигло больших значений. Все это может служить предварительным указанием на положение того рубежа, с которым ассоциируется начало развития мустьерской культуры. Несмотря на предварительность таких данных, из этого может следовать очень важное заключение о том, что в Средней Азии мустье появляется раньше, чем это считалось прежде, т. е. здесь, как и в Западной Европе и на Ближнем Востоке, намечается снижение нижней возрастной границы мустье.

Раньше, когда в лёссовых разрезах были только открыты первые местонахождения Каратау-1 и Лахути-1 с каратауской галечной культурой, В.А.Ранов (1977) писал о большом временном разрыве, не менее 100 тыс. лет, между этими местонахождениями и стоянками с развитым мустьем. Это было на том этапе исследований, когда стоянка Каратау-1 в ПК5 датировалась около 200 тыс. лет. В новом варианте стратиграфической шкалы, в котором возраст ПК5 равен около 500 тыс. лет, этот разрыв еще больше увеличивается и лишь частично заполняется каменной индустрией местонахождения Обимазар в ПК4. Первые и еще немногочисленные находки мустьерских изделий на уровне ПК2 и ПК1 лишь отчасти заполняют этот hiatus, являясь, вместе с тем, важным аргументом в пользу понижения нижней возрастной границы мустье в Средней Азии.

Стоянки с развитым и финальным мустьем, имеющие датировки, можно отнести к числу геоархеологических реперов. Такие стоянки обычно связаны с пещерами и позднелепесточными террасами (Никонов, 1973; Несмеянов, 1977б). Мустьерский человек селился главным образом по долинам рек или искал укрытия в пещерах. Вместе с тем, можно отметить, что в многослойных стоянках в пещерах, на террасах и на конусах выноса самые нижние культурные горизонты нередко дают сведения о домустьерском времени заселения археологических памятников. Такие местонахождения открытого типа на террасах, как Кара-Бура и Кайрак-Кум, где имеется смешанный (ашеле-мустьерский) комплекс индустрий, также свидетельствуют о домустьерском заселении высоких террас.

Опыт геоархеологических наблюдений на Нурекском водохранилище, где автору удалось проводить совместные маршруты с В.А.Рановым и А.Юсуповым, показывает, что при размыве высоких террас (более 100 м над затопленным днищем долины Вахша) на берегу водохранилища после размыва обвалившихся блоков аллювиального и лёссового материала террас появлялись артефакты, принадлежащие мустьерскому

времени. Это говорит о том, что на высоких террасах в случае хорошей сохранности аллювия и лёссового покрова можно ожидать обнаружения древних находок. В целом, это подтверждает, что в мустьерское время древний человек селился преимущественно в долинах рек. Скудость находок мустьерского времени на водоразделах, возможно, указывает на смещение акцентов в расселении древнего человека в пользу предпочтения речных долин.

Памятники каменного века в высокогорьях Памира и Тянь-Шаня говорят о более позднем расселении древнего человека в пределах высоких гор. Это стало происходить на рубеже мустье и верхнего палеолита, что можно видеть в Шугноу. Дальнейшее продвижение древнего человека в горы в верхнем палеолите и мезолите фиксируется по появлению мезолит-неолитической стоянки Ошхона (маркансуйская культура) в долине р. Уйсу; небольших местонахождений на правом борту Аличурской долины, условно относимых к верхнему палеолиту – мезолиту, а также местонахождений в долине Мургаба и в Бахмал-Джилге. Все эти местонахождения располагаются в условиях высокогорной пустыни Восточного Памира на высоте около 4000 м над уровнем моря. К этому типу высокогорных памятников каменного века относятся местонахождения в Тянь-Шане – в западной части долины Сусамыр (Арчолы), в районе оз. Чатыркель и на Аксайских сыртах. Каменные индустрии местонахождений Внутреннего Тянь-Шаня, по В.А.Ранову (1975), сопоставимы с маркансуйской культурой. Позднее расселение древнего человека в экстремальных условиях указывает, с одной стороны, на сдерживающее влияние суровой обстановки высокогорий, с другой – на то, что степень экологической приспособляемости древнего человека возрастала по мере совершенствования материальной культуры и методов охоты. В голоценовое время древний человек обитал и в экстрааридных условиях – это многочисленные неолитические местонахождения в пределах ныне безводных пустынь Кызылкум и Каракумы, в том числе, например, мезолит-неолитические стоянки в районе Лявляканских озер; позднелепесточные местонахождения в долине Узбоя, на берегах Сарыкамышы и в Акчадарьинской дельте; мезолит-неолитические стоянки в Бешкентской долине. Ухудшение гидрологической обстановки в бессточных районах Кызылкума и Каракумов относится примерно к рубежу III и II тыс. лет до н. э. (Мамедов, Батулин, 1977), с чем связывается сокращение численности первобытного населения в экстрааридных регионах.

## **5.4. Выводы**

1. В итоге можно признать стратиграфически обоснованным появление древнего человека в предгорной зоне Средней Азии 900 тыс. лет назад при возможно еще более раннем его расселении на равнинных территориях.

2. Наличие палеолитических индустрий в разновозрастных ископаемых почвах позволяет проследить непрерывное развитие каменных культур на протяжении всего неоплейстоцена, что само по себе является уникальной возможностью, появившейся с открытием лёссового палеолита. Стратиграфия лёссово-почвенной серии обеспечивает возрастную периодизацию палеолита. Вместе с тем, геоархеологические данные, а именно – находки мустьерских изделий, позволяют проконтролировать возраст верхних почвен-

ных горизонтов (ПК2 и ПК1), существенным образом дополняя стратиграфические построения.

3. Ашеле-мустьерские и мустьерские стоянки на речных террасах с превышениями 50–120 м дают основание датировать эти террасы концом среднего – первой половиной позднего неоплейстоцена, принимая во внимание удревненное положение нижней границы мустье.

4. Палеоэкологический аспект изучения археологических местонахождений в погребенных почвах лёссовой формации весьма показателен. Приуроченность артефактов к почвам иллюстрирует прямую связь условий обитания древнего человека с цикличностью палеоклиматических изменений в аридной зоне, а также миграционный характер заселения лёссовых плато.

## Глава 6

# МЕЖРЕГИОНАЛЬНАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

В начале этого раздела рассматривается стратиграфия верхнеплиоцен-четвертичных отложений Северного Китая и северных регионов Индии и Пакистана. Это наиболее близкие к Средней Азии территории, где существует много общих закономерностей в условиях формирования верхнеплиоцен-четвертичного комплекса континентальных отложений. Выявление реперных горизонтов и геохронологических рубежей является наиболее важной стороной стратиграфической корреляции. Сопоставление верхнеплиоцен-четвертичных отложений Средней Азии с аналогичными образованиями удаленных территорий Евразии не решается

однозначно, так как еще не существует общего понимания относительно положения неоген-четвертичной границы, кроме того, детальность расчленения верхнеплиоцен-четвертичного интервала шкалы неодинакова в разных регионах. Корреляция лёссово-почвенной шкалы с восточно- и западноевропейскими стратиграфическими шкалами, а также с изотопно-кислородной шкалой позволяет в значительной мере унифицировать наши представления о стратиграфии верхнего плиоцена и квартера Средней Азии с био-климатостратиграфическими данными широкого межрегионального и глобального значения.

### 6.1. Северный Китай

В геологических разрезах Северного Китая неоген-четвертичную границу предлагается проводить по палеомагнитной инверсии Гаусс–Матуяма (2,6 млн лет), которая приходится на рубеж между нижней и верхней частями формации нихэвань (Liu, Ding, 1982). В лёссовых разрезах, характеризующихся наибольшей полнотой, например, в таких, как Сифэн, Сиань и Баоджи, эта граница устанавливается в основании лёссовой формации учэн (см. рис. 50).

Одна из основных и наиболее изученных в Северном Китае стратиграфических единиц позднеплиоцен-раннечетвертичного возраста – формация нихэвань – представлена аллювиально-озерными отложениями. В стратотипическом регионе эти отложения выполняют самую северную Датун-Яньюаньскую тектоническую впадину, входящую в систему грабенов Шаньси (рис. 54). Эта система грабенообразных впадин протягивается с юго-запада провинции Шаньси на северо-восток – в провинцию Хэбэй. Согласно данным бурения, в центральной части Датун-Яньюаньской впадины мощность нихэваньских аллювиально-озерных отложений достигает 700 м (Yuan et al., 1991). Они ложатся на пачку глин и галечников (мощностью порядка 10 м), под которыми вскрыты туфы юрского возраста. По краевым частям впадины аллювиально-озерные отложения формации нихэвань обычно достигают мощности 100–150 м, они залегают на красных “гиппарионовых” глинах плиоцена, в которых известна фауна *Hipparion* и *Chilotherium*.

К основанию нихэваньской аллювиально-озерной толщи приурочена нижняя часть палеомагнитной эпохи Гаусс. В центральной части Да-

тун-Яньюаньской впадины инверсия Гаусс–Матуяма зафиксирована на глубине 500 м. По данным палинологического анализа, на рубеже инверсии наблюдаются значительные климатические изменения. Отложения, залегающие ниже этой инверсии, содержат пыльцу *Magnoliaceae*, *Carpinus*, *Carya*, *Juglans*, что указывает на субтропический климат. Выше этой границы субтропические формы растительности редуцированы и преобладают *Picea* и *Abies*, что характеризует умеренно теплый климат.

В разрезе Дадаопо, у впадения р. Хулюхэ в р. Санганьхэ (примерно в 15–18 км к юго-юго-востоку от населенного пункта Нихэвань), демонстрировавшемся во время геологической экскурсии XIII Конгресса INQUA, формация нихэвань (видимая мощность около 150 м) расчленялась на три группы слоев: группа I выделялась ниже границы Гаусс–Матуяма, группа II – от границы Гаусс–Матуяма до эпизода Харамильо и группа III – от Харамильо до границы с маланьским лёссом (рис. 55). При таком расчленении формации нихэвань ее верхняя 30–40-метровая толща оказывалась в эпохе Брюнес. Слои группы I (видимая мощность 15 м) состоят из серовато-зеленых и коричневых глин и песчанистых алевритов. В самом нижнем слое отмечаются включения раковин пресноводных моллюсков. Группа II (мощность 63 м) представлена переслаивающимися желтовато-коричневыми, серыми и зеленовато-серыми песчанистыми алевритами, глинами и песками. Группа III содержит слои желтовато-коричневых песчанистых алевритов и желтовато-серых песков, отмечается более песчанистый состав этой части разреза. Трехчленное деление формации

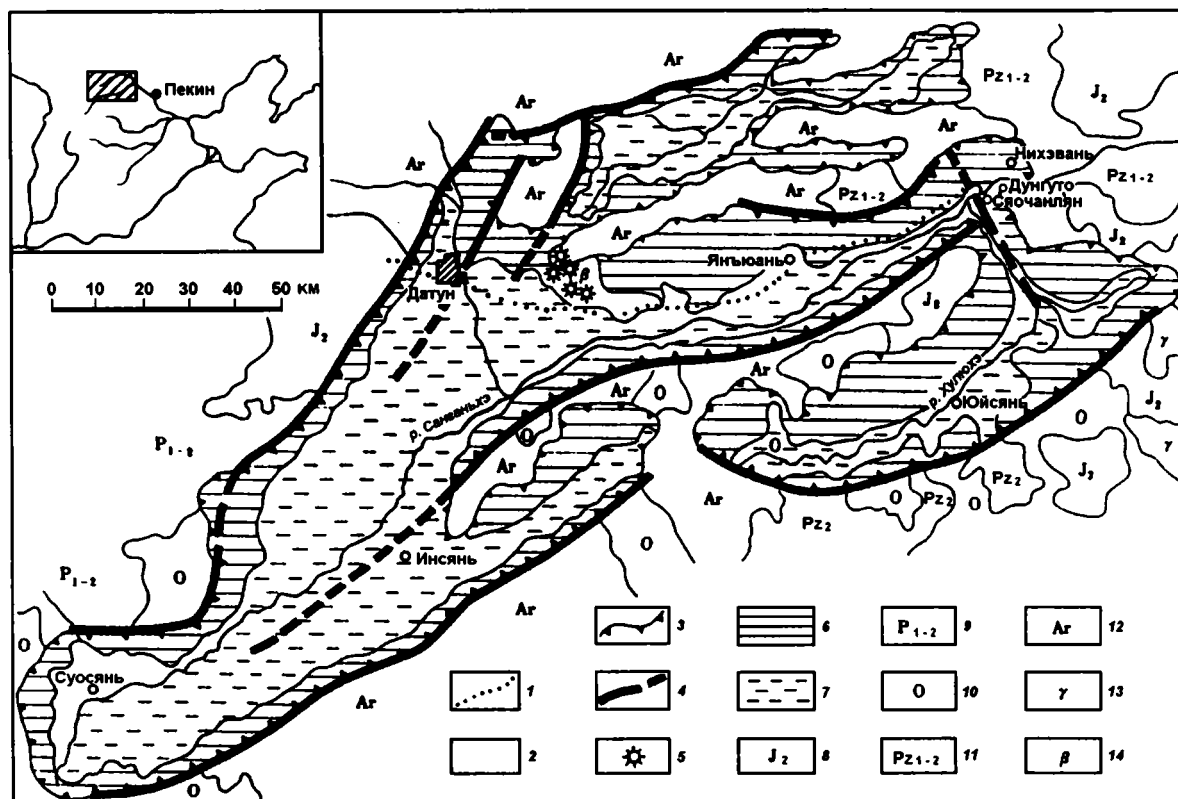


Рис. 54. Геологическая карта Датун-Яньюаньской впадины (Excursion Guidebook – Yuan et al., 1991)

1 – направление геологического маршрута; 2 – горы; 3 – границы впадины; 4 – активные разломы; 5 – плейстоценовые вулканы; 6 – плейстоценовые озерные отложения, перекрытые лёссами; 7 – современные флювиальные отложения; 8 – юрские песчаники и глинистые сланцы; 9 – пермские глинистые сланцы; 10 – ордовикские известняки; 11 – палеозойские кварцевые песчаники; 12 – архейские кристаллические сланцы; 13 – граниты; 14 – плейстоценовые базальты

опирается на палинологические данные, причем отмечается, что на границе Гаусс–Матуяма существуют палеоклиматические изменения, вероятно, связанные с глобальным похолоданием. Приведенные выше геологические материалы дают довольно широкое толкование стратиграфических границ формации нихэвань.

Первостепенное значение для понимания стратиграфического расчленения мощной аллювиально-озерной серии отложений, заполняющих впадины в провинциях Шаньси и Хэбэй, имеют данные, касающиеся положения костеносных горизонтов с нихэваньской фауной млекопитающих. П.Тейяр де Шарден и Ж.Пивто, впервые изучившие нихэваньскую фауну в долине р. Санганьхэ, в окрестностях Нихэваня у дер. Сяшагоу на севере Датун-Яньюаньской впадины, не дали точной геологической привязки фауны, указав на ее послепонтический возраст и на возможность ее сопоставления с фаунами типа Вальдарно и Сенез (Teilhard de Chardin, Piveteau, 1930).

В дальнейшем фауна нихэваня чаще всего коррелировалась с поздним виллафраком. При

последующих исследованиях указывалось, что фауна, приведенная в списках П.Тейяр де Шардена и Ж.Пивто, такая, как *Equus sanmeniensis*, *Proboscidea sinense*, *Eucladoceros boulei*, *Homotherium cf. crenatidens*, встречается в нижней части верхней “желтой” толщи формации нихэвань (группа слоев II, III), в то время как более древние формы, включающие *Zygodontopithecus* sp., *Hipparion* sp., *Paracamelus* sp., *Antilocapra yuxianensis*, происходят из слоев нижней “зеленой” части формации нихэвань (группа слоев I, разрезы близ дер. Донгяожитоу) (Liu, Ding, 1982; Li Hua-mei, Wang Jun-da, 1982). При двучленном делении формации нихэвань на нижнюю – “зеленую” и верхнюю – “желтую” толщи граница между ними проводится по инверсии Гаусс–Матуяма (Liu, Ding, 1982).

Новые палеонтологические данные, а также литологические и палеомагнитные исследования показывают, что костеносные слои в формации нихэвань заключены в интервале разреза, которому соответствует верхняя часть эпохи Гаусс и нижняя половина эпохи Матуяма, включая эпи-

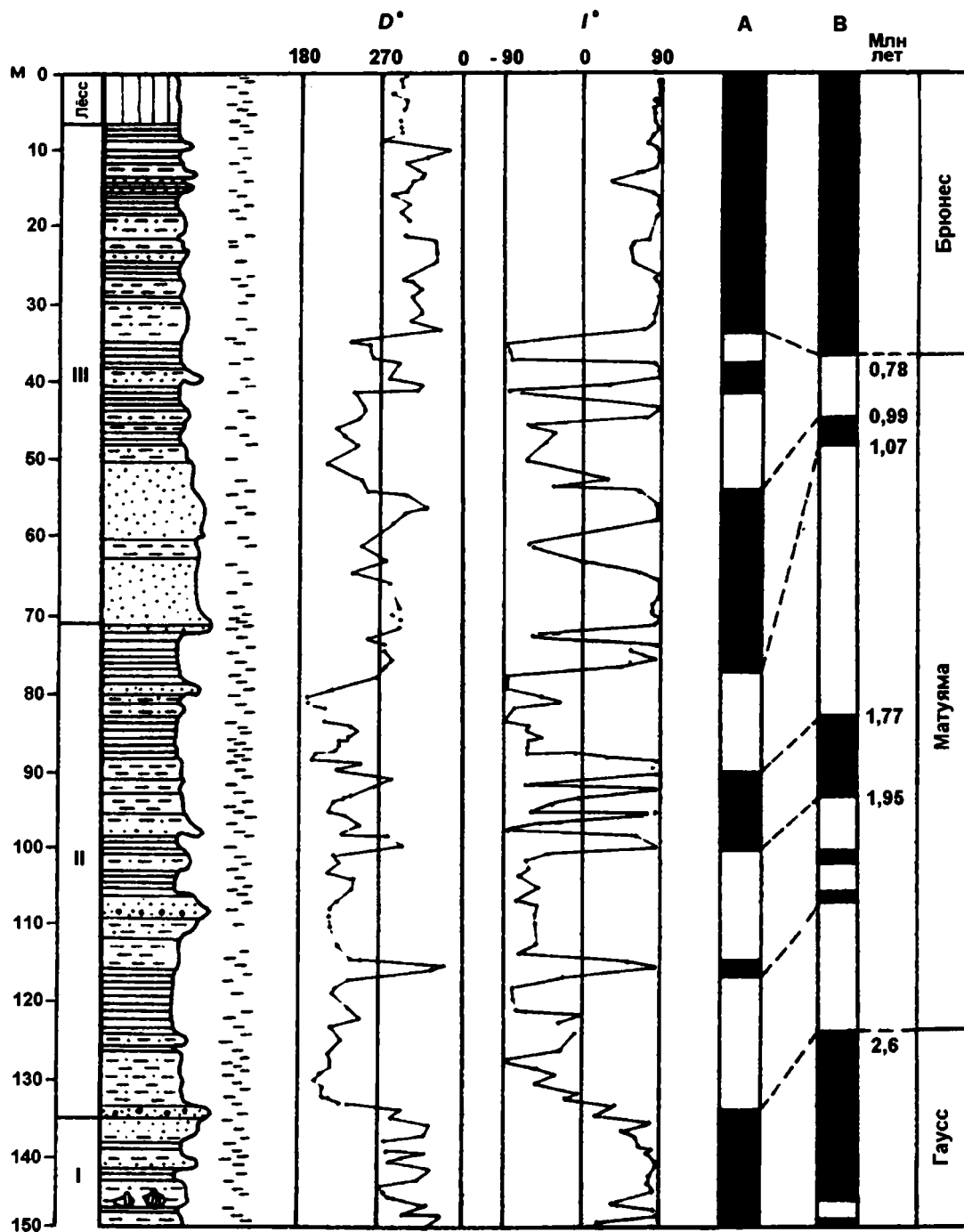


Рис. 55. Разрез Дадапо и его палеомагнитная характеристика (Excursion Guidebook – Yuan et al., 1991)

Параметры палеомагнитного поля:  $D$  – склонение,  $I$  – наклонение;  $A$  – намагниченность пород;  $B$  – палеомагнитная шкала

зод Олдувей (Flynn et al., 1995). Стратиграфический объем этой части формации нихэвань, которая охарактеризована классической нихэваньской фауной, рассматривается в пределах интервала, соответствующего нижней половине эпохи Матуяма (Tedford et al., 1991). Во впадине Юйсянь, располагающейся к юго-востоку Датун-

Яньюаньской впадины, отложения в интервале, соответствующем нижней части эпохи Матуяма, названы формацией донгяожитоу (Dongyaozhitou). Эта формация представлена толщей хорошо прослеживающихся косослоистых песков и галечников. В составе фауны формации донгяожитоу отмечено присутствие носорога рода

*Coelodonta* – формы, известной в нихэваньской фауне; среди мелких млекопитающих имеются находки *Chardinomys nihewanicus*, *Borsodia chinensis* (Flynn et al., 1995, 1997). С частью формации нихэвань, ограниченной интервалом нижней половины эпохи Матуяма, сопоставляется формация хайян (Haiyan), выделяющаяся во впадине Юше и содержащая фауну, близкую к нихэваньской. Отложения формации хайян залегают с угловым несогласием на формации мазегоу (Mazegou), последняя охватывает стратиграфический интервал эпохи Гаусс. Во впадине Юйсянь с формацией мазегоу коррелируется формация даоди (Daodi) (табл. 10). Формация мазегоу литологически характеризуется глинистым составом, ее мощность около 200 м. В составе фауны формации мазегоу примечательно появление таких форм, как *Ochotonoides*, *Felis*, *Lynx*, *Homotherium*, *Vulpes*, *Canis*, *Dama*, *Rusa*, *Antilospira*, *Sinoryx*, *Megalovis*, *Archidiskodon*. Формация хайян представлена озерными отложениями, ее мощность до 80 м. С ней связаны находки *Equus*, *Cuon*, *Megantereon*, *Bison*, не отмечавшиеся в подстилающих отложениях (Tedford et al., 1991; Flynn et al., 1995).

В верхней части формации нихэвань (впадина Юйсянь), соответствующей верхней части эпохи Матуяма – от эпизода Олдувей до эпохи Брюнес, на рубеже примерно 1 млн лет, имеются находки *Microtus* и *Lasiopodomys* (Flynn et al., 1997).

Таким образом, в Средней Азии всему стратиграфическому интервалу в объеме формаций мазегоу–хайян или даоди–донгяожитоу соответствует куруксайская свита (см. табл. 10), а также илийская свита, верхнеиссыккульская подсвита, на что указывают как палеонтологические, так и палеомагнитные данные.

Самая верхняя часть формации нихэвань, выделяемая от эпизода Олдувей до границы Матуяма–Брюнес, коррелируется в Средней Азии с кайрубакской, шарпылдакской, исписарской, хоргосской свитами. В Северном Китае в этом возрастном интервале известно местонахождение фауны млекопитающих Чжоукоудянь 18 (Locality 18), располагающееся в карстовом заполнении у дер. Ментоукоу, в 25 км к западу от Пекина. По описанию П.Тейяр де Шардена, здесь представлены формы животных, характерные для переходного этапа в развитии фаун – от виллафранка к плейстоцену (Teilhard de Chardin, 1940). Фауну этого местонахождения Б.Куртен (Kurten, 1960) считал соответствующей концу верхнего виллафранка.

В нихэваньских отложениях вместе с костными остатками млекопитающих отмечались галь-

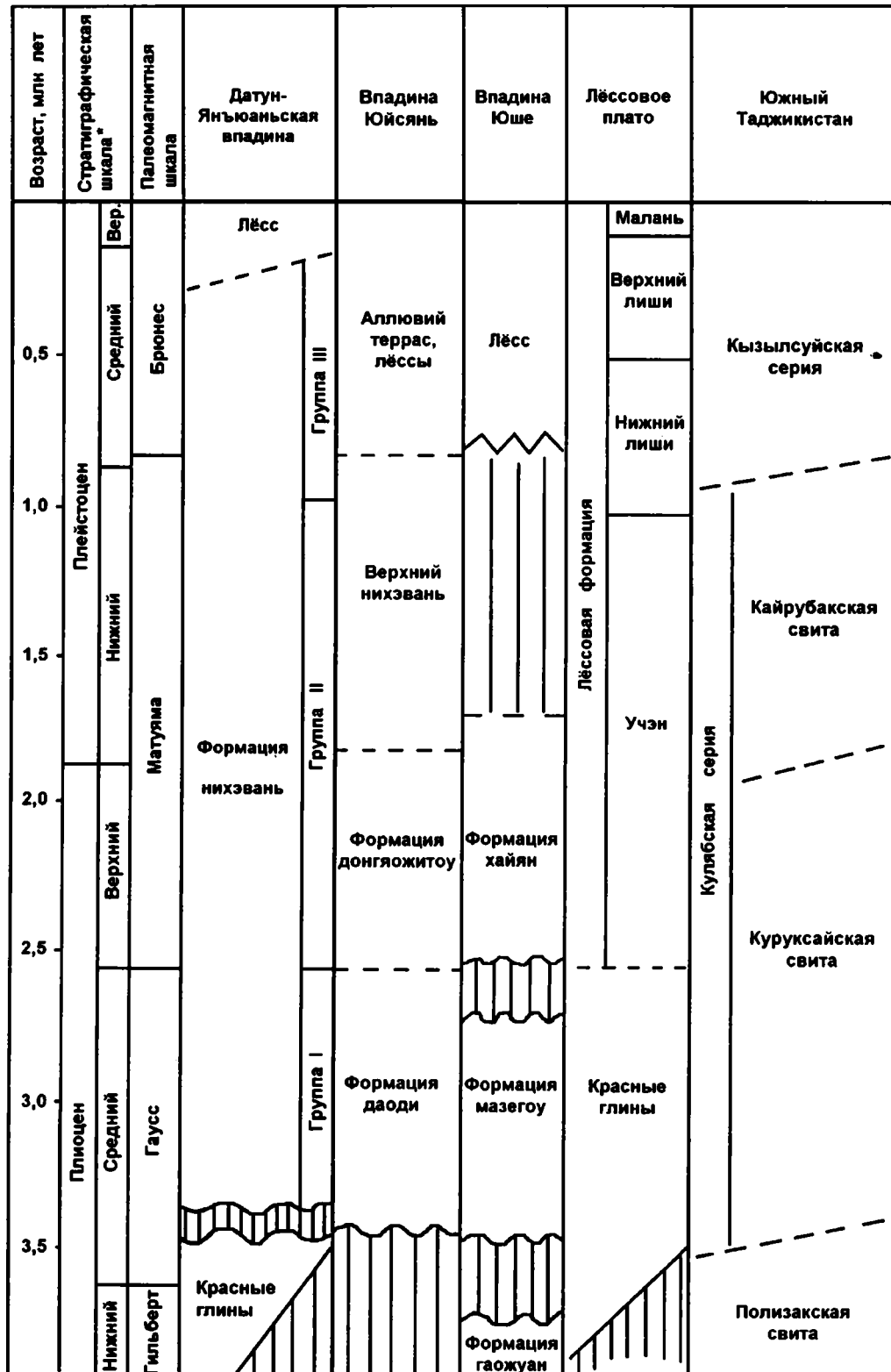
ки со следами искусственной обработки, принадлежность которых к раннепалеолитическим изделиям вызвала оживленные споры (Ларичев, 1984). В коллекции галек, собранных Э.Лисаном и П.Тейяр де Шарденом в местах концентрации фауны, имелись каменные предметы, которые, по заключению эксперта по палеолиту А.Брейля (1931 г.), рассматривались как гальки с несомненными признаками преднамеренной обработки древним человеком.

В развитие этой темы важно отметить те исследования, которые проводились Гай Пзём и Вэй Ци с целью поисков артефактов в нихэваньских отложениях в окрестностях Нихэваня в местонахождении Шаншацзюй (1 км к западу от Нихэваня). Здесь были изучены нихэваньские отложения мощностью до 10 м; было выделено семь слоев, состоящих из глин и песков, самый верхний слой (7) представлен 2-метровой пачкой лёсса. В слое 4 на глубине 6,5 м была обнаружена галька со следами искусственной обработки. Возраст шести слоев (нихэваньских отложений) определялся по содержащейся в них фауне – *Proboscoidipparion*, *Postschizotherium*, *Elasmotherium*, *Palaeoloxodon namadicus*, *Equus sanmeniensis*, *Bison palaeosinensis* – как раннеплейстоценовый (по западноевропейской стратиграфической шкале) (Ларичев, 1984).

Наиболее детальное изучение слоев нихэваньских отложений с артефактами, давшее интересные результаты, проводилось американско-китайской группой исследователей в местонахождениях Дунгута и Сяочанлянь, находящихся в 1 км между собой и примерно в 2,5 км к югу от Нихэваня (Wei, 1991; Schick, Zhuan, 1993; Pope, Keates, 1994). В обоих местонахождениях каменные изделия заключены в песчано-глинистых отложениях флювиального и озерного генезиса. По описанию разреза (из китайских работ), приведенному в книге С.Кучеры (1996), указано, что общая мощность отложений, вскрываемых в разрезе Сяочанлянь, составляет более 70 м. В нижней части разреза в песчаном слое (7-й по описанию, мощностью 3,5 м) содержится большое количество каменных изделий. В этом же слое найдены костные остатки гиены, лесного слона (*Palaeoloxodon* sp.), санменской лошади и гиппариона, а также оленя и полорогих. Количество артефактов насчитывается около 1 тыс. В Дунгута было обнаружено за две недели работ свыше 2 тыс. изделий (Кучера, 1996, с. 173–176). Возраст слоев, содержащих археологический материал, был принят как конец раннего плейстоцена, возможно, около 1 млн лет, что определялось по их положению ниже инверсии Матуяма–Брюнес,



**Таблица 10.** Схема корреляции биостратиграфических подразделений Северного Китая и Южного Таджикистана



\* Подразделения плейстоцена даны по западноевропейской шкале.

вероятнее всего, у нижней границы эпизода Харамильо (Pope, Keates, 1994; Schick, Zhuan, 1993). По новым данным, опирающимся на детальные палеомагнитные измерения и расчет скорости осадконакопления, возраст слоя с палеолитическими находками в местонахождении Сяочанлянь определен 1,36 млн лет (Zhu et al., 2001). По материалам последней публикации, список палеонтологических находок в Сяочанляне содержит: *Allophaiomys* cf. *A. pliocaenicus*, *Mimomys chinensis*, *Hyaena* (*Pachycrocuta*) *licenti*, *Palaeoloxodon* sp., *Hipparion* sp., *Proboscidea sinensis*, *Equus sanmeniensis*, *Coelodonta antiquitatis*, *Marcetes* sp., *Cervus* sp. и *Gazella* sp. Эта фауна указывает на позднеплиоцен-раннеплейстоценовый возраст вмещающих отложений (Zhu et al., 2001).

К настоящему времени после неоднократных раскопок в Дунгута насчитывается более 12000 артефактов, а в Сяочанляне – около 4200 (Keates, 2000). Типологически каменный материал обоих палеолитических местонахождений имеет явные черты сходства. Характерны малые размеры каменного инвентаря, при этом предполагается, что в данном случае малоразмерная индустрия (small tool industry) является не следствием фактора удаленности от источников местного каменного сырья, а есть результат специфических свойств каменного материала при раскалывании (Pope, Keates, 1994). Гай Пэй во время XIII Конгресса INQUA в Китае отмечал (устное сообщение, 1991 г.), что песчано-галечные слои нижневаньской толщи содержат большое количество камня, представленного мелкими обломками яшмовидной кремнистой породы с естественной “обработкой”, что очень затрудняло выявление артефактов. Каменные изделия часто сопровождаются находками костных остатков млекопитающих. Важно отметить, что в Сяочанляне зафиксировано совместное нахождение каменных орудий и костного материала с несомненными следами надрезов и зарубок и, кроме того, имеются явные признаки ненарушенного залегания каменных изделий в местах первоначальной жизнедеятельности гоминид. В Дунгута и Сяочанляне, по сравнению с другими раннепалеолитическими местонахождениями Северного Китая, например, такими как Сихоуду и Кэхэ, имеется лучшая сохранность всего набора каменного инвентаря, производившегося в процессе обработки камня (Pope, Keates, 1994).

Местонахождение Сихоуду располагается близ одноименной деревни, в юго-западной части провинции Шаньси в 3 км от р. Хуанхэ к северо-востоку от того места, где река резко меняет направление своего течения с меридионально-

го на субширотное (рис. 56). Здесь существует поверхность, возвышающаяся на 170 м над уровнем р. Хуанхэ; склоны оползневой типа. В основании разреза плейстоценовой толщи, мощность которой около 75 м, в песчано-глинистых отложениях обнаружены костные остатки млекопитающих, обработанные камни и фрагменты костей животных со следами воздействия огня. Песчано-глинистые отложения перекрыты 50-метровой пачкой песчаных лёссовидных суглинков с несколькими погребенными почвами в кровле. Каменный материал относится к чоппер-чоппинговой индустрии, отмечается массивность изделий; в качестве сырья широко использовались гальки (Ларичев, 1984; Schick, Zhuan, 1993). По данным Цзя Ланьпо (Jia Lanpo, 1980), в местонахождении Сихоуду были найдены следующие формы млекопитающих: *Hyaena* sp., *Elaphurus bifurcatus*, *Axis rugosus*, *Axis shansius*, *Gazella* cf. *blacki*, *Coelodonta antiquitatis shansius*, *Elasmotherium* cf. *inexpectatum*, *Proboscidea 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 (западноевропейская схема). По мнению китайских исследователей, отложения Сихоуду формировались в эпоху, предшествующую оледенению поян (= гюнц). Фактически, это может быть одно из самых древних раннепалеолитических местонахождений Северного Китая, хотя пока отсутствуют данные о его более точном возрасте. Здесь уместно заметить, что по другому древнему местонахождению – Юаньмоу – с находками двух резцов гоминида, располагающемуся в Южном Китае, в провинции Юньнань, имеется довольно противоречивая информация о сопровождающей находки зубов каменной индустрии. Возраст этого местонахождения по результатам аминокислотного анализа и палеомагнитным данным оценивается в пределах 1,5–1,8 млн лет (Qian Fang, 1991; Schick, Zhuan, 1993).

Палеолитическое местонахождение Кэхэ располагается на левом берегу р. Хуанхэ также в юго-западной части провинции Шаньси, недалеко от Сихоуду. С Кэхэ связано несколько пунктов с находками костных остатков млекопитающих и каменных орудий. По описанию Цзя Ланьпо (Jia Lanpo, 1980), в основании геологического разреза, где были обнаружены находки, за-

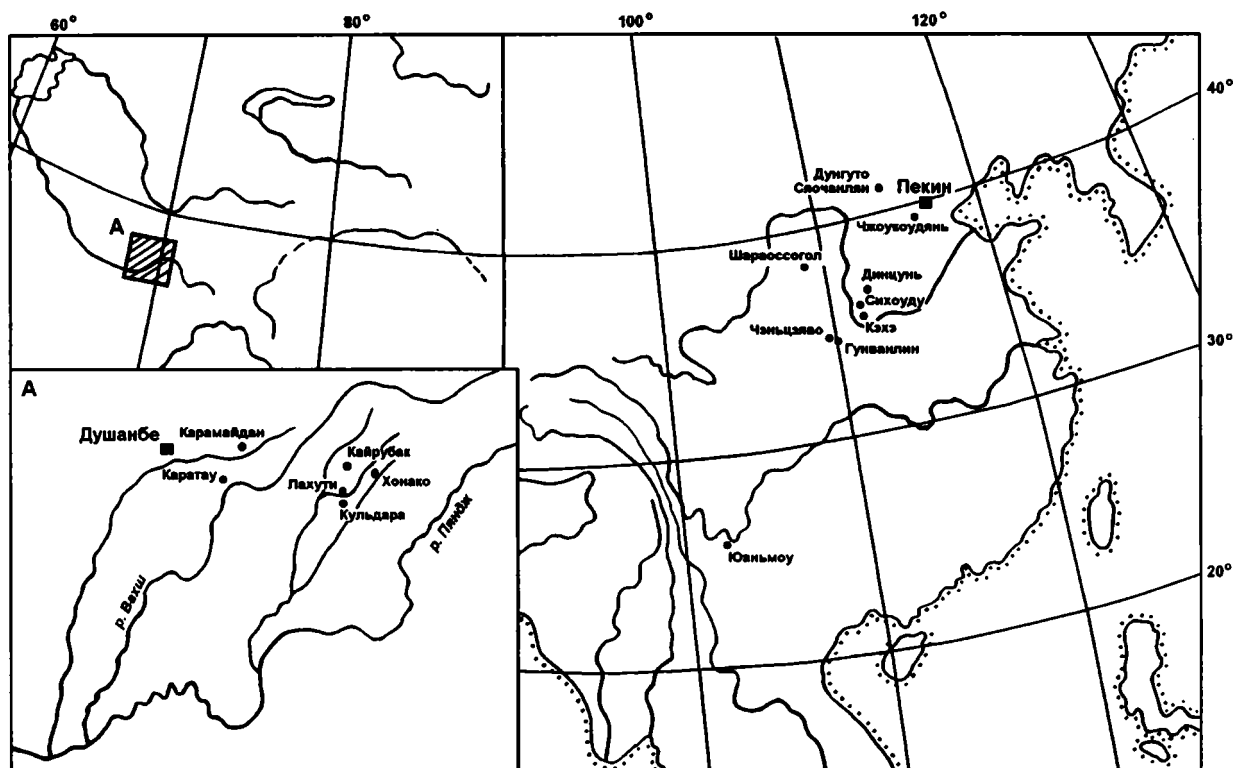


Рис. 56. Расположение основных палеолитических памятников в Северном Китае и местонахождений каменного века в лёссовых толщах Южного Таджикистана (врезка А)

легают слабо деформированные озерные глины, возраст которых оценивается древнее 1 млн лет. Озерные глины перекрыты песчано-галечными аллювиальными отложениями и покровными лёссовидными суглинками и лёссами. Мощность покровных образований порядка 20 м, общая мощность разреза 30 м. Находки каменных орудий и костных остатков животных заключены в метровом слое гравия, находящегося в основании аллювиальной пачки. Отмечается окатанность каменных изделий. Среди них встречены сравнительно крупные нуклеусы и отщепы. Каменные изделия из Кэхэ обычно относят к индустрии крупных орудий (large tool tradition) и предполагается их связь с индустриями Сихоуду и более поздних местонахождений, например, Динцунь (Schick, Zhuan, 1993).

Среди костного материала, обнаруженного в нескольких пунктах местонахождения Кэхэ, установлены следующие животные: *Coelodonta* sp., *Equus* sp., *Sus* sp., *Megaceros pachyosteus*, *Megaceros flabellatus*, *Babulus teilhardi*, *Stegodon zdanskyi* или *Stegodon chiai*, *Palaeoloxodon namadicus* (Jia Lanpo, 1980). На основании этой фауны предполагается, что местонахождение Кэхэ имеет среднеплейстоценовый возраст (по западноевропейской шкале). Д.С.Айнер (Aigner, 1978) полагает, что фауну и па-

леолитические изделия Кэхэ по возрасту можно считать примерно эквивалентными средним слоям Чжоукоудянь 1. В составе фауны Кэхэ находились обитатели как лесных, так и луговых открытых палеоландшафтов.

В лёссово-почвенных разрезах Северного Китая слоям, содержащим нихэваньскую фауну, соответствует нижняя часть лёссово-почвенной формации учэн. Формация учэн характеризуется комплексом мелких млекопитающих, который выделен как зона "*Myospalax tingi*". Эта зона разделяется на две подзоны: нижнюю, характеризующуюся присутствием *Myospalax omegodon*, и верхнюю — с *M. chaoyatseni* — *M. hsuchia-pinensis*. Граница между этими подзонами приходится на среднюю часть формации учэн (эпизод Олдувей) (Tedford, Qui, 1988 г. — manuscript; Liu et al., 1985).

С северокитайской формацией учэн коррелируются верхнеплейстоценовые и зоплейстоценовые лёссово-почвенные образования Средней Азии; при их сопоставлении обращает на себя внимание то обстоятельство, что в среднеазиатских разрезах погребенные почвенные горизонты в этом стратиграфическом интервале имеют более четкую стратиграфическую выраженность по сравнению с китайскими разрезами. Например, в

разрезе Лочуань формация учэн, ниже горизонта лёсса L15, обладает очень сближенным положением погребенных почв (Liu et al., 1985). Разделяющие эти почвы лёссовые горизонты характеризуются переработанностью почвенными процессами и многочисленными карбонатно-конкреционными слоями. Вместе с тем, например, в разрезах Баоджи и Сифэн в формации учэн (интервал 1,2–2,5 млн лет), выделено, соответственно, 18 и 19 горизонтов почв S15–S32–33 (Rutter et al., 1991; Liu et al., 1991).

В этой связи заметим, что в разрезе Карамильдан в интервале от эпизода Харамильо, примерно от 1,2 млн лет, до инверсии Гаусс–Матуяма (2,6 млн лет) выделяется порядка 23–24 горизонтов почв, причем эти горизонты, как и в китайских разрезах, очень сближены между собой. Все это показывает, что в позднеплейстоценовое и зоплейстоценовое время формирование лёссовых горизонтов происходило замедленными темпами и почвообразовательные процессы успевали переработать накопившийся лёсс, в результате чего происходило наложение почвенных горизонтов один на другой. По этой причине погоризонтное сопоставление формации учэн с зоплейстоценовыми лёссово-почвенными образованиями Средней Азии вызывает трудности, хотя можно видеть, что общее количество почвенных горизонтов в этом стратиграфическом интервале очень близко между собой.

Лёссово-почвенная формация лиши в Северном Китае имеет хорошо обособленные почвенные горизонты. В интервале эпохи Брюнес, т.е. от почвенного горизонта S1 до лёссового горизонта L8, погребенные почвы хорошо выражены и четко разделяются лёссами, за исключением сложно построенного почвенного комплекса S5, в который входит три палеопочвы. Такое же строение лёссово-почвенной серии наблюдается в разрезах Средней Азии. Педокомплексы от ПК1 до ПК9 хорошо прослеживаются; ПК5 и ПК6 очень сближены, их разделяет маломощный горизонт лёсса, переработанный почвенными процессами. Аналогия между ПК5–ПК6 и S5 довольно очевидна, если принять во внимание их строение и положение в разрезе. Примечательно, что в разрезах Лёссового плато горизонт S7 представлен двумя палеопочвами, которые мы условно обозначаем как S7a и S7b. Китайские исследователи обычно показывают над S7 слабо развитую почву без индекса, поэтому она как бы выпадает из стратиграфической шкалы. При корреляции лёссово-почвенных толщ Северного Китая горизонты S7a и S7b соответствуют ПК8 и ПК9 среднеазиатских разрезов. Инверсия Ма-

туяма–Брюнес, как в лёссовой формации Северного Китая, так и в аналогичных субэкринных образованиях Средней Азии, проходит в коррелятивных между собой горизонтах лёссов – соответственно, L8 и L10 (рис. 57), хотя, например, в южнотаджикистанском разрезе Дарай Калон эта инверсия приурочена к основанию ПК9.

Сложности в корреляции лёссово-почвенных разрезов Средней Азии и Северного Китая имеют место в интервале примерно от 0,8–0,9 до 1,2 млн лет, что соответствует нижней части лёссовой формации лиши или верхней части зоплейстоценовой лёссово-почвенной серии. В этом интервале в лёссах Северного Китая наблюдается меньшее количество почвенных горизонтов, чем в лёссовых разрезах Средней Азии. Одним из объяснений этого различия в количестве стратиграфических единиц может быть наличие небольших перерывов в лёссовых разрезах Северного Китая, которые приходится, вероятно, на уровни сильно песчаных лёссовых горизонтов – L9 и L15.

С нижней частью формации лиши в местонахождениях Гунванлин и Чэньцзяо (округ Ланьтянь, провинция Шэньси) связаны находки костных остатков гоминид, описанных как *Homo erectus*, часто называемые в литературе – “ланьтяньский человек”. В разрезе Гунванлин, расположенном на высокой террасе р. Бахэ, вскрываются раннеплейстоценовые (по китайской шкале) аллювиальные галечники, образующие террасу, и выше них – лёссово-почвенный покров формации лиши. Погребенные почвы – бурые, хорошо выражены, разделены маломощными горизонтами лёссов, нередко налегают друг на друга. Костные остатки ланьтяньского человека и млекопитающих находятся в основании лёссово-почвенной серии в горизонте лёссовидного карбонатизированного суглинка, который коррелируется с горизонтом лёсса L15 опорного разреза Лочуань. Такая корреляция и общее стратиграфическое положение находок ланьтяньского человека обосновываются палеомагнитными данными: палеомагнитный эпизод Харамильо зафиксирован в нескольких метрах над костеносным горизонтом (рис. 58). Все это позволило оценивать возраст находок ланьтяньского человека в Гунванлине около 1,1–1,15 млн лет (An et al., 1987). Поскольку возраст эпизода Харамильо изменен и его нижняя граница удревнилась с 0,97 на 1,07, т.е. на 0,1 млн лет (Cande, Kent, 1995), то с учетом этой поправки оценка возраста находок в Гунванлине также должна возрасти на 0,1 млн лет.

С тем же горизонтом лёссовидных суглинков в Гунванлине связаны многочисленные находки

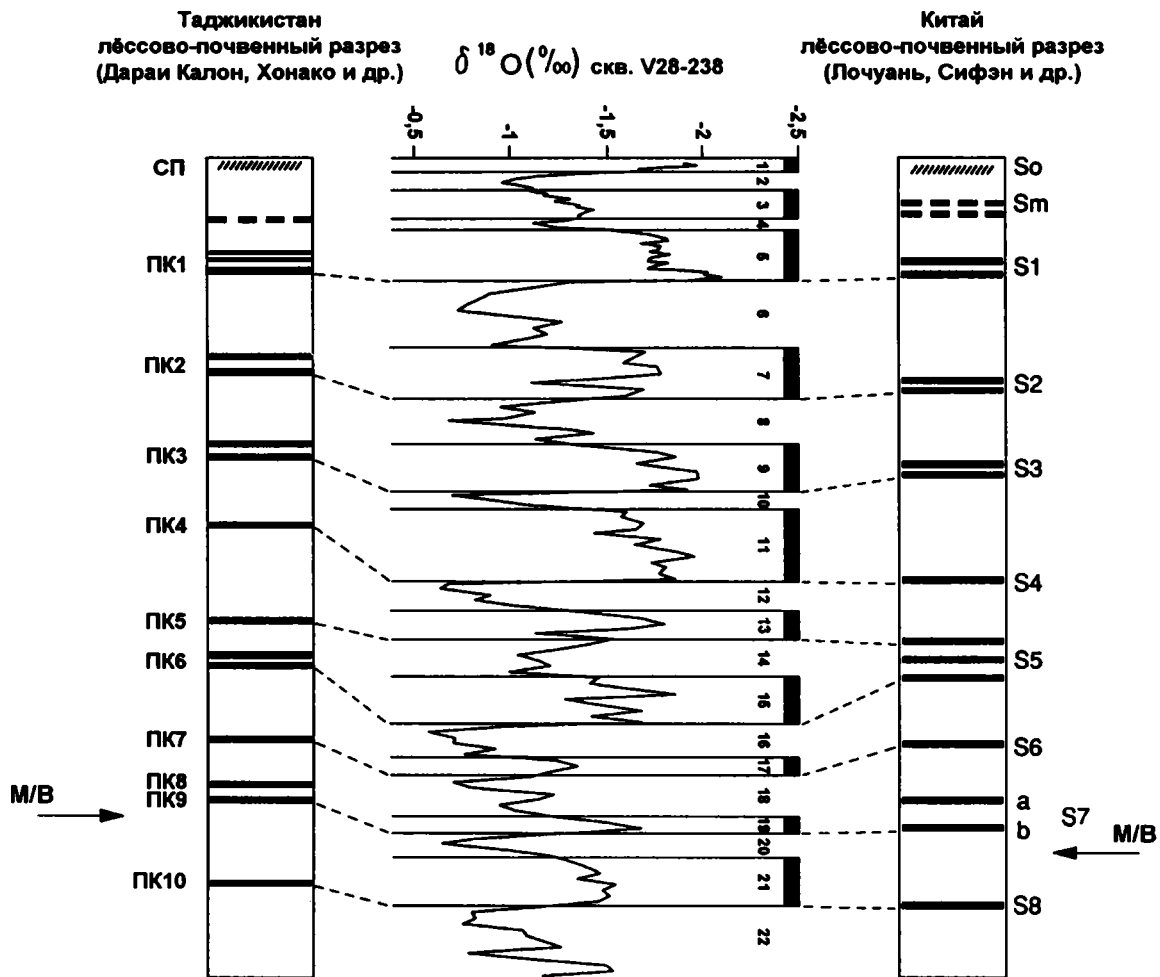


Рис. 57. Корреляция плейстоценового лёссово-почвенного разреза Южного Таджикистана с изотопно-кислородной кривой скв. V28-238 и лёссово-почвенным разрезом Лёссового плато (Китай)

М/В – инверсия Матуяма–Брюнес. Изотопно-кислородные стадии указаны цифрами 1 – 22. Обозначение ископаемых почв: ПК – педокомплексы в разрезе Южного Таджикистана; S – ископаемые почвы в разрезе Лёссового плато Китая

костных остатков животных: *Canis variabilis*, *Ursus cf. etruscus*, *Ailuropoda melanoleuca fovealis*, *Meles cf. leucurus*, *Pachycrocuta sinensis*, *Panthera cf. tigris*, *P. pardus*, *Sivapanthera pleistocaenicus*, *Megantereon lantienensis*, *Stegodon orientalis*, *Equus sanmeniensis*, *Dicerorhinus cf. mercki*, *D. lantienensis*, *Megatapirus augustus*, *Tapirus sinensis*, *Nestoritherium seinensis*, *Sus lidekeri*, *Elaphodus cephalophus*, *Sinomegaceros konwanlinensis*, *Leptobos brevicornis*, *Capricornis sumatraensis qinlingensis*, *Scaptochirus moschatus*, *Megamacaca lantienensis*, *Arvicola terrae-rubrae*, *Microtus epiratticeps*, *Myospalax tingi*, *M. fontanieri*, *M. sp. Cricetulus cf. griseus*, *C. varians*, *Bahomys hypsodonta*, *Gerbillus sp.*, *Petaurista sp.*, *Apodemus sp.*, *Hystrix cf. subcristata*, *Ochotonoides complicidens*, *Ochotona cf. thibetana* (Hu Chang-

kang, Qi Tao, 1978). Китайские исследователи отмечают, что в составе этой фауны присутствует много форм, типичных для Южного Китая и Южной Азии, для которых свойственны лесные ландшафты и теплые климатические условия. При этом следует учитывать, что местонахождение Гунванлин располагается на южной границе лёссовой провинции Северного Китая.

По мнению М.В. Сотниковой (устное сообщение), фауна Гунванлина весьма своеобразна, близость к южным областям Китая ощущается, например, по присутствию большой панды (*Ailuropoda*). В ассоциации хищников присутствуют лесные элементы – медведь, барсук, тигр; однако мелкие волки, гиены, пантеры, мегантереон – это обитатели открытых ландшафтов. Среди остальной фауны крупных млекопитающих лесные

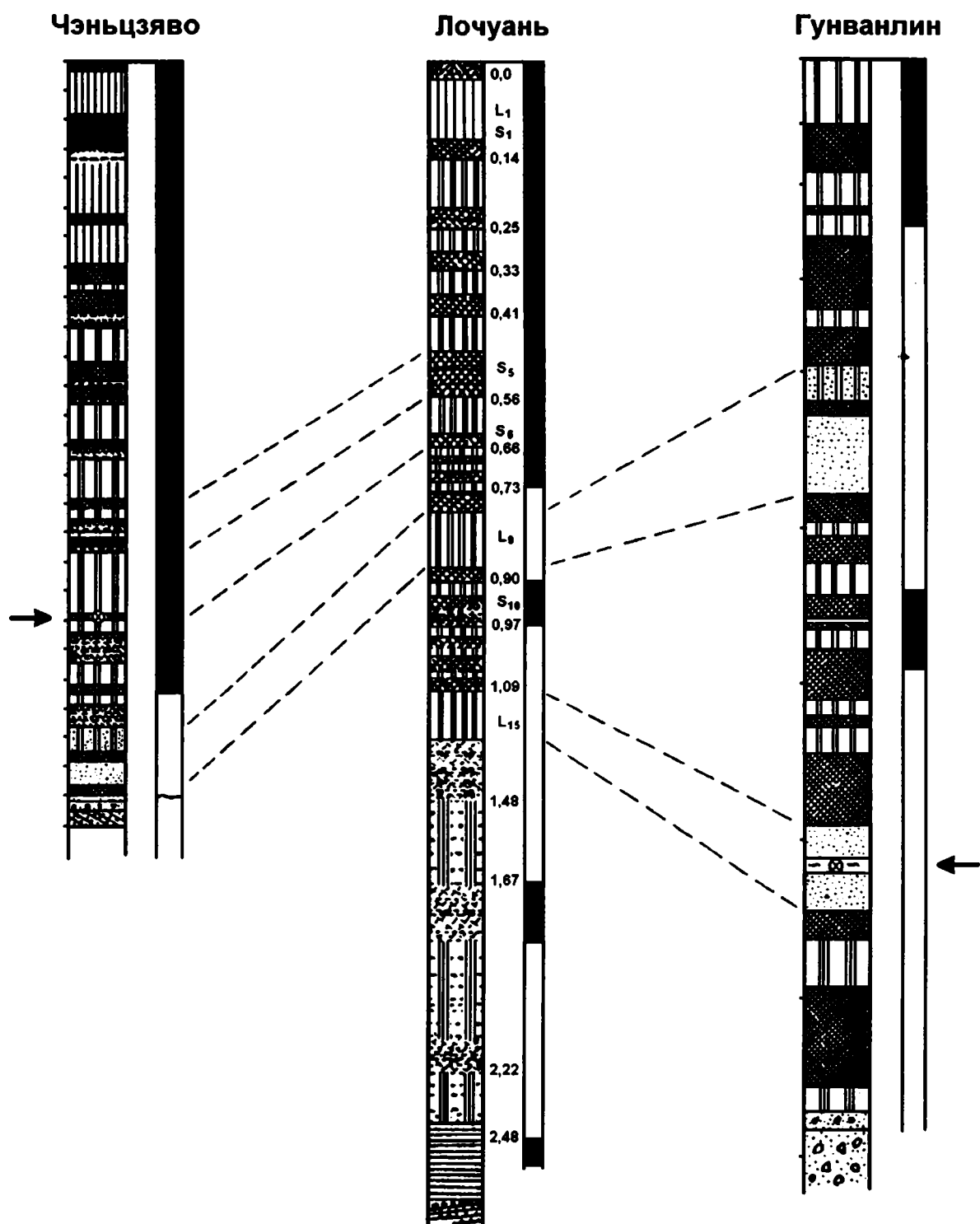


Рис. 58. Сопоставление лёссово-почвенных разрезов Гунванлин и Чэньцзяво с опорным разрезом Лочуань (An et al., 1987)

S – палеопочвенный горизонт, L – лёссовый горизонт. Костеносные горизонты обозначены крестиком в кружке и на их положение в разрезе указывает стрелка

элементы или формы, связанные с заболоченными, влажными грунтами, преобладают – это носороги, тапиры, свиньи, макака, много оленей; вместе с тем, лошади и лептобосы предпочитают открытые пространства. Все это позволяет говорить о сочетании лесных ландшафтных обстановок с открытыми пространствами.

При рассмотрении возрастной принадлежности костяного горизонта в Гунванлине важно указание М.В.Сотниковой на присутствие в составе фауны рода *Panthera* (трех разных представителей) и *Pachycrocuta sinensis*. По их появлению можно сделать вывод, что фауна Гунванлина явно моложе нинхэваньской. В фаунистической ассоциации нинхэваня присутствует более примитивная гиена – *Pachycrocuta licenti* и отсутствует *Panthera*. Появление рода *Panthera* в европейских фаунах символизирует начало плейстоценового этапа.

Археологический материал, принадлежность которого в Гунванлине часто приписывается ланьтяньскому человеку, имеет очень разное происхождение. Многие артефакты были собраны в окрестностях Гунванлина без стратиграфической привязки. В самом местонахождении каменный материал извлекался из интервала от 1 до 14 м над уровнем, где были обнаружены фрагменты черепа ланьтяньского человека, и можно утверждать, что только часть артефактов находилась ниже инверсии Матуяма–Брюнес, т. е. древнее 780 тыс. лет. Насчитывается всего 20 каменных изделий *in situ* из этого интервала (Schick, Zhuan, 1993). Во время геологической экскурсии в Гунванлине (XIII Конгрессе INQUA, 1991 г.) из объяснений китайских ученых следовало, что большинство археологических находок в этом местонахождении не имеет точной документации своего положения.

Примечательно, что в состав коллекции каменных изделий из района Гунванлина (местонахождения Лаочихэ и Пинлиан) входят двусторонне обработанные орудия типа рубил, хотя точной стратиграфической привязки этих находок нет. Тем не менее, этим находкам придается большое значение. Отсутствие рубил и бифасиальной техники в обработке раннепалеолитических орудий Северного Китая рассматривалось как признак отсталости раннего палеолита восточной части Азии, что нашло выражение в работе Х.Мовиуса (Movius, 1944). В этой работе он указывал, что прогрессивная техника создания ручных рубил с двусторонней оббивкой не проникала в раннем палеолите в Восточную Азию, где господствовал “чоппер-чоппинговый комплекс”.

Важно отметить, что рубилообразные орудия, обработанные с двух сторон, наряду с чопперами и

чоппингами, отмечаются также в коллекциях каменных изделий из Шуйгоу и Хуэйсингоу (окрестности г. Саньмэнься) (Ларичев, 1985). В этих двух местонахождениях, геологическое строение которых сходно между собой, палеолитические находки залегают над конгломератами в основании “красноземов”, которые можно трактовать как лёссы с красно-бурыми почвами нижней половины среднего плейстоцена, по западноевропейской шкале (или нижнего неоплейстоцена нашей схемы).

Другое местонахождение – Чэньцзяво, где была обнаружена челюсть древнего человека, называемого обычно тоже ланьтяньским человеком, располагается, как и Гунванлин, в той же долине р. Бахэ – в ее небольшом притоке, примерно в 25–30 км к западу от Гунванлина. В Чэньцзяво обнажается 50-метровая толща лёссов формации лиши. Находки костного материала древнего человека приурочены к горизонту почвы, которая коррелируется с почвой S6 Лочуаньского разреза (см. рис. 58). Инверсия Матуяма–Брюнес в разрезе Чэньцзяво зафиксирована в нескольких метрах ниже горизонта с находкой челюсти – под почвой S7. С учетом стратиграфических условий залегания, возраст костных остатков гоминида в Чэньцзяво оценивается в 0,65 млн лет (An et al., 1987). Таким образом, ланьтяньский человек в Гунванлине на 0,5 млн лет древнее ланьтяньского человека в Чэньцзяво (табл. 11).

В окрестностях дер. Чжоукоудянь, примерно в 45 км к юго-западу от Пекина, находится несколько знаменитых местонахождений с артефактами и костными остатками млекопитающих, включая остатки гоминид, это Чжоукоудянь 1 – пещера пекинского человека (Locality 1), Чжоукоудянь 15 (Locality 15), Новая пещера (New Cave – Locality 4) и Верхняя пещера (Upper Cave). Основным местонахождением является пещера пекинского человека – Чжоукоудянь 1, в которой имеются многочисленные остатки *Homo erectus* (*Sinanthropus pekinensis*). Пещера имеет длину до 140 м и ширину около 20 м. Заполнение пещеры, состоящее из обломков известняка, брекчий, песка, гравия, суглинка, прослоев пепла и травертинов, вскрыто до глубины 40 м. В этом интервале всего выделено 17 слоев. Согласно палеомагнитным данным, инверсия Матуяма–Брюнес проходит в кровле слоя 14. Возраст слоя 10 по трековому методу  $462 \pm 45$  тыс. лет. Возраст слоев 8 и 9 находится в пределах 420 тыс. лет (U/Th), для слоев 1 и 2 получены даты (по зубам млекопитающих) в интервале 250–230 тыс. лет (Liu Ze-Chun, 1982; Wu Rukang, Liu Shenglong, 1983). При корреляции с изотопно-кислородной шкалой слои от 1 до 13 сопоставляются со стадиями 6–18,  $\delta^{18}\text{O}$ .

**Таблица 11.** Схема возрастной последовательности основных местонахождений позднеплейстоценовой фауны млекопитающих и археологических памятников в Средней Азии и в лёссовой области Северного Китая

Возраст, млн лет	Четвертичная система				Северный Китай		Средняя Азия		Археологическая шкала	
	Плиоцен	Верхний	Средний	Гаусс	Местонахождения фауны млекопитающих и археологические памятники	Лессово-почвенные образования почвы - S лессы - L	Стратиграфия	Местонахождения фауны млекопитающих и археологические памятники		
0,1	Неоплейстоцен	Верхний	Средний	Гаусс	Голоценовая	Шароосогол Чжоукоудянь-Верхний Дингунь	Малань L1	Сери, свиты, компл.	Ископаемые педо-комплексы - ПК лессы - L Возраст, тыс. лет	Местонахождения фауны млекопитающих и археологические памятники
0,2					Земель	Кэксэ	Верхний S1	ПК1	Хонако 3	Шугуоу, Огань-Кичик, Худжи, Обирахмат, Кара-Бура, Сель-Унгур, Кульбулак(?)
0,3					Земель	Чжоукоудянь 1 (слои 1 - 13)	L2	ПК2	Хонако 3	
0,4					Земель		S3	ПК3		
0,5					Земель		S4	ПК4	Хонако 1, Обимзар, Кайрубак	
0,6					Земель		S5	ПК5	Лахуты - 1, Каратау	
0,7					Земель		S6	ПК6	Обимзар, Трехкие, Тинахалки	
0,8					Земель	Чэньцзянь	S7	ПК7		
0,9					Земель		S8	ПК8		
1,0					Земель		S9 - S14	ПК9 - ПК10	Кульдаара	
1,5	Земель	Гунванлин Дунгута Сихоуау	S15 - S24	ПК11 - ПК14	Фауна Лахуты (Л2) Тепке 1					
2,0	Земель		S25 - S26	ПК15 - ПК16	Аристанды (?)					
2,5	Земель		S27 - S32	ПК17 - ПК32						
3,0	Земель		Фауна Нихэнь	S33 - S35	ПК33 - ПК35					
	Земель			S36 - S48 (?)	ПК36 - ПК48 (?)	Фауна Куруксай				

Ниже слоя 13 не было встречено ни костного материала, ни артефактов. Богатая фауна млекопитающих, обнаруженная в Чжоукоудянь 1, в ранних работах (Pei Wen-Chung, 1934) интерпретировалась как раннеплейстоценовая. Однако но-

вые палеомагнитные данные и датировки, полученные разными методами (Liu Ze-Chun, 1982), ограничивают нижнюю возрастную границу костеносных горизонтов Чжоукоудянь 1 средним плейстоценом (западноевропейская шкала), а при-



сутствие *Canis variabilis*, *Ursus deningeri*, *Pachycrocuta brevirostris sinensis* и *Equus sanmeniensis* говорит о том, что возраст фауны в пещере пекинского человека не моложе среднего плейстоцена.

Пекинский человек поселился в пещере Чжоукоудянь 1 около 500 тыс. лет назад и не покидал это убежище, пока пещера не заполнилась осадками примерно 230 тыс. лет назад. Его первое появление в пещере ассоциируется со слоем 10, представленным ситтом (суглинком) и пеплом с двумя тонкими прослоями травертинов (Ren Mei-e, Liu Ze-Chun, 1982). На весь период пребывания пекинского человека в пещере приходится по крайней мере три относительных похолодания палеоклимата, фиксируемых на основании палинологических данных и по наличию трех слоев брекчий. С интервалом разреза пещеры Чжоукоудянь 1, содержащим следы пребывания древнего человека, в Средней Азии сопоставляются горизонты почв ПК5, ПК4 и ПК3, из которых два нижних (ПК5, ПК4) богаты находками палеолита.

Наибольшая концентрация артефактов в Чжоукоудянь 1 отмечается в слоях 9, 8 и 4. Горизонты с артефактами, характеризующими материальную культуру пекинского человека, условно подразделяются на две зоны: нижнюю – древнюю и верхнюю – позднюю. Для индустрии последней характерны четко выраженные признаки заметного прогресса в технике обработки камня и расширение типологических вариантов инструментов (Ларичев, 1985, с. 27). Переход к более развитой ступени в обработке камня начинает проявляться со слоя 6, а к слою 4 результаты прогресса становятся очевидными. Слой 4 по трек-овому методу датируется  $306 \pm 56$  тыс. лет и коррелируется со стадией 9  $\delta^{18}\text{O}$  (Лю Дуншэн, 1986). Он представлен зольным материалом с прослоями обожженной глины, мощностью до 6,5 м; брекчий в нем практически не отмечены. Палинокомплексы этого слоя характеризуют смешанные хвойно-широколиственные леса. Костный материал и обработанные камни из слоя 4 имеют явные следы обжига.

Разрез пещеры пекинского человека надстраивается вверх в Новой пещере, расположенной в нескольких десятках метров южнее Чжоукоудянь 1. Отложения Новой пещеры по сталагмитам и травертинам датированы в интервале от 75–68 до 98 тыс. лет. Самая верхняя часть разреза Чжоукоудянь-ского пещерного комплекса представлена в Верхней пещере, в которой известны костные остатки человека (*Homo sapiens*) и богатая фауна млекопитающих, относящаяся к позднему плейстоцену (Pei Wen-Chung, 1940). Заполнение Верхней пещеры состоит из брекчий с несколькими прослоями пепла, мощность этого заполнения немного более 5 м. В

заключении Пей Вэн-Чуна (Pei Wen-Chung, 1940) обращается внимание на присутствие в Верхней пещере большого количества форм живущих ныне животных. Среди них отмечаются *Erinaceus* sp. и *Capreolus manchuricus*, распространенные в Маньчжурии, а также *Equus hemionus* и *Gazella priewalskyi*, характерные для Монголии. Вместе с тем, подчеркивается присутствие в составе фауны и вымерших форм, таких как *Hyaena ultima*, *Ursus spelaeus*, *Elephas* sp. и *Struthio*, что указывает на плейстоценовый характер фауны. По слоям брекчий Верхней пещеры получены даты  $18\,340 \pm 410$  лет ( $^{14}\text{C}$ ) и 40 тыс. лет (ТЛ) (Liu Ze-Chun, 1982).

К концу среднего – началу позднего плейстоцена относится археологическое местонахождение Динцунь, в котором известны костные остатки древнего человека (череп и зубы ребенка). Динцунь располагается около одноименной деревни на юге провинции Шаньси. Здесь в разрезе 20–30-метровой террасы р. Фэн находки артефактов, костных остатков млекопитающих и человека сосредоточены в основном в верхней части разреза аллювия, в 6-метровой пачке гравелистых песков и супесей; кроме того, костеносные слои с фауной позвоночных отмечены и в основании аллювиальной серии. Аллювий террасы перекрыт 11-метровой толщей маланьского лёсса, в базальной части которого выделена одна погребенная почва.

Фауна млекопитающих, найденная в Динцуне, весьма разнообразна. Судя по списку, приведенному в путеводителе (Yuan et al., 1991), она не дает четкого представления о возрасте вмещающих ее отложений. Однако присутствие таких форм, как *Nyctereutes procyonoides*, *Equus hemionus*, *Equus priewalskyi*, *Cervus canadensis*, *Bos primigenius*, указывает на то, что эта фауна, скорее всего, не древнее позднего плейстоцена. Возраст костеносного горизонта по неравновесному урану (датировались кости) равен около 210 тыс. лет (Yuan et al., 1991). По мнению Д.С.Айнер (Aigner, 1981), орудия из Динцуня типологически находятся на уровне более раннем, чем европейское мустье, хотя возраст самого палеолитического памятника, по ее мнению, эквивалентен европейскому зему. Другими словами, мы должны признать некоторый разброс геохронологических данных по Динцуню, что, вероятнее всего, можно объяснить многослойностью этого местонахождения и нечеткой геологической привязкой палеонтологических находок.

К верхнему плейстоцену относится местонахождение Шараосогол близ Сюяцопаня (центральная часть Ордоса) с костными остатками млекопитающих и каменными изделиями. Палеонтологические и палеолитические находки здесь заключе-

ны в аллювиальных песчано-глинистых отложениях, слагающих 60–80-метровую террасу р. Шарассогол. Этот памятник впервые изучался П.Тейяр де Шарденом и Э.Лисаном и был отнесен ими к позднему мустье или ориньяку (по европейской периодизации). В.Е.Ларичев (1976) отмечает миниатюрность изделий и тонкость отделки орудий, демонстрирующей высокий уровень обработки камня, что, по его мнению, указывает на их принадлежность к верхнему палеолиту. Вместе с тем, В.А.Ранов коррелирует это местонахождение с мустьерскими памятниками (Додонов, Ранов, 1984). В нижней части толщи, слагающей террасу р. Шарассогол, вместе с находками каменных изделий встречаются костные остатки *Palaeoloxodon na-*

*madicus*, *Equus hemionus*, *E. przewalskii*, *Coelodonta antiquitatis*, *Camelus knoblochi*, *Cervus elaphus*, *Megaloceros ordosianus*, *Bubalus wansjocki*, *Bos primigenius*, *Crocota ultima*. На уровне культурного горизонта большое количество костных остатков принадлежит антилопам, что служит указанием на охотничью деятельность древних людей. Для культурного горизонта имеются радиоуглеродная дата  $35340 \pm 1900$  и уран-ториевая дата в пределах 50–37 тыс. лет (Huang, Hou, 1998). Для прослоев золотых песков, переслаивающихся с лёссом и перекрывающих аллювиальные отложения, в разрезе Шарассогол по зернам кварца получен термoluminesцентный возраст около 60 тыс. лет (Лю Дуншэн, 1986).

## 6.2. Север Индии и Пакистана

На севере Индии и Пакистана к плиоцен-четвертичным отложениям относятся молассы верхнесиваликской серии (подгруппы), подразделяющиеся на три стратиграфические единицы – татрот, пинджор и валунный конгломерат. Эти толщи прослеживаются вдоль Предгималайского прогиба и в Потварской впадине (Потварское плато). По поводу корреляции верхнесиваликских отложений со стратиграфическими аналогами европейских разрезов существуют разные точки зрения. Например, предполагалось, что татрот отвечает верхнему плиоцену (акчагылу), пинджор – зоплейстоцену (апшерону) и валунные конгломераты – нижнему плейстоцену (Алексеев и др., 1973; Проблемы..., 1982). Индийские исследователи высказывали точку зрения о возможно более древнем возрасте татрота (Prasad, 1975; Sastry, Dutta, 1977). На международных симпозиумах по неоген-четвертичной границе (г. Болонья, Италия, 1975; г. Чандигарх, Индия, 1979) было предложено коррелировать татрот с нижним плиоценом (русцинием), пинджор – с верхним плиоценом (нижним–средним виллафранком), проведение неоген-четвертичной границы рекомендовалось в переходных слоях – пинджор – валунный конгломерат (Sastry, Datta, 1977; Sastry, 1981). Важно заметить, что граница между пинджором и валунными конгломератами отражает резкую смену условий осадконакопления, что связано с фазой тектонической активности.

Биостратиграфический критерий в расчленении и корреляции верхнесиваликских отложений играет одну из ведущих ролей. Традиционно большое значение придавалось уровню появления группы млекопитающих *Elephas-Leptobos-Equus*. На основании обобщения палеонтологических данных А.Нанда (Nanda, 1981) отмечал, что в от-

ложениях татрота присутствуют *Stegodon bombifrons*, *Hipparion antelopinum*, *H. theobaldi*, тогда как в пинджоре – *Elephas hysudricus*, *Equus sivalensis*, *Leptobos*. Он же подчеркивал, что гиппарионы встречаются в пинджоре редко. Точка зрения относительно биостратиграфического соответствия татрота плиоцену отражена в работе К.Н.Прасада (Prasad, 1982). Этот автор считал, что *Equus*, *Babalus*, *Hypselephas* появляются в слоях пинджора и относил его к плейстоцену. В данном случае в плейстоцен включался весь виллафранк; такое понимание плейстоцена было широко принято среди индийских геологов и палеонтологов до того времени, как была рекомендована неоген-четвертичная граница на рубеже 1,8 млн лет.

В индийском Пенджабе наиболее представительные разрезы верхнего сивалика известны в районе г. Чандигарх, где автору, совместно с М.А.Певзнером, удалось их изучать. Татрот в этом регионе вскрывается преимущественно своей верхней частью (разрез Масол), он представлен чередующимися пачками разнородных песчаников, алевроитов и глин. Песчаники окрашены в светло-серые тона, алевроиты и глины – палевые с красноватым или фиолетовым оттенком. Видимая мощность отложений татрота в разрезе Масол 200–300 м.

Отложения пинджора (стратотип яруса находится у населенного пункта Пинджор в нескольких километрах к северо-востоку от Чандигарха) хорошо обнажаются в разрезе Могинанд – долине небольшого пересыхающего левого притока р. Гаггар (рис. 59). Они представлены ритмично переслаивающимися между собой розоватыми алевроитами, светло-серыми песками и галечниками. Видимая мощность толщи пинджора здесь около 500 м. Этот разрез примечателен тем, что в

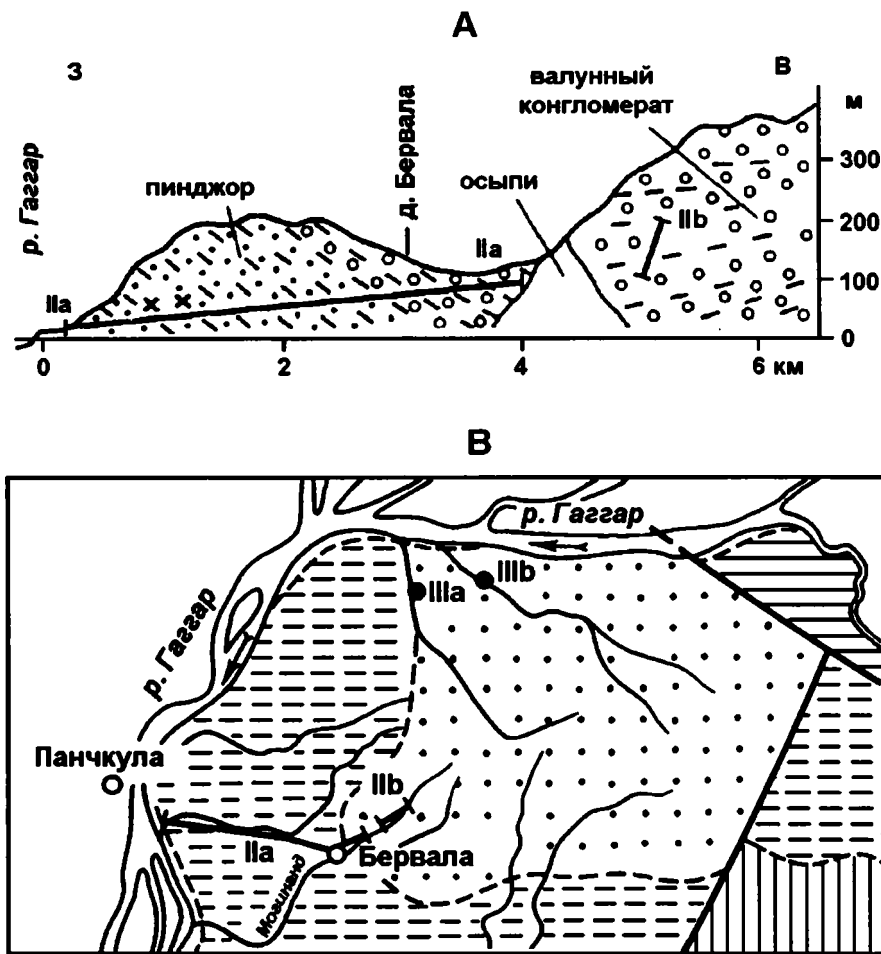


Рис. 59. Геологический разрез Могинанд (А) и его положение в бассейне р. Гаггар (В). II а, б – разрез Могинанд; III а, б – разрез Гаггар

Условные обозначения см. ниже, на рис. 60

его верхней части прослеживается стратиграфический переход от пинджора в валунные конгломераты. В интервале перехода характерно резкое увеличение валунно-галечного материала и изменение окраски от розовой, свойственной отложениям пинджора, к бурой или красноватобурой, наблюдаемой в валунных конгломератах. В составе горизонта валунных конгломератов прослой тонкого материала (глин и алевроитов) чрезвычайно редки и мало мощны. Это существенно ограничивает возможности получения палеомагнитной характеристики, о чем будет сказано ниже. Мощность валунного конгломерата до 300–400 м. Следует отметить, что валунные конгломераты участвуют в дислокациях верхнего сивалика, подчиняясь в своем распространении простиранию основных структур, и нередко нарушены разломами. В нижней части валунного конгломерата отмечено присутствие костных ос-

татков *Equus sivalensis*, *Elephas hysudricus*, *Babalus palaeindicus* (Sastry, Dutta, 1977).

Согласно палинологическим данным (спорово-пыльцевой анализ по А.М.Пеньковой), на границе пинджора и валунных конгломератов намечается похолодание (Додонов и др., 1979). Оно проявилось по увеличению в палиноспектрах из нижней части валунных конгломератов пыльцы ольхи, лещины и ели. В отложениях пинджора отмечено господство пыльцы древесных пород, пыльца голосеменных присутствует в небольшом количестве, пыльца широколиственных разнообразна, но немногочисленна.

На основании палеомагнитных исследований в сочетании с биостратиграфическим анализом, проводившимися А.Аццароли и Г.Наполеоном (Azzaroli, Napoleon, 1982) по верхнесиваликским отложениям в индийском Пенджабе, допускается, что пинджор не моложе нижней части эпохи

Матуяма, а валунный конгломерат соответствует верхней части этой эпохи, что в целом подтверждает относительную древность валунных конгломератов. Палеомагнитные измерения, выполненные М.А.Певзнером по верхней части пинджора в разрезе Могинанд, показали обратную намагниченность пород в интервале примерно 400–500 м (рис. 60), подтвердив в целом принадлежность пинджора к эпохе Матуяма, однако установление короткого интервала прямой полярности в базальной части валунных конгломератов, проинтерпретированного им как начало эпохи Брюнес, казалось бы меняет представления А.Аццароли и Г.Наполеона в сторону омолаживания и верхней части пинджора, и валунных конгломератов.

Другие палеомагнитные исследования в районе Чандигарха (Tandon et al., 1984) по разрезу Кхетпурали (15 км восточнее разреза Могинанд) также показали, что верхняя часть пинджора имеет обратную намагниченность, но в нижней части пинджора и верхах татрота были получены три очень значительных интервала прямой полярности, охватывающие в целом 500-метровую толщу (рис. 61). Авторы интерпретируют нижнюю часть палеомагнитной колонки с прямонамагниченными интервалами как низы эпохи Матуяма, указывая при этом с сомнением на необычно продолжительный в такой трактовке эпизод Олдувей (“с вопросом”). Кроме того, они отмечают, что находки *Equus* встречаются в данном регионе на уровне палеомагнитной зоны R3.

По мнению автора настоящей работы, существует другая интерпретация, по которой в нижней части пинджора выделяется эпоха Гаусс с очень характерной трехчленной структурой прямонамагниченных зон. При этом нельзя исключать вероятность появления *Equus* в Евразии в эпоху Гаусс (Vislobokova, 1996). Другими словами, есть основания предполагать, что пинджор соответствует большей части эпохи Гаусс и нижней половине эпохи Матуяма, а прямонамагниченный интервал в основании валунных конгломератов – это эпизод Олдувей. Все это может представлять собой важный вывод для корреляции верхних сиваликов с аналогичными образованиями Потварской впадины, хотя, как будет показано ниже, есть трудности в понимании стратиграфического расчленения верхней части сиваликов, так как изменчивость фаций и мощностей существенно осложняют прослеживание литостратиграфических подразделений. Выше мы указывали на встречаемость *Elephas hysudricus* в нижней части валунных конгломератов (Sastry, Dutta, 1977), что хорошо увязывается

с положением нижней границы валунных конгломератов на уровне эпизода Олдувей. Эта форма слона пока не отмечалась на уровне, близком к границе Матуяма–Брюнес (Hussain et al., 1992).

В составе верхних сиваликов Потварского плато нет полной адекватности при выделении пинджора и валунных конгломератов, если сравнивать потварские разрезы с пенджабскими на севере Индии. Исследователями обращалось внимание на условность использования термина “валунный конгломерат” (Bolder Conglomerate) применительно к стратиграфическому описанию верхнесиваликских отложений Потварского плато (Gill, 1952; Rendell et al., 1989). Например, В.Д.Гилл в долине р. Соан (Соанская синклиналь) различал собственно сиваликские конгломераты (Siwalik Conglomerate) и конгломераты лэй (Lei Conglomerate). Последние названы по р. Лэй, протекающей восточнее г. Равалпинди, где они были изучены в разрезах. Сиваликские конгломераты В.Д.Гилл относил к верхнесиваликской подгруппе и параллелизовал их, хотя и не полностью, с пинджором; залегающие ниже бурые песчаники, переслаивающиеся с буровато-красными алевролитами (общей мощностью до 1000 м), он относил к татроту. В стратотипических разрезах близ дер. Татрот нижняя граница татрота, согласно палеомагнитным данным, была установлена на рубеже 5,1 млн лет (Johnson et al., 1982).

Литологические критерии выделения пинджора, или сиваликских конгломератов (по В.Д. Гиллу), на Потварском плато довольно нечеткие. В центральной части Соанской синклинали мощность сиваликских конгломератов около 900 м. При определении границы между татротом и перекрывающей его толщей пинджора/сиваликских конгломератов основное внимание обращается на палеонтологические и палеомагнитные данные. Было установлено, что нижняя граница стратиграфического распространения *Equus* в разрезах Потварского плато имеет возраст 2,6 млн лет (инверсия Гаусс–Матуяма), а нижний предел стратиграфического распространения *Elephas (Archidiskodon) planifrons* – 2,9 млн лет (средняя часть эпохи Гаусс) (Opdyke et al., 1979; Lindsay et al., 1980; Barry et al., 1982). Положение инверсии Гаусс–Матуяма контролируется радиометрическими датировками по двум горизонтам бентонитизированных туфов  $2,4 \pm 0,2$  млн лет и  $2,58 \pm 0,06$  млн лет, полученным в разрезе Мангла-Самвал в долине р. Джелум (Johnson et al., 1982).

Биостратиграфические данные по разрезу Мангла-Самвал другой группы исследователей показывают, что нижняя граница стратиграфического распространения *Elephas planifrons* находится еще ниже, чем это было установлено ранее,

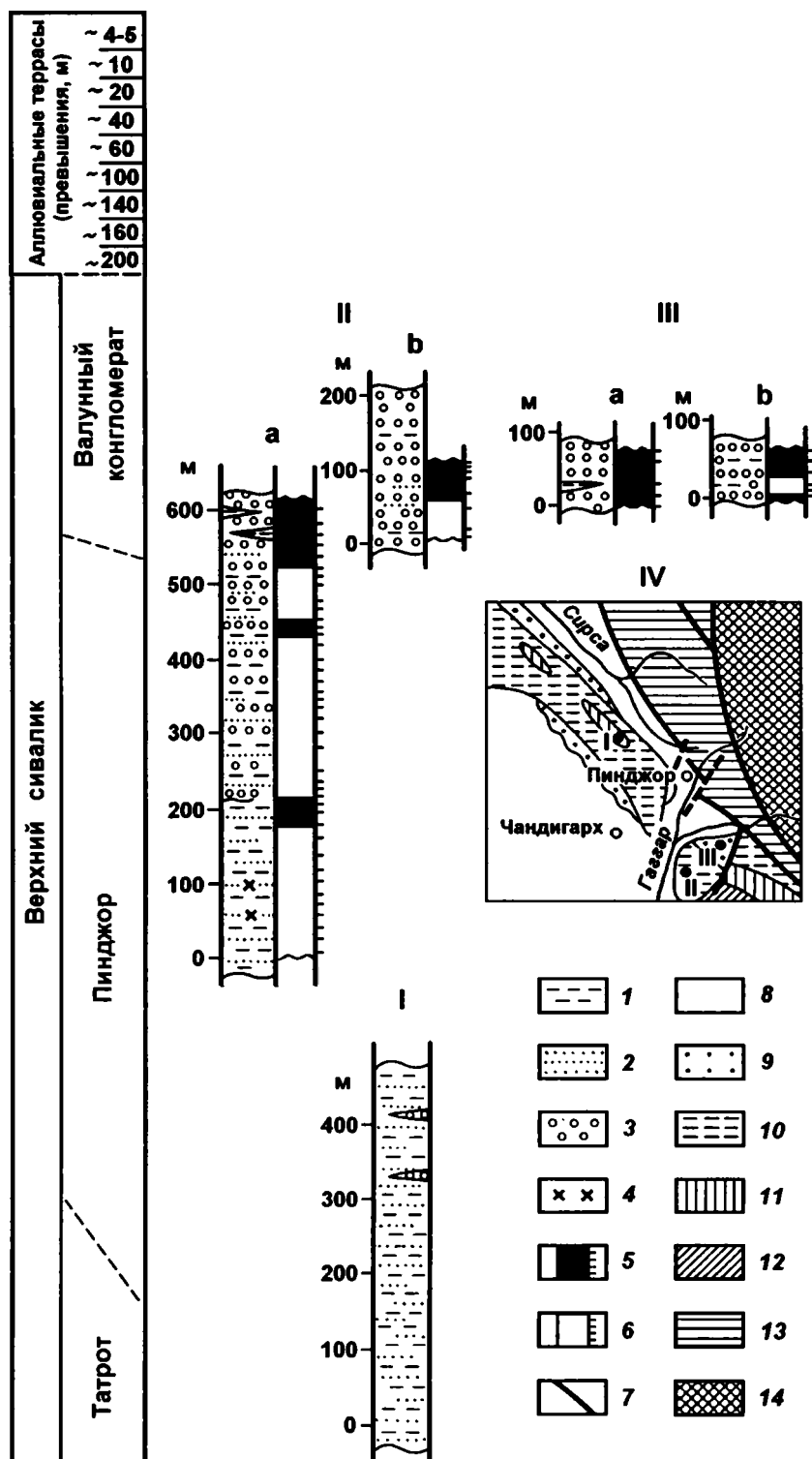


Рис. 60. Разрезы верхнесиваликских отложений в Северной Индии близ г. Чандигарх: I – Масол, II – Моги-  
нанд, III – Гагар; IV – схема расположения изученных разрезов (Додонов и др., 1979)

1 – алевроит; 2 – песок (песчаник); 3 – галька, валуны; 4 – костные остатки млекопитающих; 5, 6 – намагниченность по-  
род: 5 – прямая, 6 – обратная (места отбора палеомагнитных образцов отмечены штрихами); 7 – разлом; 8 – аллювиальные  
отложения; 9 – валунный конгломерат; 10 – пинджор; 11 – татрот; 12 – средний сивалик; 13 – нижний сивалик; 14 – досива-  
ликские породы

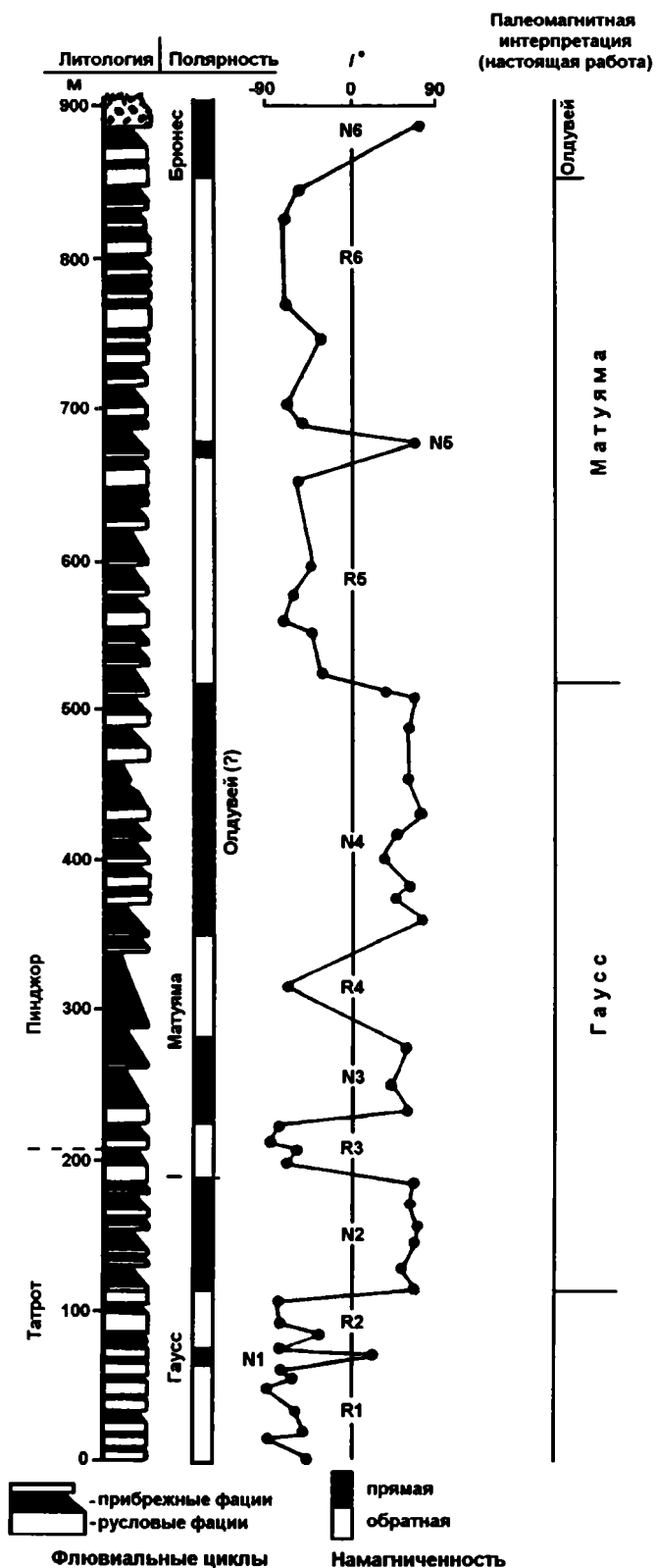


Рис. 61. Палеомагнитная характеристика отложений верхних сиваликов в разрезе Кхетпурали, находящемся в районе Чандигарха (Tandon et al., 1984)

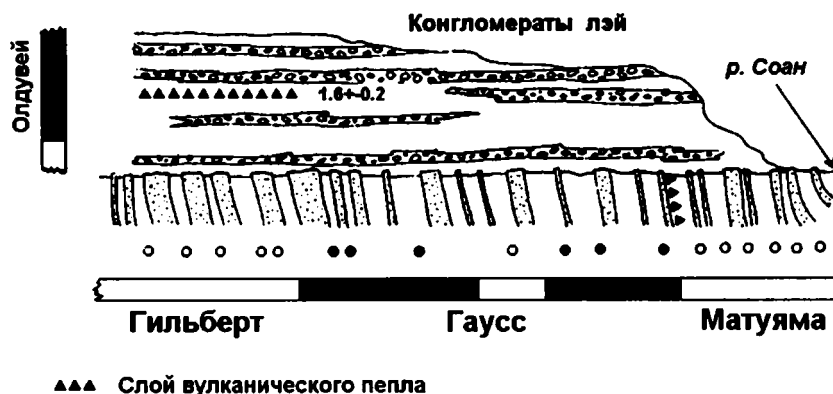


Рис. 62. Северное крыло Соанской синклинали, где круто залегающие толщи сиваликов срезаны и перекрываются толщей конгломератов лэй. В конгломератах лэй находится слой пепла, возраст которого  $1,6 \pm 0,2$  млн лет; в основании конгломератов установлен прямомагнитный эпизод, интерпретируемый как Олдувей; подошва конгломератов датируется  $\sim 1,9$  млн лет (Burbank, Reynolds, 1984)

– примерно на рубеже 3,35 млн лет, т. е. в основании эпохи Гаусс (Hussain et al., 1992). В качестве нижней геохронологической границы палеомагнитной эпохи Гаусс авторы цитированных выше работ использовали рубеж 3,4 млн лет. Из всего этого следует, что пинджор, с которым ассоциируются находки *Equus* и *Elephas*, охватывает по крайней мере верхи эпохи Гаусс (или большую ее часть) и нижнюю часть эпохи Матуяма. Принимая во внимание эти данные, следует заключить, что граница между пинджором и татротом приходится на среднюю часть эпохи Гаусс или, возможно, на ее основание.

На сиваликских конгломератах с угловым несогласием залегают конгломераты лэй. Наилучшая сохранность конгломератов лэй, при общей их эродированности, наблюдается на северном крыле Соанской синклинали (рис. 62). Они представляют собой фациально невыдержанную толщу, в составе которой, помимо плохо отсортированных конгломератов, встречаются прослои песков и коричневатопалевых лёссовидных алевритов. Эти алевриты мало отличимы от потварских лёссов, залегающих стратиграфически выше. Мощность конгломератов лэй несколько более 100 м. Возраст нижней границы конгломератов лэй определен около 1,9 млн лет (Burbank, Reynolds, 1984), что обосновывается палеомагнитными данными и трековыми датировками по содержащимся в верхнесиваликских отложениях пеплам. Палеомагнитный эпизод Олдувей зафиксирован в основании конгломератов лэй, и в этом интервале получена дата по пеплам  $1,6 \pm 0,2$  млн лет.

Таким образом, приведенные материалы могут служить основанием для корреляции пинджора

(или сиваликских конгломератов, по В.Д.Гиллу) с верхнеплиоценовыми молассами Средней Азии – куруксайской, илийской свитами, верхнеиссыккульской или верхнеджуукинкой подсвитами; валунные конгломераты Пенджаба и конгломераты лэй Потварского плато коррелируются с эоплейстоценовыми молассовыми толщами Средней Азии – кайрубакской, исписарской, шарпылдакской и хоргосской свитами (табл. 12).

Интересные сведения по стратиграфии позднелигоцен-четвертичного этапа осадконакопления в предгималайской зоне имеются по материалам изучения аллювиально-озерной серии карева, представленной в Кашмирской межгорной впадине. Карева делится на две литостратиграфические единицы – нижнюю и верхнюю или, соответственно, – формации хирпур и нагум (Гансер, 1967; Singh, 1982; Agrawal, et al., 1989). Отложения нижней каревы (формация хирпур) накапливались в обширном бассейне, занимавшем большую часть Кашмирской впадины; они представлены глинами с прослоями лигнитов, песками и конгломератами. Мощность нижней каревы до 800 м. Характерно наличие конгломератов в базальной части нижней каревы, что связано с конусами выноса и отражает поднятие и эрозию склонов Пир-Панджала на раннем этапе заполнения осадками Кашмирской впадины (Гансер, 1967). Отложения верхней каревы (формация нагум) содержат прослои глин, песков и конгломератов, ее мощность, по И.Б.Сингху (Singh, 1982), не более 200 м. Между нижней и верхней каревой фиксируется размыв и угловое несогласие, которое лучше выражено в предгорьях Пир-Панджала.

**Таблица 12.** Схема корреляции стратиграфических подразделений предгорных и межгорных впадин и ледниковых образований высокогорий Центральной Азии

Возраст, млн лет	Стратиграфическая шкала	Палеомагнитная шкала	Южный Таджикистан	Северный Пакистан (Потварское плато)	Северная Индия (Пенджаб)	Кашмир	Тектонические события в Предгималайском прогибе и Кашмире	Горные оледенения Центральной Азии				Тектонические события Тибет
								Пир-Панджал, Кашмир	Гиндукуш	Каракорум	Северные склоны Высоких Гималаев, Тибет	
163	Четвертичная система	Неоплейстоцен Брюнес	Кызылсуйская серия (аллювий террас, лёссы)	Лёссы Аллювий террас	Аллювий террас	Лёссы, аллювий Верхняя карева (Формация нагум)	Активное поднятие	IV оледенение	Калам 1, 2, 3	Гулкин I, II	Цомолангма II	
								III оледенение	Габрал	Борит Джил	Цомолангма I	
								Фаза тектогенеза		Юнз	Нянсясунгла	
								II оледенение	Лайкот	Шаноз	Сисабангма	
2	Плиоцен	Эоплейстоцен Матауэни	Кайрубакская свита (конгломераты, лёссы)	Конгломераты лэй ▲▲▲ 1,6 млн л.	Валунные конгломераты	Нижняя карева (Формация хирпур)	Фаза тектогенеза					Фаза тектогенеза "С"
3	Верхний	Матауэни	Куруксайская свита	Пинджор (Сиваликские конгломераты) ▲▲▲ 2,4 млн л. ▲▲▲ 2,58 млн л.	Пинджор	▲▲▲ 2,4 млн л.						Фаза тектогенеза "В"
4	Средний	Гаусс	Полизакская свита	Татрот	Татрот		Активное поднятие горного обрамления Кашмирской долины	I оледенение				Фаза тектогенеза "А"
4	Нижний	Гильберт										

▲▲▲ - Слои пеплов



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. Нижнюю кареву Г.Л.Бадам коррелировал с пинджором и валунными конгломератами.

Согласно палеомагнитным и геохронологическим данным, отложения каревы начали формироваться примерно 4 млн лет назад. Верхние слои нижнекаревной толщи отвечают нижней половине эпохи Брюнес, их верхний возрастной предел находится на рубеже около 0,3–0,4 млн лет (Burbank, Johnson, 1982). Возраст собственно верхней каревы должен быть еще моложе.

Важными маркирующими горизонтами являются прослой пеплов, находящиеся в средней части нижней каревы; возраст пеплов  $2,4 \pm 0,3$  млн лет (Burbank, Johnson, 1983). Эти пеплы приходятся на основание эпохи Матуяма и аналогичны туфовым

горизонтам с подобными датировками в разрезах Потварского плато; предполагается, что пеплы отложились после извержения в районе вулканического комплекса Дашти-Навар, расположенного к востоку от Центрального Афганистана. Важный рубеж намечается внутри нижней каревы на уровне около 1,8 млн лет, когда происходила перестройка палео-гидросети. Литофациальный анализ отложений каревы в разрезах Хирпур, Рошуи, Шалиганга и Барамула, расположенных вдоль северо-восточных склонов 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 позднее время (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 разлома и поднятием Пир-Панджала (Burbank, Johnson, 1983).

### 6.3. Проблемы стратиграфии и корреляции ледниковых отложений высокогорной зоны Средней и Центральной Азии

Рассмотрение вопросов стратиграфии и корреляции ледниковых отложений Средней Азии затрагивает несколько аспектов: 1 – каков возраст самого древнего оледенения в горах Средней Азии? 2 – сколько было оледенений в четвертичное время и какова их временная последовательность? 3 – как изменялись масштабы горного оледенения во времени и пространстве? Заранее приходится констатировать, что ответы на эти вопросы не могут быть исчерпывающими, поскольку изученность ледниковых отложений высокогорного пояса очень неполная.

Зарождение и развитие оледенения в высокогорном поясе Средней и Центральной Азии происходило в зависимости от тектонического поднятия таких орогенов, как Памир, Тянь-Шань, Гиндукуш, Тибетское плато, Гималаи, Каракорум, Кунылунь. Другими факторами, влияющими на оледенение высокогорий, были климат и его колебания.

В раннем кайнозое в Средней и Центральной Азии отсутствовали какие-либо значительные горные сооружения, которые служили бы орографическими барьерами на этом пространстве, и фауна, включавшая гигантских носорогов (*Paraceratherium*), была широко представлена от Пакистана до Китая. В это время обширные территории современного Тибета подвергались планации; была развита тропическая растительность (Li et al., 1995). Формирование горных областей

началось в миоцене, что проявилось в накоплении мощных моласс, заполняющих предгорные и межгорные прогибы Гималаев, Гиндукуша, Памиро-Алая и Тянь-Шаня. В раннем плиоцене долины Памира располагались на высотах до 1000–1500 м над уровнем моря; это были безлесные пространства с растительным покровом типа саванн (Пахомов, 1982). В это же время, как отмечает Ли Джюнь с соавторами (Li et al., 1995), пене-пленизированные поверхности Тибета имели превышения не более 1000 м над уровнем моря. Некоторые исследователи, например М.Фор (Fort, 1996), полагают, что уже, возможно, в позднем миоцене (8 млн л. н.) Тибет достигал половины современной высоты, что дает несколько большие альтитуды древнего рельефа к началу плиоцена по сравнению с оценками цитированных выше авторов. В миоцене и раннем плиоцене гиппарионовая фауна обитала на обширных пространствах от Северного Тянь-Шаня до Центрального Китая. Примечательно, что она была обнаружена на высокогорном Тибетском плато – во впадинах Гирон и Булон (Gyirong Basin, Bulong Basin), а также в сопредельных с Тибетом регионах – в провинциях Ганьсу и Юньнань (Wang Fu-bao, Li Bing-yuan, 1982; Zheng Zuo-xin et al., 1981; Liu, Ding, 1984; Li et al., 1995). Территории Ганьсу и Юньнана обладали влажным и теплым климатом; тропические и субтропические леса соседствовали с открытыми пространствами, покрытыми са-

ванной растительностью. Исключительно важные находки, как, например, отпечатки листьев *Quercus semecarpifolia*, растущего ныне на южных склонах Гималаев в высотном поясе от 2500 до 3100 м, были обнаружены у северных подножий Гималаев на высоте 5700–5900 м на северном склоне горы Сисабангма (Mt. Xixabangma, 8012 м) в песчано-глинистых отложениях, относимых к позднему плиоцену или раннему плейстоцену (Liu, Ding, 1984). Китайские исследователи полагают, что в четвертичный период поднятие этой части Тибета происходило со средней скоростью 1,5 мм/год.

В средне-позднеплиоцен-четвертичное время на севере Китая в седиментационном бассейне Линься, граничащим с Тибетским плато, фиксируется три фазы активного тектонического поднятия Тибета: на рубеже раннего–среднего плиоцена – фаза А – 3,4 млн лет, в начале позднего плиоцена (начало плейстоцена по китайской шкале)<sup>1</sup> – фаза В – 2,5 млн лет и в начале эоплейстоцена (плейстоцена, по западноевропейской шкале) – фаза С – 1,8 млн лет (Li et al., 1995). В пределах Тибета, у северных склонов Гималаев в межгорной впадине Гирон, нижнеплейстоценовые отложения (по китайской шкале) представлены конгломератами Гонба (Gongba), которые залегают с несогласием на озерных отложениях плиоцена и знаменуют активное тектоническое поднятие окружающих горных сооружений в раннем плейстоцене.

В Средней Азии в пределах Таджикской и Ферганской депрессий хорошо выражены тектонические фазы на рубежах 3,5; 2 и 0,9 млн лет (Додонов, 1986) (рис. 63). С двумя последними в Северном Тянь-Шане сопоставимы ферганская и нарынская тектонические фазы (по Л.И.Турбину, 1966). На Памире, по данным А.А.Никонова и М.М.Пахомова (1984), отмечаются очень близкие во временном проявлении “главные тектонические движения” – 3 (3,5) млн лет и в промежутке 2,5 (1,5) – 1 млн лет назад. В Предгималайском прогибе и Кашмирской впадине активные тектонические движения происходили в интервале 3–1,8 млн лет (Burbank, Reynolds, 1984). На рубеже 1,8 млн лет в Кашмирской долине фиксируется перестройка палеогидросети вследствие активного тектонического воздымания Пир-Панджала. На Потварском плато четко выраженная фаза тектогенеза приходится на рубеж между 2,1 и 1,9 млн лет, что проявляется в резком размыве и

угловом несогласии при налегании конгломератов лэй на верхнесиваликские породы. Возраст этого рубежа, как было показано выше (см. раздел 6.2), контролируется по палеомагнитным и тефрохронологическим данным.

Фазы тектонической активности в позднем плиоцене и квартере предопределили общее поднятие горных сооружений Центральной и Средней Азии, оцениваемое в 3000–4000 м. С воздыманием Памира и Тянь-Шаня связано формирование ярусов рельефа (Марков, 1935; Костенко, 1948, 1958а; Лоскутов, 1971; Трофимов, 1973; Чедия, 1986). Среди самых древних и наиболее приподнятых элементов рельефа в Тянь-Шане и на Памире имеются фрагменты позднепалеозойско-раннемезозойской и поздне меловой–раннепалеогеновой поверхностей выравнивания (Синицын, 1948; Трофимов, 1970; Чедия, 1986). Они образовались в доорогенный этап развития гор Средней Азии, их поднятие достигает 6 км.

В орогенную эпоху сформировалось несколько ярусов рельефа. Наиболее высокий – позднеолигоцен–раннемиоценовый (или позднеолигоцен–миоценовый) ярус рельефа располагается в приводораздельной части хребтов и выражен в виде выположенных поверхностей и прилегающих к ним склонов вершин (Лоскутов, 1971; Трофимов, 1970; Чедия, 1986). В среднем–позднем плиоцене стали формироваться современные речные долины. Важнейшим рубежом послужила тальбарская фаза диастрофизма (по А.Р.Бурачеку), фиксируемая в Афгано-Таджикской депрессии по резкому несогласию в основании кулябской серии. В Ферганской впадине это тектоническое событие проявилось при срезании миоцен–раннеплиоценовых моласс конгломератами сохской свиги; в предгорных впадинах Северного Тянь-Шаня это выражено разрывом и угловым несогласием в основании илийской свиты. Менее проявлен этот тектонический рубеж на границе нижне- и верхнеиссыккульской или нижне- и верхнеджуукинской подсвит в Иссык-Кульской впадине. Глубокая эрозия и выработка долин в позднем плиоцене и эоплейстоцене завершились их заполнением песчано-глинисто-конгломератовыми толщами верхнеиссыккульского и шарпылдакского, сохского, кулябского, илийского и хоргосского литостратиграфических комплексов. По материалам В.И.Макарова (1985), выделяется самостоятельный позднеплиоцен–раннечетвертичный этап развития Тянь-Шаня; отмечается повсеместное поглубение отложений, характеризующихся однородной серой окраской (“свита серых конгло-

<sup>1</sup> По китайской стратиграфической шкале плейстоцен делится на ранний (2,6–0,8 млн лет), средний (0,8–0,13 млн лет) и поздний (0,13–0,01 млн лет).

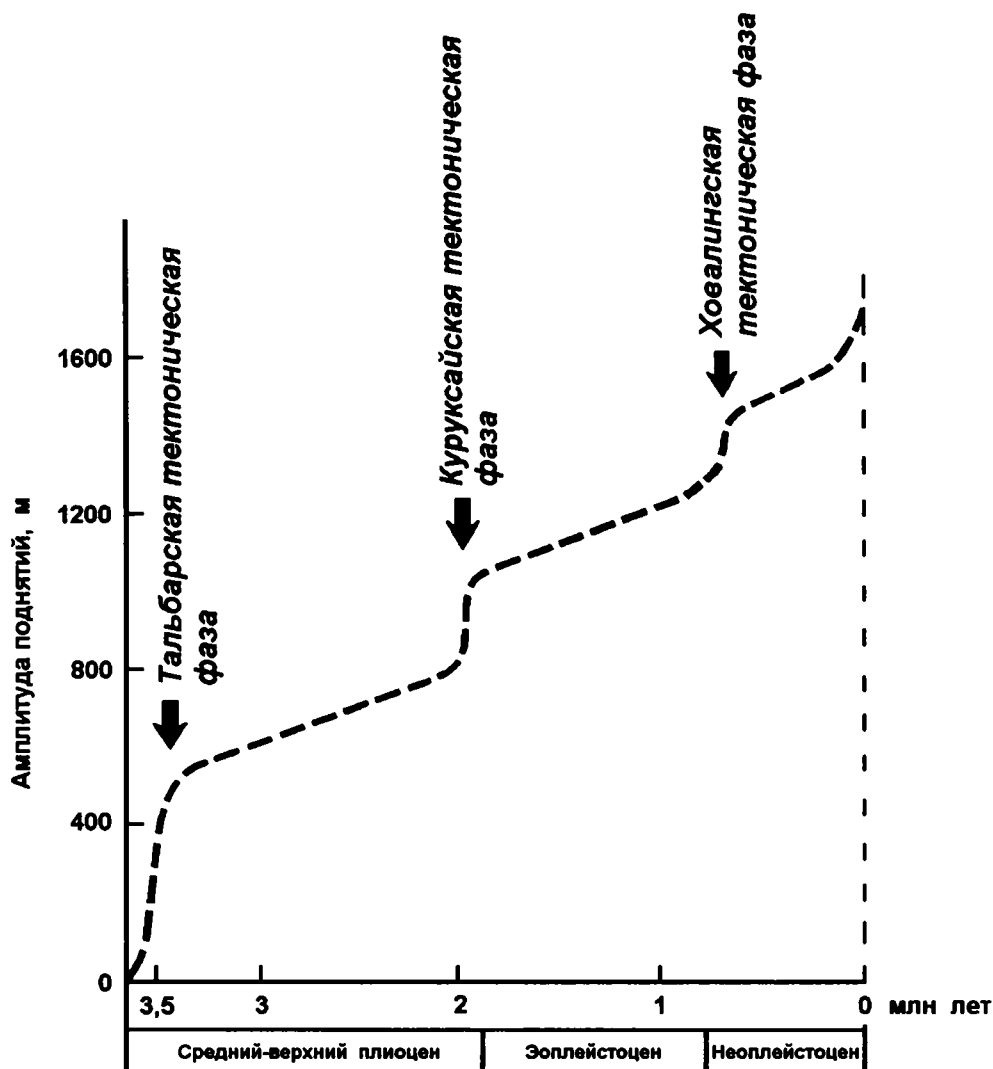


Рис. 63. Фазы активизации тектонических поднятий в Афгано-Таджикской депрессии за средне-позднеплиоценовое и четвертичное время

мератов“), несогласно перекрывающих более древние отложения орогенического комплекса.

В пределах Западного Памира относительные превышения позднеплиоцен-эоплейстоценового яруса рельефа возрастают за счет тектоники и значительных глубин врезания рек. Суммарная величина поднятия Западного Памира – Афганского Бадахшана с частью территории Таджикского Бадахшана – за неоген-четвертичное время оценивается от 2000–2500 на западе до 4500–5000 м на востоке (Архипов и др., 1970; Карта новейшей тектоники..., 1984), а за плиоцен-четвертичное время в целом до 3000–4000 м (Шолохов др., 1975). Если учитывать данные А.А.Никонова и М.М.Пахомова (1976), то по их трактовке среднечетвертичные террасы в долине р. Пяндж имеют превышения до 270–300 м, а

позднеплиоцен-раннечетвертичные уровни находятся в интервале высот от 500 до 1500 м над днищем долины Пянджа. Фрагменты позднеплиоценовой поверхности выравнивания в пределах западного Бадахшана были зафиксированы на абсолютных высотах от 2500 до 3000 м (Архипов и др., 1970; Додонов и др., 1974), где врезы долин достигают 1500–2000 м, будучи привязаны к р. Пяндж, уровень которой находится на абсолютной отметке 1000 м. Все эти данные показывают, что в пределах Западного Памира имеет место большая контрастность рельефа и значительные деформации геоморфологических уровней.

На Восточном Памире со средне-верхнеплиоценовым и эоплейстоценовым этапами развития рельефа связано формирование древнейших

ледниковых образований (тиллитов) и залегающих на них отложений бахмалджилгинского (= кокбайского) межледникового комплекса (Лоскутов, 1964; Васильев, 1966; Пеньков и др., 1976; Пахомов, Никонов, 1977). Тиллиты вскрываются по долинам рек Кокджар-Учкуль и Орта-Учкуль в бассейне р. Токузбулак, а также на северо-восточном борту Каракульской котловины. В разрезе Кокджар-Учкуль древние тиллиты представляют собой плотную синевато-серую насыщенную обломочным материалом морену, видимой мощности около 15 м (Пахомов, Никонов, 1977). Бахмалджилгинский комплекс состоит из озерных, флювиальных, флювиогляциальных отложений – это глины, алевроиты, пески (песчаники), галечники. В верхней части комплекса преобладают флювиогляциальные образования. Общая мощность комплекса около 200 м.

Согласно палинологическим данным, во время формирования тиллитов была развита древесно-кустарниковая растительность (преобладали березняки), отражающая перигляциальные и экстрагляциальные обстановки. Бахмалджилгинская толща накапливалась в межледниковых условиях, когда в горных долинах у края отступивших ледников появились хвойные группировки с сосной, кедром и пихтой; пояс широколиственных лесов продвигался вверх, с чем, возможно, был связан занос пылицы широколиственных пород в вышерасположенный пояс хвойных лесов (Пахомов, Никонов, 1977). По палеомагнитной характеристике, интервал разреза с древнейшей мореной относится к нижней части эпохи Гаусс и возраст морены оценивается около 3 млн лет. Бахмалджилгинская (= кокбайская) толща имеет обратную намагниченность, что интерпретируется как эпоха Матюяма (Пеньков и др., 1976; Пахомов, Никонов, 1977; Никонов, 1987).

Длительное проявление процессов денудации и аккумуляции в позднем плиоцене и эоплейстоцене привело к формированию обособленного яруса рельефа; сохранившиеся от размыва его фрагменты представлены в виде высоких террас, например, нанайской, даштакинской. В предгорной зоне относительные превышения этих террас и уступов достигают 400–600–700 м над днищем долин. В высокогорной ледниковой зоне Памира этому ярусу рельефа, достигающему 800–1000 м над тальвегами долин, соответствует древняя раннечетвертичная морена (I генерация)<sup>1</sup> тупчакского – восточнопамирского оледенения, прослеживающаяся, например, в долинах рек Муксу, Обихингоу, То-

кузбулак, Уйсу и на северо-восточном борту Каракульской котловины. С этим ярусом рельефа связаны высокие трог, имеющие относительные превышения до 800–1000 м. Эти трог, прикрытые древней мореной, отмечались в долине Муксу-Сельдара; высокая терраса – около 800 м – в долине р. Танымас (Марков, 1936; Лоскутов, Трофимов, 1971). Морены этой генерации обычно рассматривались как самые древние из выраженных в рельефе и картировались как нижнечетвертичные (Васильев, 1962; Чедия, Лоскутов, 1965; Лоскутов, Трофимов, 1971; Чедия, 1971). Они коррелировались с верхней частью кулябского литостратиграфического комплекса (серии). Такая корреляция подтверждается нашими наблюдениями, если учитывать ярусное строение рельефа. Поскольку возраст кулябской серии, как установлено, – средне-позднеплиоцен-эоплейстоценовый, то можно допустить, что возраст коррелируемых моренных образований не моложе эоплейстоцена. В Каракульской впадине нижнечетвертичная морена слагает высокие поверхности до 4700–4800 м. По А.А.Никонову (1987), возраст этой морены ориентировочно около 1 млн лет. Согласно представлениям этого же исследователя, возраст древней морены на плато Тупчак не моложе раннеэоплейстоценового.

Фаза активизации тектонических движений на рубеже эоплейстоцена и неоплейстоцена (0,9 млн лет) обусловила новый этап врезания речных долин; в рельефе долин образовался уступ, отделяющий 300–400-метровые террасы от нижнего яруса рельефа. В строении разрезов четвертичных отложений эта фаза тектогенеза выражена в виде углового несогласия, хорошо фиксируемого непосредственно под палеомагнитной инверсией Матюяма–Брюнес. Примерами с хорошо прослеживаемым угловым несогласием на этом уровне служат разрезы как субаквальных, так и субаэральных отложений, располагающиеся в Афгано-Таджикской депрессии (Лахути, Хонако, Кайрубак, Чашманигар), в Приташкентской впадине (Оркутсай), в Иссык-Кульской впадине (Тепке). В нижний ярус рельефа предгорных и межгорных впадин входит до 8–10 эрозионно-аккумулятивных и эрозионных террас, имеющих превышения от 10–15 до 200–250 м над днищем долин. Важно отметить, что эти террасы бывают выражены в долинах в одном поперечном профиле с террасами 300–400- и 500–700-метровых уровней, тем самым хорошо иллюстрируется принцип многофазности формирования террас.

В высокогорной ледниковой зоне с аллювием террас нижнего яруса рельефа речных долин коррелируются моренные образования II и III генераций. II генерации ледниковых образований

<sup>1</sup> Морены, выраженные в рельефе, условно названы разновозрастными генерациями ледниковых образований; выделено три генерации – I, II, III.

на Восточном Памире соответствуют морены мургабского комплекса, на Западном Памире – бартангского комплекса. Морены II генерации (мургабский комплекс), как правило, вложены в более древнюю морену I генерации, что наблюдается, например, в бассейне р. Токузбулак (рис. 64), на северо-восточном борту Каракульской котловины, в приустьевой части долины р. Уйсу. Они прослеживаются на абсолютных высотах 4200–4400 м и имеют относительные превышения до 200–400 м.

В восточной части Аличурской долины и в котловине оз. Сасыкуль морена II генерации располагается на близких абсолютных высотах с мореной I генераций – в пределах 4000–4200 м; морены обеих генераций были образованы полупокровными ледниками подножий (см. рис. 64). Их отличает разная степень выветрелости обломочного материала. Так, если на морене I генерации выступавшие на поверхности валуны полностью “под корень” уничтожены в результате десквамации, то валуны на морене II генерации характеризуются сильной выветрелостью, интенсивным шелушением и наличием сквозных пустот и больших полостей. Кроме того, существенным отличием является то, что морены I генерации очень замыты и утратили какие-либо неровности, тогда как морены II генерации сохранили холмисто-западинный и грядовый рельеф, часто называемый “чукуровым”. Следует отметить, что в этой части Восточного Памира вертикальная расчлененность долин минимальна, поскольку Аличурская долина наследует зону относительного прогибания.

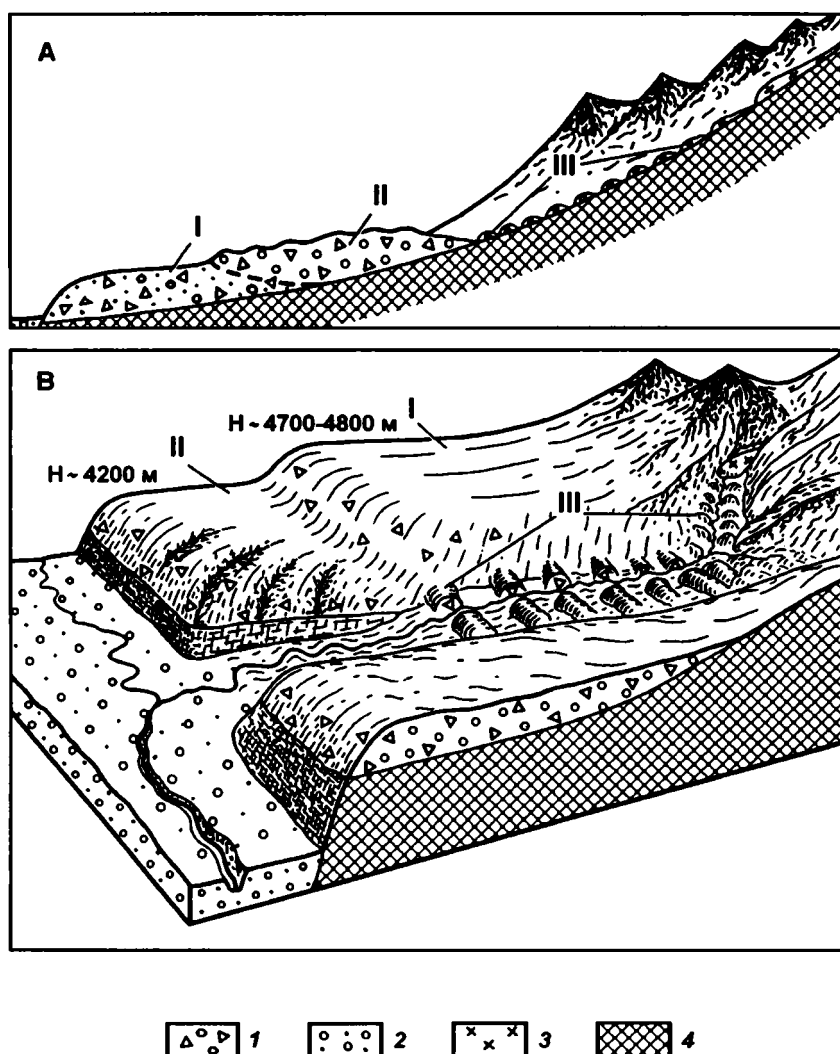
На Северном Памире, вдоль долины р. Муксу на уровне 400 м относительно днища, трог и лежащая на нем морена II генерации фиксируются в районе кишлаков Мук, Хаджитау и Алтын-Мазар, т.е. от нижней части ледниковой долины и почти до окончания ледника Федченко. В краевой части ледника Федченко этот трог, а также полированные ледником коренные породы и морена II генерации отмечены на высоте 300–400 м относительно днища долины и выше по леднику – до 100–150 м (Лоскутов, Трофимов, 1971). Понижение относительной высоты уровня распространения морены II генерации при движении вверх по леднику, по мнению В.В.Лоскутова и А.К.Трофимова, может указывать на то, что мощность древнего глетчера мало отличалась от мощности современного ледника. Важно отметить наблюдение этих же исследователей, связанное с фиксацией трога и более древней морены на высоте 800–900 м относительно ледника Федченко; последняя интерпретировалась как остатки тупчакского лед-

никового комплекса, т.е. как морена I генерации в нашем понимании. В нижней части долины р. Муксу, в пределах Ляхшской впадины, ледниковым образованиям II генерации – второму оледенению по В.В.Лоскутову и А.К.Трофимову, – соответствует ляхшская морена, заполняющая одноименную впадину. Этими же исследователями возраст ляхшской морены рассматривался как среднечетвертичный на основании степени выветрелости обломочного материала и корреляции моренных образований с илякским комплексом. Эту точку зрения разделяет А.А.Никонов, полагая, что по результатам радиотермолюминесцентного датирования, дающим возраст ляхшской морены в интервале от  $240 \pm 50$  до  $175 \pm 40$  тыс. лет, она может относиться к среднему неоплейстоцену (Никонов, 1987).

В другой, хорошо выраженной ледниковой долине – в верховьях р. Обихингоу-Арзынг между хребтами Петра Первого и Дарвазским – II генерация (арзынгская морена) образует вдоль правого борта долины Обихингоу уровень на высоте 400–450 м относительно днища долины (рис. 65). Выше арзынгской морены на уровне около 700–800 м прослеживается более древняя морена I генерации. Арзынгскую морену О.К.Чедия (1955) рассматривал как древнечетвертичную.

В находящейся в среднем на 1000 м ниже Восточного Памира Алайской долине – в предгорьях Заалайского хребта (по долине правого притока р. Алтындара) Б.А.Борисов с соавторами (1980) к мургабскому ледниковому комплексу относят эрратические валуны на высоте 300–400 м над руслом Алтындары (абсолютная высота 3000–3100 м). Эти же авторы весьма условно подразделяют мургабский ледниковый комплекс на два моренных горизонта (Минина, Борисов, 1978; Борисов и др., 1980).

Морены III генерации, выполняют днища ледниковых долин и часто представлены в виде хорошо обособленных мощных конечно-моренных гряд. Количество таких гряд достигает восьми-девяти, 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. В результате геолого-геоморфологических наблюдений выявлено большое число конечно-моренных гряд данной генерации в боковых долинах Аличура (например, по долинам рек Башгумбез, Тамды, Акджилга, Куль-Курумды, Кумды) и в бассейне р. Токузбулак (по долине р. Кокджар-Учкуль) (рис. 66; см. рис. 64). Например, В.А.Васильев (1966) также отмечал хорошо выраженные конечные морены молодой (III) гене-



**Рис. 64.** Соотношение разновозрастных ледниковых образований на Восточном Памире  
А – бассейн р. Аличур и котловина оз. Сасыкуль; В – бассейн р. Токузбулак. I, II, III – разновозрастные генерации ледниковых образований

1 – морена; 2 – аллювиальные отложения; 3 – современные ледники; 4 – коренные породы

рации (аличурский комплекс, по В.А.Васильеву) на северных склонах Южно-Аличурского хребта в долинах рек Шегембет, Курумды, Башгумбез, Кол-Уч-Кол, а также в долине р. Кара-Арт, принадлежащей к бассейну оз. Каракуль. Они прослеживаются в верхних частях горных долин, ниже современных морен, на расстоянии до 25–30 км и более. Современные ледники этих долин имеют резко редуцированный характер или отсутствуют вообще. Протяженность зоны с краевыми ледниковыми образованиями III генерации зависит от величины долин и их экспозиции. Горные долины северной экспозиции отличаются лучше выраженными краевыми образованиями, по сравнению с долинами, обращенными на юг. Ко-

нечноморенные гряды III генерации в дистальной части этой зоны хорошо задернованы, степень выветрелости валунов меньше, чем у валунов более древней (II) генерации. О возрасте морен III генерации нет надежных стратиграфических данных.

Подразделение аличурского ледникового комплекса, т. е. морен III генерации, на два моренных горизонта имеет предварительный характер и опирается на палинологические данные по межморенным пролювиальным отложениям в Бахмырском разрезе по долине р. Алтындара (Минина, Борисов, 1978; Борисов и др., 1980). Вообще, не исключено, что в результате повторных продвижений ледников в наиболее узких до-

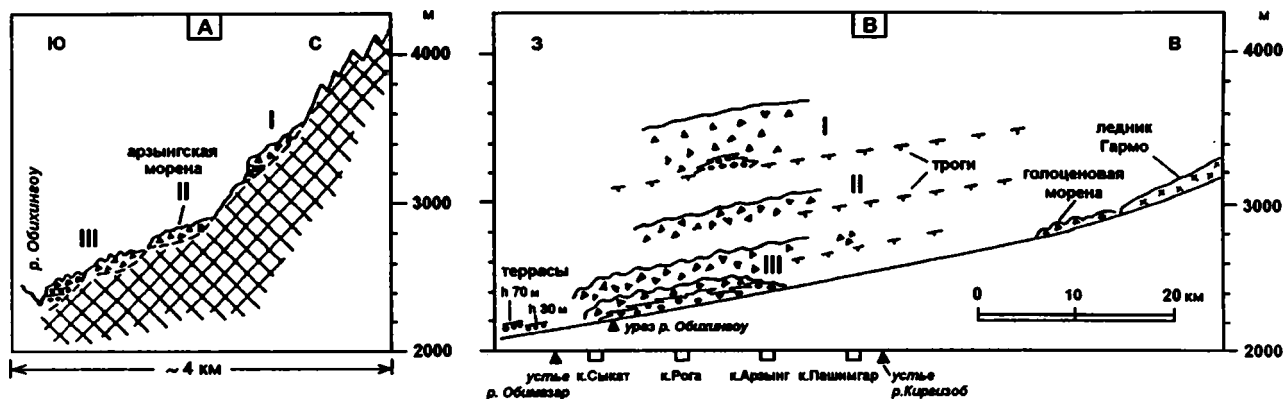


Рис. 65. Геолого-геоморфологическое строение ледниковой долины р. Обихингоу (Арзынг)

А – поперечный геолого-геоморфологический профиль правого борта долины р. Обихингоу на участке между кишлаками Рога и Арзынг; В – продольный профиль правого борта долины р. Обихингоу от устья р. Обимазар до нижней части ледника Гармо

Условные обозначения см. на рис. 64



Рис. 66. Развитие краевых моренных образований II и III генераций в ледниковой долине р. Башгумбез (левый приток р. Аличур) – Восточный Памир, восточная часть Аличурской долины

Условные обозначения см. на рис. 64

линах сохранились лишь самые поздние моренные образования. Многие исследователи склонны интерпретировать конечноморенные образования (до восьми конечных морен) как поздне-неоплейстоценовый ледниковый комплекс, полагая, что эти морены были оставлены отступающими долинными ледниками. Заметим, что такое количество краевых морен хорошо выражено главным образом во внутренних, относительно изолированных, ледниковых долинах Тянь-Шаня и Восточного Памира.

Автору настоящей работы представляется мало вероятным, чтобы наиболее выдвинутые конечные морены в этих условиях могли бы быть сформированы поздне-неоплейстоценовым ледником, так как в этом случае надо предполагать, что во время позднего неоплейстоцена увеличение размеров ледников по сравнению с современными было более, чем в 10–15 раз. В этой

связи заслуживают внимания данные А.К.Трофимова и Ш.Качаганова (Развитие ландшафтов ..., 1993), согласно которым для Памира, Гиссаро-Алая и Северного Тянь-Шаня предполагается приращение ледников во второй половине позднего неоплейстоцена не более, чем в 1,5–2 раза. Таким образом, можно полагать, что в состав моренных образований III генерации входят не только морены поздне-неоплейстоценового оледенения, как это часто интерпретируется исследователями, но и допоздне-неоплейстоценовые морены, т. е. возрастной диапазон III генерации выходит за пределы позднего неоплейстоцена, захватывая более древнюю эпоху.

Современные (голоценовые) морены имеют свежий облик, скелетное строение, мало содержат мелкозема, лишены развитого почвенного покрова и, как правило, сравнительно хорошо отличаются от поздне-неоплейстоценовых морен.

Охарактеризованные выше генерации ледниковых образований Восточного Памира раньше описывались и картировались преимущественно как ниже-, средне- и верхнечетвертичные моренные комплексы (Васильев, 1962, 1966; Трофимов, 1962; Чедия, Лоскутов, 1965; Чедия, 1971). Напомним, что нижняя граница четвертичной системы в то время проводилась по подшве бакинского яруса и его аналогов.

“Нижнечетвертичный –  $Q_1$ ” – восточнопамирский ледниковый комплекс (I генерация) обычно коррелировался с кулябским комплексом (серией) Афгано-Таджикской депрессии. Заметим, что кулябский комплекс считался нижнечетвертичным. Корреляция выраженной в рельефе и занимающей наиболее высокое положение в ледниковых долинах древней морены с кулябским комплексом (серией) и сейчас представляется верной. Однако, поскольку возраст кулябской серии – средне-позднеплиоцен–зоплейстоценовый, то удревание возраста коррелируемых с ней моренных образований вполне логично. Отчасти такое удревание уже предложено, если учесть точку зрения А.А.Никонова относительно того, что древняя морена в Каракульской котловине имеет возраст около 1 млн лет. Это, в свою очередь, ставит вопрос о некотором удревнении возраста “среднечетвертичного” – мургабского и “верхнечетвертичного” – аличурского ледниковых комплексов.

Если обратиться к тем определениям, которые использовались при описании “среднечетвертичного” – илякского литостратиграфического комплекса (Лоскутов, 1962), с которым коррелировался мургабский комплекс, то можно заметить, что в стратиграфический объем первого включались субазральные образования, формирующие так называемый адырный рельеф по периферии Таджикской депрессии с абсолютными высотами до 1500–2000 м. На самом деле, возраст адырного рельефа и коррелируемых с ним высоких террас существенно древнее, чем среднечетвертичный. Адырные поверхности высотой до 1500–2000 м сложены, как правило, зоплейстоцено-неоплейстоценовым лёссово-почвенным покровом. Сам илякский комплекс (в понимании Н.П.Костенко, В.В.Лоскутова и др.), будучи выделен без описания стратотипа, мог трактоваться в широком стратиграфическом диапазоне.

В пределах Северного Тянь-Шаня – в хребтах Киргизском и Кунгей-Алатау, Иссык-Кульской впадине, в верховьях долин рек Чон-Кемин и Сарыджаз – выделяется от трех до пяти оледенений ранне-, средне- и позднечетвертичного возраста. Поскольку авторы, описывающие ледниковые

отложения, не придерживались единого понимания положения нижней границы четвертичной системы и использовали разные стратиграфические схемы, то только путем корреляций можно установить общие стратиграфические рубежи и выяснить относительный возраст отложений.

Самое древнее оледенение, названное в горном обрамлении оз. Иссык-Куль чолпонатинским (по В.В.Шумову), развивалось в условиях относительно слабо расчлененного рельефа по сравнению с современным и поэтому его морены имеют полупокровное залегание. Эти морены П.Г.Григоренко (1970) рассматривал как следы древнего очагового оледенения. На южном склоне хребта Кунгей-Алатау чолпонатинская морена (I генерация) сохранилась фрагментарно на водоразделах между долинами рек на участке от Чоктала – на западе до Чон-Аксу – на востоке, где она расположена на абс. высотах 3000–3500 м. На северном склоне хребта Терской-Алатау ее нижний предел находится на уровне около 2800 м.

В рельефе ледниковых долин чолпонатинская морена занимает высоты от 500 до 900 м над дном, слагая плосковершинные части наиболее высоких адыров, что по местной стратиграфической схеме соответствует седьмой цикловой террасе (Качаганов, 1979). Мощность древней морены достигает 300–400 м и возможно больше; образуемый ею рельеф сильно сглажен и размыт. Чолпонатинская морена коррелируется с шарпылдакской или улахольской свитами (Трофимов, 1973; Чедия, 1986), что, по мнению автора настоящей работы, согласуется с существующей геологической ситуацией. Из этого можно сделать вывод об зоплейстоценовом возрасте ледниковых образований древнего оледенения.

О.М.Григина (1979б) на основании палинологических данных, полученных по толще конгломератов, суглинков и песков чолпонатинской свиты в долине р. Бахту-Долоноты, в 7–8 км к северо-востоку от пос. Чолпоната, указывает на похолодание климата во время формирования этих отложений и рассматривает эту холодную фазу в пределах шарпылдакского (=улахольского) этапа осадконакопления. В долине р. Чон-Кемин древняя морена, сопоставляемая с чолпонатинским ледниковым комплексом, распространена на высоте 600–1000 м над дном долины, имеет полупокровный характер залегания, ее рельеф сильно сглажен. Подобное положение занимает самая древняя морена (I оледенение) в долине р. Иссык-Ата, на северном склоне хребта Киргизский Алатау; в верховьях долины р. Каракол (Таласский) морены и трогги этого же оледенения прослеживаются на относительных высо-



тах до 600–700 м над дном долин (Максимов, Охотников, 1963).

Вторая генерация морен – кашкауского оледенения, часто называемого “максимальным полупокровным”, выполняет ледниковые долины-троги, как правило, вложенные в древний ледниковый комплекс. Относительное превышение морен кашкауского оледенения над дном долин достигает 300–400 м. Их проксимальный край на южных склонах Кунгей-Алатау опускается до абс. высот 2500–2600 м, на северном склоне Терской-Алатау – до 2200 м. У южных подножий Кунгей-Алатау, на участке между долинами рек Чолпоната и Чон-Аксу, ледниковые образования этой генерации залегают на красноцветной молассе киргизской свиты; морена представлена серовато-коричневыми гравелистыми супесями, содержащими большое количество разноокатанной гальки, валунов и крупных (до 4–5 м) глыб. Обломочный материал выветрелый, состоит преимущественно из серых и розовых гранитов. Мощность морены не менее 200 м. Морены максимального оледенения сопряжены с пятой террасой, условно коррелируемой с верхней частью джергаланского литостратиграфического комплекса (Григоренко, 1970; Качаганов, 1971), что дает основание считать возраст морены в пределах среднего неоплейстоцена, хотя нельзя исключить ее корреляцию с пятой и шестой террасами, учитывая высокое залегание морены (до 300–400 м) и, соответственно, ее ранне-среднелепистоценовый возраст. В связи с этим напомним, что в верхней части джергаланского комплекса заключена фауна мелких и крупных млекопитающих, дающая ранне-среднелепистоценовый возраст (см. главу 3).

В долине р. Каракол (Таласский) плечи трогов с сохранившейся на них мореной II оледенения, по Е.В.Максимову и В.Н.Охотникову (1963), наблюдаются на относительных высотах от 250 до 500 м.

Ледниковые образования третьей генерации, называемые, по О.К.Чедия, кабыргинской или, по К.В.Курдюкову, – чоктальской мореной, выполняют днища верховьев ледниковых долин; они вложены в более древние морены и, как правило, не выходят за пределы их распространения. П.Г.Григоренко (1970) связывал эти морены с “постмаксимальным долинным оледенением”. Краевые морены третьей генерации располагаются на высоте 3100 м – в верховье р. Чон-Кемин, 3200–2700 м – на южном склоне Заилийского Алатау и 3500 м – на северном склоне Кунгей-Алатау (Качаганов, 1971). В горном обрамлении Иссык-Кульской впадины, на северном склоне Терской-Алатау, ледниковые образования третьей

генерации лежат на высотах в среднем от 2500 до 3600 м, на южном склоне Кунгей-Алатау проксимальные части этих морен спускаются до 2800 м. Аномально выдвинута молодая морена по долине р. Чоктал на юго-западном склоне хребта Кунгей-Алатау, где ее краевые формы находятся на абс. высоте 2100–2200 м, что, вероятно, было связано с перестройкой области питания Чокталяского ледника (Качаганов, 1979).

Мощность морен третьей генерации достигает 100 м. Ледниковые образования данной генерации коррелируются с низкими позднелепистоценовыми террасами: в Иссык-Кульской впадине это 25–30-метровая николаевская терраса и 40-метровая михайловская терраса; в долине р. Чон-Кемин – низкие террасы аламединского аллювиального комплекса. Для николаевской террасы имеется радиоуглеродная дата  $26\,340 \pm 540$  лет (Разрез..., 1971) и новая дата  $37650 \pm 450$  лет (AMS, ОхА-V-877-19) по 26-метровой террасе в долине р. Каракол, в 3 км севернее г. Каракол (быв. Пржевальск). Михайловская терраса и корреляционная ей 40-метровая терраса в Кокмойнонской впадине, учитывая ТЛ даты по лёссовидным образованиям последней (ТЛ  $43 \pm 11$  и  $72 \pm 10$  тыс. лет), относятся ко второй половине позднего неоплейстоцена. На основании этих данных возраст ледниковых отложений, корреляционных николаевской и михайловской террасам, принимается как позднелепистоценовый.

В верховье долины р. Сарыджаз выделено пять морен: турукская (“Q<sub>1</sub>”), курумдинская (“Q<sub>2</sub>”), тюзская (“Q<sub>3</sub><sup>1</sup>”), адырторская (“Q<sub>3</sub><sup>2</sup>”) и кашкаторская (“Q<sub>3</sub><sup>3</sup>”) (Трофимов, 1984). Их возраст определяется очень условно. Самая древняя – турукская морена приурочена к 400-метровому трогу (выше устья р. Адыртор), она коррелируется с высокой карагайтинской террасой, прослеживающейся относительно дна на высотах от 400 м в верховье долины р. Сарыджаз до 700–900 м – ниже впадения р. Иныльчек. Более молодая курумдинская морена связана с трогом на высоте от 200 до 400 м над дном долины и, по данным А.К.Трофимова, она соответствует четвертой учкельской террасе, имеющей превышение 250–300 м. Три морены – тюзская, адырторская и кашкаторская, объединенные в единый позднелепистоценовый ледниковый комплекс, – сопоставляются с аллювиальными образованиями низких террас, соответственно, кумбулунской (до 100–150 м), акалинской (25–30 м) и мазарской (15–18 м).

В Восточном Тянь-Шане – в пределах Китая – большой интерес представляют наблюдения Б.А.Федоровича и Ян Тин-сяня (1960), прове-

денные ими в ледниковых долинах (северной и южной экспозиции), спускающихся с высокогорного массива Хан-Тенгри. В долинах рек Южный Музарт и Чонтерексу и на продолжении последней – по р. Терексу – выявлены следы четырех оледенений. Морены самых древних – 1-го и 2-го оледенений наиболее выдвинуты в предгорную часть долин. Маргинальный край морены самого древнего оледенения располагается на абсолютных высотах около 1500 м – в долине Терексу и 1750 м – в долине Южного Музарта. Эта морена сильно замыта, валуны на ее поверхности полностью уничтожены в результате выветривания. Морены второго оледенения находятся у выхода долин на подгорные склоны, они сохранили грядовые формы, обломочный материал имеет значительную степень выветрелости. Более молодые оледенения – 3-е и 4-е оставили морены высоко в долинах. Конечноморенные образования 3-го оледенения заполняют долины, они характеризуются значительными размерами и несколько большей выветрелостью по сравнению с конечными моренами 4-го оледенения. Морены 3-го и 4-го оледенений располагаются эшелонированно и образуют по несколько гряд, общее число которых достигает около десятка. Вероятнее всего, что морены 3-го и 4-го оледенений (по Б.А.Федоровичу и Ян Тин-сяню) могут представлять собой сложно построенные с большим числом конечных форм ледниковые образования, объединяемые нами на Восточном Памире в III ледниковую генерацию.

Вообще, общая картина развития древних морен на склонах Восточного Тянь-Шаня по условиям распространения, морфологической выраженности, степени сохранности и выветрелости чрезвычайно напоминает особенности строения древних ледниковых образований Восточного Памира. К этому следует добавить и то обстоятельство, что в Восточном Тянь-Шане, как и на Восточном Памире, наблюдается разительное сокращение масштабов оледенений от самого древнего к молодому. Это указывает, по-видимому, на прогрессирующее возрастание аридности и иссушение климата Синьцзяна в ответ на воздымание гор, обрамляющих регион с юга и запада.

Предлагаемая схема корреляции (см. табл. 3) верхнеплиоцен-четвертичных отложений депрессионных зон с ледниковыми образованиями Памира и Тянь-Шаня является весьма условной, и мы далеки от мысли, что однозначно отвечаем на те вопросы, которыми задавались в начале этого раздела. Основная идея корреляции заключается в анализе закономерностей пространственного развития историко-геологических ком-

плексов, представленных верхнеплиоцен-четвертичными отложениями разного генезиса. Этот принцип корреляции осуществлялся и раньше (Трофимов, 1962; Григоренко, 1970; Чедия, 1971; Лоскутов, Трофимов, 1971). В нашей корреляционной схеме учтены новые данные по стратиграфии ледниковых образований высокогорной зоны и уточнению возраста основных стратиграфических подразделений, лучше представленных и стратиграфически детальнее охарактеризованных в депрессиях.

Иллюстрацией того, насколько разные представления существуют в понимании масштабов древних оледенений Памира, являются примеры палеогляциологических реконструкций и оценки возраста позднечетвертичных (вюрмских) морен.

Так, согласно гляциологической модели М.Г.Гросвальда и В.Н.Орлянкина (1979), все моренные образования Западного и Восточного Памира, занимающие разные высотные уровни в рельефе долин и обладающие очень разными характеристиками (например, сохранность ледниковых форм, степень выветрелости валунов, ледниковая штриховка), были проинтерпретированы как следы гигантского поздневюрмского оледенения. Если пользоваться определениями М.Г.Гросвальда и В.Н.Орлянкина, назвавших палеогляциологические реконструкции А.К.Трофимова, О.К.Чедия, В.А.Васильева “минималистскими”, то в их собственных построениях воплотился явно “максималистский” подход. Вообще, предыстория максималистского подхода, т. е. отнесение всех ледниковых образований к последнему оледенению, проявилась еще в работах К.К.Маркова по геоморфологии Памира. Критика “максимализма” в палеогляциологических реконструкциях была дана с позиций геоисторического понимания развития оледенения высокогорной зоны Средней Азии (Агаханянц и др., 1981; Трофимов, 1983).

С нашей точки зрения эта критика справедлива и нет необходимости на этом останавливаться. Заметим лишь, что в модели М.Г.Гросвальда и В.Н.Орлянкина допускается, что ледники имели максимальное распространение в позднем плейстоцене при значительном снижении снеговой границы (до 1000 м); предполагается также сравнительно высокий уровень атмосферных осадков и глубокое похолодание. Среди оценок этих параметров наиболее спорной остается степень увлажнения Средней Азии в позднем неоплейстоцене, что, в свою очередь, влечет за собой разные оценки величины депрессии снеговой границы. Именно в этом, по-видимому, и состоит корень разночтений в понимании масштабов позднечетвертичного оледенения Памира. Дело в

том, что влагообеспеченность Средней Азии в позднем неоплейстоцене была наименьшей за весь четвертичный период. Одна из главных причин этого в региональном масштабе – это достигшее наибольшего значения к позднему неоплейстоцену тектоническое поднятие горных сооружений, расположенных на пути южного муссона, и перекрытие доступа влаги в долины и на высокогорные плато Памира и Тянь-Шаня.

Приведем средние величины тектонического поднятия Памира и Тянь-Шаня. Например, В.А.Бельский (1971) оценивает среднюю скорость неотектонического поднятия Западного Памира в пределах 0,3–1,0 мм/год. По данным Т.П.Белоусова (1976), поздненеоплейстоценовое поднятие Памира во впадинах составляло 1–2 мм/год, а на положительных морфоструктурах – до 4–5 мм/год. О.К.Чедия (1986) приводит данные о средних скоростях плейстоценовых поднятий в пределах Тянь-Шаня от 0,1 до 4,0 мм/год с их возрастанием в голоцене до 0,5–10,0 мм/год. Одни из высочайших горных сооружений Центральной Азии, например, такие, как Каракорум и высокогорный узел Нанга Парбат, характеризуются средней скоростью четвертичных поднятий порядка 2 мм/год (Owen, 1989).

Из приведенных выше данных можно сделать вывод о том, что в позднем неоплейстоцене средняя абсолютная высота Памира и Тянь-Шаня мало отличалась от современной. В связи с этим есть основание полагать, что режим атмосферного увлажнения Средней Азии во время поздненеоплейстоценового оледенения контролировался главным образом системой западного атмосферного переноса, а южный муссон отсекался высокими хребтами Гималаев и Гиндукуша так же, как это происходит в настоящее время. Поскольку поступление влаги при западном переносе во время последней ледниковой эпохи истощалось (см. главу 2, раздел 2.2), то и влагообеспеченность Средней Азии значительно сокращалась. Это является одной из кардинальных причин относительного дефицита влаги во время поздненеоплейстоценового оледенения Тянь-Шаня и Памира и особенно их внутренних платообразных возвышенностей и замкнутых долин. Во внутренних горных долинах, огражденных с запада хребтами, имел место хорошо известный феномен малоледных ледниковий, по аналогии, например, с Восточной Сибирью. Именно этим можно объяснить малые размеры поздненеоплейстоценовых горно-долинных ледников на Восточном Памире и во внутренних областях Тянь-Шаня. Иллюстрацией этого служат данные об относительно малом снижении снеговой ли-

нии, условно рассчитанной для эпохи позднего неоплейстоцена во внутренних областях горных сооружений Средней и Центральной Азии (табл. 13). В этой связи представляется, что даже те масштабы последнего оледенения, которые приняты “минималистами” А.К.Трофимовым, О.К.Чедия и другими авторами, являются в определенной степени преувеличенными.

Отнесение к позднему неоплейстоцену максимально выдвинутых ледниковых форм в разных долинах Памира содержит еще много противоречий. Так, термолюминесцентные датировки краевых моренных образований, расположенных в Ляхшской котловине – Северный Памир и в Акджарском разрезе – Восточный Памир (Никонов, 1987), вероятно, нельзя считать окончательным решением вопроса о возрасте максимально продвинутых морен. Их возраст представляется значительно омоложенным, если считать реальными полученные радиотермолюминесцентные (РТЛ) даты как отвечающие позднему неоплейстоцену.

Напомним, что акджарское межледниковье, выделенное по палинологическим данным, ранее считалось среднечетвертичным или сопоставлялось с бакинской эпохой (Пахомов, 1962; Никонов, Пахомов, 1984). Повторно полученные палинологические материалы по Акджарскому разрезу (Минина и др., 1981) интерпретировались как палиноспектры межледникового типа. По соотношению основных компонентов пыльцы и спор указывалось на лесной тип растительности – елово-сосновые леса с участием березы, примесью ольхи и единично широколиственных пород (дуба, вяза, липы, граба и лещины). На основании палинологических данных, Е.А.Мининой и соавторами (1981) делается вывод о поздненеоплейстоценовом возрасте межледниковых отложений Акджарского разреза. Однако, если считать правильными расчеты по палинологическим данным палеовысоты (около 2500 м) Акджарского разреза на время формирования межледниковой толщи (Трофимов, Григина, 1971), то становится очевидным, что реальность ее поздненеоплейстоценового возраста, а по РТЛ датам 117–99 тыс. лет, мало вероятна, поскольку необходимо было бы признать поднятие района с акджарскими отложениями на 1500 м за 100 тыс. лет со средней скоростью не менее 15 мм/год.

О возрасте ляхшской морены также имелись разные суждения: одними исследователями она относилась к так называемому максимальному среднеплейстоценовому оледенению (Лоскутов, Трофимов, 1971), другими – к позднему плейстоцену (Чедия, Васильев, 1960; Чедия, 1971). На

**Таблица 13.** Депрессия снеговой линии в позднем неоплейстоцене в гонных областях Средней и Центральной Азии

Горные области Средней и Центральной Азии	Депрессия снеговой линии в позднем неоплейстоцене, м	Литературный источник
<u>Восточный Памир</u>		
Каракульская впадина	300–350	Забиров, 1955
южный склон Северо-Аличурского хребта	350–400	То же
северный склон Южно-Аличурского хребта	350	"
южный склон Южно-Аличурского хребта	390–440	"
<u>Северный Памир</u>		
Заалайский хребет	650–950	"
хребет Петра Первого	650–950	"
Алайская долина	350	"
<u>Западный Памир</u>		
северный склон Дарвазского хребта	650–950	"
верховья долины р. Ванч	650–700	"
верховья долины р. Язгулем	600–650	"
<u>Северный Тянь-Шань</u>		
хребет Кунгей-Алатау	600	Разрез новейших..., 1971
хребет Терской-Алатау	600	То же
<u>Восточный Тянь-Шань</u>	500–800	Shi Yafeng, 1991
гора Хантенгри	800	То же
<u>Каракорум</u>		
долина р. Хунза	800	Shi Yafeng, Zhang Xiang-song, 1984
<u>Гиндукуш</u>		
южные склоны		
долина р. Сват	914	Porter, 1970
<u>Тибет</u>		
северо-восток		
горы Цилиань	500–800	Shi Yafeng, 1991
<u>Тибет – внутренние области</u>		
к югу от Куньлуна	300	То же
к северу от Гималаев	500	"
<u>Гималаи</u>		
хребет Ладак	900–1000	Burbank, Fort, 1985
хребет Занскар	500–600	То же

основании РТЛ определений ляхшская морена датирована в интервале от  $240 \pm 50$  до  $175 \pm 40$  тыс. лет (Никонов, 1987).

Другой пример, касающийся хорошо выраженных краевых ледниковых образований кара-

артского долинного ледника на восточном побережье оз. Каракуль и их датирования окончанием позднего неоплейстоцена, не может быть принят однозначно, так как геоморфологические данные показывают, что сама морена древнее вложенной

в нее каракульской террасы, из отложений которой была получена радиоуглеродная датировка  $27700 \pm 700$  лет (Величко, Лебедева, 1974; Никонов, 1982). Таким образом, пока отсутствуют неопровержимые аргументы о максимальном выдвигении ледников в Каракульской котловине именно в конце позднего неоплейстоцена.

Из приведенных материалов можно сделать следующие выводы. Количество оледенений в высокогорном поясе Средней Азии не менее трех или четырех. Их число определяется очень условно на основании главным образом геоморфологических признаков. Согласно палеомагнитным и палинологическим данным (Пеньков и др., 1976; Никонов, Пахомов, 1976), самое древнее – среднепозднеплистоценовое оледенение – древнейший ледниковый комплекс – приходится на рубеж, связанный с тальбарской фазой активизации тектонических движений около 3,5 млн лет назад.

Следующее оледенение, сформировавшее I генерацию морен, вероятнее всего, произошло после 2 млн лет и было предопределено новой фазой тектонической активности – куруксайской, или ферганской (Турбин, 1966; Додонов, 1978), имевшей место в начале эоплейстоцена. Точно установить начало этого оледенения довольно трудно. Ряд исследователей сдвигает его начало к концу эоплейстоцена; автор настоящей работы придерживается мнения, что эоплейстоценовое оледенение стало развиваться несколько раньше, если полагать, что не было большого перерыва между завершением формирования бахмалджилгинского межледникового комплекса и образованием древней морены полупокровного оледенения (восточнопамирского = тупчакского).

Еще одно оледенение, образовавшее II генерацию морен, по всей вероятности, было вызвано очередной ярко выраженной как на Памире и в его предгорьях, так и в Тянь-Шане и его межгорных долинах фазой тектонической активности (ховалингской – по А.Е.Додонову или нарынкой – по Л.И.Турбину), происшедшей на рубеже около 0,8–0,9 млн лет.

Наконец, краевые ледниковые образования, объединяемые в III генерацию морен, отражают завершающий этап развития горно-долинных ледников в позднем неоплейстоцене; присутствие среди этих конечных морен допозднеоплейстоценовых образований нельзя исключить, хотя этот вопрос остается открытым ввиду недостатка стратиграфических данных (см. табл. 3).

Что касается материалов по ледниковым образованиям и истории древних оледенений таких высокогорных областей, как Гималаи, Каракорум, Гиндукуш и Тибет, то для воссоздания об-

щей картины четвертичного оледенения приходится пользоваться очень разноречивыми данными, по которым чрезвычайно сложно осуществить надежную корреляцию между оледенениями Средней Азии и сопредельных регионов Центральной Азии.

Одни из наиболее ранних сведений по истории оледенений Гималаев мы находим в работах Х. де Терра и П. Тейяр де Шардена, а также Х. де Терра и Т.Т.Патерсона (Tertra, Teilhard de Chardin, 1936; Terra, Paterson, 1939), в которых указывалось на проявление четырех ледниковых эпох, начиная с позднесиваликского времени. Самое древнее – 1-е оледенение было отнесено к татроте, 2-е оледенение сопоставлялось с временем формирования валунных конгломератов, 3-е оледенение – с потварскими силтами и лёссами, развитыми на второй террасе в долине р. Соан ( $T_2 - 35-40$  м) и 4-е оледенение – с низкой террасой ( $T_4 - 15$  м). Аналогичная четырехчленная стратиграфическая схема подразделения ледниковых образований была использована в работе Д.Н.Вадия (Wadia, 1953). В Пир-Панджале были выделены четыре оледенения, которые представлены моренами, развитыми на разных абсолютных высотах. Согласно построениям Д.Н.Вадия, морены двух ранних ледниковых входят в строение формации карева и латерально замещаются флювиальными и озерными отложениями в ее нижней и верхней частях; морены двух последующих оледенений коррелировались с террасами Кашмирской впадины (см. табл. 12).

А.Гансер считает, что следы первого оледенения в Гималаях проявлены весьма слабо, полагая, что “главный пароксизм и главное оледенение, фактически самое крупное из всех гималайских оледенений, приходится на конец ранне- и начало позднекареевского времени.” (Гансер, 1967, с. 85). В данном случае А.Гансер, по видимому, подразумевает 2-е оледенение Х. де Терра и Т.Т.Патерсона.

На северо-западе Гималаев, в Кохистане – южнее зоны сочленения Каракорума и Гиндукуша, в долине р. Сват на севере Пакистана С.Портер (Porter, 1970) установил следы трех ледниковых эпох: лайкот, габрал и калам. Как полагал С.Портер, масштабы оледенений сокращались от древнего к молодому. Возраст ледниковых образований рассматривался как относительный, без стратиграфических корреляций, и только самые молодые морены были отнесены к неогляциалу. С помощью поперечных профилей были реконструированы древние тальвеги долины. Один из наиболее древних тальвегов был связан с 500-метровым уровнем, на котором, од-

нако, не было выявлено следов оледенения. Верхний предел распространения лайкотского оледенения по остаткам сильно размытых морен зафиксирован до высоты около 350 м над современным днищем долины. Морена оледенения габрал поднимается до 200 м над уровнем реки. В составе ледниковых образований калам выделено три краевых моренных комплекса, которые скоррелированы с тремя самыми низкими террасами, имеющими превышения около 12, 35 и 55 м. Вместе с тем, к северу от Гиндукуша – в центральной части Афганского Бадахшана – отмечались следы двух четвертичных оледенений (Desio et al., 1964). А.Дезио с соавторами зафиксировали в верховьях долины р. Кокча наиболее продвинутые морены на сравнительно низких абсолютных отметках 1420–1550 м и условно отнесли их к рисской и вюрмской ледниковым эпохам Альп.

Исследования последних двух десятилетий в Гималаях, Каракоруме и на Тибете дали много нового материала, хотя, по-прежнему, стратиграфическое обоснование возраста моренных образований уступает чисто геоморфологическим, палеогляциологическим и корреляционным построениям. Интересны результаты работы по международному проекту “Каракорум”. Обращают на себя внимание наблюдения за краевыми частями современных ледников Каракорума, из которых следует, что с 80-х годов позапрошлого столетия по 30-е годы прошлого ледники либо продвигались, либо сохраняли стационарное положение. С 30-х по 60–70-е годы они преимущественно отступали. После 60-х годов отмечается довольно пестрая картина – одни ледники увеличивались, преимущественно в западной части хребта, другие – отступали (Goudie et al., 1984; Zhang X., 1984).

Изучение ледника Батура (около 60 км длины, восьмого по размерам в средних и низких широтах), находящегося в верховье р. Хунза – притока р. Гилгит, впадающей в Инд, показывает, что край ледника за последние сто лет продвигался и отступал в пределах не более 1 км от современного положения. Значительное продвижение ледника фиксировалось между 1910 и 1930 гг., когда он блокировал течение р. Хунза. Считается, что позднеплейстоценовый ледник Батура был больше в 1,5 раза по сравнению с его современными размерами, снеговая линия снижалась примерно на 700–800 м при современном ее уровне около 5000 м и нынешнем положении края ледника на абс. высоте 2540 м (Shi, Zhang, 1984).

Э.Дербишир с соавторами (Derbyshire et al., 1984; Derbyshire, 1996) установили, что в целом в

долине р. Хунза проявлены следы четырех древних оледенений: шаноз (Shanoz), юнз (Yunz), борит джил (Borit Jheel) и гулкин с двумя стадиями (Ghulkin I, II), а также морены неогляциала и краевые ледниковые образования исторического этапа. Эпратические валуны и тиллиты самого древнего оледенения шаноз приурочены к высокой денудационной поверхности, располагающейся на 2000 м выше днища долины на абсолютных отметках несколько более 4000 м. Эту поверхность Э.Дербишир рассматривает как раннеплейстоценовую (западноевропейская шкала); плиоценовая поверхность расположена выше 5200 м. Уплотненные и размытые морены следующего оледенения – юнз – прослежены на уровне около 800 м относительно днища. Еще более молодая морена оледенения борит джил с выветрелыми валунами находится на уровне около 550 м. Морены I и II стадий оледенения гулкин перекрывают дно долины. По озерно-ледниковым отложениям, подстилающим и переслаивающимся с мореной ранней – I стадии ледниковой эпохи гулкин, в Институте геологии АН Китая получены термолюминесцентные даты в интервале от 65 до 47 тыс. лет (Derbyshire et al., 1984).

Развитие ледниковых образований в долине р. Инд – крупнейшей в Каракоруме – остается еще недостаточно изученным. Обычно в долине Инда исследователи использовали альпийскую стратиграфическую (ледниковую) номенклатуру и выделяли до четырех ледниковых комплексов, коррелятных гюнцу, минделю, риссу и вюрму (Desio, Orombelli, 1983). А.Дезио и Г.Оромбелли, проведя собственные исследования в средней части долины р. Инд – от слияния с притоком р. Гилгит до выхода Инда на Пенджабскую равнину, подтвердили существование следов трех главных оледенений, а также одного последнего, меньшего по сравнению с предыдущими, и современного. Ими отмечается, что самая древняя сильно выветрелая так называемая “скелетная морена”, имеет превышения около 600 м относительно днища в долинах Каракорума. В верховье Инда в разрезе Бунтанг (Bunthang) фиксируется древняя морена (диамиктон), залегающая под отложениями с обратной намагниченностью, включая эпизод Харамильо, что дает основание считать возраст морены древнее 1 млн лет. Эта морена параллелизуется с ледниковыми образованиями шаноз (Derbyshire, 1996).

В Непальских Гималаях М.Фор выделяет всего две “главные стадии”, или два оледенения – средне- и позднеплейстоценовое (западноевропейская шкала) и еще неогляциал – в голоцене, а также современные ледниковые подвижки (Fort, 1985).

Надо отметить, что исследователи, изучавшие древние оледенения в Каракоруме и Гималаях, указывают на роль тектоники при формировании разных уровней в расположении ледниковых отложений.

На юге Тибетского плато, у северных склонов высочайших вершин Высоких Гималаев – Джомолунгма (8848 м) и Сисабангма (8012 м), установлены четыре плейстоценовых оледенения (по китайской шкале): раннеплейстоценовое – сисабангма (Xixabangma), среднеплейстоценовое – нянясунгла (Nyanyaxungla) и два более поздних – позднее среднеплейстоценовое – цомолангма I (Qomolangma I) и позднеплейстоценовое – цомолангма II (Qomolangma II), а также неогляциал в голоцене (Zheng, Li, 1981; Zheng, 1988) (см. табл. 12). Отмечается вложенность молодых морен в более древние ледниковые образования. Морены самого древнего оледенения (Xixabangma) фиксируются на уровне около 600–900 м над днищем долин; более молодая морена (Nyanyaxungla) – на уровне около 400 м (долина р. Накедуола – Nakeduola).

Поднятие Тибета определяло развитие оледенения и его разномасштабность в разных частях плато. К концу среднего плейстоцена поднятие Гималаев образовало барьер на пути индийского муссона, поэтому позднеплейстоценовое оледенение во внутренних частях Тибета было резко сокращенным, что, однако, не относится к юго-восточной части плато, где позднеплейстоценовое оледенение имело еще значительные масштабы при сравнительно обильных осадках за счет юго-восточного муссона. В центральной части Тибета в позднем плейстоцене предполагается понижение снеговой линии составляло не более 300–500 м (см. табл. 13), что говорит о сравнительно ограниченных размерах позднеплейстоценовых ледников во внутреннем Тибете.

Небезынтересно отметить, что разработанная международной группой CLIMAP (McIntyre et al., 1976) палеогляциологическая модель, отражающая ограниченные масштабы последнего оледенения – последнего ледникового максимума в горных странах Центральной Азии, которая в целом находит подтверждение в приведенных выше материалах, поддерживается не всеми исследователями.

Например, как для Памира М.Г.Гросвальд, так и для Тибета М.Куле (Kuhle, 1987) считает, что депрессия снеговой линии во время последнего оледенения достигала очень значительных величин: от 1110 до 1430 м – на северо-востоке Тибета и от 1150 до 1530 м – на западе и в центральной части Высоких Гималаев. В результате этого, как

полагает М.Куле, обширный ледниковый покров площадью до 2,0–2,4 млн км<sup>2</sup>, что близко к площади современного Гренландского ледникового щита, перекрывал Тибетское плато. Согласно таким реконструкциям, мощность этого ледникового покрова составляла 700–1200 м, а в некоторых долинах в Гималаях – до 1600 м. Только вершины более 6000–6500 м над уровнем моря оставались свободными от льда. Столь завывшенные масштабы последнего оледенения Тибета в реконструкциях М.Куле объясняются тем, что все ледниковые образования, развитые на Тибете и в Высоких Гималаях, он относил к позднему плейстоцену и голоцену, мотивируя это относительной свежестью моренных форм и сравнительно малым временем сохранности следов ледниковой экзарации, проявленной на поверхности скал (Kuhle, 1988).

Однако представления М.Куле не нашли отражения в результатах изучения древних ледниковых и флювио-гляциальных образований Тибета, полученных другими учеными (Zheng, Rutter, 1998; Lehmkuhl, 1998), которые подчеркивают, что ледники позднего плейстоцена, локализуясь в пределах отдельных высокогорных групп, имели ограниченные размеры, тогда как на ранних этапах четвертичного оледенения их масштабы были значительно больше.

Таким образом, подводя итог обсуждению проблемы, связанной с корреляцией развитых в депрессиях верхнеплиоцен-четвертичных отложений и ледниковых образований высокогорной зоны Памира и Тянь-Шаня, а также Каракорума, Тибета и Гималаев, мы приходим к следующим выводам.

В первую очередь необходимо отметить, что очень трудно оценивать возраст оледенений ввиду сложности самих объектов и скудости стратиграфических данных. Количество оледенений, оставивших моренные комплексы в высокогорной зоне Памира, Тянь-Шаня, Тибета и Гималаев, не менее трех или четырех (см. табл. 3, 12). Представляется, что на первых этапах развития высокогорного оледенения в Средней и Центральной Азии тектонический фактор играл главенствующую роль.

Несмотря на уже имеющиеся данные, вопрос о самом древнем оледенении остается открытым. Сохраняются споры как относительно принадлежности к морене древних грубообломочных образований – тиллитов/диамиктона и эрратических валунов, так и геохронологических данных о их возрасте. Есть материалы по палеомагнитным измерениям, показывающие, что на Восточном Памире самое древнее оледенение могло иметь место около 3 млн лет (Пеньков и др., 1976; Никонов, 1987). Среди ис-

следователей Гималаев и Каракорума отсутствует общая точка зрения по вопросу о возрасте древнейшего оледенения. Многие из них отмечают, что в интервале 3–2 млн лет происходили активные тектонические движения. При этом считается, что оледенение могло произойти не ранее 2,5 млн лет (Derbyshire, 1996). Были предположения, что древнейшее оледенение (первое оледенение) в Пир-Панджале приходилось на этап активного воздымания горного обрамления Кашмирской долины в начале формирования нижней каревы (Гансер, 1967), так же как первое оледенение Гималаев параллелизовалось со временем формирования татрота (Tertra, Paterson, 1939). Однако следует учитывать, что эти предположения не аргументировались какими-либо материалами исследований непосредственно древнейших ледниковых образований.

Большую роль тектоники и меньшее значение климатического фактора в развитии средне-позднеплиоцен-эоплейстоценовых оледенений, по всей вероятности, можно объяснить еще и тем обстоятельством, что до рубежа 1–0,8 млн лет климатические колебания имели цикличность около 40 тыс. лет (Ruddiman et al., 1986; Shackleton, 1995) и температурные изменения инсоляционного характера еще не были столь глубоки, чтобы вызвать чередование ледниковых и межледниковых эпох. Эти колебания предопределяли лишь небольшие осцилляции тепла и холода. С рубежа 1–0,8 млн лет климатические циклы приобрели в

основном 100-тысячелетнюю периодичность, горные хребты и плато достигли хionoсферы, инсоляционные температурные изменения стали играть более важную роль в сочетании с тектоническим фактором. Какие именно морены или комплексы моренных образований отвечают отдельным холодным стадиям, фиксируемым в изотопно-кислородной шкале, – это трудный вопрос, ответ на который дадут только дальнейшие детальные исследования.

Можно лишь высказать суждение, что ряд сохранившихся в рельефе краевых ледниковых комплексов из числа так называемых ране-, средне- и позднеэоплейстоценовых соответствует таким холодным стадиям.

Важно указать на то, что именно с ранними ледниковыми эпохами были связаны наибольшие масштабы оледенения, а величина позднеэоплейстоценовых ледников наименьшая. Это было обусловлено не столько низкими температурами, сколько большей влажностью во время древних ледниковых эпох. По-видимому, особенно благоприятно сказывалась роль южного муссона на развитии оледенения в эоплейстоцене и раннем – среднем эоплейстоцене в горах Памира, Тибета и Тянь-Шаня. Влияние индийского муссона во внутренних частях Средней и Центральной Азии уменьшилось в конце среднего и в позднем эоплейстоцене в результате подъема Гималаев и Гиндукуша и блокирования влажных воздушных масс с юга.

## 6.4. Восточно-Европейская равнина

В пределах Восточно-Европейской равнины с севера на юг в строении четвертичных отложений прослеживается парагенез, состоящий из: (1) моренных и межледниковых аллювиально-озерных образований – на севере и в центральных районах; (2) перигляциальных лёссово-почвенных покровов – по периферии ледникового комплекса и (3) морских, лагунных и дельтовых осадков – в Северном Причерноморье и Приазовье. Разнообразие генетических типов четвертичных отложений и благоприятные возможности прослеживания фациальных и возрастных соотношений ледниковых, лёссово-почвенных и лиманно-морских толщ представляют большой интерес для исследователей, изучающих геологические события на отрезке последних 2–3 млн лет.

Разработка стратиграфических схем четвертичных отложений для всей Восточно-Европейской равнины и ее регионов проводилась как отдельными учеными, так и большими науч-

ными коллективами (Величко, 1975; Федоров, 1978; Васильев, 1980; Веклич, 1980, 1982; Герасимов и др., 1980; Никифорова и др., 1980; Проблемы..., 1982; Стратиграфия..., 1982, 1984; Опорные разрезы..., 1984; Верхний плиоцен..., 1985; Величко, Маркова и др., 1987; Заррина, 1991; Бреслав и др., 1992; Величко, Маркова и др., 1992; Величко, Морозова и др., 1992; Маркова, 1998). Эти схемы создавались на биоклиматостратиграфической основе с использованием палеомагнитных данных, а также результатов абсолютного датирования ( $^{14}\text{C}$ , ТЛ, U/Th). Несмотря на большой прогресс в четвертичной стратиграфии, тем не менее, до сих пор остается много дискуссионных вопросов, касающихся расчленения и корреляции верхнеплиоцен-четвертичных отложений в разных регионах Восточно-Европейской равнины.

В верхнем плиоцене и эоплейстоцене выделяются ханжовский, одесский и таманский фаунистические комплексы. В последнее время пе-



рассматриваются и уточняются биостратиграфические данные. Так, “молдавский фаунистический комплекс”, который ранее характеризовал континентальные отложения верхов нижнего и нижней части среднего плиоцена, в настоящее время рассматривается в прежнем понимании “молдавского руссильона” (по И.П.Хоменко) и ограничивается верхней частью руссильона – нижним плиоценом (Вангенгейм и др., 1998). К ранней стадии нижнего виллафранка относится фауна Квабеби в Закавказье. По Л.И.Алексеевой (1982), эту фауну можно рассматривать как непосредственно предшествующую скорцельской фауне. Последняя была изучена в местонахождении Скорцельская балка в Молдавии. Более точное положение скорцельской фауны определялось в верхней части нижнего виллафранка. По мнению Л.И.Алексеевой, эта фауна занимает переходную ступень между молдавским (в прежнем понимании) и хановским комплексами. Фауна хановского комплекса, характеризующаяся руководящей формой *Archidiskodon gromovi*, расцветом корнезубых полевок и появлением *Mimomys pliocaenicus*, встречается в континентальных фациях, соответствующих среднему и верхнему акчагылу. Общность фаун из куруксайской свиты (костеносные горизонты в местонахождениях Наврухо, Карамайдан, Обигарм), из илийской свиты (Копалы – нижний уровень) и свиты С (Кайрак-Кум) с фауной хановского комплекса позволяет на биостратиграфической основе сопоставлять верхние части указанных свит Средней Азии с верхнеплиоценовыми отложениями Восточно-Европейской равнины и параллелизовать их со средним-верхним акчагылом. Палеомагнитные данные подтверждают такую корреляцию.

В Средней Азии находки фауны стратиграфического диапазона одесского и таманского комплексов немногочисленны и только фауна из среднего уровня в местонахождении Копалы (Южный Казахстан), сопоставляемая с верхним виллафранком, является исключением. На этом уровне в местонахождении Копалы важно отметить присутствие *Allophaiomys pliocaenicus*. Появление рода *Allophaiomys* служит одним из биостратиграфических реперов эоплейстоцена, хотя, как показало обсуждение проблемы рода *Allophaiomys* (Материалы симпозиума “Origin, evolution...,” 1997 г.), в настоящее время нельзя точно определить время его первого появления по известным местонахождениям Евразии. Существуют местонахождения, где эти формы появляются как в конце верхнего плиоцена, так и в эоплейстоцене (в раннем плейстоцене, по запад-

ноевропейской шкале) (Agusti, 1997; Erbaeva, 1998; Tesakov, 1998a).

Фауны костеносных горизонтов Лахути-2 и Тепке-1 заключены в самой верхней части, соответственно, кайрубакской и шарпылдакской свит. Фауна Лахути-2 рассматривается как переходная от таманской к тираспольской. Палеомагнитная инверсия Матуйма-Брюнес проходит в нескольких метрах над этими костеносными горизонтами. Отнесение кайрубакской и шарпылдакской свит к эоплейстоцену и их корреляция с апшероном в основном базируются на палеомагнитных данных, при этом положение костеносных горизонтов Лахути-2 и Тепке-1 контролирует кровлю этих свит.

Детальное изучение мелких млекопитающих и фауны пресноводных моллюсков позволило выделить на юге Восточно-Европейской равнины в составе верхнего плиоцена и эоплейстоцена ряд дробных горизонтов (Никифорова и др., 1980, 1984; Стратиграфия..., 1982, 1984; Никифорова, Александрова, 1991). В интервале 3,5–0,8 млн лет описывается всего 13 горизонтов (снизу вверх): в среднем и верхнем плиоцене – кышлицкий, истрийский, скорцельский, веселовский, чистопольский, аккумуляевский, крыжановский, ферладанский и в эоплейстоцене – домашкинский, бошерницкий, жеваховский, ногойский и морозовский (табл. 14).

По мнению М.А.Певзнера, Э.А.Вангенгейм и А.С.Тесакова (1998), на основании анализа новых данных по мелким млекопитающим предлагается опустить домашкинский и жеваховский горизонты в верхний плиоцен и ликвидировать бошерницкий горизонт как не имеющий четкого стратиграфического определения.

Вообще, геохронологический объем каждого из горизонтов, выделяемых в верхнем плиоцене и эоплейстоцене, колеблется в среднем от 100 до 300 тыс. лет. Согласно биостратиграфической характеристике, эти горизонты ассоциируются с эпохами относительного потепления и похолодания.

В Средней Азии отсутствуют биостратиграфические данные, которые могли бы позволить такое дробное расчленение верхнего плиоцена и эоплейстоцена, как на территории Восточно-Европейской равнины. Однако наличие в субаэральном верхнеплиоцен-эоплейстоценовом разрезе Средней Азии большого количества ископаемых почв и горизонтов лёссов свидетельствует о том, что в геологической летописи аридных областей хорошо зафиксированы палеоклиматические колебания. Причем в этом стратиграфическом диапазоне в субаэральном разрезе Средней Азии наблюдается гораздо большая

дробность расчленения по сравнению с биоклиматостратиграфической шкалой Восточно-Европейской равнины, но отсутствие биостратиграфических данных по субазральным разрезам Средней Азии не позволяет провести детальное межрегиональное сопоставление, а наличия только палеомагнитных данных недостаточно для дробной корреляции.

В субазральных разрезах юга Восточно-Европейской равнины, в пределах Украины, по данным М.Ф.Веклича и Н.А.Сиренко (Веклич, Сиренко, 1976; Веклич, 1980, 1982), в плиоцен-зоплейстоценовом интервале предлагалось 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. Горизонты почв разделены лёссовидными суглинками. М.Ф.Веклич (1998) оценивает возраст этих горизонтов в интервале от 5,3 до 1,3 млн лет. Почвы этого возрастного диапазона характеризуются преимущественно как покровные образования саванн и субтропических лесов; они входят в состав красноцветной (красно-буроцветной) плиоцен-зоплейстоценовой формации. Ранее М.Ф.Веклич выделял эту формацию как плиоценовую, затем он предлагал проводить нижнюю границу четвертичных отложений по березанскому горизонту, возраст подошвы которого он считал 2,2 млн лет, а подошву перекрывающего крыжановского горизонта – 1,6 млн лет (Веклич 1998). Это отличается от современного понимания положения нижней границы четвертичной системы, принятой по палеомагнитному эпизоду Олдувей.

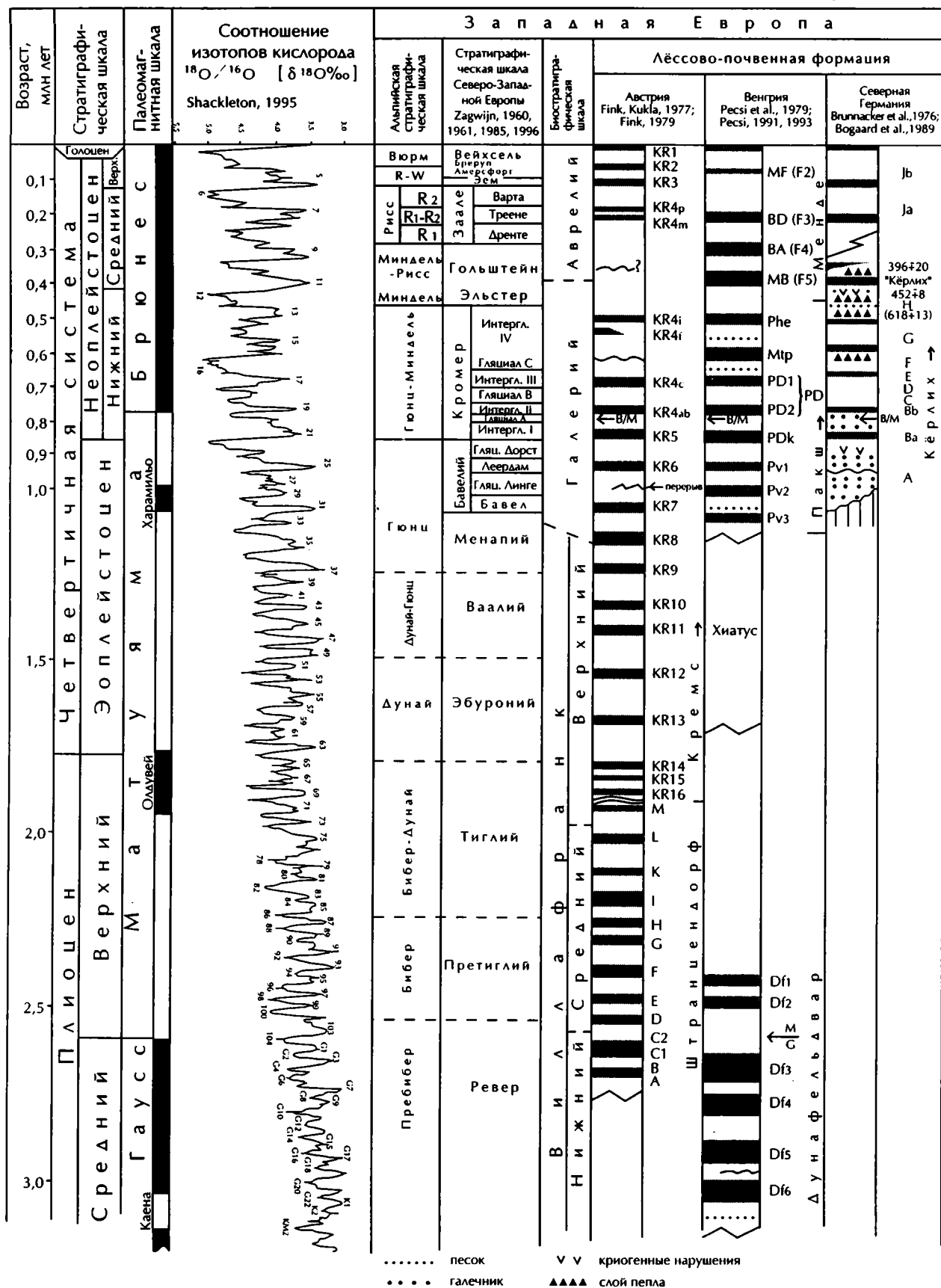
Плиоцен-зоплейстоценовая красноцветная формация распространена в низовьях Днепра, на территории равнинного Крыма, в Приднестровье и Приазовье, в бассейне Кубани. Мощность формации не выдержана; по оценкам М.Ф.Веклича, в равнинном Крыму она изменяется от нескольких до 70–100 м, на левобережье нижнего Днепра – до 80 м. Различаются три группы разрезов красноцветной формации, представленные субазральными, субаквальными и чередованием субазральных и субаквальных пород. В одном из наиболее полных опорных разрезов этой формации на западном берегу Крыма у с. Любимовка почвенные горизонты разделены лёссовидными глинами и суглинками, имеющими признаки переработки почвенными процессами, или аллювиально-пролювиальными образованиями, содержащими обломочный материал. Почвенные горизонты (почвенные свиты), выделяемые внутри

красноцветной формации, включают по несколько генетически однородных палеопочв (до пяти–шести), отражающих сложную гамму палеоклиматических изменений. Нижняя граница красноцветной формации принята по кровле понта, ее верхняя граница проводилась между широкинским почвенным горизонтом и приазовским лёссом на рубеже около 1 млн лет. По мнению М.Ф.Веклича (1982), формирование собственно лёссовой формации на юге Восточно-Европейской равнины начинается с этого рубежа.

Положение палеомагнитной инверсии Матуяма–Брюнес в стратиграфической шкале М.Ф.Веклича предположительно определяется в кровле мартоношских почв, залегающих на приазовском лёссе. Следует отметить, что в лёссовых разрезах Украины пока не удастся четко зафиксировать положение инверсии, что придает ей “скользящий” характер. Возраст почвенных горизонтов в составе плиоцен-зоплейстоценовой формации определяется весьма условно, а положение палеомагнитных инверсий Гильберт–Гаусс, Гаусс–Матуяма, Матуяма–Брюнес в разрезах точно не установлено. Поэтому отсутствует ясный магнитохронологический контроль, необходимый для корреляций. Если учитывать те возрастные рамки, которые допускаются М.Ф.Векличем (1998) для почвенных серий и разделяющих их горизонтов, то в объеме зоплейстоцена находятся горизонты: крыжановский (возраст подошвы 1610 тыс. лет), ильичевский (1400 тыс. лет), широкинский (1290), приазовский (1000), мартоношский (920) (см. табл. 14). Такое расчленение зоплейстоцена юга Украины дает схематичное деление всего интервала, заключенного между эпизодом Олдувей и палеомагнитной инверсией Матуяма–Брюнес.

В субазральных разрезах Южного Таджикистана в интервале 1,8–0,8 млн лет фиксируется 23 горизонта ископаемых почв. В целом можно говорить о большом сходстве в строении субазральных толщ верхнего плиоцена и зоплейстоцена юга Украины и Средней Азии. В обоих регионах наблюдается частое чередование горизонтов красноцветных и красно-бурых ископаемых почв; по мере продвижения вверх по разрезу большее значение приобретают буроцветные почвы и возрастает роль лёссовых и лёссоподобных образований. Можно признать, что число, отражающее общее количество отдельных почвенных горизонтов, заключенных в зоплейстоцене как на юге Украины, так и в Средней Азии очень близко. Для детальной корреляции субазральных отложений этих регионов необходимы дальнейшие исследования.

Таблица 14. Схема стратиграфической корреляции лёссово-почвенной формации Средней Азии с



## верхнеплиоцен-четвертичными отложениями Восточно-Европейской равнины и Западной Европы

Восточно-Европейская равнина				Средняя Азия, Таджикистан	Стадии изотопно-кислородной шкалы		
Региональная схема 1984, 1992				Лёссово-почвенная формация (Дарай Калон, Чашманигар, Карамайдаан) Додонов, 2000 ПК - педокимпл. Л - лёсс	Возраст, тыс. лет (Стадии 1-21 по Bassinot et al., 1994)		
Фундаментально-геологический комплекс	Раздел	Зона	Горизонт, надгоризонт	Украина Веклич, 1982, 1998 (— тыс. лет)	Бассейн р. Дон, Приазовье Величко и др., 1987, 1992		
Верхнеплиоцен-леопольский	Верхний	Верхняя	Гомельский	Гомельский лёсс	Соп. почвы	1	10
			Валадайский	Валадайский лёсс	Валадайский лёсс	2	2
			Микунинский	Микунинский лёсс	Микунинский лёсс	3	4
			Мокшанский	Мокшанский лёсс	Мокшанский лёсс	4	6
Хазарский	Средний	Средняя	Однцовский	Однцовский лёсс	Однцовский лёсс	5	186
			Днепропровский	Днепропровский лёсс (290)	Днепропровский лёсс	6	242
			Лихвинский	Лихвинский лёсс	Лихвинский лёсс	7	301
			Окский	Окский лёсс (420)	Окский лёсс	8	334
Сингильский	Нижний	Нижняя	Мучапский	Мучапский лёсс (470)	Мучапский лёсс	9	364
			Донской	Донской лёсс (640)	Донской лёсс	10	427
			Ильинский	Ильинский лёсс (730)	Ильинский лёсс	11	474
			Покровский	Покровский лёсс	Покровский лёсс	12	528
Тираспольский	Верхний	Верхняя	Петропавловский	Петропавловский лёсс	Петропавловский лёсс	13	568
			Миропольский	Миропольский лёсс (920)	Миропольский лёсс	14	621
			Ногайский	Ногайский лёсс (1000)	Ногайский лёсс	15	659
			Жепаховский	Жепаховский лёсс (11290)	Жепаховский лёсс	16	712
Одесский	Средний	Средняя	Бошерицкий	Бошерицкий лёсс (1400)	Бошерицкий лёсс	17	760
			Домашинский	Домашинский лёсс (1610)	Домашинский лёсс	18	787
			"Бережанский"	"Бережанский" лёссовидные суглинки (2200)	"Бережанский" лёссовидные суглинки	19	806
			"Береговский"	"Береговский" почвы красно-коричневые (2430)	"Береговский" почвы красно-коричневые	20	865
Харьковский	Верхний	Верхняя	Сиверский	Сиверский лёссовидные суглинки с почвами (2800)	Сиверский лёссовидные суглинки с почвами	21	915
			Веселовский	Веселовский лёссовидные суглинки (2900)	Веселовский лёссовидные суглинки	22	955
			Скорцельский	Скорцельский глина лёссовидные (3000)	Скорцельский глина лёссовидные	23	990
						24	1030
Скорцельский	Нижний	Нижняя				25	1070
						26	1110
						27	1180
						28	1245
Скорцельский	Верхний	Верхняя				29	1285
						30	1325
						31	1365
						32	1415
Скорцельский	Средний	Средняя				33	1460
						34	1500
						35	1535
						36	1575
Скорцельский	Нижний	Нижняя				37	1620
						38	1660
						39	1690
						40	1730
Скорцельский	Верхний	Верхняя				41	1770
						42	1860
						43	1910
						44	1950
Скорцельский	Средний	Средняя				45	1990
						46	2030
						47	2070
						48	2110
Скорцельский	Нижний	Нижняя				49	2150
						50	2190
						51	2230
						52	2270
Скорцельский	Верхний	Верхняя				53	2310
						54	2350
						55	2390
						56	2430
Скорцельский	Средний	Средняя				57	2470
						58	2510
						59	2550
						60	2590
Скорцельский	Нижний	Нижняя				61	2630
						62	2670
						63	2710
						64	2750
Скорцельский	Верхний	Верхняя				65	2790
						66	2830
						67	2870
						68	2910
Скорцельский	Средний	Средняя				69	2950
						70	2990
						71	3030
						72	3070
Скорцельский	Нижний	Нижняя				73	3110
						74	3150
						75	3190
						76	3230
Скорцельский	Верхний	Верхняя				77	3270
						78	3310
						79	3350
						80	3390
Скорцельский	Средний	Средняя				81	3430
						82	3470
						83	3510
						84	3550
Скорцельский	Нижний	Нижняя				85	3590
						86	3630
						87	3670
						88	3710
Скорцельский	Верхний	Верхняя				89	3750
						90	3790
						91	3830
						92	3870
Скорцельский	Средний	Средняя				93	3910
						94	3950
						95	3990
						96	4030
Скорцельский	Нижний	Нижняя				97	4070
						98	4110
						99	4150
						100	4190

Граница между эоплейстоценом и неоплейстоценом, условно принятая на уровне 0,8 млн лет<sup>1</sup>, в биостратиграфической шкале Русской равнины проходит между таманским и тираспольским фаунистическими комплексами, что несколько ниже палеомагнитной инверсии Матуяма–Брюнес. В схеме К.В.Никифоровой и Л.П.Александровой (1991) в интервале от нижней границы палеомагнитного эпизода Харамильо до инверсии Матуяма–Брюнес выделены ногайский и морозовский горизонты. Этому интервалу соответствует таманский фаунистический комплекс. По данным Э.А.Вангенгейм и соавторов (1991), по фауне мелких млекопитающих было предложено проводить нижнюю границу таманского фаунистического комплекса несколько ниже палеомагнитного эпизода Харамильо.

Исследования, проведенные автором совместно с А.Л.Чепалыгой, А.К.Марковой, А.Л.Александровским, В.М.Трубихиным и М.В.Сотниковой на разрезах Северного Причерноморья (рис. 67), позволили получить новые материалы по стратиграфии аллювиально-лиманых и лёссово-почвенных образований в переходной части от эоплейстоцена к нижнему неоплейстоцену. Так, в разрезах Хаджимус и Роксоланы/Никони палеомагнитный эпизод Харамильо установлен в нижней части лёссово-почвенного покрова (рис. 68). В этих разрезах из аллювиальных и лиманых отложений известна фауна крупных млекопитающих. В Хаджимусе аллювиальные отложения содержат *Archidiskodon meridionalis tamanensis* и *Dicerorhinus etruscus*. Эти же формы крупных млекопитающих (*A. m. tamanensis* и *D. etruscus*) характеризуют лагунные осадки в разрезе Роксоланы/Никони. В результате вновь полученных палеомагнитных данных стало очевидно, что указанная фауна находится ниже палеомагнитного эпизода Харамильо.

Из нижнего и верхнего костеносных слоев в толще руслового аллювия в Хаджимусе А.К.Марковой была изучена фауна мелких млекопитающих, отнесенная ею к поздней фазе одесского фаунистического комплекса.

В разрезе Роксоланы/Никони в лагунных отложениях, по определениям А.К.Марковой, обнаружены остатки *Ochotona* sp., *Clethrionomys* ex gr. *glareolus*, *Mimomys reidi* — *M. pusillus*, *M. savini*, *Lagurodon arankae*, *Prolagurus pannonicus*, *Laguridae* gen., *Allophaiomys pliocaenicus*. Фауна Роксоланы/Никони, будучи несколько моложе

фауны в Хаджимусе, сопоставляется с ногайским фаунистическим комплексом, что соответствует таманскому комплексу по фауне крупных млекопитающих. Учитывая в изученных разрезах данные по мелким млекопитающим и результаты новых палеомагнитных измерений, можно заключить, что нижняя граница таманского этапа развития фауны находится на уровне несколько ниже основания эпизода Харамильо. Это согласуется с выводами Э.А.Вангенгейм с соавторами (Вангенгейм и др., 1991) относительно некоторого снижения нижней возрастной границы таманского фаунистического комплекса под нижнюю границу эпизода Харамильо.

Как уже выше отмечалось, в Средней Азии около границы эоплейстоцена и неоплейстоцена имеется фауна двух местонахождений Лахути-2 и Тепке-1. В обоих разрезах отложения, заключающие костные остатки, обратно намагничены и располагаются несколько ниже инверсии Матуяма–Брюнес. Геологически эти костеносные горизонты принадлежат самой верхней части кайрубакской и шарпылдакской свит. Можно полагать, что кровля этих свит приблизительно соотносится с кровлей морозовского горизонта Восточно-Европейской равнины. В субэкральных толщах Южного Таджикистана в интервале от нижней границы эпизода Харамильо до нижней границы неоплейстоцена, проводимой по подошве ПК10 (860–870 тыс. лет), заключено несколько погребенных почв (ПК11, ПК12, ПК13, ПК14, ПК15 и ПК16) (см. табл. 14), что отражает большую дробность климатостратиграфического расчленения субэкрального разреза по сравнению с биостратиграфическим разделением верхнего звена эоплейстоцена на два горизонта — ногайский и морозовский, представленных в схеме Восточно-Европейской равнины по данным К.В.Никифоровой с соавторами (1991). По материалам Ю.И.Иосифовой и Р.В.Красненкова (Красненков и др., 1997), для верхней части эоплейстоцена на Русской равнине коррелятивами ногайского и морозовского горизонтов являются, соответственно, острогжский и порткатонский горизонты.

Перейдем к неоплейстоцену и начнем изложение с лёссово-почвенных образований. В работах А.А.Величко с соавторами расчленение неоплейстоценовой лёссово-почвенной серии Восточно-Европейской равнины проведено по сумме био-климатостратиграфических данных (Величко, Маркова и др., 1987). Литостратиграфическими реперами являются ранне-неоплейстоценовая донская морена — на Окско-Донской равнине и средне-неоплейстоценовая морена — в бассейне Днепра. В качестве одного из реперных межледниковых горизонтов в нижнем плейстоцене

<sup>1</sup> Учитывая, что возраст палеомагнитной инверсии удревлен с 730 до 780–790 тыс. лет, т. е. на 50–60 тыс. лет, соответственно и возраст границы между эоплейстоценом и неоплейстоценом следует увеличить до 850–860 тыс. лет.



**Рис. 67.** Расположение изученных разрезов четвертичных отложений в Северном Причерноморье

1 – Эльтиген, 2 – Пескла, 3 – Платово, 4 – Роксоланы/Никони, 5 – Тирасполь/Колкотова балка, 6 – Комарова балка, 7 – Варница, 8 – Хаджимус

принят мучкапский горизонт и сопоставляемый с ним воронский почвенный комплекс. Воронский педокомплекс содержит позднетираспольскую фауну мелких млекопитающих; он залегает на донской морене. Возраст морены донского языка определяется ранним неоплейстоценом по фауне мелких млекопитающих тираспольского комплекса. Ниже донской морены выделена новопокровская лёссово-почвенная серия, состоящая снизу вверх из балашовской почвы, бобровского лёсса и ржаксинского лёссово-почвенного комплекса.

Балашовская почва содержит микротериофауну петропавловской фазы (Маркова, 1998) и находится в зоне обратной полярности верхней части эпохи Матуяма. Ее подстилает тростнянский лёсс, который, в свою очередь, залегает непосредственно на зоплейстоценовых красноцветах. Инверсия Матуяма–Брюнес проведена в горизонте бобровского лёсса. В залегающем на бобровском лёссе ржаксинском лёссово-почвенном комплексе содержится до трех погребенных почв (снизу вверх): троицкая, терновская и вершинская, разделенных лёссами.

Донской морене соответствует донской лёсс. Выше воронского педокомплекса выделяются (снизу вверх): коростылевский лёсс, инжавинская почва, борисоглебский лёсс, каменная почва, орчикский лёсс и роменская почва. Инжавинская почва по фауне мелких млекопи-

тающих коррелируется с лихвинским межледниковым горизонтом. Лёссы, соответствующие днепровской морене (по А.А.Величко), разделены интерстадиальной курской почвой на два горизонта.

Важный климатостратиграфический репер – мезинский почвенный комплекс – представлен двумя почвами – салынской, сопоставляемой с микулинским межледниковьем, и крутицкой, отвечающей началу валдайской эпохи. Лёссовую толщину времени валдайского оледенения разделяет на два основных горизонта брянская почва, имеющая признаки мерзлотно-глеевого педогенеза. Радиоуглеродные датировки по гумусу показывают завершающий этап формирования брянской почвы 24–23 тыс. л. н. (Величко, Маркова и др., 1987). Все эти данные о строении лёссово-почвенной серии Восточно-Европейской равнины приводят к заключению о существовании в объеме неоплейстоцена (включая балашовскую почву, коррелируемую со стадией 21 изотопно-кислородной шкалы) не менее семи теплых межледниковых и девяти холодных (перигляциальных) эпох; пяти холодным эпохам соответствовало развитие покровных оледенений, морены которых фиксируются в обнажениях.

В стратиграфической шкале, параллельно с лёссово-почвенной формацией, в строении ледниковых и субаквальных отложений в верховьях Днепра и Дона в нижнем неоплейстоцене, ниже

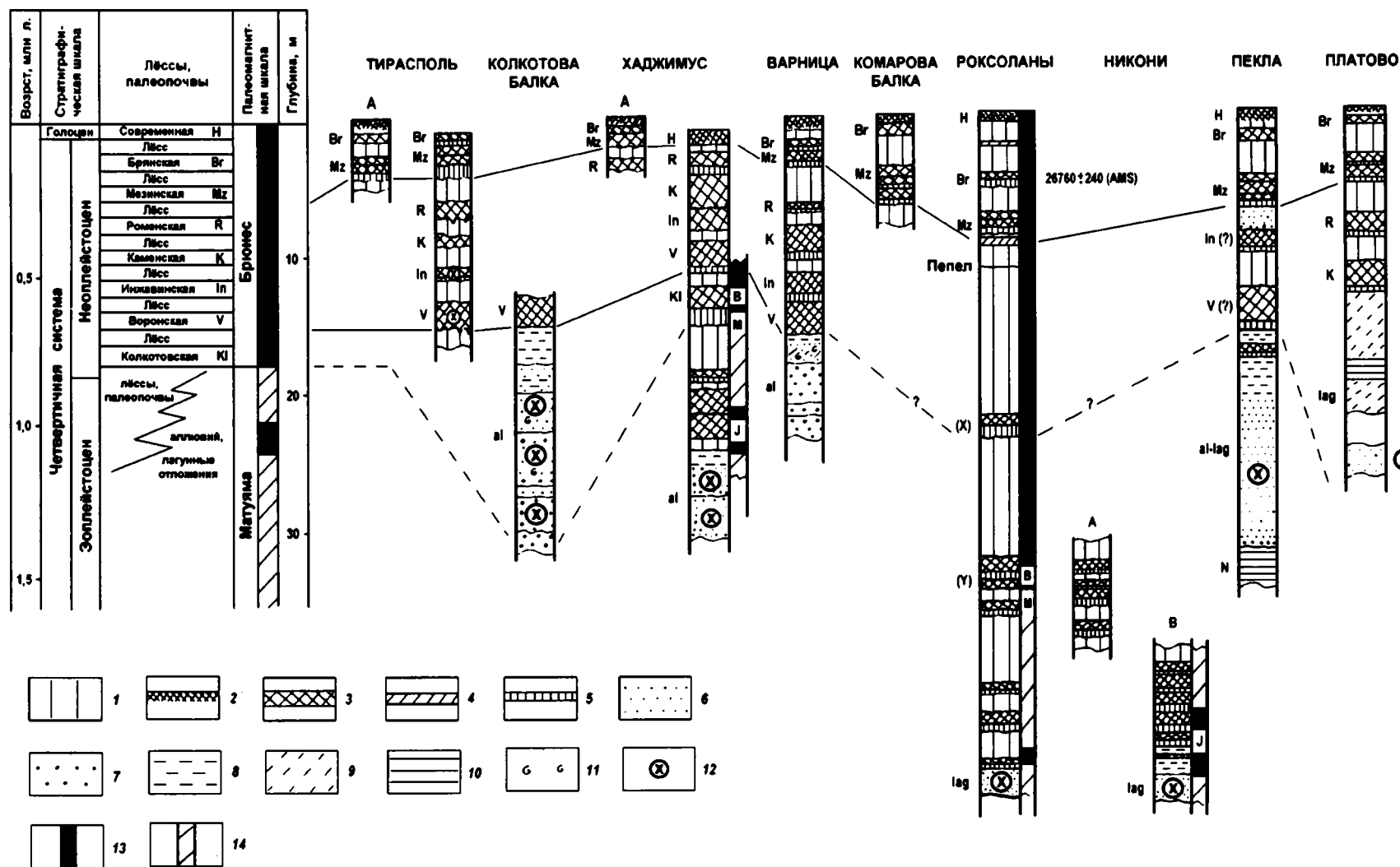


Рис. 68. Корреляция лёссово-почвенных разрезов Северного Причерноморья

1 – лёсс; 2 – современная почва; 3 – палеопочва; 4 – слабо развитая палеопочва; 5 – иллювиально-карбонатный горизонт; 6 – песок; 7 – гравий с галькой; 8 – алевроит; 9 – суглинок; 10 – глина; 11 – раковины моллюсков; 12 – костные остатки млекопитающих; 13, 14 – намагниченность пород: 13 – прямая, 14 – обратная  
В – эпоха Брюнес, М – эпоха Матуйама, J – эпизод Харамильо, al – аллювий, lag – лагунные отложения, N – неогеновые породы

донской морены, выделяются (снизу вверх): петропавловский, покровский и ильинский горизонты (Бреслав и др., 1992). Петропавловский горизонт представлен аллювиальными песками, супесями и суглинками; он содержит остатки мелких млекопитающих раннетираспольского типа, среди которых характерно появление первых полевок вида *Microtus ex. gr. oeconomus*. Предполагается, что в петропавловском горизонте имеют место два термических оптимума.

Для определения стратиграфического положения петропавловского горизонта важны палеомагнитные данные. Как отмечают С.Л.Бреслав с соавторами, “в целом горизонт (петропавловский, — А.Д.) характеризуется обратной намагниченностью и относится к верхней части эпохи Матуяма” (Бреслав и др., 1992, с. 12). В другой работе — Р.В.Красненкова с соавторами — пишется, что “внутри петропавловских отложений происходит палеомагнитная инверсия Матуяма-Брюнес” (Красненков и др., 1997, с. 87). В разрезе Карай-Дубина (бассейн Днепра) отложения, содержащие фауну мелких млекопитающих петропавловского уровня с полевками рода *Microtus* (*M. ex gr. oeconomus* = *M. ratticepoides*), обладают обратной намагниченностью (Величко и др., 1983), причем слои с петропавловской фауной мелких млекопитающих находятся на 7–7,5 м ниже палеомагнитной инверсии Матуяма-Брюнес. В разрезе Шамин (бассейн Дона), в котором определена фауна мелких млекопитающих с рядом более прогрессивных форм, по сравнению с карайдубинской фауной, отложения, вмещающие эту фауну, также обладают обратной намагниченностью. Наконец, в разрезе Лог Красный, в верховьях Дона, палеомагнитные измерения показали, что петропавловский горизонт имеет обратную намагниченность и палеомагнитная инверсия Матуяма-Брюнес проходит в суглинках покровского горизонта (Красненков и др., 1999; Поспелова и др., 1998). Все это, несомненно, указывает на принадлежность петропавловского горизонта к зоне обратной полярности и на его положение в верхней части палеомагнитной эпохи Матуяма.

Аналогом петропавловского горизонта является балашовская почва, имеющая обратную намагниченность (Величко, Морозова и др., 1987). Покровский горизонт, рассматриваемый как коррелятив бобровского лёсса, представлен в разрезе у с. Урыв (Покровка) на правом берегу Дона аллювиальными песками и суглинками, охарактеризованными перигляциальными спорово-пыльцевыми спектрами и холодолюбивыми моллюсками. В покровском горизонте имеются костные остатки

мелких млекопитающих тираспольского фаунистического комплекса.

Ильинский горизонт, выделяющийся в стратиграфическом объеме между покровским горизонтом и донской мореной, соответствует ильинской свите, которая содержит две подсвиты — веретьевскую и новохоперскую. Этому стратиграфическому интервалу соответствуют две или три теплые эпохи, наиболее теплая из которых — это время формирования веретьевской подсвиты. В составе последней были определены раковины теплолюбивых моллюсков, щитки черепов и остатки мелких млекопитающих развитого тираспольского комплекса. Внутри новохоперской подсвиты выделяется горизонт с галькой кристаллических пород, который рассматривается как свидетельство оледенения, предшествовавшего донскому. Ильинская свита коррелируется с ржаксинским лёссово-почвенным комплексом.

Следует заметить, что в нижнем неоплейстоцене по одной из версий стратиграфической шкалы (Ю.И.Иосифова, Р.В.Красненков, А.А.Величко, С.М.Шик и др.) стратиграфически ниже донской морены выделяется два моренных горизонта: ликовский и сетуньский (Бреслав и др., 1992). Эти морены установлены по скважинам, пробуренным у с. Акулово на окраине г. Одинцово (Московская обл.). Морены содержат обломочный материал осадочных и кристаллических пород. Ликовская морена параллелизуется с покровским горизонтом и отделена от вышележащей сетуньской морены матвеевской толщей, для которой характерны спорово-пыльцевые комплексы межледникового типа.

В строении субэразального покрова Северо-Западного Причерноморья, где мощность лёссово-почвенных образований достигает 30–50 м и разрезы весьма представительны, в интервале зоны прямой полярности, соответствующей эпохе Брюнес, установлено семь почвенных горизонтов (снизу вверх): колкотовский, воронский, инжавинский, каменский, роменский, мезинский и брянский. Эти почвенные горизонты хорошо диагностируются в разрезах Тирасполь (Колкотова балка), Варница и Хаджимус (см. рис. 68). В результате геологических и палеомагнитных исследований этих разрезов было установлено, что инверсия Матуяма-Брюнес приходится на основание колкотовской почвы (Dodonov et al., 2002, in press).

Колкотовская почва представлена красновато-бурым уплотненным суглинком с вертикальными извилистыми трещинами (шириной 1–5 см), заполненными красновато-палевой лёссовидной супесью. Трещины, вероятнее всего, образовались в результате периодического усыхания почвы на завершающих этапах ее развития. В горизонте



Bm(t) отмечаются глинисто-марганцевые кутаны и наблюдается (микроскопически) отсутствие первичных карбонатов. Колкотовская почва формировалась, вероятно, в условиях значительного увлажнения и развития лесной растительности.

Воронская почва в региональном плане идентифицируется лучше других почв. Для горизонта В, представленного красновато-бурым суглинком, характерна призматическая структура и наличие глинистых и марганцевых кутан, заметное оглинивание. Горизонт Bm пронизывают извилистые трещины, прослеживающиеся и в горизонте Bmt. Эти трещины отражают, по-видимому, процессы усыхания на поздних этапах развития почвы. Воронская почва прошла не менее двух этапов формирования: первый проходил в условиях гумидного климата и лесной растительности, второй – в условиях переменного-влажного климата под ксерофитными лесами, завершившись аридной фазой почвообразования.

В разрезе Тирасполь в красновато-бурой воронской почве, залегающей выше тираспольского гравия, А.К.Марковой определены костные остатки мелких млекопитающих: *Spermophilus* (*Spermophilus*) sp., *Allactaga* ex gr. *major* Kerr, *Spalax microphthalmus* Guld., *Allocricetus ehiki* Schaub, *Cricetus cricetus* L., *Lagurus transiens* Janossy, *Eolagurus luteus volgensis* Alex., *Microtus* (*Stenocranius*) *gregalis* Pall. По заключению А.К.Марковой, эволюционный уровень развития этой фауны позволяет ее рассматривать как поздне-тираспольскую (= поздний кромер). Обнаруженные в воронской почве виды грызунов экологически связаны со степной и полупустынной зонами, что, вероятно, отражает заключительный этап развития этого полигенетического почвенного горизонта. Сочетание находок остатков *Lagurus transiens* и *Microtus* (*Stenocranius*) *gregalis* в воронской почве Тираспольского разреза позволяет сопоставить время формирования этого горизонта с мучкапским межледниковьем. Напомним, что отложения мучкапского межледниковья и воронская почва в бассейне Дона залегают на донской морене.

На воронской почве залегает коростылевский лёсс, являющийся материнской породой инжавинской почвы. Последняя сложена суглинком серовато-бурым с карбонатными конкрециями; микроскопически отмечается накопление глинистой плазмы, фиксируются первичные карбонаты, а также вторичная карбонатизация. Инжавинская почва сформировалась, по-видимому, в результате наложения семиаридного почвообразования на черноземную почву степи и лесостепи; ксерофитная лесная фаза была возможна на ранних этапах развития.

По материалам А.К.Марковой, в инжавинской почве Тираспольского разреза имеются костные остатки мелких млекопитающих: *Spermophilus* (*Spermophilus*) sp., *Allactaga* ex gr. *major* Kerr, *Spalax microphthalmus* Gulg., *Allocricetus ehiki* Schaub, *Clethrionomys* ex gr. *glareolus* Schreb., *Lagurus transiens* Janossy, *Lagurus lagurus* Pall., *Eolagurus luteus volgensis* Alex., *Microtus* ex gr. *agrestis*, *Microtus* sp. Значительная часть находок костных остатков грызунов в этой почве связана с кротовинами. Видовой состав фауны включает степные и, единично, лесные формы животных. По видовому составу и морфотипам зубов *Lagurus* фауна мелких млекопитающих из инжавинской почвы коррелируется с фаунами лихвинского межледниковья Русской равнины. Подобные фауны описаны А.К.Марковой в разных частях Русской равнины, в том числе в местонахождениях Гуньки, Чигирин и Пивиха (бассейн Днепра), Озерное (бассейн Дуная), Узмари (бассейн Прута), Верхняя Еманча (бассейн Дона), и выделены как гуньковский комплекс (Маркова, 1992).

В западной Европе фаунам гуньковского комплекса, по заключению А.К.Марковой, соответствуют фауны из отложений межледниковья гольштейн в таких местонахождениях, как Neede, Kärlich (горизонт Н), Petersbuch, Bilzingsleben, Swanscombe и др. Находки остатков мелких млекопитающих гуньковского комплекса в древнеэвксинских отложениях Черного моря в местонахождениях Озерное и Узмари позволяют коррелировать время формирования инжавинской почвы с древнеэвксинской трансгрессией (Михайлеску, Маркова, 1992).

Каменская почва представляет собой хорошо развитый чернозем. Не исключено, что эта почва могла сформироваться в результате наложения степного черноземообразования на горизонт В лесной почвы.

Роменская почва представлена красновато-коричневым суглинком, обогащенным железисто-глинистой плазмой с примесью гумуса; скорее всего она относится к черноземовидным почвам степей и лесостепей с ксерофитной лесной стадией коричневоземного почвообразования на средних или ранних этапах развития.

Мезинский педокомплекс в Северном Причерноморье представлен двумя или тремя фазами почвообразования. Трехчленное строение мезинского почвенного комплекса выражено в разрезах Комарова балка и Пекла. Нижняя почва – черноземовидная с признаками деградации за счет развития вышележащих двух почв. Отсутствие первичных карбонатов в нижней почве позволяет ее рассматривать как выщелоченный

чернозем, сформировавшийся в условиях лесостепи. В разрезе Роксоланы/Никони в верхней части черноземовидной почвы отмечаются небольшие псевдоморфозы по ледяным клиньям, заполненные лёссом; ширина морозобойных клиньев до 10 см. В северной части Восточно-Европейской равнины криогенный горизонт обычно фиксировался между салынской и крутицкой фазами почвообразования. Брянская почва в этом же разрезе характеризуется буровато-палевой окраской; она сложена слабо оструктуренным гумусированным суглинком, имеющим мерзлотное микростроение; в ее кровле криогенные трещины пронизывают почвенный профиль на глубину до 10–20 см.

По данным А.А.Величко и его соавторов (Величко, Маркова и др., 1992) радиоуглеродный возраст брянской почвы в разрезе Колкотова балка/Тирасполь определен в  $29240 \pm 2260$  лет (ИГАН-768). В результате работ по проекту INTAS для брянской почвы разреза Роксоланы/Никони в Оксфордской геохронологической лаборатории была получена новая радиоуглеродная дата (AMS) по гумусу  $26760 \pm 240$  лет (ОхА-7970). Эти датировки позволяют рассматривать брянскую почву как надежный геохронологический репер, и, вместе с тем, появляется больше уверенности в трактовке стратиграфического положения мезинского педокомплекса. В этой связи есть основания полагать, что, например, радиоуглеродные (по карбонатам) и термолюминесцентные даты для верхней части разреза Роксоланы (Путеводитель..., 1982, 1984; Gozhik et al., 1995) являются явно омоложенными. Кроме того, учитывая имеющиеся для брянской почвы радиоуглеродные датировки, нельзя согласиться с ее возрастной интерпретацией в разрезе Роксоланы в качестве почвенного горизонта, отвечающего последнему межледниковью (Tsatskin et al., 1998).

С мезинским педокомплексом коррелируются морские отложения карангатской трансгрессии бассейна Черного моря. В опорном разрезе Эльтиген на западном берегу Керченского пролива обнажается 20–25-метровая толща карангатских отложений, перекрытая 7–8-метровой пачкой валдайских лёссов с одной–двумя слабо развитыми палеопочвами интерстадиального типа (рис. 69). В строении карангатских отложений выделяется три седиментационных цикла. Стеногалинная фауна моллюсков с такими типичными карангатскими формами, как *Acanthocardia tuberculata* и *Paphia senescens* преобладает в осадках II и III циклов (соответственно, средняя и верхняя пачки в разрезе); стеногалинная фауна

отмечается и в I цикле, но в меньшем количестве (нижняя пачка мощностью 5 м) (Чепалыга, 1997). В отложениях лагунных и лагунно-морских фаций I цикла (слои Ia и Ib) вместе с раковинами карангатских форм содержатся костные остатки мелких млекопитающих, среди которых А.К.Марковой определены: *Ochtona* sp., *Spermophilus* sp., *Spalax* sp., *Ellobius talpinus*, *Arvicola* ex gr. *terrestris*, *Eolagurus luteus*, *Lagurus lagurus*, *Microtus arvalis obscurus* и *Microtus gregalis*. Датирующими элементами фауны мелких млекопитающих из Эльтигена являются остатки степной пеструшки *Lagurus lagurus* и водяной полевки *Arvicola* ex gr. *terrestris*. Фауна мелких млекопитающих Эльтигена сопоставляется А.К.Марковой с фауной последнего межледниковья в аллювиальном разрезе Шкурлат и с фауной из кротовин мезинского почвенного комплекса в разрезе Годяч (бассейн Псла).

Новые Th/U датировки (Геохронологическая лаборатория, Санкт-Петербургский университет), полученные по раковинам моллюсков для I цикла –  $127 \pm 8,9$  тыс. лет и для II цикла –  $107 \pm 7,7$  тыс. лет, уточняют геохронологию карангатских отложений в разрезе Эльтиген (Arslanov et al., 2002). Ранее для кровли карангатской толщи были известны Th/U датировки в пределах 80–100 тыс. лет (Островский и др., 1977; Арсланов и др., 1983).

Палеомагнитные измерения, проведенные В.М.Трубиным по детально отобраным образцам, показали, что в нижней части карангатских отложений в Эльтигене наблюдается интервал мощностью около 8–10 м с аномальным магнитным полем, который интерпретируется как эпизод Блейк (см. рис. 69).

Вся сумма данных по Эльтигенскому разрезу позволяет коррелировать карангатские морские отложения с пятой стадией изотопно-кислородной шкалы (Чепалыга, 1997; Dodonov et al., 2000).

Корреляция неоплейстоценовых лёссово-почвенных образований Средней Азии и Восточно-Европейской равнины опирается прежде всего на два репера – инверсию Матуяма–Брюнес и горизонт, отвечающий последнему межледниковью. Корреляция стратиграфических подразделений внутри интервала, заключенного между инверсией и горизонтом последнего межледниковья, может иметь разные версии, особенно в средней части этого интервала. Ниже обсуждается вариант корреляции (см. табл. 14), учитывающий существующие данные по стратиграфии Восточно-Европейской равнины.

Из палеомагнитных данных очевидно, что находящаяся в зоне обратной намагниченности, непосредственно под инверсией Матуяма–Брюнес,

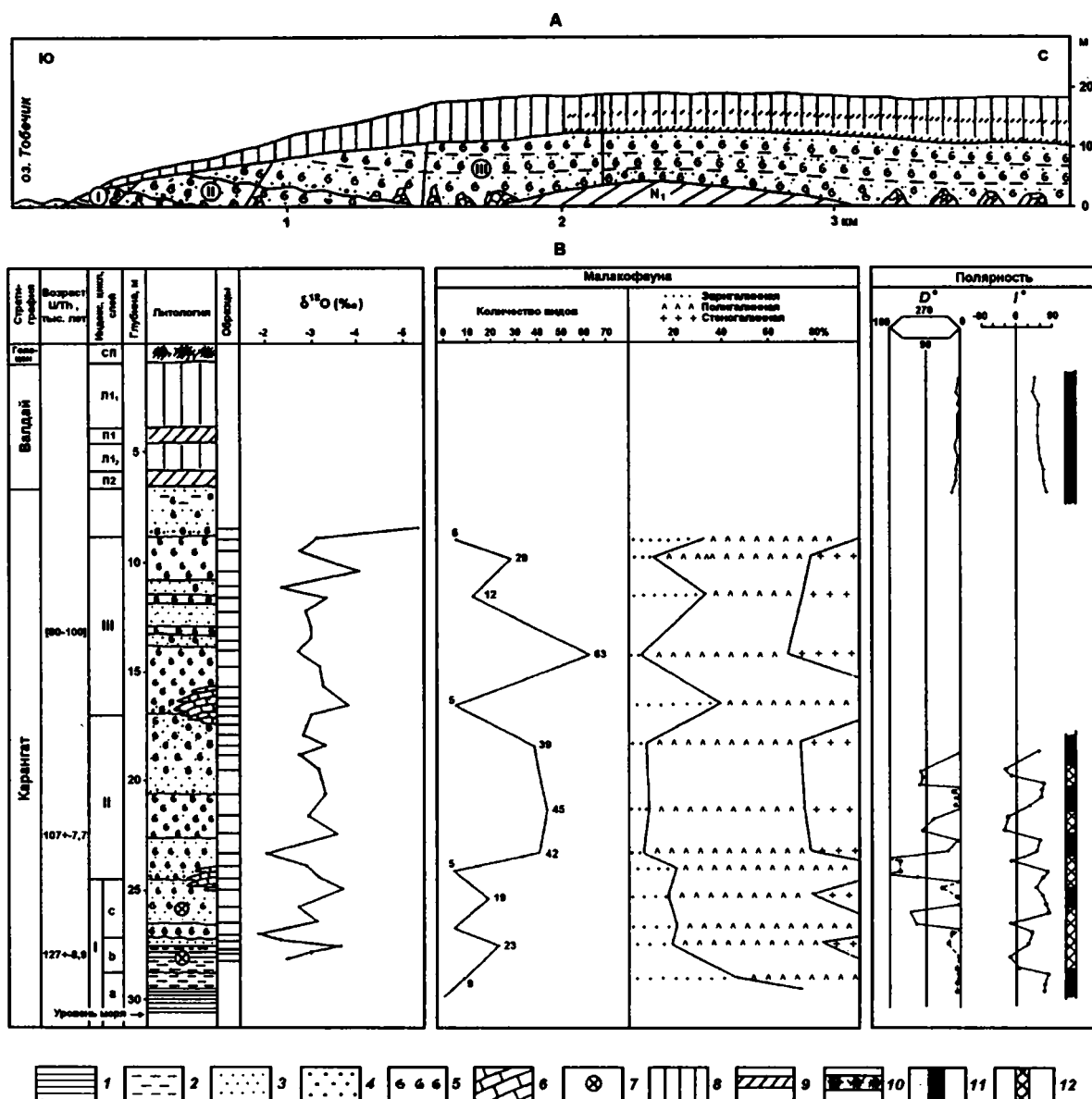


Рис. 69. Разрез Эльтиген

А – геологический профиль обнажения, В – стратиграфическая колонка разреза и его характеристика ( $\delta^{18}O$ , малакофауна, полярность). Изотопный анализ проведен в лаборатории изотопной геохимии ВСЕГИНГЕО

1 – глина; 2 – супесь, алевроит; 3 – песок; 4 – галечник, гравий; 5 – раковины моллюсков, ракушечник; 6 – биогермы; 7 – находки костных остатков грызунов; 8 – лёсс (Л); 9 – ископаемая почва (П); 10 – современная почва (СП); 11, 12 – полярность: 11 – прямая, 12 – аномальная

балашовская (= михайловская) почва коррелируется с педокомплексом ПК10, а залегающий выше бобровский лёсс – с горизонтом лёсса Л10. Как отмечалось выше, палеомагнитная инверсия Матуяма–Брюнес в лёссово-почвенных разрезах Русской равнины проходит в бобровском лёссе и его аналогах (Величко, Маркова и

др., 1992; Величко, Морозова и др., 1992). Расположенный над инверсией Матуяма–Брюнес ржаксинский (= колотовский) почвенный комплекс имеет сложное строение. Не исключается, что этот почвенный комплекс содержит два или три почвенных горизонта (Бреслав и др., 1992; Величко, Морозова и др., 1992).

В центральных районах Русской равнины с ржаксинским почвенным комплексом сопоставляется ильинский горизонт. Последний выделен как сложно построенный комплекс отложений, охватывающий стратиграфический интервал между покровским (= бобровский лёсс) и донским горизонтами. Ильинский горизонт характеризуется фауной мелких млекопитающих тираспольского комплекса. Колкотовской почве (аналог ржаксинской почвы) соответствует “тираспольский гравий” – стратотип с фауной тираспольского комплекса. Учитывая сложное строение ржаксинского педокомплекса и его положение над палеомагнитной инверсией, А.А.Величко с соавторами предполагают его сопоставление с 17-й и, вероятно, с 19-й стадиями изотопно-кислородной шкалы (Величко, Маркова и др., 1987). В этом же стратиграфическом интервале находятся почвенные горизонты ПК9, ПК8 и ПК7 лёссово-почвенной шкалы Средней Азии. “Сомкнутость” почвенных горизонтов ржаксинского времени в субэразовых толщах Восточно-Европейской равнины, по-видимому, объясняется низкими скоростями накопления лёссов.

Донская морена и соответствующий ей донской лёсс коррелируются исследователями по-разному: согласно одной версии – с 12-й стадией  $\delta^{18}\text{O}$  (Красненков и др., 1997), по другой — с 16-й стадией  $\delta^{18}\text{O}$  (Величко, Маркова и др., 1987; Шик, 1995). Для решения вопроса корреляции донской морены одно из ключевых значений имеет определение стратиграфического положения воронского почвенного комплекса и инжавинской почвы, а также выяснение позиции в стратиграфической шкале лихвинского межледникового горизонта. Если признать наиболее вероятной корреляцию лихвинского горизонта (s. str.), как аналога гольштейна, – с 11-й стадией изотопно-кислородной шкалы, то в этом же стратиграфическом интервале должна быть заключена инжавинская почва. Как указывалось выше, лихвинский горизонт и инжавинская почва характеризуются гуньковским фаунистическим комплексом мелких млекопитающих. В этом варианте региональных сопоставлений залегающая ниже окская морена коррелируется с “холодной” 12-й стадией  $\delta^{18}\text{O}$ . Возникает вопрос: является ли воронский почвенный горизонт моно- или полициклической климатостратиграфической единицей. В пользу полициклическости воронского почвенного комплекса говорит его сложное строение и разделение на два почвенных горизонта – нижне- и верхневоронский. Такое строение воронского педокомплекса склоняет больше к тому, чтобы коррелировать его с 13-й и 15-й стадиями изо-

топно-кислородной шкалы. Заметим, что стратиграфическое положение мучапского горизонта, коррелятного воронскому педокомплексу, также трактуется в интервале 13-й и 15-й стадий  $\delta^{18}\text{O}$  (Шик, 1995). Такая интерпретация возрастных соотношений ранне-среднеледниковых погребенных почв, а также межледниковых горизонтов и морен Восточно-Европейской равнины и варианты корреляции их с изотопно-кислородной шкалой дают основание считать, что в среднеазиатском субэразовом разрезе воронскому педокомплексу соответствуют почвы ПК6 и ПК5, а инжавинской почве (= лихвинскому горизонту – s. str.) отвечает горизонт ПК4.

В Чекалинском (Лихвинском) опорном разрезе окско-днепровский интервал выделяется как лихвинский надгоризонт; он включает отложения озерно-старичной линзы времени лихвинского климатического оптимума (лихвинский горизонт s. str.) и сложно построенную толщу озерных глин и суглинков с четырьмя погребенными почвами ПП7, ПП6, ПП5, ПП4 (Болиховская, Судакова, 1996). С почвами ПП6 и ПП5, а также с ПП4 связаны два потепления межледникового типа, что в целом показывает сложное климатостратиграфическое строение лихвинского надгоризонта.

Понимание возрастного диапазона окско-днепровского интервала зависит от того, как интерпретировать возраст днепровской морены. Если днепровскую морену интерпретировать как первую домикулинскую и рассматривать ее как климатостратиграфический аналог стадии 6  $\delta^{18}\text{O}$ , что следует главным образом из работ А.А.Величко и его соавторов (Величко, Маркова и др., 1987, 1992), то возрастной диапазон окско-днепровского интервала должен быть ограничен в пределах 12-й – 6-й стадий  $\delta^{18}\text{O}$ . В другой трактовке днепровская морена может рассматриваться как возрастной аналог 8-й стадии  $\delta^{18}\text{O}$ . Об относительной древности днепровской морены говорят, по-видимому, радиотермолюминесцентные даты  $210 \pm 50$  и  $250 \pm 60$  тыс. лет (Власов и др., 1981), полученные, соответственно, по перекрывающим морену аллювиальным отложениям и почве ПП3, залегающей на аллювии. В этом случае лихвинский надгоризонт коррелируется с 11-й и 9-й теплыми стадиями изотопно-кислородной шкалы.

Принимая последний вариант корреляции, следует отметить, что вопрос о возрасте днепровской морены остается открытым так же, как и давно продолжающаяся дискуссия о наличии одицовского межледникового и самостоятельно-сти московской морены не завершилась общим

решением. Например, по материалам А.А.Величко с соавторами (Величко, Маркова и др., 1987; Величко, Морозова и др., 1987), над роменской почвой выделяется сложно построенная лёссово-почвенная пачка, называемая как “днепровская лёссово-почвенная серия” или “железнодорожный лёссово-почвенный комплекс”. Первая включает днепровский лёсс, эмбриональную почву, цининский лёсс, курскую почву и мерцаловский лёсс; второй состоит из цининского лёсса, курской почвы и мерцаловского лёсса. А.А.Величко и соавторы пишут: “Стадия 6, скорее всего, отвечает днепровскому лёссовому комплексу, однако, начиная с этого уровня и ниже, мы оказываемся в зоне свободных (т. е. чисто дедуктивных) корреляций” (Величко, Маркова и др., 1987, с. 31).

Группа авторов (Алексеев и др., 1997; Васильев, 1997) приводит дополнительные аргументы в развитие уже известных представлений о выделении московского оледенения и одинцовского межледниковья как самостоятельных стратиграфических единиц, что должно предполагать корреляцию днепровского оледенения с 8-й стадией, одинцовского межледниковья – с 7-й стадией и московского оледенения – с 6-й стадией  $\delta^{18}\text{O}$ . Это известный вариант корреляции, принятый в стратиграфических схемах (Проблемы..., 1982; Стратиграфия..., 1984; Заррина, 1991). Если принять последний вариант стратиграфической корреляции ледниковых и субэразальных отложений на Русской равнине, то в лёссово-почвенной шкале Средней Азии днепровской морене (8-я стадия  $\delta^{18}\text{O}$ ) соответствует лёсс ЛЗ, одинцовскому межледниковью (стадия 7) – педокомплекс ПК2 и московской морене (стадия 6) – лёсс Л2. Условность такой корреляции очевидна, и окончательный вариант зависит от решения дискуссионных вопросов, связанных с расчленением среднелепестовых ледниково-межледниковых и субэразальных образований Русской равнины.

На территории Украины в нижнелепестовых (долихвинских) субэразальных отложениях, по материалам М.Ф.Веклича, выделяется три лёссовых горизонта – приазовский, сульский и тилигульский, разделенные двумя почвенными комплексами, – мартоношским и лубенским. Как отмечалось выше, нижняя граница приазовского лёссового горизонта принята М.Ф.Векличем по рубежу 1 млн лет и этот же рубеж рассматривается как начало лёссообразования на юге Украины. Корреляция нижнелепестовых лёссово-почвенной серии украинских разрезов с аналогичными образованиями бассейна Дона может

осуществляться очень приближенно, с учетом главным образом тех условных возрастных рамок, в которых заключены горизонты почв и лёссов в стратиграфической шкале М.Ф.Веклича (1980, 1998). Исходя из этого, можно полагать, что серия мартоношских почв – это возрастной аналог балашовского и ржаксинского (= колкотовского) почвенных горизонтов и, соответственно, в Средней Азии – это ПК10, ПК9, ПК8, а также, возможно, и ПК7. Сульский лёсс коррелируется с донской мореной и донским лёссом. Любенские почвы, вероятнее всего, коррелируются с воронским почвенным комплексом бассейна Дона, что соответствует также возрастному интервалу ПК6 и ПК5. Тилигульский лёсс коррелируется окской морене или коростылевскому лёссу и, соответственно, в Средней Азии – горизонту лёсса Л5.

В среднелепестовых лёссово-почвенной серии Украины основными подразделениями являются завадовские почвы, соответствующие “большому лихвину”, кайдакская почва и тясминский лёсс. Эти стратиграфические единицы имеют свои аналоги в региональной стратиграфической схеме Восточно-Европейской равнины (см. табл. 14), хотя их корреляция со стратиграфическими подразделениями схемы А.А.Величко и других авторов более затруднительна. Надо полагать, что завадовские почвы условно можно коррелировать с ПК4 и ПК3 и кайдакскую почву – с ПК2 среднеазиатской схемы. В последних публикациях выражается мнение, что кайдакская почва может относиться к последнему межледниковью (Gozhik et al., 2001).

В верхнем неоплейстоцене прилуцкая и витачевская погребенные почвы схемы М.Ф.Веклича сопоставимы с мезинским комплексом. Дофинская почва является возрастным аналогом брянской почвы. На Волыно-Подольской возвышенности этому времени отвечает дубновская палеопочва, имеющая радиоуглеродные датировки  $29400 \pm 1000$  и  $28400 \pm 850$  лет (Богущий, 1985). В субэразальных разрезах Средней Азии во время последнего оледенения было значительное иссушение палеоклимата, сопровождавшееся интенсивным лёссообразованием. По этой причине интерстадиальная почва – аналог брянской почвы – представлена в разрезах на плакорных участках в виде слабо развитой сероземной почвы. В местах локального увлажнения на этом возрастном уровне фиксируется светло-коричневая почва, как, например, это имеет место на палеолитической стоянке Худжи. Возраст почвы в Худжи около 40 тыс. лет, что в целом соответствует вюрмскому интерстадиалу.

## 6.5. Западная Европа

Известно, что начало разработки стратиграфической шкалы плейстоцена было положено в альпийской зоне Западной Европы после публикации работы А.Пенка и Э.Брюкнера в 1909 г. Альпийская ледниковая шкала включает шесть крупных оледенений: бибер, дунай, гюнц, миндель, рисс, вюрм. Эти оледенения разделены межледниковьями, кроме того потепления интергляциального или интерстадиального ранга делят каждое оледенение альпийской схемы еще на два или три холодных интервала, причем характер оледенений не всегда четко определяется; если, например, считается, что подразделения вюрма соответствуют стадиалам, то в минделе и риссе это, скорее всего, самостоятельные оледенения. Вопрос о возрасте альпийских оледенений, их идентификации и количестве до настоящего времени остается трудно решаемой задачей, поэтому приходится констатировать, что использование альпийской стратиграфической шкалы чрезвычайно затруднено. Например, в одной из последних публикаций (Bibus et al., 1996), посвященной дольюрмской стратиграфии ледниковых отложений в верховьях Рейна, авторы пишут, что пока остается очень сложной задачей вопрос подразделения и хроностратиграфии отложений, которые считаются рисскими, также это относится и к более древним стратиграфическим подразделениям альпийской шкалы таким, как миндель и гюнц.

В свете имеющихся данных важно отметить, что древние морены гюнцкого и миндельского оледенений занимают наиболее выдвинутое положение в ряде долин, как, например, это наблюдается в зоне Северо-Альпийского форланда в верховьях Дуная по долинам его притоков Инн и Траун (Fink, Piffel, 1975). Исследования в верховьях Рейна (Bibus et al., 1996) показали, что моренные суглинки и флювиогляциальные галечники, относимые к гюнцкому оледенению, находятся в обратномагнитной зоне эпохи Матуяма. Аналогично с северным форландом, значительное продвижение древних ледников предполагается на южных склонах Альп. Вдоль северного борта центральной части долины р. По выделяется пять морен: одна раннеплейстоценовая (Ciliverghe = гюнц), три среднеплейстоценовые (Monte Faita = миндель; Carpenedola, Sedena = ранний и поздний рисс) и одна позднеплейстоценовая (Solferino = вюрм), разделенная на две стадии (Cremaschi, 1987). В районе оз. Гарда самая древняя морена (гюнц), перекрытая более

молодыми флювиальными и субэдральными отложениями, находится в зоне обратной намагниченности в верхней части эпохи Матуяма; она имеет самое выдвинутое положение и располагается на абсолютных отметках около 160 – 180 м.

Масштабы дунайского оледенения неясны, поскольку от него не сохранились конечные морены и выделяются только догюнцские галечники, на которых в ряде мест залегают обратномагнитные лёссы. Еще более древнее оледенение – бибер, следы которого мало изучены, обычно параллелизуется с холодной фазой претиглия стратиграфической шкалы Нидерландов.

После гюнца и минделя происходило уменьшение масштабов оледенений в горах. В позднем вюрме в западной части Итальянских Альп на юге горного массива Монблан (долины рек Валь Вени и Валь Феррет) описаны две конечные стадиальные морены: более ранняя – Courmayeur и более поздняя – Planpincieux (Porter, Orombelli, 1982). На основании косвенных данных авторы предполагают, что возраст обеих морен около 14 тыс. лет назад или несколько моложе. Предполагается, что понижение снеговой линии в более раннюю стадию составляло  $450 \pm 50$  м, а в позднюю –  $350 \pm 50$  м.

Сравнивая данные по геологии древних – раннеплейстоценовых ледниковых отложений Альп (эоплейстоценовых, по российской шкале) с материалами по оледенениям высокогорий Средней Азии, можно заключить, что во время ледниковой эпохи гюнц, по всей вероятности, и в высокогорной области в центре Азии развивались оледенения, оставившие морены на Памире (I генерация), а также в Высоких Гималаях и на Тибетском плато (оледенения сисабангма, шаноз). Ограниченность стратиграфических данных не позволяет говорить о точном временном соответствии отдельных ледниковых эпох в этих столь отдаленных регионах. Также пока очень трудно оценить возраст самого раннего оледенения. Однако примечателен тот факт, что и в Альпах и в высокогорьях Средней и Центральной Азии выявлены древние морены, находящиеся в пределах палеомагнитной эпохи Матуяма, т.е. их возраст превышает 0,8 млн лет.

За пределами Альпийской ледниковой области одной из наиболее разработанных шкал четвертичных отложений является шкала Северо-Западной Европы, в которой, несмотря на условность выделения некоторых подразделений и отсутствие хронологических данных для проведе-

ния ряда стратиграфических границ, достаточно полно отражены ледниковые и межледниковые события. Эта шкала базируется главным образом на разрезах Нидерландов и Северной Германии и обеспечивается биостратиграфическими и палеомагнитными данными. Ниже приведена характеристика этой шкалы, поскольку она чаще всего используется для межрегиональных корреляций.

В плиоцен-четвертичных отложениях, заполняющих грабены низовьев Рейна на территории Нидерландов, граница плиоцена и квартера проводится между ревером и претиглием на уровне ~ 2,5–2,6 млн лет назад (Zagwijn, 1985, 1998), хотя принятой неоген-четвертичной границей, утвержденной Международным союзом геологических наук (IUGS) в 1985 г., считается уровень 1,8 млн лет, проходящий по сапропелевому горизонту "е" в верхней части палеомагнитного эпизода Олдувей в разрезе Врика на юге Италии (Pasini, Colalongo, 1997; Vai, 1997). Реверские глины, по материалам В.Загвийна (Zagwijn, 1974), отвечают двум прохладным климатическим фазам А и С, разделенным умереннотеплой фазой В. Палинофлора ревера включает такие формы, как *Sequoia*, *Taxodium*, *Nyssa*, *Aesculus*, *Liquidambar*, *Fagus*. Фазы А и С характеризуются развитием растительности с преобладанием *Pinus* и *Picea*; финальная фаза С, во время которой исчезла умеренная палинофлора, знаменует переход в холодный претиглий. Отложения ревера, в пределах фазы В, имеют прямую намагниченность, что интерпретируется как интервал верхней части эпохи Гаусс.

Во время претиглия на севере Западной Европы была широко распространена растительность открытых пространств. В Нидерландах претиглий отражен на спорово-пыльцевых диаграммах как холодный интервал, когда почти исчезли термофильные древесные формы; присутствовали только береза, сосна, ольха и доминировали травянистые (*Artemisia*, *Cyperaceae*, *Ericaceae*). В целом, растительность открытых пространств в Нидерландах напоминала тундру, тогда как в Средиземноморье в это время существовала степная зона (Suc, Zagwijn, 1983).

В стратиграфической шкале Северо-Западной Европы выше претиглия – до уровня палеомагнитной инверсии Матюяма–Брюнес выделяются горизонты: тиглий, эбуроний, ваалий, менапий, бавелий (см. табл. 14). В тиглии намечаются три умереннотеплые и три прохладные климатические фазы. В целом, весь интервал тиглия рассматривается как относительно теплый и считается, что ему соответствует потепление, заключенное между бибером и дунаем альпийской шкалы.

Тиглийская палинофлора характеризует умеренные леса с сосной и елью и существованием таких реликтовых элементов, как *Tsuga*, *Pterocarya*, *Carya*, *Eucommia*, *Phellodendron*, *Actinida*. Согласно палеомагнитным данным, верхняя часть тиглия имеет прямую намагниченность, что интерпретируется как эпизод Олдувей. В отложениях тиглия (карьер Tegelen Egypte) описана фауна мелких млекопитающих, в которой доминируют корнезубые полевки группы *Miomys*, что, по мнению А.С.Тесакова, позволяет отнести эту фауну к позднему виллианию или к зоне MN17 (Tesakov, 1998b).

В другом разрезе (местонахождение Tegelen) предположительно в верхней части тегеленских отложений известны находки костных остатков крупных млекопитающих: *Enhidricetus ardea*, *Pachycrocuta perrieri*, *Panthera gombaszoegensis*, *Archidiskodon meridionalis*, *Dicerorhinus etruscus brachycephalus*, *Dicerorhinus mercki*, *Equus* sp., *Eucladoceros tegelensis*, *Cervus rhenanus*, *Leptobos* cf. *elatus*, *Maccaca florentina*. По фауне крупных млекопитающих возраст этой части тиглия коррелируется с фаунистическим уровнем Оливола, соответствующим началу верхнего виллафранка (Kolschoten, Meulen, 1986).

Стратиграфически выше тиглия залегает формация кедихем (Kedichem Formation). В составе формации кедихем по палинологическим данным выделяются три стратиграфических подразделения: ледниковые слои эбурония и менапия, разделенные межледниковыми слоями ваалия. С этими горизонтами условно коррелируются, соответственно, дунай, дунай–гюнц, гюнц. Эбуроний характеризуется повышенным содержанием пыльцы травянистых и отсутствием термофильных элементов; в отложениях эбурония отмечаются криотурбации. Ваалий делится на три фазы: две умереннотеплые (А и С) и одну прохладную (В). Палиноспектры фазы А показывают преобладание пыльцы *Alnus* при сравнительно высоком содержании пыльцы *Quercus*, *Ulmus*, *Carpinus*, *Pterocarya*. Фаза В характеризуется преобладанием *Pinus* и значительным сокращением термофильных форм. В фазе С появляются *Quercus*, *Ulmus*, *Carpinus*, *Pterocarya*, *Carya* (Zagwijn, 1960). В кровле формации кедихем фиксируются палиноспектры субарктического типа с высоким содержанием пыльцы травянистых и наблюдаются криогенные нарушения, что в целом ассоциируется с оледенением менап.

Выше менапия выделяется бавелий, в котором две теплые и две холодные фазы. Следует отметить, что теплые межледниковые фазы бавелия – бавел и леердам – характеризуются присутстви-

ем пыльцы *Pterocarya*, *Carya*, *Tsuga*, *Eucommia*, которые также наблюдались в составе палино-спектров тиглия и ваалия (Zagwijn, 1985).

Согласно западноевропейской стратиграфической шкале, выше бавелия начинается средний плейстоцен, который включает кромер, эльстер, гольштейн и заале. Нижняя часть голландского кромера выделена по буровым данным в составе формации стерксель (Sterksel Formation). На основе палинологических данных в кромерском комплексе, т. е. в интервале между бавелием и эльстером выявлены три холодные фазы – гляциалы А, В, С – и четыре теплые фазы – интергляциалы I, II, III, IV (Zagwijn, 1985, 1996; Gibbard et al., 1991). Основание голландского кромера находится ниже палеомагнитной инверсии Матуяма–Брюнес. Согласно палеомагнитным данным, инверсия проходит в гляциале А (Montfrans, 1971; Zagwijn et al., 1971), что позволяет коррелировать I интергляциал с 21-й стадией  $\delta^{18}\text{O}$ .

В определении возраста самых верхних стадий голландского кромера большое значение имеет соотношение средней части кромерского комплекса с находящейся стратиграфически выше формацией урк (Urk Formation), обогащенной авгитом за счет привноса пироксенов из Эйфельской вулканической зоны в бассейне Среднего Рейна. Первое появление авгита (“граница роговой обманки и авгита”) в флювиальных отложениях Нижнего Рейна отмечается в верхней части слоев гляциала С при переходе в интергляциал IV. В.Загвийн полагает, что возраст вулканитов фазы Rieden в Эйфельской зоне, во время которой в массе продуцировались пироксены, согласно К-Аг датировкам, находится в пределах около 400 тыс. л. н. На этом основании верхний возрастной предел голландского кромера, по кровле интергляциала IV в схеме В.Загвийна (Zagwijn, 1985) и Ф.Гиббарда с соавторами (Gibbard et al., 1991), приходится на уровень около 350 тыс. л. н. Возраст тефры в зоне извержений Rieden находится в пределах от  $407 \pm 2,5$  до  $538,7 \pm 9,4$  тыс. л. н. (Bogaard et al., 1987). В разрезе Кёрлих, расположенном в средней части долины Рейна, флювиальные слои горизонта Н, обогащенные авгитом, заключены между туфами КАЕ-DT1 —  $618 \pm 13$  тыс. л. н. и КАЕ-DT2 —  $452 \pm 8$  тыс. л. н. В кровле горизонта Н, на кёрлихской межледниковой почве, располагается туф КАЕ-BT4 (=Kärlich Brockentuff), датированный в  $396 \pm 20$  тыс. л. н. (Bogaard et al., 1989). Эти даты в целом удревняют ( $> 400$  тыс. лет) возраст нижней части формации урк, которая содержит авгит в низовьях Рейна, а, вместе с тем, и возраст верхних подразделений голландского кромера.

Следует обратить внимание на фазы тектонической активности в бассейне Нижнего Рейна, фиксируемые по угловым несогласиям в основании формации стерксель ( $\sim 0,9$  млн л. н.) и в основании формации урк ( $\sim 0,5$  млн л. н.) (Zagwijn, 1989a). Обе фазы тектогенеза связаны с поднятием Рейнского плато; более молодая фаза сопровождалась вулканической активностью в Эйфельской зоне и с этой же фазой связаны тектонические подвижки по разломам Рейнского грабена, а также перестройка гидросети в бассейне Нижнего Рейна.

Известно, что английский кромер (Forest Bed) отвечает более короткому временному интервалу по сравнению с голландским кромером и их корреляция не имеет однозначного решения. Например, В.Загвийн принимает вариант корреляции английского кромера с IV интергляциалом (Zagwijn, 1996). Другие исследователи считают, что корреляция “Forest Bed” с любым интергляциалом голландского кромера – от II до IV – не решается однозначно и затруднительна (Gibbard et al., 1991).

Одним из возможных критериев корреляции верхнекромерских отложений Нидерландов с отложениями английского кромера является положение биостратиграфической границы по мелким млекопитающим *Mimomys-Arvicola*. Находки остатков мелких млекопитающих *Arvicola terrestris contiana* встречаются в морских межледниковых слоях интергляциала IV голландского кромера. Находки многочисленных остатков *Mymomys* в пресноводных отложениях кромера в Вест Рантоне и отсутствие *Arvicola* говорят о том, что эти слои английского кромера соответствуют более ранним (до IV) интергляциалам голландского кромера (Koenigswald, Kolfshoten, 1996). Как полагают В.Кёнигсвальд и Т.Ксльфшотен граница *Mimomys-Arvicola* проходит в доэльстерское время; в голландском кромере она имеет место внутри интергляциала IV. На Восточно-Европейской равнине, по мнению А.К.Марковой (1992), уровень, на котором происходит замещение последних корнезубых полевок рода *Mimomys* некорнезубыми полевками рода *Arvicola*, вероятно, приходится на предлихвинское время.

Выше кромерского комплекса в объеме среднего плейстоцена (западноевропейская шкала) выделяются эльстерский и заальский ледниковые комплексы, разделенные гольштейнскими межледниковыми отложениями. Предполагается, что во время эльстерского оледенения ледниковый покров со стороны Скандинавии достигал южных частей бассейна Северного моря. С эльстерским оледенением в северной части Нидерландов связано развитие формации пизло (Peelo Forma-



tion = pottery clay), а на северо-западе Германии — формации лоенбург (Zagwijn, 1979). Во время этой ледниковой эпохи уровень моря был сильно понижен и эрозионная сеть формировала глубокие (до 300 м и более) врезы, которые иногда сравниваются с эрозионными тоннелями под покровными льдами (Zagwijn, 1989a). Заполнение врезов глинистыми осадками произошло при таянии эльстерского ледника. В центральной части Германии (Тюрингия) в разрезах Фойгштедт и Зюссенборн эльстерская морена перекрывает межледниковые слои с фауной млекопитающих позднего бихария, содержащей *Mimomys* (*Mimomys*) *savini* (Feifar et al., 1997). В эльстерское время ледниковый покров распространялся на восточную часть Англии; южная граница моренных образований англия (=эльстер) почти достигала долины Темзы.

Во время межледниковья, наступившего после эльстерского оледенения, гольштейнское море на востоке Нидерландов имело береговую линию, почти совпадающую с современной береговой линией Северного моря. В песчано-глинистых отложениях, коррелируемых с морскими гольштейнскими осадками, установлены четыре палинологические зоны. Оптимум фиксируется в зависимости от наличия максимума пыльцы дуба: для северо-западных районов Европы это II зона, в более восточных районах Европы — III зона. В III зоне отмечается реликтовая форма *Pterocarya*. Первая и четвертая палинологические зоны характеризуются преобладанием пыльцы сосны и березы (Zagwijn, 1973). Изучение макрофлоры из флювиальных отложений позднегольштейнского возраста в северной части Нидерландов показало, что в позднегольштейнское время имел место умереннотеплый климат атлантического типа (Zagwijn, 1978). Самая глубокая ингрессия гольштейнского моря произошла в приустьевой части Эльбы, на севере Германии. Морские отложения, мощностью до 50 м и несколько более, выполняют здесь отрицательные формы рельефа и перекрыты более чем 30-метровой толщей ледниковых образований заальского оледенения.

Конец эльстерского оледенения — начало гольштейнской трансгрессии характеризуется бореально-арктической фауной моллюсков с *Yoldia arctica*, *Modiolaria corrugata*, *Pandona glacialis*, указывающими на холодные условия. Для трансгрессивной фазы развития бассейна характерна бореально-лузитанская фауна с *Ostrea edulis*, когда условия в морском бассейне были близки таковым в современном Северном море. В эпоху гольштейнской трансгрессии, вероятно,

существовал Дуврский пролив, соединявший на западе бассейн гольштейнского моря с Атлантикой (Zagwijn, 1979). О тесном сообщении на западе межледникового Северного моря с Бискайским заливом говорит появление в гольштейнских отложениях фораминифер *Aubigayna perlucida* (Грубе, 1984).

Определение возраста гольштейнских отложений до настоящего времени не нашло однозначного решения. Существуют варианты корреляции гольштейна в отдельности с 7-й, 9-й и 11-й стадиями  $\delta^{18}\text{O}$ . Так, на основании электронно-парамагнитно-резонансного (ЭПР) метода датирования по раковинам моллюсков возраст гольштейнских отложений в низовьях Эльбы (27 датировок) установлен в среднем  $223 \pm 25$  тыс. лет, на основании чего гольштейнская трансгрессия коррелируется с 7-й стадией  $\delta^{18}\text{O}$  (Linke et al., 1985). В работе В.Загвийна (Zagwijn, 1996), в которой учитываются палинологические данные и соотношение гольштейнских палиноспектров с позднекроммерскими и земскими, предложена корреляция гольштейна с 9-й стадией изотопно-кислородной шкалы.

Еще один вариант корреляции был предложен исследователями в результате изучения парастратотипического гольштейнского разреза Вакен (Шлезвиг-Гольштейн), где Th/U датировки по раковинам моллюсков (*Littorina littorea*) в нижней части морской толщи дали две запредельные даты >350 и >370 тыс. лет (Sarnthein et al., 1986). Эти же исследователи в качестве возрастного аналога гольштейна рассматривают погребенную почву ариендорф, залегающую на галечниках эльстерского возраста и туфах зелбергит (Selbergit), возраст которых  $420 \pm 20$  тыс. лет (K/Ar).

Из всего этого следует вывод, что время гольштейнской трансгрессии (s. str.) соответствует интервалу 420–350 тыс. лет, что приравнивается к 11-й стадии изотопно-кислородной шкалы. В другом разрезе — Херзеель (Herzeele), расположенном на севере Франции, морские осадки, коррелируемые с гольштейном, были датированы в 300 тыс. лет (Th/U) и 350 тыс. лет (ЭПР). На основании этих дат можно предполагать, что в разрезе Херзеель зафиксирована более поздняя фаза морской трансгрессии, коррелятная поздней фазе потепления в морском разрезе Вакен и сопоставимая с 9-й стадией  $\delta^{18}\text{O}$  (Sarnthein et al., 1986).

Ледниковый комплекс заальского оледенения на северо-западе Европы имеет трехчленное деление: дренте, треене, варта. Между моренами дренте и варта в Шлезвиг-Гольштейне и Нижней Саксонии отмечаются горизонты выветривания ("bleached loam"), имеющие признаки гидромор-

физма и оподзоливания. Палинологические данные показывают, что формирование таких горизонтов выветривания происходило при господстве травянистой растительности (Gramineae, Ericaceae), тогда как древесная растительность играла незначительную роль (Felix-Henningsen, Urban, 1982). Были ли подобные горизонты выветривания сформированы в условиях интергляциальных или интерстадиальных – вопрос остается открытым.

Поздний плейстоцен включает земский межледниковый и вислинский (=вейхсель, =вюрм) ледниковый горизонты. Классический зем – отложения земской морской трансгрессии, впервые описанные П.Хартингом в 1875 г. по скважинам в долине р. Эм в центральной части Нидерландов, – образуют заполнение лопастной депрессии, создавшейся после таяния заальского ледника. По данным бурения в районе г. Амерсфорт основание земских отложений находится на глубине несколько более 50 м ниже уровня моря. В нижней части земской толщи вскрыты пресноводные песчано-глинистые отложения, обогащенные органикой. Этой части разреза, по В.Загвийну, соответствуют палинозоны E1 (*Betula*), E2 (*Pinus*) и E3 (*Quercus*). Выше залегают песчано-глинистые отложения, формировавшиеся в солоноватоводной лагуне. Лагунным фациям отвечают палинозоны E4 (*Corylus*) и E5 (*Carpinus*) (Zagwijn, 1961).

По описанию разреза скважины “Amsterdam-Terminal” в земских отложениях максимума трансгрессивной фазы (палинозона E5) характерно присутствие типичной теплолюбивой земской (лузитанской) малакофауны: *Bittium reticulatum*, *Modiolus adriaticus*, *Gastrana fragilis*, *Hinia reticulata*, *Venerupis aurea senescens*, *Turboella radiata balkei*, *Lucinella divaricata* (Bosch, 1998). Прибойные фации земского моря фиксируются на отметках – 8 м относительно современного уровня моря. В завершающую фазу формирования земской толщи вновь появляются пресноводные отложения, обогащенные органикой. Этот интервал охарактеризован палинозой E6 (*Pinus*), показывающей смену лесов открытыми пространствами. В терминальную часть зема, во время палинозоны E6, уровень морского бассейна понизился на 20–30 м относительно его высшей отметки (–8 м) (Zagwijn, 1983, 1989b).

Согласно современным взглядам, отраженным в последних работах В.Загвийна (1989 b, 1996) и в материалах, представленных на Международной конференции, посвященной земскому событию (The Eemian local sequences..., 1998), считается, что земская трансгрессия (s. str.) соот-

ветствует подстадии 5e изотопно-кислородной шкалы. Первые предварительные Th/U датировки по раковинам моллюсков (*Venerupis aurea senescens*) из земских отложений в скв. “Amsterdam-Terminal” дали возраст 136,2 тыс. лет (некорректированный) и 117,2 тыс. лет (корректированный по детриту  $^{230}\text{Th}$ ) (Kruk et al., 1998). Палеомагнитные исследования по этой же скважине показали, что земская толща имеет прямую намагниченность и в ней отсутствует ожидавшийся обратномагнитный эпизод Блейк (Bosch, 1998). В этой связи интересно отметить, что в одном из наиболее полных и детально изученных континентальных позднплейстоценовых разрезов на северо-востоке Франции – Гранд Пиль – в земском оптимуме фиксируется слабо выраженный обратномагнитный эпизод, коррелируемый с Блейком (Möller, 1979).

Вопрос о продолжительности земского оптимума (межледниковья) и о его верхней границе не имеет определенного решения. Как указывалось выше, многие исследователи придерживаются точки зрения, что земский оптимум коррелирует продолжительности этой подстадии, т. е. составляет около 18 тыс. лет. Первое послеземское похолодание имело место на рубеже около 110–111 тыс. лет назад. С этим похолоданием связано увеличение материковых льдов и гляциостатическое понижение уровня моря. Этот же рубеж принят в качестве нижней границы вейхселя (=вюрма). Вместе с тем, по мнению Г.Куклы и соавторов (Kukla et al., 1997), проводивших корреляцию климатических событий в пределах 5-й стадии  $\delta^{18}\text{O}$  между палинологически хорошо изученным континентальным разрезом Гранд Пиль и колонками донных отложений Северной Атлантики, не исключается, что земский оптимум в разрезе Гранд Пиль был несколько большей продолжительности и верхняя земская граница как бы омолаживается на несколько тысяч лет – до 107 тыс. лет назад, захватывая часть “холодной” подстадии 5d,  $\delta^{18}\text{O}$ . Подобная точка зрения, а именно, что земский оптимум захватывает промежуточный интервал между подстадиями 5e и 5d,  $\delta^{18}\text{O}$ , высказывается исследователями, изучавшими донные отложения Северной Атлантики у южной окраины Иберийского полуострова, в которых имеется богатое содержание пылицы (Sanchez-Goni et al., 1998).

В послеземское время, в объеме нижнего вейхселя, согласно стратиграфической схеме Нидерландов, выделяется сдвоенный интерстадиал аммерсфорт/брёруп и интерстадиал одераде, которые коррелируются, соответственно, с поте-

плениями St. Germain 1 и St. Germain 2 разреза Гранд Пиль (Zagwijn, 1989b). Палиноспектры амерсфорт+брёруп и одераде указывают на развитие сосново-березовых лесов с очень незначительным участием термофильных древесных форм. В среднем вейхселе (пленигляциал А), начинающемся, согласно современной шкале Нидерландов, с рубежа 70 тыс. лет, были развиты тундры. Пленигляциал А рассматривается как относительно более влажный интервал, для которого характерны криотурбации большего масштаба по сравнению с более поздним пленигляциалом В. При продвижении с севера на юг тундры сменялись степями. В интервале от 50 до 30 (25) тыс. лет назад выделяются три потепления – моерсхофд, хенгело и денекамп. Во время этих потеплений в палиноспектрах отмечается увеличение содержания пыльцы *Juniperus*, *Betula* и отчасти *Pinus*. В позднем вейхселе (пленигляциал В) господствовали тундры и широкий размах имели эоловые процессы. В завершающую фазу позднего вейхселя выделяются короткие (500–1000 лет) потепления интерстадиального типа – бёллинг и аллерёд. В аллерёде отмечается экспансия березовых и сосновых лесов субарктического типа (Zagwijn, 1961, 1989 b).

Как можно видеть, в стратиграфической шкале Северо-Западной Европы раннеплейстоценовая часть разреза (верхний плиоцен – эоплейстоцен по нашей схеме) не обладает дробными стратиграфическими подразделениями, которые могли бы сопоставляться с горизонтами ископаемых почв и лёссов. В этом интервале шкалы климатостратиграфический подход, опирающийся на палинологический метод, позволил выделить сравнительно крупные единицы, которые охватывают интервалы от первых десятков до первых сотен тысяч лет. Для целей дальнейшей корреляции среди стратиграфических маркёров наибольшего внимания заслуживают палеомагнитные реперы – инверсии Гаусс–Матуяма, Матуяма–Брюнес и эпизод Олдувей, а также положение претиглия. С претиглийским похолоданием в Средней Азии ассоциируется начало формирования субарктической лёссово-почвенной толщи и появление в разрезе первых маломощных горизонтов лёссов. Такая корреляция хорошо контролируется благодаря позиции палеомагнитной инверсии Гаусс–Матуяма, проходящей в основании претиглия и в нижней части среднеазиатской лёссово-почвенной серии. Тиглию отвечает верхняя часть куруксайской свиты. Верхняя граница и тиглия и куруксайской свиты проходит по палеомагнитному эпизоду Олдувей.

Нижнему плейстоцену западноевропейской шкалы, в объеме эбруния, ваалия, менапия и ба-

велия, соответствует кайрубакская свита. В субаквальных разрезах кайрубакская свита и ее аналоги не имеют дробных подразделений и попытки корреляции в этом интервале шкалы лишены стратиграфической основы. Что касается эоплейстоцена в лёссово-почвенной шкале Средней Азии, то, напротив, трудно найти аналоги отдельным горизонтам ископаемых почв и лёссов в нижнем плейстоцене Северо-Западной Европы. Климатостратиграфические подразделения нижнего плейстоцена западноевропейской шкалы имеют больший стратиграфический объем по сравнению с подобными единицами среднеазиатской лёссово-почвенной схемы. Это можно проиллюстрировать на отрезке шкалы, ограниченном нижней границей эпизода Харамильо и инверсией Матуяма–Брюнес. В этом интервале выделен бавелий, состоящий из двух потеплений (бавел и леердам) и двух похолоданий (лингге и дорст). В лёссово-почвенных разрезах Средней Азии в этом же интервале шкалы выделяется шесть горизонтов ископаемых почв (ПК11 – ПК16), разделенных горизонтами лёссов. Этот пример показывает, что лёссово-почвенная шкала Средней Азии отражает палеоклиматические события эоплейстоцена с большой детальностью, превышая детальность климатостратиграфического расчленения аналогичного интервала шкалы Северо-Западной Европы.

Предпринимавшиеся исследователями попытки корреляции ледниковых и межледниковых образований с комплексом аллювиальных террас долин Дуная и Рейна и с лёссово-почвенными образованиями предгорных равнин имеют весьма схематичный характер. При сопоставлении альпийских морен с дунайскими террасами отмечалось влияние многих факторов, затрудняющих прослеживание одновозрастных уровней. Причина этому – воздействие притоков и значительная удаленность террас от краевой части горных ледников, особенности гидродинамики большой реки в ущелистых и расширенных участках долины, проявление неотектоники. В долине Дуная на участке от Кремса до Вены террасы с превышениями относительно уровня реки 100–200 м и более были отнесены к плиоцену; ниже расположены плейстоценовые террасы (Fink, Piffli, 1975; Fink et al., 1979). Более определенно установлен плейстоценовый возраст аллювиальных галечников, слагающих 3–4 террасы с превышениями до 40–50 м; выше намечается еще несколько уступов. В целом предполагается, что Дунай слабо реагировал на палеоклиматические колебания; другими словами, не удастся выделить четко выраженные климатические террасы в его долине.

В лёссово-почвенных разрезах Восточной Австрии колебания климата имеют более отчетливое отражение. В лёссовом разрезе Кремс в интервале, охарактеризованном палеомагнитными данными как эпоха Брюнес и верхняя часть эпохи Матуяма, было выделено большое количество почв, интерпретируемых как 17 интергляциалов (Fink, Kukla, 1977). Важно обратить внимание на то, что возраст древних лёссов в Кремсе – около 1,5–1,8 млн лет. Следует отметить, что верхняя часть этого разреза, соответствующая эпохе Брюнес, неполная за счет вероятных перерывов. Разрез Кремс наращивается вниз до палеомагнитной инверсии Гаусс–Матуяма в другом лёссово-почвенном разрезе – Штранцендорф, где выделено еще 11 уровней почвообразования. По фауне мелких млекопитающих, известной здесь из нижних горизонтов ископаемых почв, и результатам палеомагнитных измерений установлено, что данный разрез находится в возрастном интервале, соответствующем нижней половине эпохи Матуяма и верхней части Гаусса (Fink et al., 1976, Fink, 1979).

В другом регионе, где хорошо представлены лёссово-почвенные разрезy, – на территории Венгрии, в пределах Большой Венгерской равнины, в качестве плиоцен-четвертичной границы предлагался рубеж, с которым связано осушение плиоценового озера и начало преимущественно речного осадконакопления в Паннонском седиментационном бассейне. Это событие в опорной скважине Деваванья (глубина 1116 м) было зафиксировано на уровне палеомагнитной инверсии Гаусс–Матуяма (Ronai, Szemethy, 1979; Ronai, 1981).

Как и в австрийских субаэральных толщах, в лёссово-почвенных разрезax Венгрии таких, как Пакш, Дунафёльдвар, Менде, Башахарц и других, хорошо представлена палеоклиматическая ритмичность, особенно в последние 700–800 тыс. лет. Наиболее древние почвы, относящиеся к комплексу дунафёльдвар, вскрываются на берегу Дуная у г. Дунафёльдвар. Мощность субаэральной толщи здесь достигает 90 м. По мнению М.Печи, стратиграфически ниже палеомагнитного эпизода Харамильо находятся нетипичные лёссы. В нижней части разрезов дунафёльдварских скважин почвы расслоены горизонтами глинистых и песчаных алевритов, часто измененных в результате палеопочвенных процессов (Pécsi, Szebényi, Schweitzer et al., 1979, Pécsi, 1984).

В составе дунафёльдварского комплекса содержится до шести горизонтов красноватых почв (Df6–Df1) и над ними еще несколько темно-серых глинистых луговых почв. Почвы дунафёльдварского комплекса – красно-бурого цвета,

оглиненные, с повышенным содержанием оксидов железа; среди глинистых минералов отмечается небольшое содержание каолинита (до 5 %, в отдельных случаях – Df5 – до 10 %). Присутствие конкреций карбонатов в их профилях указывает на неравномерность увлажнения и засушливые сезоны. В целом они диагностируются как средиземноморские субтропические лесные почвы, подвергшиеся интенсивному выветриванию. Значительные мощности почв (до 3 м) указывают на длительность их формирования, при этом не исключается роль аккумулятивных процессов.

Согласно палеомагнитным характеристикам, дунафёльдварский комплекс рассматривался в широком временном диапазоне – примерно от 4 до 0,9 млн лет (Pécsi, Szebényi, Schweitzer et al., 1979), однако авторами отмечалось, что по биостратиграфическим данным аналогичные почвенные образования оказываются достаточно древними – древнее нижнего виллания (нижний виллафранк). В большой обобщающей работе последних лет М.Печи (Pécsi, 1993) располагает дунафёльдварский почвенный комплекс в возрастном интервале, соответствующем верхней части среднего – низам верхнего плиоцена, и показывает положение границы Гаусс/Матуяма (G/M) между горизонтами Df3 и Df2 (см. табл. 14). Корреляция дунафёльдварского комплекса с наиболее древними – верхнеплиоценовыми горизонтами лёссово-почвенной серии Средней Азии и с аналогичной серией учён Лёссового плато Китая подтверждается сходством типологических характеристик палеопочв.

Выше дунафёльдварского комплекса в субаэральном разрезе Венгрии существует hiatus. Наращивание субаэрального разреза вверх по стратиграфической шкале прерывается в разрезе Пакш. В основании последнего непосредственно ниже палеомагнитной инверсии Матуяма–Брюнес находится горизонт красновато-коричневой почвы пакш-дунакёмлад (PDk). Выше расположен педокомплекс нижний пакш (PD), состоящий из двух палеопочв (PD1 и PD2). Затем следует одна аллювиальная гидроморфная почва (Mtp) и слой песков, а еще выше – палеопочва пакш (Phe). Названные горизонты Пакшского разреза отвечают палеоклиматическим событиям нижней части эпохи Брюнес. Что касается стратиграфических единиц верхней части разреза Пакш, а также другого хорошо изученного разреза Менде, то необходимо сказать о существенном удревнении возраста верхней части лёссово-почвенной серии, приходящейся на верхнюю часть эпохи Брюнес. Ранее горизонты почв этой части лёссово-почвенного разреза (снизу вверх)

– менде нижний (MB), башахарц нижний (BA), башахарц сдвоенный (BD) и менде верхний (MF) – рассматривались в рамках позднего плейстоцена (Pécsi, Szébényi, Pevzner, 1979; Pécsi, 1986, 1987). Бурая лесная почва горизонта менде нижний (MB) относилась к последнему межледниковью на основании ранее полученных термолюминесцентных датировок (Borsy et al., 1979).

Изучение слоя тефры бэг (Bag Tephra), находящегося в разрезах Пакш, Башахарц и других в лёссе между горизонтами палеопочв башахарц нижний (BA) и менде нижний (MB), показало, что минералогические и геохимические эти пеплы лучше всего сопоставимы с тефрой Rieden Эйфельского вулканического массива (Gabris et al., 1991). Поскольку тефра Rieden датируется около 400 тыс. лет, то возраст педокомплекса менде нижний следует считать еще древнее. Это является важным аргументом в пользу удреждения возраста горизонта менде нижний по сравнению с ранее принятым.

Новое термолюминесцентное датирование лёссов и изучение почв, проведенные в бассейне Среднего Дуная, показали, что верхние пять погребенных почв F5–F1 (соответственно, F5=MB, F4=BA, F3=BD, F2=MF) заключены во временном интервале 30 –  $\geq 300$  тыс. лет (Bronger et al., 1987; Singhvi et al., 1989). Из этого следует, что традиционная оценка возраста педокомплекса менде нижний (MB=F5) как эквивалента рисс-вюрмскому интергляциалу требует пересмотра.

Согласно термолюминесцентному датированию, возраст горизонта менде нижний в новой интерпретации составляет  $\geq 315$  тыс. лет. Возраст почвенного горизонта башахарц нижний (BA=F4) оценивается  $\geq 186$  тыс. лет, башахарц сдвоенный (BD=F3) ~ 125 тыс. лет, менде верхний (MF=F2) ~ 75 тыс. лет. М.Фрекен с соавторами (Frechen et al., 1997), проведя определение возраста лёссов в разрезах Пакш, Башахарц и Менде с помощью термолюминесцентного и оптиколюминесцентного метода, пришли к выводу, что только педогоризонт MF<sub>2</sub>, входящий в педокомплекс менде верхний – MF, имея возраст в пределах от 60 до 130 тыс. лет, может относиться к последнему межледниковью. Таким образом, при существующих оценках возраста самых молодых горизонтов почв в бассейне Среднего Дуная, можно полагать, что педокомплекс ПК1 среднеазиатского разреза коррелируется с почвенным комплексом менде верхний – MF, ПК2 – с почвенным комплексом башахарц сдвоенный (BD), ПК3 – с башахарц нижний (BA) и ПК4 – с менде нижний (MB) (см. табл. 14).

В долине Среднего и Нижнего Рейна на территории Германии самые древние четвертичные от-

ложения, называемые древнейшим плейстоценом, выделяются в интервале между ревером и комплексом аллювиальных отложений, слагающих “главные” высокие террасы. Граница между верхним плиоценом и древнейшим плейстоценом проводится по палеомагнитной инверсии Гаусс–Матуяма. В составе древнейшего плейстоцена, по К.Бруннакеру (1981), выделяется несколько горизонтов галечного (b1, b2, c, d) и глинистого (B1, B2, C, D) состава. В нижних горизонтах галечников среди гравия отмечается высокое содержание кварца, в верхних горизонтах галечников встречаются крупные эвратические валуны, что указывает, предположительно, на ледниковые условия. На основании палинологических данных глинистые горизонты сопоставляются с теплыми фазами нидерландского тиглия.

Древний плейстоцен, охватывающий стратиграфический интервал от эпизода Олдувей до палеомагнитной инверсии Матуяма–Брюнес (~ 1,8–0,8 млн лет), включает отложения главных высоких террас – 1-й, 2-й, 3-й (счет террас от древних к молодым). Верхние пачки толщи, слагающей 3-ю террасу – межледниковый комплекс вилле, и отложения 4-й высокой террасы относятся уже к среднему плейстоцену.

Один из довольно полных и давно изучавшихся разрезов среднего плейстоцена находится в карьере Кёрлих на левом борту долины Рейна. Согласно используемой до настоящего времени стратиграфической схеме разреза Кёрлих, по К.Бруннакеру, внизу вскрывается комплекс вилле (≈кромер), состоящий из пачек B, C, D, E. Инверсия Матуяма–Брюнес проходит в нижней части комплекса вилле между слоями Ba и Bb (Brunnacker et al., 1976). Комплекс вилле представлен слоями гравелистых песков с галькой, лёссовидных супесей, лёссов и двумя–тремя горизонтами почв. Лёссовидные отложения отмечены на уровне горизонтов C и D.

Выше комплекса вилле следуют три пачки F, G, H, представленные чередованием слоев флювиальных песчано-глинистых отложений, лёссов, туфов и горизонтов почв. Пачка F представлена хорошо выраженными лёссами. На лёссе пачки F залегает бурая почва межледникового характера. Пачка G состоит из лёссовидного суглинка и хорошо развитой в кровле пачки бурой лесной почвы типа парабраунэрде, с которой связаны находки артефактов раннего палеолита. Пачки F и G исследователи коррелируют с верхней частью кромера (Boenigk, Frechen, 1999), при этом лёссы “F” сопоставляются с 16-й стадией, а бурые лесные почвы, располагающиеся в кровле пачек F и G, – с 15-й и 13-й стадиями изотопно-кислород-

ной шкалы. Как уже отмечалось выше, кровля пачки Н по горизонту туфа "Brockentuff" имеет дату  $396 \pm 20$  тыс. лет ( $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ), что дает основание коррелировать бурую лесную почву "кёрлих", находящуюся в кровле пачки Н, с 11 стадией изотопно-кислородной шкалы.

Заметим, что до получения такой радиологической датировки туфа "Brockentuff" возраст почвы "кёрлих" определялся в разных вариантах как позднечетвертичный, гольштейнский и внутризаальский. Согласно термолюминесцентным датировкам, возраст этой почвы оценивался в интервале между датами 230 тыс. лет – по нижнему лёссу и 152 тыс. лет – по лёссу над почвой и туфом "Brockentuff" (Zöller et al., 1988). В настоящее время Л.Цоллер считает, что эти термолюминесцентные даты омоложены (устное сообщение, 1999 г.). По палинологическим данным предполагалось, что палиноспектры кёрлихской почвы могут соответствовать межледниковью, занимающему промежуточный интервал между гольштейном и земом, и соответствуют внутризаальному интергляциалу (Urban, 1983). На основе новых датировок ( $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ) и фаунистических данных высказывается мнение, что межледниковье "кёрлих" имеет послезельстерский возраст и оно коррелируется с гольштейном (Kolfshoten, Turner, 1996). С эльстерским оледенением, по-видимому, связаны отмеченные в виде псевдоморфоз криогенные нарушения, располагающиеся под кёрлихской почвой над туфом с возрастом  $452 \pm 8$  тыс. лет ( $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ). Учитывая радиологические датировки по туфам в разрезах Кёрлих и Ариендорф, можно полагать, что почвы "кёрлих" и "ариендорф" соответствуют одному и тому же интергляциалу.

Интразаальское потепление треене и последнее ресс-вюрмское межледниковье в перигляциальной зоне представлены ископаемыми почвами. Бурые лесные почвы, относимые к внутризаальному потеплению, представлены в лёссово-почвенных разрезах Ахенгейм и Ариендорф в бассейне Верхнего и Среднего Рейна – это почвенные горизонты ахенгейм II и ариендорф II. Почвенный комплекс ахенгейм II состоит из бурой лесной почвы и чернозема. Бурая лесная

почва хорошо развита, мощность профиля до 3 м, она формировалась в теплых и влажных условиях. Перекрывающая ее черноземная почва отражает сухие и прохладные условия (Buraczynski, Butrym, 1987; Heim et al., 1982). Бурые лесные почвы ресс-вюрмского межледниковья известны в разрезах Тоншесберг, Ахенгейм, Ариендорф, Кессельт. В лёссовом разрезе Тоншесберг, расположенном в кратере древнего вулкана в долине Среднего Рейна, определение возраста бурой лесной почвы последнего межледниковья дано на основании ТЛ-датирования: перекрывающий почву лёсс имеет даты  $\approx 90$  тыс. лет, подстилающий лёсс  $\geq 110$  тыс. лет (Frechen, 1992). В разрезе Ариендорф находящаяся в верхней части геологического профиля карьера бурая лесная почва перекрыта переотложенными лёссами, ТЛ-возраст которых  $\approx 120$  тыс. лет. Лёссы, подстилающие эту почву имеют возраст  $\approx 140$  тыс. лет (Frechen, 1992). По мнению М.Фрехена, в обоих случаях для перекрывающего и подстилающего почву лёсса ТЛ-даты имеют несколько завышенные значения, так как для проведения термолюминесцентных измерений были отобраны переотложенные лёссы. В разрезе Кессельт в лёссовом карьере, расположенном на востоке Бельгии, отнесение бурой лесной почвы рокур к последнему межледниковью контролируется находящимся над ней гумусовым горизонтом, содержащим пеплы ранневайксельского возраста (Juvigné et al., 1996).

Из приведенных данных по геохронологии лёссово-почвенных образований долины Среднего и Нижнего Рейна следует, что почва кёрлих, будучи коррелятивом 11-й стадии  $\delta^{18}\text{O}$  (гольштейн), может сопоставляться с горизонтом ПК4 среднеазиатского лёссово-почвенного разреза; бурый лесный почвам ресс-вюрмского межледниковья разрезов Тоншесберг, Ахенгейм, Ариендорф, Кессельт в Средней Азии соответствует горизонт ПК1. Вообще, следует заметить, что лёссово-почвенные серии в долине Рейна не обладают большой стратиграфической полнотой и, вместе с тем, геохронологический контроль по отдельным горизонтам делает возможными дальние корреляции.

## 6.6. Выводы

В итоге региональных и межрегиональных корреляций можно сделать следующие выводы.

1. Климатические циклы, особенно отчетливо проявившиеся за последние 0,8 млн лет, достаточно полно отражены в региональных стратиграфических схемах Евразии. Корреляция горизонтов,

возраст которых контролируется палеомагнитными, радиологическими и термолюминесцентными данными, в целом показывает, что климатические события – похолодания/оледенения и потепления/межледниковья в течение последних 0,8 млн лет имели синфазный характер развития в пери-

гляциальной и аридной областях и были обусловлены колебаниями солнечной радиации. Не исключено, что смещение начала или конца климатических фаз составляло величины в первые тысячи лет. Вместе с тем, трудности корреляции отдельных интервалов стратиграфических шкал в разных палеогеографических зонах порождают много нерешенных вопросов относительно синхронности и диахронности климатических событий.

2. Тектонические фазы в горных областях, определявшие главным образом границы сравнительно крупных литостратиграфических комплексов, происходили в позднелиниоценовое и четвертичное время со значительными временными отклонениями – примерно на величины в первые десятки тысяч лет и, возможно, большие отрезки времени.

3. Согласно данным по стратиграфии и корреляции ледниковых образований, можно заключить, что в горных областях Средней Азии наиболее древние морены имеют возраст около 3 млн лет (Восточный Памир). Кроме того, существуют материалы, подтверждающие, что как в горах Центральной и Средней Азии, так и в Альпах развиты морены, возраст которых около или более 1 млн лет. На ранних этапах развития горного оледенения (до 0,8–1 млн лет) тектонический фактор превалировал как один из ведущих, определяя основные ледниковые события, тогда как инсоляционные температурные изменения продолжительностью около 40 тыс. лет имели, по-видимому, второстепенное значение.

4. Корреляция лёссово-почвенных стратиграфических шкал Средней Азии и Северного Китая

и их сопоставление с изотопно-кислородной шкалой (особенно для последних 0,8 млн лет) на основе идентификации палеоклиматических колебаний как по континентальным, так и по морским глубоководным отложениям подтверждают сопоставимость однонаправленных палеоклиматических событий в разных палеогеографических обстановках.

5. Заслуживает внимания стратиграфическая корреляция археологических местонахождений лёссовой области Северного Китая с аналогичными местонахождениями, изученными за последние два десятилетия в лёссово-почвенных образованиях Южного Таджикистана. Если использовать местонахождения палеолита с обоснованной стратиграфической позицией, т.е. являющиеся геoarхеологическими реперами, то наиболее древний стратиграфически обоснованный уровень появления палеолитической культуры в Северном Китае приходится на рубеж 1,2–1,3 млн лет (Гунванлин, Дунгута, Сяочанлян). Носителем этой культуры был “ланьяньский человек”. Самые древние стратифицированные находки палеолитических изделий в лёссово-почвенной формации Южного Таджикистана – это уровень 0,9 млн лет (Кульдара). Местонахождение Чэньцзяво, где найдена челюсть ланьяньского человека, может коррелироваться с уровнем палеолитических находок в горизонтах ПК7 и ПК6. С нижними культурными горизонтами Чжоукоудянь 1, содержащими многочисленные следы жизнедеятельности “пекинского человека”, сопоставляются палеолитические местонахождения, известные в горизонтах ПК5 и ПК4.

## Глава 7

# ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЙ В СРЕДНЕЙ И ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ В ПОЗДНЕПЛИОЦЕН-ЧЕТВЕРТИЧНОЕ ВРЕМЯ

При характеристике основных геологических событий, имевших место в позднелицен-четвертичное время, главное внимание уделено следующим аспектам: 1 – этапы формирования рельефа и развитие высокогорного оледенения; 2 – роль тектонического и палеоклиматического факторов при формировании ритмично построенных субэдральных отложений; 3 – общая циркуляция атмосферы, оледенения, золовая седиментация; 4 – палеоклиматические тренды.

Многие вопросы палеогеографии Средней Азии ранее рассматривались исследователями (Чедия, 1955, 1957; Бажанов, Костенко, 1960; Мурзаев, 1962; Чедия, Лоскутов, 1965; Турбин, 1966; Григоренко, 1970; Трофимов, 1970; Лоскутов, Трофимов, 1971; Трофимов, Григина, 1971; Разрез..., 1971; Чедия, 1971, 1973; Никонов, Пахомов, 1972, 1976, 1984; Ранов, Несмеянов, 1973; Ломов, 1975; Алешинская, Куликов и др., 1976; Несмеянов, 1977а; Пахомов, Никонов, 1977; Додонов, Ломов, 1980; Лазаренко, 1980, 1982; Серебрянный и др., 1980; Шнитников и др., 1980; Мурзаева и др., 1984; Додонов, 1978, 1985, 1986; Пахомов, 1991). Наша задача – дать синтез известных фактов и в свете вновь полученных данных изложить представления об основных чертах палеогеографических изменений и последовательности геологических событий в Средней Азии, а также в сопредельных районах Центральной Азии.

Новейшие орогенетические движения в горах Средней Азии происходили неравномерно во времени и пространстве. Начавшись на юге – в пределах Памира, они затем захватывали все более северные районы (Чедия, 1973). Плиоценовая моласса большинства межгорных впадин Средней Азии, как правило, характеризуется значительной грубостью обломочного материала, тем самым свидетельствуя о проявлении больших контрастов палеорельефа между областью денудации и аккумуляции. Это предполагает существование уже в плиоцене достаточно высоких горных сооружений.

Согласно реконструкциям палеорельефа Памира, проводимым с помощью восстановления палеозон горной растительности (Пахомов, 1982), допущается, что примерная высота горных хребтов Памира в позднем плиоцене была до 4000–5000 м, а высота межгорных долин – до 2000–3000 м.

На рубеже раннего и среднего плиоцена – около 3,5 млн лет – во время тальбарской тектонической фазы произошло активное воздымание горных сооружений. По всей вероятности, с этим тектоническим событием связано развитие древнейшего – кокджаручкульского оледенения, датируемого около 3 млн л. н. (Пеньков и др., 1976; Никонов, Пахомов, 1984). В пределах Северного Тянь-Шаня, как предполагается, в конце плиоцена высота горного обрамления Иссык-Кульской впадины составляла около 3000 м, а высота массива Хан-Тенгри могла достигать 4000 м, и не исключается вероятность оледенения последнего (Алешинская, Бондарев и др., 1976). Горное обрамление Ферганской впадины поднималось до 2000–3000 м (Несмеянов, 1971).

В эту эпоху роль Гималаев и Гиндукуша как орографических барьеров на пути муссона со стороны Индостана была еще не столь велика, чтобы препятствовать его прохождению на север. Циклональные системы западного воздушного переноса также свободно достигали Восточного Памира. В целом, увлажнение поднятых до хionoсферы горных хребтов было достаточным для развития позднелиценового оледенения. Ледники при выходе из горных долин заполняли льдом межгорные котловины и отдельные участки транзитных эрозионных систем. Позднелиценовые речные долины были широкими, а реки имели обильное питание. Климат Памира в то время еще не отличался большой суровостью, поэтому древесная растительность в виде галерейных лесов (*Betula*, *Alnus*, *Salix*) проникала до ледников. В эпоху древнейшего оледенения создавалась сравнительно неширокая перигляциальная зона, имевшая черты горных степей и пустынь, где среди травянистых растений преобладали *Chenopodiaceae* и разнотравье (Пахомов, 1982).

С деятельностью высокогорных ледников и проявлением перигляциальной зоны было связано активное морозное выветривание, предопределявшее образование больших масс мелкозема, что можно рассматривать как самую раннюю (протогенетическую) стадию формирования лёссов. Из перигляциальной зоны мелкозем выносился палеореками в аридную область предгорных равнин, где аккумуляровался, а затем под-



вергался дефляции. Ветры, транспортировавшие пылеватый материал из пустынной и полупустынной зон вверх по долинам, затухали в области предгорий, и минеральная пыль осаждалась в виде покровов на различных элементах рельефа (рис. 70). Лёссообразование в Средней Азии началось около 2,5 млн лет назад. Покровы лёссов были маломощны, нередко они полностью перерабатывались почвенными процессами, превращаясь в педоседимент.

Уже на самых ранних этапах лёссообразования выявляется чередование фаз иссушения и увлажнения палеоклимата, что выражается в стратиграфической последовательности горизонтов лёссов и погребенных почв. Эти палеоклиматические флуктуации, происходившие с периодичностью около 40 тыс. лет, были связаны с изменением параметров земной орбиты и интенсивностью солнечной радиации (Ruddiman et al., 1986). Позднеплиоцен-зоплейстоценовые почвы обладают мощными иллювиально-карбонатными горизонтами, что в целом свидетельствует об общей аридности и контрастности климатических условий при неравномерном сезонном увлажнении. Самые древние почвы, находящиеся ниже палеомагнитного эпизода Олдувей, сильно рубифицированы, что, вероятно, объясняется присутствием гематита, образование которого проходит при сравнительно высоких сезонных температурах.

В позднеплиоценовое время на подгорных равнинах Памира и Тянь-Шаня существовала растительность, напоминавшая саванную или полусаванную. Леса были разрежены, вдоль речных долин существовали тугаи. В предгорьях произрастали умереннотермофильные широколиственные древесные породы, в горах – хвойные леса (Григина, 1979б; Пахомов, 1982). На Дарвазе, по материалам М.М.Пахомова, отмечается существование флористически богатых лесов, включавших большой набор термофильных элементов. Большая облесенность гор и разнообразный флористический состав лесов отмечается для Северного Тянь-Шаня. Днища котловин и низкие предгорья были заняты степями (Алешинская, Бондарев и др., 1976; Алешинская, Куликов и др., 1976).

Состав животного мира позднего плиоцена в предгорьях Памира и Тянь-Шаня отражал обстановку открытых пространств, близкую к саваннам. На предгорных равнинах и в широких долинах обитали лошадь стенона, южный слон, жирафы, носороги, газели, антилопы, верблюды. В лесных биотопах на склонах гор были распространены медведи, олени. Широко были пред-

ставлены хищники – гиены, гепарды, махайродусы, рыси, мелкие каниды. Весьма примечательным событием в развитии животного мира Азии было массовое появление лошадей на рубеже около 2,5–2,6 млн лет (Lindsay et al., 1980; Forsten, 1996). В Куруксае в костеносном горизонте Наврухо остатки стеноновой лошади известны в пределах нижней части палеомагнитной эпохи Матуяма. На этом же стратиграфическом уровне имеются находки санменской лошади в местонахождениях Северного Китая. Широкое распространение лошадей в Средней и Центральной Азии показывает, что для них создавалась благоприятная палеоэкологическая обстановка, обусловленная, по-видимому, возросшей континентальностью и аридностью палеоклимата и образованием обширных открытых пространств.

Вообще, этот рубеж ассоциируется с существенным похолоданием и аридизацией палеоклимата Северного полушария (Zagwijn, 1996; Suc, Zagwijn, 1983). На это же время приходится возрастание ледовитости в Арктике, фиксируемое по разносу обломочного материала плавающими льдами (Shackleton et al., 1984). По-видимому, закономерно и то, что с этим событием совпадает начало лёссообразования в Средней Азии и Северном Китае, хотя, как это показано на рис. 71, начальные этапы лёссообразования в разных областях Евразии были неодновременны.

К востоку и юго-востоку от Памира и Тянь-Шаня – в пределах Центральной Азии – в позднем плиоцене происходили геологические события, очень близкие по направленности и содержанию тем, что реконструируются в Средней Азии. Активное воздымание Тибета отмечается на рубеже ранний–поздний плиоцен – около 3,5 млн лет назад (Li et al., 1995), что хорошо коррелируется с тальбарской тектонической фазой в предгорьях Памира и Памиро-Алая. Позднеплиоцен-четвертичные тектонические движения Тибета (Qingzang movement = тектонические движения Цинзан) рассматриваются китайскими исследователями как многофазовые, включающие фазы, которые имели место на рубежах 3,4 (фаза А); 2,5 (В) и 1,8 (С) млн лет назад. С поднятием Тибета связано усиление Сибирско-Монгольского антициклона и увеличение роли так называемого зимнего муссона, приносящего в область Северного Китая массы сухого холодного воздуха и частые пыльные бури.

Общее поднятие Тибета в позднем плиоцене–зоплейстоцене и достижение наиболее высокими хребтами хионосферы создало предпосылки для развития самого древнего горного оледенения – сисабангма, морены которого фиксируются на

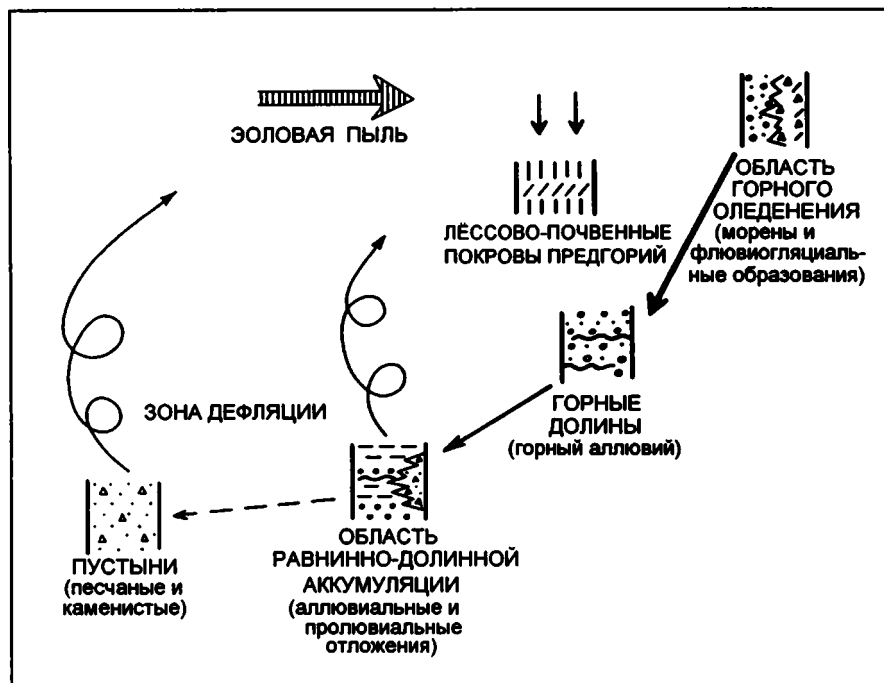


Рис. 70. Общая схема динамики перемещения мелкозема и формирования лёссов в Средней Азии

северных склонах Высоких Гималаев в пределах горных узлов Джомолунгма–Сисабангма, где они слагают высокогорные плато (5700–6200 м). Около 2,5 млн лет назад в пределах Ордоса началось формирование лёссов учэн. Ритмика палеоклиматических флуктуаций, проявившаяся в усилении зимнего муссона в холодные фазы и его ослаблении в теплые климатические фазы, запечатлелась в чередовании лёссовых горизонтов и погребенных почв. Следует заметить, что небольшое поступление эолового материала на территорию Ордоса стало происходить уже в раннем и среднем плиоцене при образовании толщи красных глин.

Таким образом, в позднем плиоцене – эоплейстоцене поднятие Памира и Тибета послужило своего рода триггером в развитии высокогорного оледенения (рис. 72) и усилении атмосферной циркуляции в этой части континента. С этими же событиями связано и начало формирования ритмично построенных лёссово-почвенных серий. С этого времени механизм циклических изменений по принципу тепло/влажно – холодно/сухо стал отчетливее проявляться на суше.

В конце позднего плиоцена – начале эоплейстоцена на Восточном Памире выделяется бахмалджилгинское (= кокбайской) межледниковье (Пеньков и др., 1976; Пахомов, Никонов, 1977; Пахомов, 1982). Межгорные котловины и долины в бахмалджилгинское время заполнялись

озерными и флювиальными осадками и, судя по реконструкциям палеораствительности (Пахомов, 1982), находились в пределах 2500–3000 м абс. высоты. Этому времени в горном поясе соответствовала растительность хвойных лесов (*Piceae*, *Pinus*, *Cedrus*, *Juniperus*, *Abies*), вверх по долинам проникали широколиственные породы (*Quercus*), термофильные леса были развиты в предгорьях (1000–2500 м). Внутри бахмалджилгинской межледниковой эпохи – около 1,8–2 млн лет назад – отмечалось похолодание (Пахомов, 1982). С этим похолоданием, вероятно, коррелирует ранне-шарпылдакская холодная фаза, установленная О.М.Григиной (19796) в разрезах Северного Тянь-Шаня.

Имевшая место около 2 млн лет назад активизация тектонических движений (куруксайская = ферганская тектоническая фаза) и поднятие горных сооружений создали предпосылки для эоплейстоценового (восточнопамирского = тупчакского = чолпонатинского) оледенения. Этому оледенению соответствует I генерация морен, занимающих, как правило, наиболее значительные высоты в горном рельефе Памира и Тянь-Шаня. Параллельно с формированием ледниковых образований I генерации накапливались грубообломочные толщи кайрубакской, шарпылдакской, улахольской, хоргосской свит. Пока нет четкого представления о том, какой части эоплейстоцена отвечают моренные образования ука-

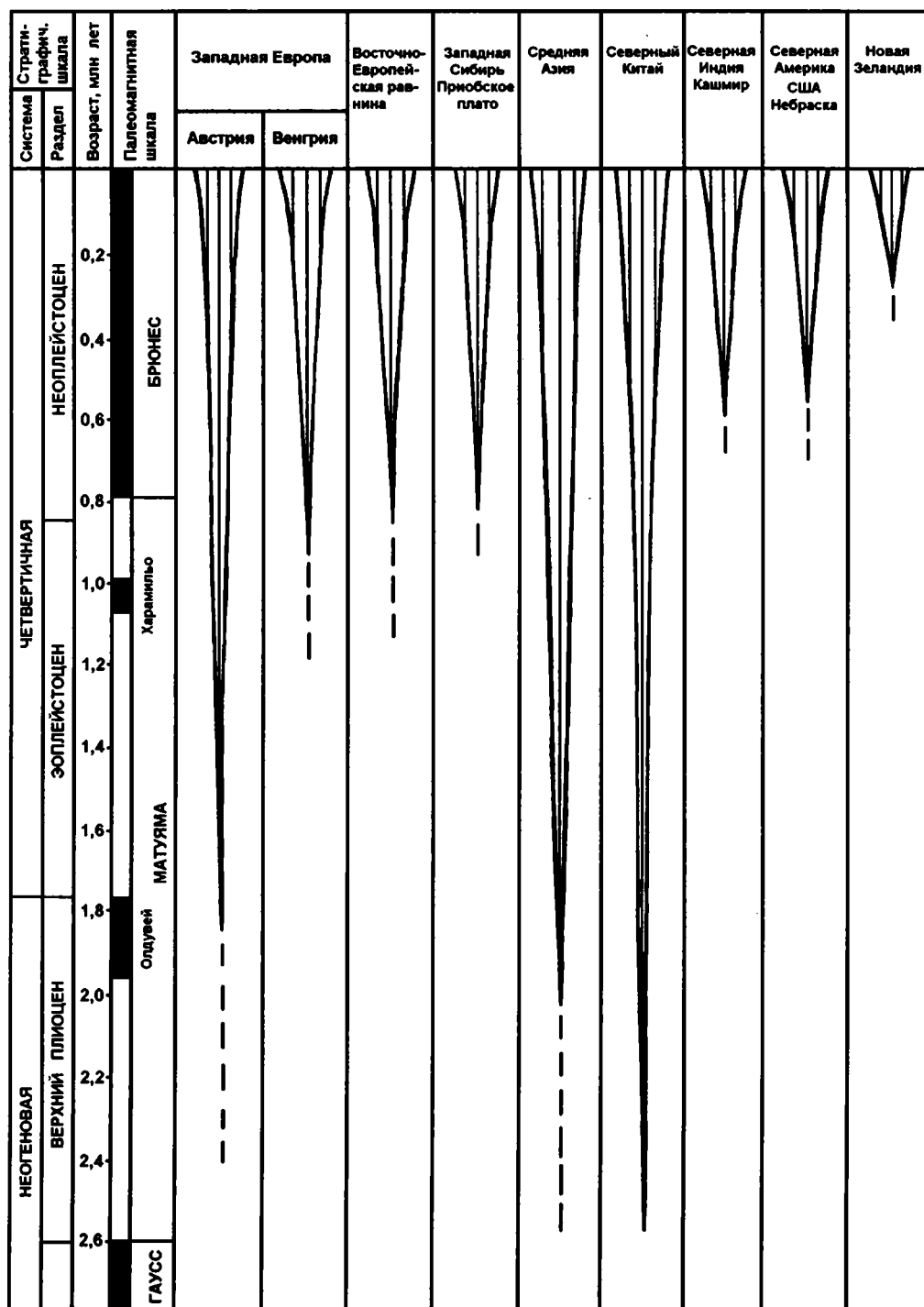


Рис. 71. Развитие процесса лёссовобразования в Евразии и некоторых других регионах земного шара

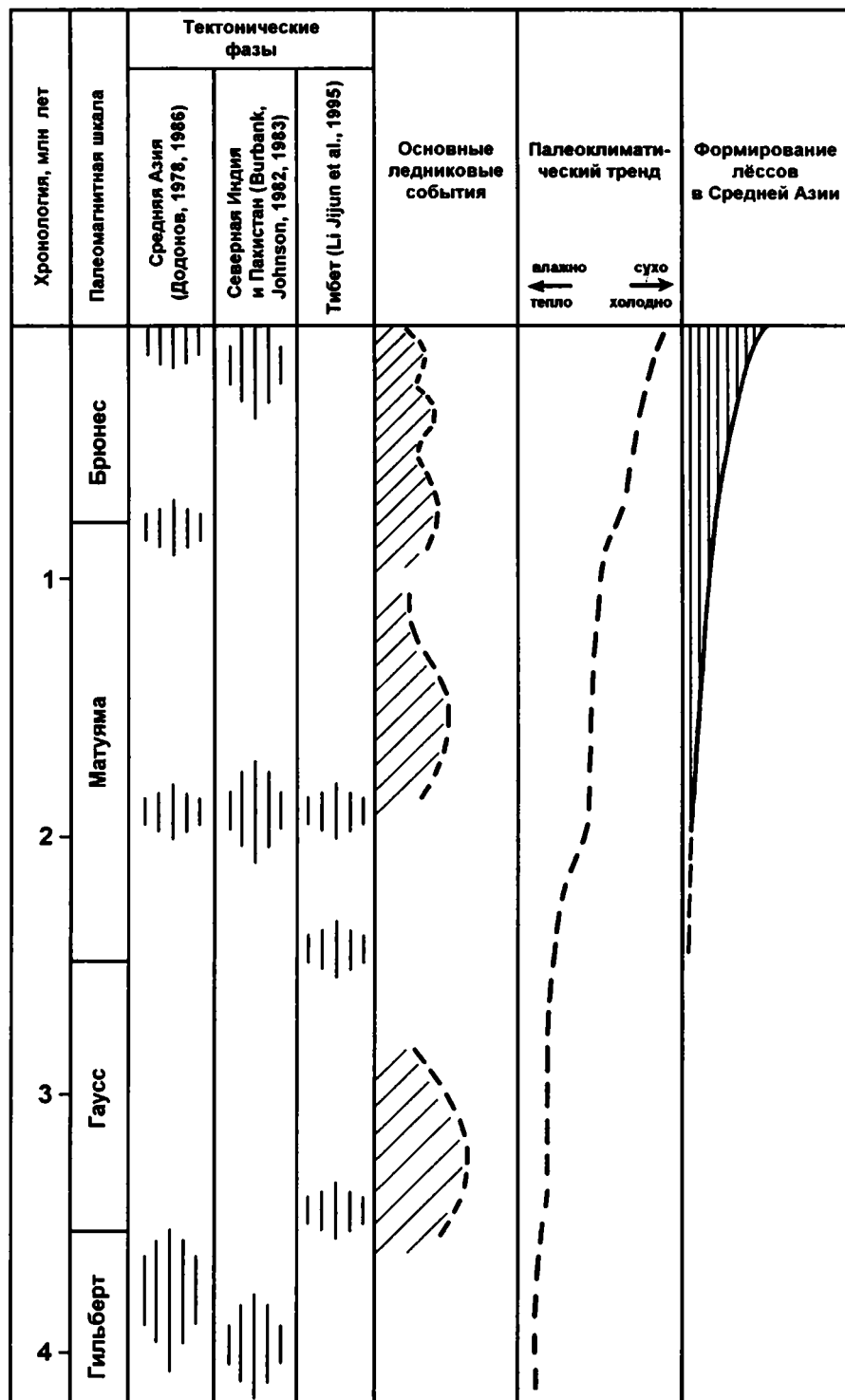


Рис. 72. Основные геологические события в Средней и Центральной Азии в среднем–позднем плиоцене и квартере

занного оледенения. Учитывая имеющиеся данные по палинологии и палеомагнетизму, можно сделать вывод, что это вторая половина зоплейстоцена (Григина, 1979б; Никонов, Пахомов, 1984).

Эта же фаза тектонических движений – на рубеже 1,8 млн лет – хорошо выражена к югу от Гималаев – на Потварском плато и в Кашмирской впадине. На Потварском плато с этим тектоническим событием связано деформирование “сиваликских конгломератов” и начало формирования конгломератов лэй (Burbank, Raynolds, 1984). В Кашмирской впадине это же событие ознаменовалось сменой условий осадконакопления в связи с поднятием Пир-Панджала и его возросшей ролью как области сноса обломочного материала во впадину. На Тибетском плато в это время также фиксируются активные тектонические движения (фаза С – 1,8 млн лет)

В конце зоплейстоцена – начале неоплейстоцена (1–0,8 млн лет) природная обстановка в Средней Азии претерпела значительные изменения в результате общего поднятия горных сооружений. На этом рубеже четко фиксируется фаза активизации тектонических движений – ховалинградской в предгорьях Памиро-Алая или нарынской – во Внутреннем Тянь-Шане (Турбин, 1966; Додонов, 1978). С этого времени наметилось увеличение бореальных элементов в составе древесно-кустарниковой растительности. Общее похолодание и увеличение аридности палеоклимата проявилось в развитии горного оледенения и усилении накопления лёссового материала. Одним из маркёров, указывающих на увеличение скорости эоловой седиментации (до 4,1 мм/год) является лёссовый горизонт Л11, соответствующий 22-й холодной стадии  $\delta^{18}\text{O}$ , что отвечает возрасту около 0,8 млн лет (см. табл. 14). Циклические колебания климата с рубежа 1 млн лет стали более выраженными, в неоплейстоцене их периодичность достигала 100 тыс. лет (Ruddiman et al., 1986).

На фоне общего похолодания и аридизации в плейстоцене происходило расширение площади лёссовобразования, а также возрастало число лёссовых провинций. В неоплейстоцене в число лёссовых провинций последовательно включались южные области Западной и Восточной Сибири, Ближневосточная и Южно-Каспийско-Закавказская провинции, Кашмирская долина, Потварское плато, и, вероятно, уже в конце среднего и в позднем неоплейстоцене лёссы и лёссовидные породы стали формироваться в центральной и северной частях Якутии. Все это указывает на то, что в масштабе всего континента палеоклимат становился суше и прохладнее. Учитывая основные параметры современных клима-

тических условий лёссовых провинций, можно представить ход палеоклиматических изменений в эпохи лёссовобразования, т. е. существенное сокращение количества атмосферных осадков и снижение среднегодовых температур, а также редуцирование древесной растительности. Иными словами, гиперзональность (по А.А.Величко, 1973), выраженная в господстве сухих холодных степей – в перигляциально-лёссовой зоне и засушливых прохладных степей – в пустынно-лёссовой зоне, стала характерна для огромных пространств Азиатского субконтинента. В данном случае, используя термин гиперзона, мы можем говорить о формировании ландшафтной оболочки в экстремальных условиях общеконтинентального похолодания и иссушения.

В настоящее время исследователи, как правило, признают тот факт, что оба показателя – холод и сухость – сопровождают эпохи оледенений в перигляциальной зоне (Развитие ландшафтов..., 1993). В низких широтах, близких к субтропикам, а именно на широте Средней Азии и Северного Китая, признаки похолодания в виде криотекстур фиксируются преимущественно лишь по самой северной периферии этих областей, тогда как основная зона предгорных равнин и плато, где шло лёссовобразование, лишена явных следов криогенеза. Последнее обстоятельство говорит скорее всего о двух особенностях палеоклимата: во-первых, похолодание и промерзание грунтов здесь слабо проявлялись и, во-вторых, слишком велика была степень иссушения, поэтому, если бы и могли образовываться криогенные нарушения, то для этого было недостаточно увлажнения лёссовых грунтов.

Из этого можно сделать вывод о том, что фазы глобального похолодания в аридном поясе низких широт проявлены главным образом в иссушении климата, что прежде всего относится к Средней Азии и Лёссовому плато Северного Китая. Для территории Казахстана Б.Ж.Аубекеров отмечал: “Климатические и ландшафтные условия позднего плейстоцена на территории Казахстана следует рассматривать как экстремально аридные, континентальные. Рубеж 20–18 тыс. л. н. характеризовался широким развитием процесса опустынивания”. (Аубекеров, 1993, с. 89).

Сходные выводы, основанные на палинологических исследованиях по территории Киргизии, содержатся в работе О.М.Григиной, писавшей: “Полученный материал позволяет установить совпадение ритмов потепления – увлажнения, которые соответствуют расширению лесных группировок с участием широколиственных пород, и похолодания – иссушения, соответствующ-

щих сокращению лесных массивов, выпадению из их состава широколиственных пород, расширению степных и пустынных сообществ". (Григина, 1979а, с. 97). Такой же ход палеоклиматических изменений отражен по лёссово-почвенным сериям в палинологических материалах Л.Н.Ершовой (палинокомплексы по разрезу Хонако), Л.Л.Байгузиной и А.Н.Симаковой (Dodonov, Baiguzina, 1995; Додонов, Симакова, Гольева, 1999).

Однако существует и другая точка зрения, отражающая представления о том, что с похолоданиями/оледенениями было связано увлажнение Средней Азии (Серебрянный и др., 1980; Пахомов и др., 1982; Алешинская и др., 1985; Никонов и др., 1987, 1989; Болиховская, 1995) и, как результат этого, — формирование погребенных почв должно было бы происходить, по мнению некоторых исследователей (Пахомов, 1983; Девяткин, 1993), в условиях холодного/ледникового климата, а лёссообразование — в теплых/межледниковых обстановках. В работах названных выше авторов широко привлекаются материалы по спорово-пыльцевому анализу. Вопрос геохронологического обоснования палинодиаграмм представляет большие трудности и не всегда решается однозначно, поэтому не исключено, что и окончательные выводы могут быть разные.

Например, на юге Ферганской впадины в разрезе Керкидон, где обнажаются озерные глины, палинологические данные проинтерпретированы как палиноспектр, отражающий относительно теплые и влажные условия (лугово-болотная флора с привносом арчи, березы, ивы) (Серебрянный и др., 1980). Первоначальные и повторные датировки по органике из осадков, содержащих этот палиноспектр, дали возраст около 9 тыс. лет ( $8880 \pm 100$  и 9300 лет). Авторы полагают, что эти даты омоложены и, проводя аналогии с другими разрезами, рассматривают интервал с палиноспектрами, отражающими увлажнение, в диапазоне 20–12 тыс. лет, т.е. в интервале, соответствующем второй половине позднелепесточного оледенения. Вероятно, нельзя признать безупречной такую геохронологическую трактовку разреза. Не исключено, что фазу увлажнения в разрезе Керкидон можно проинтерпретировать как раннеголоценовый этап.

В другом случае, например, в разрезе сая Даму на северо-западном склоне хребта Петра Первого, где вскрываются озерные глины, в нижней части озерной толщи получены спектры с высоким содержанием древесной пыльцы, проинтерпретированные как показатель относительно влажного и теплого климата (Никонов и др.,

1987). Радиоуглеродные датировки по верхней части разреза дали возраст в пределах от 3,7 до 7,7 тыс. лет. Авторы датируют нижний интервал глинистой толщи с древесными палиноспектрами путем экстраполяции радиоуглеродного возраста, используя расчетные скорости накопления глинистых осадков. В результате таких расчетов они полагают, что лесная фаза приходится на время 18–23 ( $\pm 5$ ) тыс. лет назад. В данном разрезе экстраполяция радиоуглеродных дат в пересчете на скорости осадконакопления может таить в себе определенные ошибки, возникающие за счет неравномерности формирования озерной толщи в бассейне на склоне хребта Петра Первого. Привлекая для корреляции другой аналогичный разрез по сая Даму, авторы статьи получили по нему две разные радиоуглеродные даты (30 и 23? тыс. лет) непосредственно под коротким интервалом с древесным палиноспектром. Их вывод о том, что в данном случае этот "короткий" древесный спектр относится ко времени 18–23 ( $\pm 5$ ) тыс. лет весьма предположителен и не исключено, что этот спектр попадает во временной интервал, предшествующий фазе последнего ледникового максимума, т.е. отражает интерстадиальные условия.

Аналогичным образом, путем экстраполяции радиоуглеродных датировок, полученных в верхней — голоценовой — части разрезов, которые находятся в Каракульской котловине и в Алайской долине, предложен расчет возраста для нижней части этих разрезов (Алешинская и др., 1985). Фаза относительного увлажнения на Памире и в Алайской долине, приходящаяся, по заключению авторов этой статьи, на временной интервал 20–16 тыс. лет, т.е. последний ледниковый максимум, не имеет радиоуглеродных дат, а экстраполяция дат, находящихся в верхней части разрезов, на их нижнюю половину неоднозначна из-за литофациальной изменчивости анализируемых толщ — в первом случае аллювиально-пролювиально-озерного генезиса и во втором — аллювиально-пролювиального.

Заметим, что существуют разрезы с более четким датированием палинокомплексов, как, например, разрез Худжи. Здесь позднемустьерский культурный горизонт и погребенная почва, охарактеризованные древесным спектром, который включает хвойные и широколиственные породы (Пахомов и др., 1982; Пахомов, 1983), имеют радиоуглеродную дату  $38,9 \pm 0,7$  тыс. лет (Ранов, Амосова, 1984), что отвечает интерстадиальной эпохе.

Принимая во внимание приведенные выше данные и учитывая определенную неоднознач-

ность возрастной интерпретации палиноспектров, с нашей точки зрения, едва ли справедливо считать как безоговорочный один из основных выводов, содержащийся в указанных выше работах, о том, что фазы плювиального (влажного) климата совпадали с фазами общепланетарного похолодания/оледенения. Заметим, что авторами одной из названных выше публикаций делается оговорка по поводу корреляций: “Мы допускаем, что плювиальные фазы в регионе соответствовали фазам нарастания долинных ледников в высокогорье, хотя такую корреляцию в настоящее время еще нельзя считать доказанной” (Никонов и др., 1989, с. 124). Хотя в другой их публикации пишется, что на основании полученных материалов “...уточняются прежние отрывочные данные о плювиализации климата Средней Азии в конце позднего плейстоцена и в середине голоцена и соответствующих фазах наступления ледников в горах. Указанные фазы (плювиальные, – А.Д.) в хронологическом отношении в целом совпадают с климатическим оптимумом голоцена и поздне-вюрмским похолоданием в Европейской части СССР. С этой точки зрения и в горах Средней Азии они могут рассматриваться как результат проявления общепланетарных климатических колебаний” (Никонов и др., 1987, с. 948).

Опираясь на данные по геохронологии лёссово-почвенной серии и ее корреляции с изотопно-кислородной шкалой, мы полагаем, что горизонты лёссов соответствуют холодным климатическим фазам, а почвы – теплым (см. главы 4, 6). Такая же модель развития климатических событий подтверждается для Лёссового плато Северного Китая (Zhang, 1984; Liu et al., 1985; Kukla, An, 1989; An et al., 1991).

Во время фаз потепления и увлажнения, отвечающих теплым стадиям изотопно-кислородной шкалы, лёссовобразование сокращалось и преобладали почвообразующие процессы. Как показало изучение почвенных серий, строение педокомплексов достаточно полно отражает характер палеоклиматических флуктуаций, зафиксированных изотопно-кислородной кривой. Примером тому могут служить трехчленное строение профилей ПК1 и двучленное строение ПК2 и ПК3, повторяющих, соответственно, ход климатических флуктуаций 5-й, 7-й и 9-й стадий  $\delta^{18}\text{O}$ .

Как показало детальное изучение лёссово-почвенной серии в разрезе Дарай Калон (см. главу 4), весьма характерные для эпохи неоплейстоцена почвенные горизонты типа выщелоченных или типичных коричневых почв формировались в условиях развития хвойно-широколиственных лесов – в горах и лесостепей – в предгорьях. Количество

осадков было близко к современному уровню или несколько превышало его. Начальные и завершающие стадии почвообразования проходили при господстве степных, лугопустынных и лесостепных фитоценозов. Начало лёссовобразования сопровождалось относительно прохладным и сухим климатом. Во время эпох лёссовобразования количество осадков в горах было достаточным для сохранения мозаичных участков древесной растительности. На завершающие этапы формирования лёссовых горизонтов приходились условия аридного и резко континентального климата (Додонов, Шеклтон и др., 1999).

Климат эпох почвообразования был более мягким по сравнению с климатом эпох лёссовобразования, причем, вероятно, за счет меньшего понижения температур холодного сезона. Например, совместное присутствие пыльцы ели и вяза в горизонтах почв (палинологический анализ А.Н.Симаковой по разрезу Дарай Калон) может указывать на смягчение сезонных температурных контрастов.

С рубежом конец зоплейстоцена – начало неоплейстоцена в Средней Азии связано появление более крупных эквид – более прогрессивных форм, близких к кабаллоидным. В это же время возросла роль оленей, преобладающими стали группировки степных и лесостепных пространств при наличии форм крайне аридных обстановок.

Благодаря общему увеличению континентальности палеоклимата, продолжающемуся поднятию высокогорных плато и развитию горного оледенения, в раннем и среднем неоплейстоцене расширилась площадь высокогорной перигляциальной зоны. Вместе с тем, происходило постепенное сокращение размеров самих ледников от раннего и среднего к позднему неоплейстоцену. Причиной сокращения размеров горных ледников был дефицит влаги, особенно проявившийся в позднем неоплейстоцене во внутренних областях горных систем Тянь-Шаня, Восточного Памира и Тибета, где фиксируется минимальная депрессия снеговой линии для позднелистоценового оледенения (см. табл. 13).

Во время ледниковых фаз устанавливался климат более континентальный, чем в межледниковья. В ледниковые эпохи расширялась область действия Сибирско-Монгольского антициклона, влияние его холодных и сухих воздушных масс распространялось на Среднюю и Центральную Азию. Зимний муссон в Северном Китае – зоне развития лёссов – проявлялся сильнее, он приносил интенсивные пыльные бури. Летний муссон был ослаблен. В эпохи лёссовобразования в предгорьях Средней Азии и на Лёссовом плато

Северного Китая количество осадков снижалось примерно до 250–300 мм/год, т.е. это та сумма осадков, которая наблюдается в условиях современных засушливых степей и полупустынь.

В атмосферной циркуляции над Средней Азией во время ледниковых эпох большее влияние на климат оказывали северные – арктические воздушные массы и западный отрог Сибирско-Монгольского антициклона. Существенно ослабевало воздействие воздушных масс западного переноса вследствие общей перестройки атмосферной циркуляции над Северной Атлантикой (рис. 73). Причинами тому были продвижение южной кромки морских льдов примерно до 50–60° с. ш. и значительное ослабление до полного разрушения Исландского барического минимума, являющегося генератором циклональных систем. Арктический антициклон, устанавливавшийся над Скандинавским ледниковым щитом, оказывал блокирующее влияние на воздушные массы западного переноса.

В холодные сезоны ледниковых эпох Арктический и Сибирско-Монгольский антициклоны разрастались и соединялись, создавая общее поле высокого давления. В этой связи, например, согласно палеоклиматическим реконструкциям А.А.Величко (1980), допускается значительное усиление восточной составляющей в системе воздушных потоков средних широт, что должно было кардинально менять общую картину атмосферной циркуляции. В целом, все это создавало условия для широкого распространения на запад холодных и сухих воздушных масс из области Сибирско-Монгольского антициклона. Эти воздушные массы оказывали господствующее влияние на Среднюю Азию.

В теплые сезоны ледниковых эпох влияние Арктического антициклона ослабевало, Сибирско-Монгольский антициклон разрушался на короткий период. Система западного переноса частично восстанавливалась, но в ослабленной форме. Воды Северной Атлантики оставались перекрытыми полярными льдами, и это было одной из помех развития глубокого барического минимума на месте Исландской циклональной системы. Более того, например, в палеоклиматических моделях исследователей для теплых периодов года позднеюрмского оледенения (Величко, 1980; Gates, 1976) на месте Исландского минимума предполагается область высокого давления. Из этого должно следовать то, что вероятность летних осадков в Средней Азии с поступлением воздушных масс западного переноса в теплые сезоны ледниковых эпох была ничтожно мала.

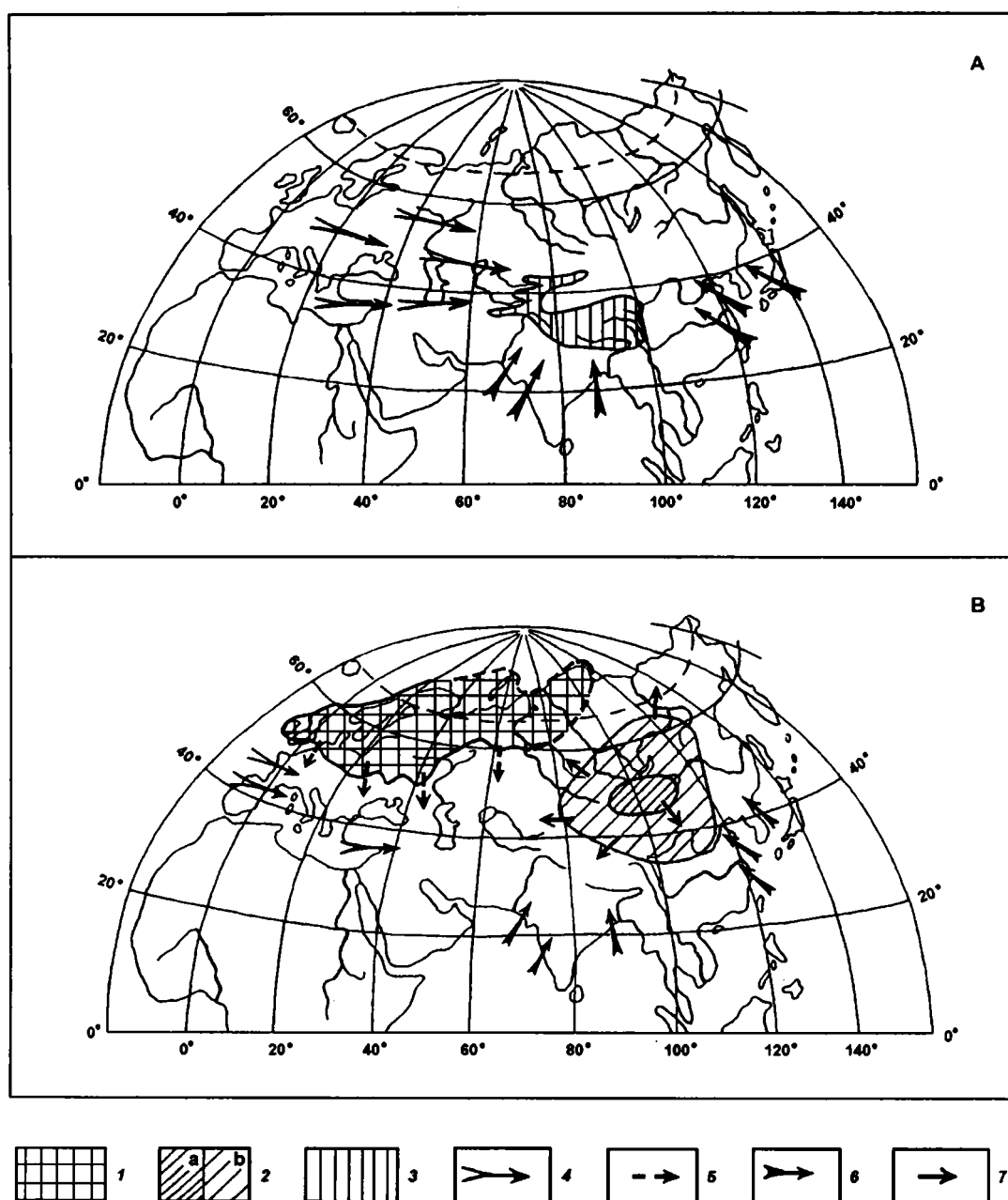
Необходимо также сказать о роли южного муссона в системе атмосферной циркуляции над

Средней Азией. Известно, что действие южного муссона ослабевало в холодные климатические фазы. Кроме того, как ранее отмечалось В.М.Синициным, южный муссон по мере роста горных сооружений Средней и Центральной Азии оказывал все меньшее влияние на климат внутренних областей, отгороженных с юга высокими хребтами. По-видимому, критический момент наступил в конце среднего неоплейстоцена, когда в результате воздымания горных цепей Гималаев и Гиндукуша южный муссон со стороны Индийского океана не смог преодолеть этот орографический барьер. Заметим, что влажные воздушные массы южного муссона охватывают слой тропосферы примерно до 5 км. После того, как южный муссон был блокирован, количество летних осадков существенно сократилось, что отразилось отчасти в морфологии почв, залегающих выше ПК4.

Сокращение влагообеспеченности и возрастание континентальности палеоклимата к концу среднего и в позднем неоплейстоцене отразилось на развитии палеорастительности. В позднем неоплейстоцене увеличилось содержание ксерофильной флоры. Степень облесенности уменьшилась. После среднего неоплейстоцена, по материалам О.Е.Агаханянца (1982), сосны исчезли на Восточном Памире. На уровне временного среза 36–20 тыс. лет сосны отсутствовали во многих районах гор Средней Азии, кроме Южного Памира, Даравазы, горного обрамления Таджикской депрессии, Прииссыккуля, Северного Памира и Туркестанского хребта. На рубеже позднего неоплейстоцена и голоцена сосны в Средней Азии палинологическими методами не фиксируются (Агаханянц, 1982).

По материалам изучения истории озер Тянь-Шаня и Памира установлено, что во время позднеоплейстоценового оледенения озера с ледниковым питанием имели высокое положение уровня вод. Это иллюстрируется данными по озерным впадинам Чатыркель, Сонкель, Иссык-Куль, Каракуль (Разрез..., 1971; Никонов и др., 1979; Озера Тянь-Шаня..., 1980; Шнитников и др., 1980). Повышение уровня озер в эпоху оледенения было связано с возросшей обводненностью за счет сезонного таяния увеличившихся ледников. Однако это не означает проведение знака равенства между эпохами оледенений и плювиалами. Например, во время последнего ледникового максимума для региона, где располагается оз. Чатыркель, отмечаются холодные и более сухие климатические условия по сравнению с современными. Признаки потепления и относительного увлажнения в этом регионе ус-





**Рис. 73.** Схема динамики атмосферной циркуляции в Евразии во время межледниковых (А) и ледниковых (В) эпох

1 – континентальный ледниковый щит на севере Европы и Западной Сибири (интегральная картина во время квартера); 2 – область Сибирско-Монгольского антициклона: а – центральная и б – периферийная части; 3 – высокогорные области Средней и Центральной Азии, абсолютная высота > 3000 м; 4 – воздушные потоки западного переноса; 5 – холодные воздушные потоки со стороны ледникового щита Северной Европы; 6 – муссоны; 7 – холодные сухие воздушные потоки из центральной части Сибирско-Монгольского антициклона

тановлены в интервале, предшествующем последнему ледниковому максимуму. Это проявилось в увеличении содержания пыли разнотравья, а также заносной пыли древесных и кустарниковых пород, что было связано с повы-

шением уровня верхней границы распространения древесной растительности в горах (Озера Тянь-Шаня..., 1980; Шнитников и др., 1980).

Другой пример – в Иссык-Кульской впадине, где спорово-пыльцевые спектры 30-метровой

николаевской террасы, характеризующиеся повышенным содержанием и большим разнообразием пыльцы древесных и кустарниковых растений, а также включением спор (*Bryales*, *Sphagnum*, *Polypodiaceae*, *Botrychium*, *Lycopodium*) интерпретируются как свидетельство влажных и прохладных климатических условий. Включающие эти палиноспектры осадки имеют радиоуглеродную датировку  $26340 \pm 540$  лет, что указывает на их интерстадиальный возраст (Разрез..., 1971).

По материалам Г.Н.Бердовской и ее соавторов (1987), время накопления поздненеоплейстоценовых отложений регрессивной фазы оз. Иссык-Куль характеризуется широким распространением пустынной и полупустынной растительности, когда климатические условия были сухими и холодными, что соответствовало стадии развития горно-долинного оледенения второй половины позднего неоплейстоцена, тогда как с увеличением влажности в раннеголоценовое время связана трансгрессия озера.

В целом, учитывая приведенные выше данные по озерным бассейнам, можно полагать, что, с одной стороны, высокое стояние уровня озер не является результатом атмосферного увлажнения и, с другой – во время интерстадиальных фаз имели место влажные и умеренные климатические условия.

Как показывает общий ход палеоклиматических изменений в Средней и Центральной Азии, основной тренд развития климата был направлен в сторону аридизации и континентализации на фоне общего похолодания. Тенденция к аридизации и похолоданию проявлялась очень постепенно. Этот палеоклиматический тренд отражен на рис. 72. С некоторой долей условности могут быть зафиксированы три палеоклиматических рубежа, обозначающих последовательный переход от увлажненного и жаркого к относительно более аридному и прохладному – более континентальному климату. Эти рубежи в целом совпадают с границами верхнего плиоцена и эоплейстоцена, эоплейстоцена и неоплейстоцена, нижнего–среднего и верхнего неоплейстоцена. Важно обратить внимание на то, что эти события приходятся на фазы активизации тектонических движений и связанные с ними этапы воздымания горных сооружений (см. рис. 72).

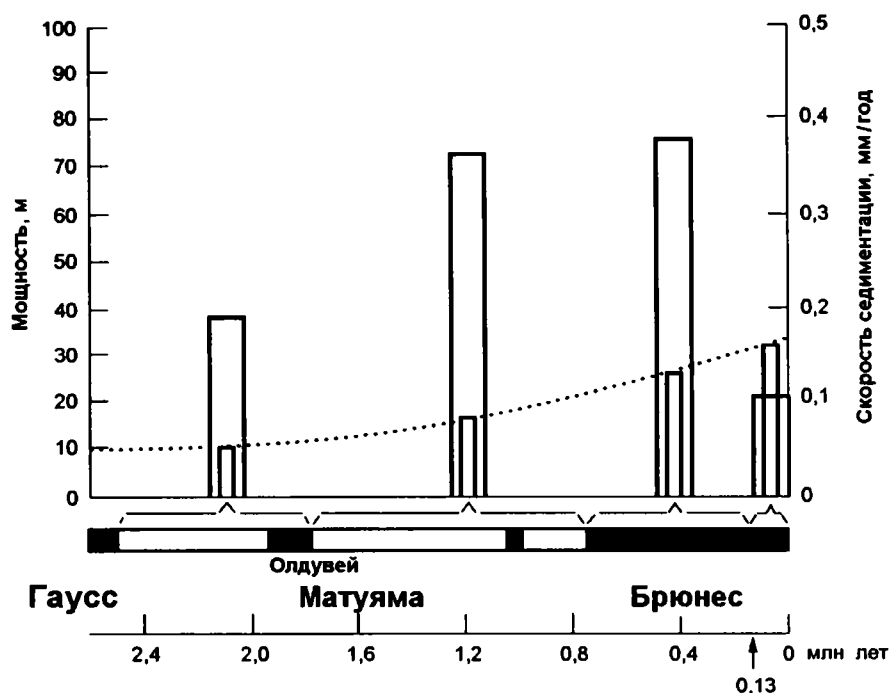
Рубеж начала формирования лёссов является важным палеогеографическим репером при анализе истории развития палеосреды четвертичного периода в общепланетарном масштабе. Самый ранний рубеж начала лёссообразования – 2,5 млн лет – коррелируется с холодной стадией претиг-

лия. Примерно этому же или несколько более раннему времени отвечает предполагаемое средне-позднеплиоценовое оледенение горных сооружений Средней Азии. Геохронологический рубеж около 0,8 млн лет, с которым ассоциируется усиление или начало лёссообразования в ряде районов суши, по-видимому, также отражает значительный этап общепланетарного похолодания и аридизации палеоклимата. Наиболее широкие масштабы лёссообразования приобрело во время поздненеоплейстоценового оледенения.

Для понимания общего тренда нарастания аридизации и континентализации палеоклимата показательна кривая скорости седиментации субаэральных отложений, рассчитанная по мощностям лёссово-почвенных серий (рис. 74, табл. 15). Расчеты проведены поэтапно для конца позднего плиоцена, эоплейстоцена, раннего–среднего и позднего неоплейстоцена с использованием палеомагнитных реперов и термолюминесцентных датировок. Как видно на рис. 74, построенная кривая отражает постепенное нарастание скорости седиментации субаэральных отложений от 0,05 до 0,16 мм/год. При этом необходимо уточнить то, что скорости седиментации собственно лёссов, за вычетом мощности педокомплексов и времени формирования последних, в течение неоплейстоцена достигали в среднем 0,2–0,3 мм/год (табл. 16, рис. 75). На рис. 75 следует обратить внимание на пропорциональность изменения скорости лёссовой седиментации, рассчитанной по разрезам Южного Таджикистана и Лёссового плато Северного Китая, что наводит на мысль о наличии общей закономерности в развитии эоловых процессов в разных регионах Азии.

Учитывая геологические и климатические события прошлого, построение прогностической модели развития геологических процессов и климата в Средней Азии на ближайшие тысячелетия и десятки тысячелетий можно свести к оценке нескольких факторов: 1 – потепление как продолжение современного межледниковья; 2 – наступление похолодания; 3 – роль парникового эффекта в результате колебаний концентрации в атмосфере “парниковых газов” ( $\text{CO}_2$ ,  $\text{CH}_4$ ). Временная составляющая в развитии событий, связанных с названными выше факторами, зависит от определения того алгоритма, по которому будут происходить циклические колебания солнечной радиации, обусловленные изменениями орбитальных параметров Земли.

Существуют различные версии относительно времени проявления первого похолодания. Так, согласно расчетам кривой солнечной радиации на будущее, первое похолодание предполагается



**Рис. 74.** Изменение средних мощностей лёссовой формации (широкие вертикальные колонки) и средних скоростей накопления лёссов (узкие колонки) за последние 2,5 млн лет.

Для расчета мощностей и скоростей осадконакопления использованы возрастные границы: палеомагнитная инверсия Гаусс–Матуяма, верхняя граница эпизода Олдувей, инверсия Матуяма–Брюнес и возрастной рубеж 130 тыс. лет. Расчеты сделаны по разрезам Чашманигар, Карамайдан, Хонако, Дараи Калон, Кайрубак, Лахути, Каратау

**Таблица 15.** Расчет средних скоростей лёссовой седиментации в Южном Таджикистане за поздний плицен – квартер

Возрастной интервал	Мощность лёссово-почвенных образований в разрезах, м								Средняя мощность, м	Просадочность, %	Реконструированная мощность, м	Скорость седиментации, мм/год
	Чашманигар	Карамайдан	Хонако-2	Дараи Калон	Кайрубак	Лахути	Тагиджар	Каратау				
Поздний неоплейстоцен (130 тыс. лет)	20	[6,2]	21	25	20	24	18	14	20,3	–	–	0,16
Нижний–средний неоплейстоцен: Матуяма–Брюнес – ПК1 (650 тыс. лет)	59	56	74	92	85	–	87	–	75,5	10	83,1	0,13
Эоплейстоцен: Олдувей–Матуяма–Брюнес (1020 тыс. лет)	77	68							72,5	10	79,8	0,08
Поздний плицен: Гаусс–Матуяма–Олдувей (780 тыс. лет)		38							38	10	41,8	0,05

Таблица 16. Расчет скоростей накопления лёссов по разрезу Дарай Калон

Дарай Калон				Скв. ODP 677 (бентос)				Горизонты лёссов		
Горизонт	ПМ, тыс. л.	Глубина, м	Мощность, м	Стадия $\delta^{18}\text{O}$	ПМ, тыс. л.	Возраст, тыс. лет	Продол- жит., тыс. лет	Просе- доч., 10% (м)	Ре- констр. мощн., м	Скорость се- дimentации, мм/г
ПС			0,7	1			10			
		0,7				10				
ЛП <sub>1</sub>			6,8	2			15			0,45
		7,5				25				
ЛП <sub>1-2</sub>			4,5	3			30			0,14
		12				55				
ЛП <sub>2</sub>			7,3	4			15			0,48
		19,3				70				
ПК1			5,9	5			60			
		25,2				130				
ЛП <sub>2</sub>			17,3	6			60	1,7	19	0,32
		42,5				190				
ПК2			7,2	7			50			
		49,7				240				
ЛП <sub>3</sub>			8,1	8			60	0,8	8,9	0,15
		57,8				300				
ПК3			5,7	9			35			
		63,5				335				
ЛП <sub>4</sub>			8,6	10			35	0,9	9,5	0,27
		72,1				370				
ПК4			2,6	11			55			
		74,7				425				
ЛП <sub>5</sub>			11,4	12			45	1,1	12,5	0,28
		86,1				470				
ПК5			2,9	13			60			
		89				530				
ЛП <sub>6</sub>			3,8	14			35	0,4	4,2	0,12
		92,8				565				
ПК6			4,2	15			60			
		97				620				
ЛП <sub>7</sub>			10,8	16			40	1,1	11,9	0,3
		107,8				660				
ПК7			2,8	17			40			
		110,6				710				
ЛП <sub>8</sub>			2,2	18"а"			20	0,2	2,4	0,12
		112,8				730				
ПК8			1,9	18"б"			20			
		114,7				750				
ЛП <sub>9</sub>			3,9	18"с"			15	0,4	4,3	0,29
		118,6				765				
ПК9	В/М 780		2,4	19	В/М 780		25			
		121				790				
ЛП <sub>10</sub>			5	20			20	0,5	5,5	0,28
		126				810				
ПК10			3,8	21			60			
		129,8				870				
ЛП <sub>11</sub>			9,4	22			25	0,9	10,3	0,41
		139,2				895				
ПК11			2,8	23			20			
		142				915				
ЛП <sub>12</sub>			5	24			20	0,5	5,5	0,28
		147				935				
ПК12			2,7	25			20			
		149,7				955				

Окончание табл. 16

Л13			1,8	26		15	0,2	2	0,13
		151,5			970(?)				
ПК13			2	27"а"					
		153,5			-				
Л14			1,2	27"б"		15?			
		154,7			-				
ПК14			1,3	27"с"					
		156			Хар.990	990			
Л15	Хар.990		2	28		15	0,2	2,2	0,15
		158			1005				
ПК15			1,5	29		20			
		159,5			1025				
Л16			4,5	30		20	0,5	5	0,25
		164			1045				
ПК16			2,4	31		25			
		166,4			Хар.1070	1070			
Л17	Хар.1070		0,6	32		20	0,1	0,7	0,04
		167			1090				
ПК17			2,7	33		20			
		169,7			1110				
Л18			3,3	34		25	0,3	3,6	0,14
		173			1135				
ПК18			3						
		176							

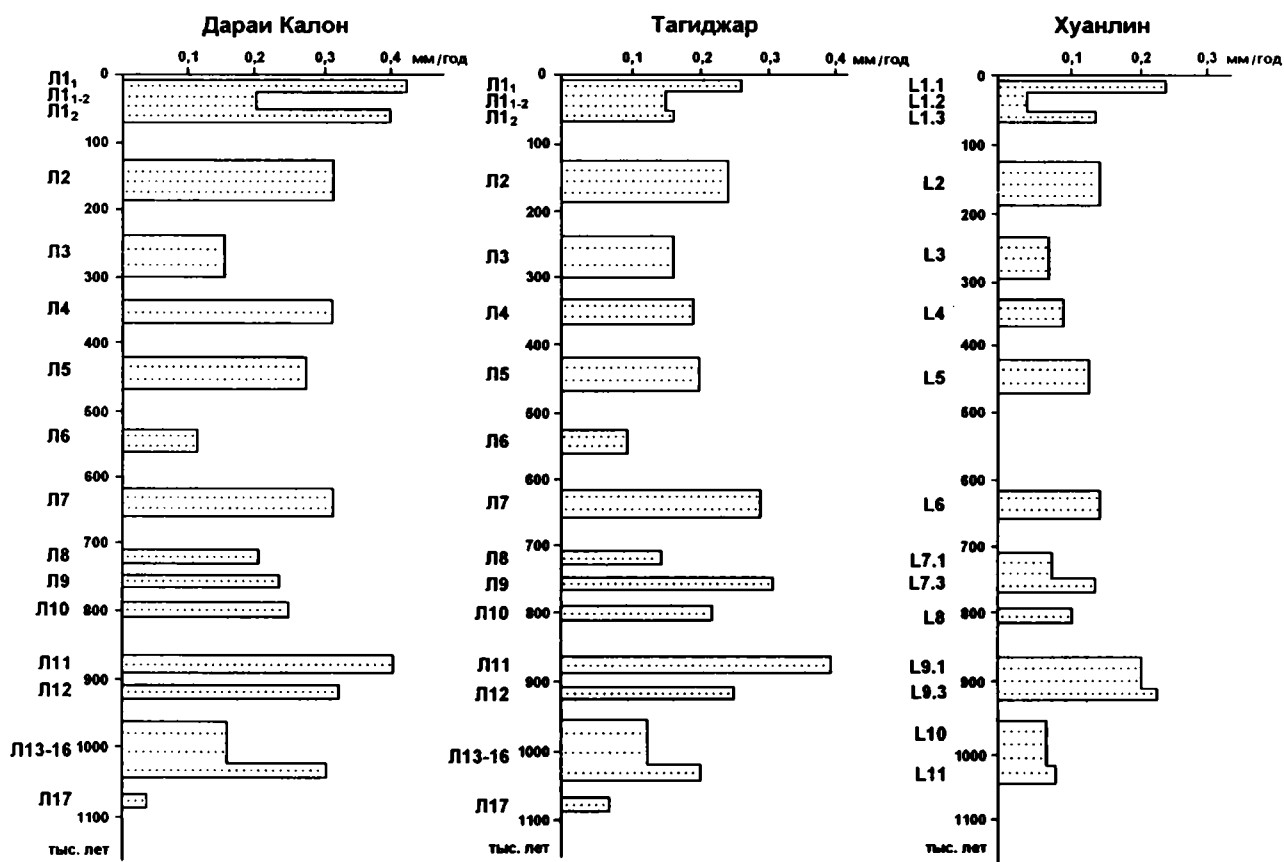


Рис. 75. Скорость лёссовой седиментации по разрезам Дараи Калон, Тагиджар (Южный Таджикистан) и Хуанлин (Лёссовое плато, Китай). По разрезу Хуанлин использованы материалы П.Хазартса.

через 4 тыс. лет от современности (Kukla et al., 1981) или, например, на основании анализа “размерности макроцикла” ледниково-межледниковых событий ближайшее похолодание прогнозируется не ранее, чем через 3–5 тыс. лет (Герасимов, Величко, 1984). По данным И.И.Краснова (1973), первый пик похолодания наступит через 18 тыс. лет от современности, хотя по его же построениям постепенное похолодание начнется значительно раньше.

Согласно сценарию, предлагаемому разными авторами, голоценовый этап – аналог оптимальной подстадии 5e,  $\delta^{18}\text{O}$ , переходит в свою завершающую фазу. В ближайшие несколько тысяч лет будут еще достаточно теплые климатические условия, близкие к современным; похолодание наступит в конце этого временного отрезка. Масштабы ближайшего от современности похолодания могут быть сравнимы с похолоданием, имевшим место около 110 тыс. л. н., соответствующим подстадии 5d,  $\delta^{18}\text{O}$ . По такому сценарию во время ближайшего от современности похолодания в Средней Азии можно ожидать, что произойдет понижение среднегодовых температур, особенно за счет снижения температур холодного сезона; сократится количество осадков; усилится процесс лёссовобразования; в предгорной зоне будет происходить остепнение ландшафтов; почвы будут развиваться главным образом по сероземному типу; в области дефляции усилится ветровая эрозия почв; пустыни и полупустыни расширят свои границы. Горные ледники будут наступать; за счет сезонного таяния увеличившихся ледников несколько возрастет сброс талых вод во внутренние бассейны. В атмосферной циркуляции будет сильнее проявляться влияние Сибирско-Монгольского барического максимума.

Как показали исследования последних лет, особенно изучение содержания  $\text{CO}_2$  и  $\text{CH}_4$  в ледяных кернах, роль “парниковых газов” в развитии ледниково-межледниковых событий может быть весьма существенна. Согласно существующим оценкам, концентрация  $\text{CO}_2$  в атмосфере земского межледникового (122 тыс. л. н.) составляла ~ 270 ppmv (Berger et al., 1993). К.Лориус с соавторами (Lorius et al., 1990) приводят данные о содержании  $\text{CO}_2$  в атмосфере во время последнего ледникового максимума ~ 190–200 ppmv, а также среднюю величину концентрации  $\text{CO}_2$  в голоценовое (доиндустриальное) время ~ 270–280 ppmv. Согласно материалам этих же авторов, концентрация  $\text{CH}_4$  во время ледникового максимума составляла 0,35 ppmv и в голоценовое время – 0,65 ppmv. Отмечается достаточно высокая

степень корреляции содержания  $\text{CO}_2$  и  $\text{CH}_4$  с изменением температур ( $r^2 = 0,79$  для  $\text{CO}_2$  и  $r^2 = 0,78$  для  $\text{CH}_4$ ). В целом допускается, что до 50 % увеличения температуры (по “Востоку” в Антарктиде  $3^\circ$  из  $6^\circ\text{C}$ ) в ледниково-межледниковом цикле обусловлены влиянием парникового эффекта (Lorius et al., 1990).

Согласно реконструкциям палеоклиматических изменений, предлагаемых А.Берге с соавторами (Berger et al., 1993), в течение последнего ледниково-межледникового цикла до 70 % увеличения объема льдов обеспечивались астрономическими причинами (солнечная радиация), включая альбедо, и остающиеся 30 % объема льдов образовывались за счет сокращения содержания  $\text{CO}_2$  в атмосфере. Другие расчеты, касающиеся современности, показали, что, например, рост на 1 % в год содержания  $\text{CO}_2$  в атмосфере приведет только за 70 лет к двукратному увеличению концентрации  $\text{CO}_2$  и повышению наземных температур более чем на  $2^\circ\text{C}$  (Manabe, Stouffer, 1993). Таким образом, как показывают приведенные данные, изменение содержания парниковых газов может сыграть корректирующую роль в дальнейшем развитии климата.

Что касается более отдаленных похолоданий, аналогичных тем, что имели место, например, во время 4-й стадии, т. е. на рубеже 70 тыс. л. н., то, согласно расчетам кривой солнечной радиации на будущее (Kukla et al., 1981), такой холодный пик ожидается на рубеже 60 тыс. лет от современности.

\*\*\*

Подводя итог рассмотрению общего хода палеогеографических изменений и последовательности основных геологических событий в Средней и Центральной Азии за позднеплиоцен-четвертичное время, можно констатировать следующее.

1. В позднем плиоцене и эоплейстоцене воздымание горных сооружений, особенно Памира и Тибета, сыграло определяющую роль в наступлении похолодания и проявлении ранних стадий горного оледенения. Несмотря на некоторое возрастное “скольжение” отдельных фаз тектогенеза, явно прослеживается единство пространственно-временных соотношений тектонических событий в разных регионах Средней и Центральной Азии. Намечаемые фазы тектогенеза контролируют главные этапы геобиосферных изменений на рубежах 3,5; 2,5–1,8 и 1,0–0,8 млн лет.

2. Увеличение высоты гор Средней Азии создало предпосылки для иссушения внутренних областей, отгороженных горными цепями от влажных воздушных масс, поступающих с западным переносом и южным муссоном. На фоне постепенного

похолодания и аридизации стали отчетливее проявляться частые палеоклиматические флуктуации, обусловленные астрономическими причинами. Это имело отражение в чередовании горизонтов почв и лёссов. Холодные фазы стали продолжительнее в плейстоцене, что, наряду с усилением общего похолодания и аридизации, привело к увеличению масштабов лёссовобразования, особенно в среднем и позднем неоплейстоцене.

3. Начало лёссовобразования в разных регионах Евразии было неодновременным. Диахронность этого события достигала 1 млн лет и более, т.е. имело место явное несовпадение темпов развития адекватных геологических процессов, происходивших в разных поясах и ландшафтных зонах. Гиперзональность палеоландшафтов, выраженная в развитии холодных степей перигляциальной зоны и расширении пустынь, полупустынь и степей аридной зоны, в наибольшей степени проявилась на рубеже зоплейстоцена и неоплейстоцена и поэтапно возрастала вплоть до позднего неоплейстоцена. С поэтапным расши-

рением площадей гиперзональных ландшафтов перигляциальной и аридной зон было связано увеличение масштабов лёссовобразования.

4. Важно подчеркнуть существенную роль атмосферной циркуляции в развитии процессов лёссо- и почвообразования. Характерно, что в восточной части Азии лёссовобразование связано с усилением Сибирско-Монгольского антициклона и ослаблением юго-восточного муссона и, наоборот, – почвообразование коррелируется с активизацией муссона и снижением влияния Сибирско-Монгольского барического максимума. В Средней Азии велика роль западного переноса воздушных масс, приносящих влагу из Северной Атлантики. Эпохи лёссовобразования в Средней Азии и на юге Сибири были сопряжены с ослаблением западного переноса и усилением Сибирско-Монгольского антициклона при участии полярных воздушных масс; напротив, процессы почвообразования активно развивались, когда западный перенос увеличивался, а влияние Сибирско-Монгольского антициклона сокращалось.

# ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. На основании комплексного изучения субаквальных и субаэральных отложений среднего-верхнего плиоцена и квартера Средней Азии разработана детальная стратиграфическая схема, опирающаяся на данные по био-, климато- и магнито-стратиграфии, а также физические методы датирования и материалы по геoarхеологии. Лёссово-почвенные разрезы Средней Азии содержат свыше 40 горизонтов ископаемых почв и педокомплексов, что ставит эти геологические объекты в число уникальных и сопоставимых по своей климатостратиграфической значимости с подобными разрезами Лёссового плато Северного Китая.

2. На основе термолюминесцентных и магнито-стратиграфических данных определен возраст реперных горизонтов в опорных лёссово-почвенных разрезах Средней Азии, что позволило провести детальную корреляцию континентальной лёссово-почвенной шкалы с океанической изотопно-кислородной шкалой и выполнить геохронологическую калибровку лёссово-почвенной серии. Установлено, что продолжительность климатических циклов в лёссово-почвенной последовательности хорошо увязывается с теми возрастными интервалами, которые известны по данным изотопии глубоководных океанических осадков и астростратиграфии, т.е. в зоплейстоцене это преимущественно 40-тысячелетние циклы, а в неоплейстоцене лучше выражены циклы длительностью около 100 тыс. лет.

3. Согласно предложенной палеоклиматической модели и палеогеографическим реконструкциям, образование регионально прослеживающихся лёссовых горизонтов в Средней и Центральной Азии происходило в эпохи относительного иссушения и похолодания (оледенения, стадиалы) при усилении влияния Сибирско-Монгольского антициклона и арктических воздушных масс. Эта модель хорошо согласуется с известными материалами, иллюстрирующими увеличение содержания пылевых аэрозолей в палеоатмосфере во время ледниковий над континентами, в том числе над ледяными щитами в Антарктиде и Гренландии. Горизонты почв формировались в теплые, умеренно теплые и относительно увлажненные интервалы (межледниковья, интерстадиалы). В атмосферной циркуляции над Средней Азией эти эпохи сопровождались большей активностью западного переноса при усилении влияния южного муссона. Роль последнего была ограничена терминальной частью среднего неоплейстоцена.

4. Наиболее ранние этапы лёссообразования проявились в пустынно-лессовой зоне – в Северном Китае и в Средней Азии, где возраст самых древних лёссов около 2,5 млн лет. Расширение областей лёссообразования и возникновение новых лёссовых провинций происходило по мере аридизации и уве-

личения степени континентальности климата. Анализ стратиграфических данных показывает, что разница во времени начальных этапов формирования лёссовой формации в разных регионах Евразии достигала 1 млн лет и более, т.е. в зоплейстоцене и неоплейстоцене имело место явное отставание темпов развития адекватных геологических процессов, связанных с эоловой седиментацией и присходивших в разных поясах и ландшафтных зонах в направлении от центров наибольшей аридизации и континентализации к областям относительно большей гумидности.

5. Фазы активизации тектонических движений в Средней Азии и сопредельных регионах, установленные на рубежах 3,5; 2,5–1,8 и 1,0–0,8 млн лет, предопределили формирование толщ средне-верхнеплиоценовых и зоплейстоценовых моласс, контролируя развитие геозоологических условий в региональном и субрегиональном масштабе. На ранних этапах развития высокогорного оледенения тектонический фактор играл главенствующую роль. С древними ледниковыми эпохами были связаны наибольшие масштабы оледенения, тогда как размеры позднеоплейстоценовых ледников, особенно внутренних областей Тянь-Шаня, Восточного Памира и Тибета, были наименьшие.

6. В результате изучения палеолитических местонахождений в ископаемых почвах стратиграфически обосновано появление древнего человека в предгорной зоне Средней Азии 900 тыс. лет назад. Открытие новых местонахождений палеолита в разновозрастных горизонтах почв на протяжении всего неоплейстоцена создает благоприятную возможность для периодизации каменных индустрий на основе использования лёссово-почвенной стратиграфии. Вместе с тем, геoarхеологические данные, а именно среднепалеолитические находки мустьерского типа, позволяют контролировать возраст верхних почвенных горизонтов лёссово-почвенной формации, уточняя стратиграфические построения. Приуроченность артефактов к почвам демонстрирует связь условий обитания древнего человека с цикличностью палеоклиматических изменений в аридной зоне, а также миграционный характер заселения лёссовых плато Средней Азии.

7. Региональные и межрегиональные корреляции плейстоценовых отложений Евразии позволяют установить в целом синфазный характер палеоклиматических событий в разных ландшафтных зонах. Возможные смещения начальных или завершающих фаз в динамике геобиосферных изменений, подчиняющихся климатическим циклам и находящимся в той или иной зависимости от особенностей локальных палеогеографических обстановок, по-видимому, не нарушали их однонаправленное развитие в интервале одного полуцикла.



## SUMMARY

The proposed monograph presents new data on the Quaternary of Middle Asia. Using paleontological, paleomagnetic, climatostratigraphic, geochronologic, and geoarchaeologic methods we compiled the detailed stratigraphic scheme of the Upper Pliocene and Quaternary deposits. The main theoretical prerequisites, important for the solution of the basic problems of the Quaternary geology, were considered. These are (1) the relationships of glacial and interglacial epochs of the middle latitudes with arid and pluvial events of the lower latitudes, (2) the role of tectonics in the general desiccation of climate in Middle Asia, and (3) the significance of the astronomical theory for understanding of the paleoclimatic cyclicity.

It was shown that the concept about the correspondence of pluvials to glacial epochs and arid intervals to interpluvials cannot serve as a uniform theoretical model, especially for internal continental areas. It was suggested that geohistorically one of the most probable reasons of paleoclimatic aridization of Middle Asia was the uplifting of high mountain ranges that blocked the internal regions of Asia from the wet air-mass transfer provided by westlies and the southern monsoon. The astrostratigraphic scale and oxygen isotope records are thought to be the major instruments for stratigraphy and correlations of the terrestrial and marine records of the Upper Pliocene and Quaternary.

Due to a very complex geologic structure and facial variability of molasses, as well as to a relatively isolated position of the intermountain depressions, different regional schemes were used. Correlation of the Pliocene and Quaternary deposits was based on the mammal fauna, paleomagnetic records, and lithology. In the Middle and Upper Pliocene two mammal age levels corresponding to the Lower and Middle Villafranchian have been distinguished, and in the Quaternary the Upper Villafranchian age level and the transitional level from the Tamanian to Tiraspolian are recognizable.

The detailed climatostratigraphy of loess-paleosol successions is one of the most significant subjects of the work. Taking into account the peculiarities of the loess and paleosol structure and the specific source of dust sedimentation, three sublatitudinal zones are distinguished in Asia: (1) subtropical desert-loess zone, (2) temperate periglacial loess zone, and (3) subarctic frozen loess zone. Climatic conditions for different zones and provinces, as well as the role of atmospheric processes in loess sedimentation, are described. The climatostratigraphic scheme of loess formation based on the paleopedologic, paleomagnetic, and thermoluminescence data is correlated with the oxygen isotope scale.

The beginning of loess formation in different zones and provinces of Eurasia started with a big discrepancy up to 1 Ma and even more depending on the rate of aridization and sedimentary environment. The earliest records of loess formation at 2.5 Ma are documented in desert-loess zone in Middle Asia and Northern China. Over 30 paleosol horizons are assumed to have been formed during the Matuyama Chron in loess sections of Southern Tadzhikistan. From the Olduvai Subchron to the Matuyama-Brunhes reversal 23 paleosol horizons (PC10-PC32) have been recorded. The duration of 40 ka of the pedosedimentary cycles in this interval corresponds to the paleoclimatic cycles indicated in the oxygen isotope scale. Using the thermoluminescence dates and the Matuyama-Brunhes boundary as the chronological control and other geochronological evidence for interregional correlation, a synphase character of paleoclimatic events for different paleolandscapes in Central Asia and Northern China, as well as in Eastern and Western Europe, was inferred.

New Paleolithic sites were discovered in paleosols. An updated geoarchaeological material illustrates that the earliest settling of the piedmonts of the Tian-Shan and Pamirs occurred in the late Eopleistocene (0.9 Ma). In the loess area the wide spreading of ancient people took place during the soil formation intervals, whereas humans likely abandoned these areas during increased dust sedimentation.

According to the suggested paleoclimatic model, the formation of the regionally developed paleosol horizons in Middle Asia occurred during interglacial/interstadial epochs accompanied by a strong activity of the western air-mass transfer and high intensity of the summer monsoon which carried the moisture from the south. The role of the latter significantly reduced since the late Middle Pleistocene. Loess forming processes correlate with the increased aridization and continental conditions connected with the glacial/stadial paleoenvironment when the Siberian-Mongolian high-pressure system was strengthened.

It was established that the major geologic events of Middle Asia have been controlled by the significant phases of neotectonic uplifting, which took place at the boundaries of the Early-Middle Pliocene; Pliocene and Eopleistocene; Eopleistocene and Pleistocene. These events stimulated the formation of the regionally developed lithostratigraphic complexes and influenced the early stages of mountain glaciation as well. The role of the climatic fluctuations affected by astronomical factors have been manifested at the end of the Eopleistocene and in the Pleistocene.

Агаханянц О.Е. Смена атмосферной циркуляции и деградация древесных пород в горах Средней Азии на рубеже позднего плейстоцена и раннего голоцена // Развитие природы территории СССР в позднем плейстоцене и голоцене. М.: Наука, 1982. С. 118–124.

Агаханянц О.Е., Никонов А.А., Пахомов М.М., Ранов В.А., Трофимов А.К., Чедия О.К. О древнем оледенении Памира // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1981. № 4. С. 123–134.

Алексеев М.Н. Антропоген Восточной Азии: Стратиграфия и корреляция. М.: Наука, 1978. 207 с.

Алексеев М.Н., Габлина С.С., Горецкий К.В., Лаврушин Ю.А., Хютт Г.А., Якименко Е.Ю. Стратиграфия и геологические события среднего и позднего плейстоцена Подмосквы // Четвертичная геология и палеогеография России. М.: ГЕОС, 1997. С. 15–24.

Алексеев М.Н., Меннер В.В., Никифорова К.В., Певзнер М.А., Вангенгейм Э.А. Схема корреляции // Международный коллоквиум по проблеме "Граница между неогеном и четвертичной системой". Т. 4. М.: ГИН АН СССР, 1973.

Алексеева Л.И. Восточноевропейские аналоги нижнего виллафранка // Стратиграфия и палеогеография антропогена. М.: Наука, 1982. С. 21–38.

Алешинская З.В., Бондарев Л.Г., Чигарев Н.В., Шумова Г.М. О тектонике, климате и оледенении Тянь-Шаня в плейстоцене // Проблемы общей физической географии и палеогеографии. М.: Изд-во МГУ, 1976. С. 198–210.

Алешинская З.В., Куликов О.А., Мотузко А.Н., Фаустов С.С., Шумова Г.М. К палеогеографии и стратиграфии новейших отложений Иссык-Кульской впадины // Проблемы общей физической географии и палеогеографии. М.: Изд-во МГУ, 1976. С. 211–225.

Алешинская З.В., Никонов А.А., Шумова Г.М. Природные особенности Северного Памира и Алайской долины в конце позднего плейстоцена и в голоцене (по данным спорово-пыльцевого анализа) // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1985. № 2. С. 87–94.

Алтысбаев Х.А. Палеогеография Южного Казахстана (хребет Каратау) в эпоху раннего палеолита // Палеоэкология древнего человека. М.: Наука, 1977. С. 202–208.

Амосова А.Г., Додонов А.Е. О работе по изучению каменного века в Бешкентской долине // Археологические работы в Таджикистане. Душанбе: Дониш, 1984. С. 59–73. (Тр. Ин-та истории АН ТаджССР; Вып. 18).

Амосова А.Г., Ломов С.П., Несмеянов С.А. История формирования и древнейшего заселения Бешкентской долины (Южный Таджикистан). Душанбе: Дониш, 1991. 135 с.

Арсланов Х.А., Гей Н.А., Измайлов Я.А., Локшин Н.В., Герасимова С.А., Тертычный Н.И. О возрасте и климатических условиях формирования осадков позднеплейстоценовых морских террас побережья Керченского пролива // Вестн. ЛГУ. Геология, география. 1983. Вып. 2, № 12. С. 69–79.

Архангелов А.А., Вайкмяз Р.А., Михалев Д.Р., Пунинг Я. - М.К., Соломатин В.Н. Стратификация разрезов многолетнемерзлых пород Колымской низменности изотопно-кислородным методом // Новые данные по геохронологии четвертичного периода. М.: Наука, 1987. С. 143–149.

Архинов И.В., Леонов Ю.Г., Никонов А.А. Основные черты геологии Афганского Бадахшана // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1970. Т. 45, вып. 1. С. 46–57.

Аубекеров Б.Ж. Континентальные четвертичные отложения Казахстана: Автореф. дис... д-ра геол. – минер. наук. Алма-Ата: Ин-т геол. наук, 1992. 35 с.

Аубекеров Б.Ж. Стратиграфия и палеогеография равнинных областей Казахстана в позднем плейстоцене и голоцене // Развитие ландшафтов и климата Северной Евразии. Вып. 1: Региональная палеогеография. М.: Наука, 1993. С. 88–89.

Аубекеров Б.Ж., Жакупова Ш.А., Костенко Н.Н., Коченов В.Г., Кунаев М.С., Тюткова Л.А. Опорный разрез плиоценовых отложений в урочище Копалы // Фауна позвоночных и флора мезозоя и кайнозоя Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1990. С. 140–163. (Материалы по истории фауны и флоры Казахстана; Т. 11).

Бабаев А.М. Находка ископаемых костей носорога, антилопы и лошади в Таджикской депрессии // ДАН ТаджССР. 1962. Т. 5, № 4. С. 37–38.

Бабанин В.Ф., Трухин В.И., Карпачевский Л.О., Иванов А.В., Морозов В.В. Магнетизм почв. М.: Ярославль: ЯГТУ, 1995. 222 с.

Бажанов В.С., Костенко Н.Н. Схема стратиграфии третичных отложений Юго-Восточного Казахстана и севера Киргизии в свете палеонтологических данных // Материалы по истории фауны и флоры Казахстана. Т. 2. Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1958. С. 5–16.

Бажанов В.С., Костенко Н.Н. Принципы стратиграфии антропогена Восточного Казахстана // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1959. Вып. 1, № 34. С. 14–22.

Бажанов В.С., Костенко Н.Н. Основы стратиграфии антропогена Казахстана и ряда других стран // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1960. Вып. 1, № 38. С. 3–18.

Бажанов В.С., Костенко Н.Н. Атлас руководящих форм млекопитающих антропогена Казахстана. Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1962. 111 с.

Байгузина Л.Л., Додонов А.Е. Новые материалы к палинологической характеристике куруксайской свиты в Южном Таджикистане // Изв. АН ТаджССР. Отд. биол. наук. 1983. Т. 3, № 92. С. 65–72.

Барри Р.Г. Климатология позднего плейстоцена // Природные условия США в позднечетвертичное время: Поздний плейстоцен. Л.: Гидрометеиздат, 1986. С. 305–320.

Бархатов Б.П. К геологии кулябской свиты Таджикской депрессии // ДАН СССР. 1952. Т. 83, № 6. С. 893–895.

Белоусов Т.П. Тектонические движения Памира в плейстоцене – голоцене и сейсмичность. М.: Наука, 1976. 119 с.

- Бельский В.А. Некоторые особенности новейшей тектоники Юго-Западного Дарваза // Геотектоника. 1971. № 4. С. 69–78.
- 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 АН СССР. 1963. № 28. С. 76–83.
- Берг Л.С. О происхождении лёсса // Изв. РГО. 1916. Т. 52, вып. 8. С. 579–647.
- Берг Л.С. Климат и жизнь. 2-е изд. М.: ОГИЗ, 1947. 356 с.
- Бердовская Г.Н. Эволюция озер Монголии в голоцене по палинологическим данным // Лимнология и палинология Монголии. СПб.: Наука, 1994. С. 263–278.
- Бердовская Г.Н., Лийва А.А., Ринне Т.С. Геохронологические рубежи развития озера Иссык-Куль в позднплейстоценовое время // Новые данные по геохронологии четвертичного периода. М.: Наука, 1987. С. 114–123.
- Богущий А.Б. Стратиграфия перигляциальной лёссово-почвенной серии плейстоцена юго-запада Русской равнины // Краевые образования материковых оледенений: Тез. докл. VII Всесоюз. совещ. М.: Наука, 1985. С. 194–195.
- Болховская Н.С. Эволюция лёссово-почвенной формации Северной Евразии. М.: Изд-во МГУ, 1995. 230 с.
- Болховская Н.С., Судакова Н.Г. Стратиграфическое и корреляционное значение Чекалинского (Лихвинского) опорного разреза плейстоцена Русской равнины // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1996. Т. 4, № 3. С. 88–99.
- Большаков В.А. Использование методов магнетизма горных пород при изучении новейших отложений. М.: ГЕОС, 1996. 191 с.
- Большаков В.А., Свиточ А.А. Корреляция лёссово-почвенных разрезов Северной Болгарии по магнитным и палеомагнитным данным // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. 3, № 5. С. 104–112.
- Борзенкова И.И. Изменение климата в кайнозое. СПб.: Гидрометеиздат, 1992. 247 с.
- Борисковский П.И. Древнейшее прошлое человечества. Л.: Наука, 1979. 240 с.
- Борисов Б.А., Минина Е.А., Мохов В.В. История четвертичного оледенения Алайской долины // Изв. ВГО. 1980. Т. 112, вып. 5. С. 431–437.
- Борнеман Б.А., Губин И.Е., Луппов Н.П., Овчинников С.К., Чихачев П.К. Соляные месторождения Юго-Западного Таджикистана. Л.: Химтеорет, 1935. 118 С. (Тр. Тадж. – Памир. эксп. АН СССР; Вып. 24).
- Бреслав С.Л., Вагуева М.Н., Величко А.А., Иосифова Ю.И., Красненков Р.В., Морозова Т.Д., Ударцев В.П., Шик С.М. Стратиграфическая схема четвертичных отложений центральных районов Восточной Европы // Стратиграфия и палеогеография четвертичного периода Восточной Европы. М.: Ин-т геогр. РАН, 1992. С. 8–36.
- Бруннакер К. Расчленение и стратиграфия четвертичных террас в нижнем течении Рейна // Четвертичные оледенения Западной Сибири и других областей Северного полушария. Новосибирск: Наука, 1981. С. 156–165.
- Будыко М.И. Климат и жизнь. Л.: Гидрометеиздат, 1971. 472 с.
- Будыко М.И. Климат в прошлом и будущем. Л.: Гидрометеиздат, 1980. 351 с.
- Бурачек А.Р. Геоморфология Южно-Таджикской депрессии // Тр. Тадж. компл. эксп. АН СССР. 1934. Вып. 4. С. 61–120.
- Валиахмедов В. Куколочные камеры почвообитающих беспозвоночных в сероземах Таджикистана и влияние их на формирование почвенного профиля // Почвоведение. 1977. № 4. С. 85–91.
- Вангенгейм Э.А., Векуа В.И., Жегалло В.И., Певзнер М.А., Тактакишвили И.Г., Тесаков А.С. Положение таманского фаунистического комплекса в стратиграфической и магнитохронологической шкалах // Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР. 1991. № 60. С. 41–52.
- Вангенгейм Э.А., Вислобокова И.А., Сотникова М.В. Крупные млекопитающие руссиния на территории бывшего СССР // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1998. Т. 6, № 4. С. 52–66.
- Вангенгейм Э.А., Певзнер М.А. Виллафранк СССР: Био- и магнито-стратиграфия. // Палеогеография и биостратиграфия плиоцена и антропогена. М.: ГИН АН СССР, 1991. С. 124–145.
- Вангенгейм Э.А., Сотникова М.В., Алексеева Л.И., Вислобокова И.А., Жегалло В.И., Зажигин В.С., Шевырева Н.С. Биостратиграфия позднего плиоцена – раннего плейстоцена Таджикистана. М.: Наука, 1988. 126 с.
- Варуценко А.Н., Варуценко С.И., Клиге Р.К. Изменение уровня Каспийского моря в позднем плейстоцене – голоцене: Колебания увлажненности Арало-Каспийского региона в голоцене. М.: Наука, 1980. С. 79–90.
- Варуценко С.И. Усыхает ли Средняя Азия? Новые факты к решению проблемы // Вестн. МГУ. Сер. 5, География. 1984. № 1. С. 51–58.
- Варуценко С.И., Варуценко А.Н., Клиге Р.К. Изменение режима Каспийского моря и бессточных водоемов в палеовремени. М.: Наука, 1987. 240 с.
- Васильев В.А. Стратиграфия четвертичных отложений Таджикистана // Новейший этап геологического развития территории Таджикистана. Душанбе: Тадж. гос. университет, 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.
- Васильев Ю.М. Принципиальная схема стратиграфии среднего и верхнего плейстоцена страторегии Подмосковья и Центральной России // Четвертичная геология и палеогеография России. М.: ГЕОС, 1997. С. 40–46.
- Васильковский Н.П. К стратиграфии четвертичных отложений Ферганы // Материалы по геологии Средней Азии. Вып. 2. Ташкент: Среднеаз. индустр. ин-т, 1935. С. 3–23.

Васильковский Н.П. К возрастному расчленению четвертичных отложений Северо-Восточного Узбекистана // Тр. Ин-та геол. АН УзССР. 1951. Вып. 6. С. 5–44.

Васильковский Н.П. К вопросу о происхождении лёссов // Тр. Ин-та геол. АН УзССР. 1952. Вып. 8. С. 47–62.

Васильковский Н.П. К стратиграфии четвертичных отложений Восточного Узбекистана // Тр. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР. 1957. Т. 13. 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 // Четвертичная геология и геоморфология. Дистанционное зондирование. М.: Наука, 1980. С. 65–68. (26-я сес. МГК. Докл. сов. геологов).

Веклич М.Ф. Палеоэстапность и стратотипы почвенных формаций верхнего кайнозоя. Киев: Наук. думка, 1982. 205 с.

Веклич М.Ф. Стратиграфическая схема верхнекайнозойских отложений Украины // Главнейшие итоги в изучении четвертичного периода и основные направления исследований в XXI веке: Тез. докл. СПб., 1998. С. 15.

Веклич М.Ф., Сиренко Н.А. Плиоцен и плейстоцен левобережья Нижнего Днепра и Равнинного Крыма. Киев: Наук. думка, 1976. 186 с.

Величко А.А. Природный процесс в плейстоцене. М.: Наука, 1973. 256 с.

Величко А.А. Проблемы корреляции плейстоценовых событий в ледниковой, перигляциально-лессовой и приморской областях Восточно-Европейской равнины // Проблемы региональной и общей палеогеографии лёссовых и перигляциальных областей. М.: Наука, 1975. С. 7–25.

Величко А.А. Широкая асимметрия в состоянии природных компонентов ледниковых эпох в Северном полушарии // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1980. № 5. С. 5–23.

Величко А.А. Соотношение изменений климата в высоких и низких широтах Земли в позднем плейстоцене и голоцене // Палеоклиматы и оледенения в плейстоцене. М.: Наука, 1989. С. 5–19.

Величко А.А., Лебедева И.М. Опыт палеогляциологической реконструкции для Восточного Памира // Материалы гляциологических исследований: Хроника, обсуждения. Вып. 23. М.: Ин-т геогр., 1974. С. 109–116. (Секция гляциологии Межвед. геофиз. ком.).

Величко А.А., Маркова А.К., Морозова Т.Д., Нечаев В.П., Светлицкая Т.В., Цацкин А.И., Чичагова О.А. Геохронология лёссово-почвенной формации юго-запада Русской равнины по новым данным // Геохронология четвертичного периода. М.: Наука, 1992. С. 28–33.

Величко А.А., Маркова А.К., Морозова Т.Д., Ударцев В.П. Методы абсолютной и относительной геохронологии в лёссово-почвенной стратиграфии и ее корреляция с ритмикой донных осадков океана // Новые данные по геохронологии четвертичного периода. М.: Наука, 1987. С. 23–31.

Величко А.А., Маркова А.К., Певзнер М.А., Ударцев В.П. Положение границы эпох магнитной полярности

Матуяма-Брюнес в хроностратиграфической шкале континентальных отложений Восточной Европы // ДАН СССР. 1983. Т. 269, № 5. С. 1147–1150.

Величко А.А., Морозова Т.Д., Нечаев В.П., Ударцев В.П., Цацкин А.И. Проблемы хроностратиграфии и корреляции лёссово-почвенной формации Русской равнины // Стратиграфия и палеогеография четвертичного периода Восточной Европы. М.: Ин-т геогр. РАН, 1992. С. 115–140.

Величко А.А., Морозова Т.Д., Ударцев В.П., Маркова А.К. Проблемы цикличности и стратиграфии лёссово-почвенных серий плейстоцена Русской равнины // Цикличность новейших субаэриальных отложений. Новосибирск: Наука, 1987. С. 28–40.

Верхний плиоцен бассейна Верхнего Дона. Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та, 1985. 137 с.

Виноградов А.В. Неолитические памятники Хорезма. М.: Наука, 1968 а. 179 с.

Виноградов А.В. Неолит Устьурта // История, археология и этнография Средней Азии. М.: Наука, 1968 б. С. 53–75.

Виноградов А.В., Мамедов Э.Д. Первобытный Лявлякан. М.: Наука, 1975. 287 с.

Вирина Е.И., Фаустов С.С., Хеллер Ф. Магнитная “климатическая” запись в лёссово-почвенной формации Русской равнины // Проблемы палеогеографии и стратиграфии плейстоцена. М.: Изд-во МГУ, 2000. С. 259–279.

Вислобокова И.А. Ископаемые олени Евразии. М.: Наука, 1990. 208 с.

Вислогузова А.В. Геоморфология и геологический возраст древнего палеолита хребта Малый Каратау // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1973. № 4. С. 78–83.

Власов В.К., Карпов Н.А., Куликов О.А., Судакова Н.Г. Определение возраста плейстоценовых отложений ледниковых районов радиотермолюминесцентным (РТЛ) методом // Вестн. МГУ. Сер. 5, География. 1981. № 6. С. 110–113.

Волков И.А. Покровные лёссовидные отложения юга Западно-Сибирской низменности // Основные проблемы изучения четвертичного периода. М.: Наука, 1965. С. 440–450.

Волков И.А. Позднечетвертичная субаэральная формация. М.: Наука, 1971. 254 с.

Волков И.А. Цикличность формирования четвертичных субаэриальных осадков умеренного пояса и колебания климата // Цикличность формирования субаэриальных пород. Новосибирск: Наука, 1980. С. 25–33.

Волков И.А. Циклическое строение и условия формирования плиоцен-четвертичной субаэриальной толщи Сибири // Инженерно-геологические особенности цикличности лёссов. М.: Наука, 1987. С. 38–41.

Волков И.А., Зыкина В.С. Стратиграфия четвертичной лёссовой толщи Новосибирского Приобья // Проблемы стратиграфии и палеогеографии плейстоцена Сибири. Новосибирск: Наука, 1982. С. 17–28.

Волков И.А., Зыкина В.С., Семенов В.В. Нижняя граница четвертичной системы в субаэриальной толще Западной Сибири // Стратиграфия пограничных отложений неогена и антропогена Сибири. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1984. С. 72–84.

- Воронин А.М., Минервин А.В. Формирование про-сачочных свойств лёссовых пород юга Западной Си-бири в результате промерзания-оттаивания и высуши-вания // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1973. № 2. С. 87–95.
- Гансер А. Геология Гималаев. М.: Мир, 1967. 351 с.
- Геокриология СССР: Горные страны юга СССР / Под ред. Э.Д.Ершова. М.: Недра, 1989. 359 с.
- Герасимов И.П., Величко А.А. Комплексные палео-географические атласы – монографии для антропоге-на и их прогностическое значение // Четвертичная геология и геоморфология. М.: Наука, 1984. С. 57–66. (27-й МГК. Секция С.03. Доклады; Т. 3).
- Герасимов И.П., Величко А.А., Маркова А.К., Ударцев В.П., Чепалыга А.Л. Меридиональный спектр природно-климатических этапов плейстоцена во вне-тропическом пространстве Северного полушария (по данным восточноевропейского сектора) // Четвертич-ная геология и геоморфология. Дистанционное зон-дирование. М.: Наука, 1980. С. 31–35. (26-я сес. МГК. Докл. сов. геологов).
- Герасимов И.П., Марков К.К. Ледниковый период на территории СССР. М.; Л.: Изд-во АН СССР. 1939. 462 с. (Тр. Ин-та геогр. АН СССР; Вып. 33).
- Гольева А.А. Биоморфный анализ как составная часть генетико-морфологического исследования поч-вы // Почвоведение. 1977. № 9. С. 1045–1054.
- Грамм М.Н. О лицааиприсовом остракодовом комплексе кепелийской (бактрийской) свиты Ферганы // ДАН УзССР. 1959а. № 4. С. 19–22.
- Грамм М.Н. Схема деления третичных континен-тальных отложений Ферганской впадины // Узб. геол. журн. 1959б. № 6. С. 13–22.
- Григина О.М. Результаты палинологических ис-следований плейстоценовых отложений Северной Киргизии // Северный Тянь-Шань в кайнозое. Фрунзе: Илим, 1979а. С. 79–100.
- Григина О.М. Стратиграфия и палинология верхне-го плиоцена Северного Тянь-Шаня // Северный Тянь-Шань в кайнозое. Фрунзе: Илим, 1979б. С. 59–78.
- Григина О.М., Трофимов А.К. Палинологическая характеристика опорного разреза сохской свиты (Юж-ная Фергана) // Геология кайнозоя и новейшая текто-ника Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1984. С. 29–49.
- Григоренко П.Г. Рабочая схема стратиграфии чет-вертичных отложений Киргизской ССР // Учен. зап. САИГИМС. Вып. 4. Ташкент, 1960. С. 29–32.
- Григоренко П.Г. Основные черты геологическо-го развития Киргизского Тянь-Шаня в четвертич-ном периоде // Материалы по геологии кайнозоя и новейшей тектонике Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1970. С. 5–23.
- Гроссвальд М.Г., Орлянкин В.Н. Позднечетвертич-ный ледниковый чехол Памира // Материалы гляцио-логических исследований: Хроника, обсуждения. М.: Ин-т геогр., 1979. Вып. 35. С. 85–97.
- Грубе Ф. Гольштейнское межледниковье севера ФРГ // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. № 4. С. 128–132.
- Гумбольдт А. Центральная Азия: Исследования о цепях гор и по сравнительной климатологии. М., 1915. 350 с.
- Гумилев Л.Н. Гетерохронность увлажнения Евра-зии в средние века // Вестн. ЛГУ. Геология. Геогра-фия. 1966. № 18. С. 81–90.
- Гурарий Г.З. Палеомагнитное поле во время ин-версий в позднем кайнозое. М.: Наука, 1988. 207 с.
- Девяткин Е.В. Проблема аридов и пловиялов Внутренней Азии // Четвертичная геология и гео-морфология. Дистанционное зондирование. М.: Наука, 1980. С. 35–39. (26-я сес. МГК. Докл. сов. геологов).
- Девяткин Е.В. Кайнозой Внутренней Азии. М.: Наука, 1981. 196 с.
- Девяткин Е.В. Меридиональный анализ экосистем плейстоцена Азии (основные проблемы) // Страти-графия. Геол. корреляция. 1993. Т. 1, № 4. С. 77–83.
- Девяткин Е.В., Додонов А.Е., Ранов В.А. К вопросу о геохронологии раннепалеолитических находок в долине Евфрата, Сирия // Главнейшие итоги в изучении четвертичного периода и основные направления исследований в XXI веке: Тез. докл. СПб., 1998. С. 256–257.
- Девяткин Е.В., Малаева Е.М., Зажигин В.С., Мур-заева В.Э., Корина Н.А., Глуховская Н.Б., Семейхан Т., Сырнев И.П., Николаева Т.В., Иванов Ю.Л., Бойшенко А.В., Лопатин В.М., Шмидт Г.А., Швейский Н.И., Иванова Н.Г., Кулаков В.А., Белова В.А., Шилова Г.Н. Поздний кайнозой Монголии. М.: Наука, 1989. 213 с.
- Девяткин Е.В., Малаева Е.М., Мурзаева В.Э., Шел-копляс В.Н. Плувиальные плейстоценовые бассейны Котловины Больших озер Западной Монголии // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1978. № 5. С. 89–99.
- Деггачева М.И., Зыкина В.С. Органическое веществ-во ископаемых почв. Новосибирск: Наука, 1988. 129 с.
- Дмитриева Е.Л., Несмеянов С.А. Млекопитающие и стратиграфия континентальных отложений юго-востока Средней Азии. М.: Наука, 1982. 138 с.
- Додонов А.Е. Позднеплиоцен-четвертичный этап тектогенеза Таджикской депрессии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1978. № 10. С. 72–84.
- Додонов А.Е. Принципы стратиграфического рас-членения верхнеплиоцен-четвертичных отложений Таджикистана // Граница неогена и четвертичной систе-мы. М.: Наука, 1980. С. 12–22.
- Додонов А.Е. Изучение лёссово-почвенных обра-зований // XI Конгресс ИНКВА: Итоги и перспекти-вы. М.: Наука, 1985. С. 112–121.
- Додонов А.Е. Антропоген Южного Таджикистана. М.: Наука, 1986. 165 с.
- Додонов А.Е. О границе неогена и четвертичной системы в Средней Азии // Граница между неогено-вой и четвертичной системами в СССР. М.: Наука, 1987. С. 113–126.
- Додонов А.Е. Стратиграфическое соотношение по-лизакской и куруксайской свит Южного Таджикиста-на // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 3. С. 151–156.
- Додонов А.Е., Горшков А.И., Верховцева Н.В., Сивцов А.В., Чжоу Л.П. Новые данные о составе магнитных минералов погребенных почв Южного Таджикистана // Литология и полез. ископаемые. 2002. № 2. С. 215–222.
- Додонов А.Е., Жегалло В.И., Пеньков А.В., Сотни-кова М.В. Стратиграфия местонахождений поздне-

плиоценовых позвоночных Южного Таджикистана // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 5. С. 12–21.

Додонов А.Е., Куликов О.А., Морозов Д.Р., Сгибнев В.В., Трубихин В.М. Стратиграфия и палеогеография лёссового покрова Северной Киргизии (долина р. Чу) // Геохронология четвертичного периода. М.: Наука, 1992. С. 138–143.

Додонов А.Е., Ломов С.П. Стратиграфические и палеогеографические аспекты изучения ископаемых почв и лёссов Южного Таджикистана // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1980. № 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 // Стратиграфия и палеогеография антропогена. М.: Наука, 1982. С. 114–124.

Додонов А.Е., Моралев В.М., Скотаренко В.В., Шолохов В.В., Шубников А.В. О плиоценовой поверхности выравнивания в северной части Афганского Бадахшана // Геоморфология. 1974. № 3. С. 87–91.

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 АН СССР. 1979. № 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 АН СССР. 1977. № 47. С. 67–76.

Додонов А.Е., Ранов В.А. Новые палеолитические находки в лёссах бассейна р.Кызылсу (Южный Таджикистан) // Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР. 1976а. № 46. С. 99–106.

Додонов А.Е., Ранов В.А. Палеолитические находки в древних лёссах у Ховалинга // Археологические открытия 1975 года. М.: Наука, 1976б. С. 563–564.

Додонов А.Е., Ранов В.А. Антропоген Средней Азии: Стратиграфия, корреляция, палеолит // Четвертичная геология и геоморфология. М.: Наука, 1984. С. 67–81. (27-й МГК. Секция С.03. Доклады; Т. 3).

Додонов А.Е., Ранов В.А. Геохронология памятников каменного века Южного Таджикистана // Новые данные по геохронологии четвертичного периода. М.: Наука, 1987. С. 187–196.

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 АН СССР. 1978. № 48. С. 86–102.

Додонов А.Е., Ранов В.А., Шарапов Ш.Ш. Карамайдан – новая точка с палеолитическими орудиями и среднеплейстоценовой фауной в палеопочвах Южного Таджикистана // Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР. 1989. № 58. С. 26–36.

Додонов А.Е., Ранов В.А., Шелкопляс В.Н. Геохронология плейстоцена и возраст вновь открытых палеолитических культур в ископаемых почвах Южного Таджикистана // Геохронология четвертичного периода. М.: Наука, 1980. С. 146–152.

Додонов А.Е., Симакова А.Н., Гольева А.А. Климато-стратиграфическое расчленение средне-позднеплейстоценовых лёссов Средней Азии на примере лёссово-почвенного разреза Дарайи Калон (Южный Таджикистан) // Актуальные проблемы палинологии на рубеже третьего тысячелетия. М.: ИГиРГИ, 1999. С. 80–91.

Додонов А.Е., Шеклтон Н., Жоу Л.П., Ломов С.П., Финаев А.Ф. Лёссово-почвенная стратиграфия квартала Средней Азии: Геохронология, корреляция и эволюция палеосреды // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1999. Т. 7, № 6. С. 66–80.

Долуханов П.М. Аридная зона Старого Света в позднем плейстоцене и голоцене // Изв. ВГО. 1985. Т. 117, вып. 1. С. 16–23.

Древности Чарвака / Под ред. Р.Х.Сулейманова. Ташкент: Фан, 1976. 88 с.

Дуброво И.А. Новые данные о позднекайнозойских млекопитающих Таджикистана // Палеонтол. журн. 1963. № 2. С. 155.

Дуброво И.А. Слоны рода *Archidiskodon* на территории СССР // Палеонтол. журн. 1964. № 3. С. 82–94.

Елисеев В.И. О происхождении лёссов Средней Азии и Казахстана // Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР. 1973. № 40. С. 52–68.

Жиллет Д.А., Добровольски Дж.П. Исследования по осадению пыли в районе Шаартуза // Советско-американский эксперимент по изучению аридного аэрозоля. Таджикистан, сентябрь 1989 г. СПб., 1992. С. 39–49.

Жиниё М. Стратиграфическая геология. М. Изд-во иностр. лит., 1952. 638 с.

Забиров Р.Д. Оледенение Памира. М.: Географгиз, 1955. 372 с.

Заррина Е.П. Четвертичные отложения северо-западных и центральных районов Европейской части СССР. Л.: Недра, 1991. 187 с.

Зубаков В.А. Глобальные климатические события плейстоцена. Л.: Гидрометеиздат, 1986. 288 с.

Зыкин В.С., Зыкина В.С., Орлова Л.А., Круковер А.А., Форонова И.А. Изменения природной среды и климата в четвертичном периоде юга Западной Сибири // Проблемы реконструкции климата и природной среды голоцена и плейстоцена Сибири. Новосибирск: Ин-т археол. и этнограф. СО РАН, 1998. С. 175–190.

Зыкина В.С. Ископаемые почвы – основа расчленения четвертичных субэкральных отложений Западной Сибири // Биостратиграфия и палеоклиматы плейстоцена Сибири. Новосибирск: Наука, 1986. С. 115–121.

Ильичев В.А., Куликов О.А. О корреляции плиоцен-плейстоценовых отложений Тянь-Шаня и Алтая // ДАН СССР. 1974. Т. 216, № 2. С. 368–389.

Имбри Дж., Имбри К.П. Тайны ледниковых эпох. М.: Прогресс, 1988. 263 с.

Исламов У.И. Сель-Унгур – древнейшая пещерная стоянка Ферганской долины // Природа. 1984. № 3. С. 61.

Кадыров Э.В. Лёссовые породы: Происхождение и строительные свойства. Ташкент: Узбекистан, 1979. 168 с.

Кадыров Э.В. Геоморфолого-палеопедологический метод стратиграфического расчленения лёссовых пород // Узб. геол. журн., 1982. № 3. С. 8–10.

Калесник С.В. Ледники верховьев Большого Нарына // Тр. ледниковых экспедиций. Вып. 2: Тянь-Шань. Л.: Тадж. – Памир. эксп. АН СССР, 1935. С. 83–186.

Калесник С.В., Эпштейн С.В. Геологический очерк верховьев Большого Нарына // Тр. ледниковых экспедиций. Вып. 2: Тянь-Шань. Л.: Тадж. – Памир. эксп. АН СССР, 1935. С. 189–238.

Каплина Т.Н., Гитерман Р.Е., Лахтина О.В., Абрашов Б.А., Киселев С.В., Шер А.В. Дуванный Яр – опорный разрез верхнеплейстоценовых отложений Колымской низменности // Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР. 1978. № 48. С. 49–65.

Каплина Т.Н., Шер А.В., Гитерман Р.Е., Зажигин В.С., Киселев С.В., Ложкин А.В., Никитин В.П. Опорный разрез плейстоценовых отложений на р. Аланха (низовья Индигирки) // Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР. 1980. № 50. С. 73–95.

Карта новейшей тектоники мира. 1:15 000 000. Ред. Н.И.Николаев, Ю.Я.Кузнецов, А.А.Наймарк. 1984.

Касымов М.Р., Годин М.Х. Многослойная палеолитическая стоянка Кульбулак к востоку от Ташкента: Тез. докл. XI Конгр. ИНКВА. М., 1982 а. С. 160–161.

Касымов М.Р., Годин М.Х. О комплексном исследовании палеолитической стоянки Кульбулак // История материальной культуры Узбекистана. Вып. 17. Ташкент: Фан, 1982 б. С. 3–10.

Касымов М.Р., Годин М.Х. Важнейшие результаты исследований многослойной стоянки Кульбулак // История материальной культуры Узбекистана. Вып. 19. Ташкент: Фан, 1984. С. 3–18.

Качаганов Ш. Древнее оледенение бассейна реки Чон-Кемин // Материалы по новейшему этапу геологического развития Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1971. С. 31–43.

Качаганов Ш. Древние ледниковые комплексы горного обрамления Иссык-Куля // Северный Тянь-Шань в кайнозое. Фрунзе: Илим, 1979. С. 101–116.

Квасов Д.Д. Палеолимнология Арала // Колебания увлажненности Арало-Каспийского региона в голоцене. М.: Наука, 1980. С. 181–185.

Кесь А.С. К вопросу о верхнечетвертичной истории системы Аму-Дарья – Сарыкамыш – Узбой // Тр. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР. 1957. Т. 13. С. 188–200.

Кесь А.С. К вопросу о происхождении лёссовой толщи Северного Китая // Тр. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР. 1959. Т. 14. С. 80–99.

Кесь А.С. Палеогеография Аральского моря в позднем плейстоцене и голоцене // Палеогеография Каспийского и Аральского морей в кайнозое. Ч. 2. М.: Изд-во МГУ, 1983. С. 97–106.

Кесь А.С., Федорович Б.А. Проблема зональности и возраста золово-почвенных мелкоземов (лёссов и их аналогов) // Проблемы палеогеографии лёссовых перигляциальных областей. М.: Ин-т геогр. АН СССР, 1975. С. 90–101.

Клунников С.И., Незвецкий А.П., Виноградов П.Д. Геологическое строение Юго-Восточного Памира. Л.: Тадж. – Памир. эксп., 1934. 58 с. (Тр. Тадж. – Памир. эксп. АН СССР; Вып. 54).

Клунников С.И., Попов А.И. Метаморфические толщи Юго-Западного Памира. Л.: Тадж. – Памир. эксп., 1936. 102 с. (Тр. Тадж. – Памир. эксп. АН СССР; Вып. 69).

Кожамкулова Б.С. Раннеантропогенные млекопитающие Таджикистана (обзор находок остатков) // Биостратиграфические и палеобиофаунальные исследования и их практическое значение. М.: Недра, 1970. С. 59–61.

Колпаков В.В. Палеогеографическое значение золовых отложений севера Восточной Сибири // Некоторые вопросы региональной геологии. М.: Изд-во МГУ, 1973. С. 38–42.

Колпаков В.В. Условия распространения и залегания едомной свиты // Мерзлотно-геологические процессы и палеогеография низменностей Северо-Востока Азии. Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1982. С. 22–29.

Колпаков В.В. Золовые четвертичные отложения Приленской Якутии // Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР. 1983. № 52. С. 123–131.

Корженевский Н.Л. Муксу и ее ледник // Материалы по изучению гор Средней Азии. Ташкент, 1927. С. 7–66. (Тр. Гидромет. отд.; Т. 1, вып. 1).

Корженевский Н.Л. Исфайрамсай: Орогидрография и оледенение. М.; Л.: АН СССР, 1936 а. 96 с. (Тр. Тадж. – Памир. эксп. АН СССР; Вып. 71).

Корженевский Н.Л. Озеро Каракуль (физико-географический очерк). Л.: Тадж. – Памир. эксп., 1936 б. 112 с. (Тр. Тадж. – Памир. эксп. АН СССР; Вып. 42).

Коробкова Г.Ф., Крижевская Л.Я., Мандельштам А.М. К вопросу о неолите Прикаспия // История, археология и этнография Средней Азии. М.: Наука, 1968. С. 53–63.

Костенко Н.Н. Граница неогена и квартера в Казахстане // Граница между неогеновой и четвертичной системами в СССР. М.: Наука, 1987. С. 126–137.

Костенко Н.Н., Кожамкулова Б.С. К вопросу о плиоцен-плейстоценовой границе в Казахстане // Граница неогена и четвертичной системы. М.: Наука, 1980. С. 61–71.

Костенко Н.Н., Пеньков А.В. Первые палеомагнитные исследования верхнекайнозойских отложений Южного Казахстана // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1980. № 6. С. 7–17.

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 АН СССР. 1962. № 27. С. 161–165.

Костенко Н.П. Новейшая история юго-западного окончания Гиссарского хребта и Таджикской депрессии // Тр. Всесоюзного рабочего совещания по итогам изучения четвертичного периода. Ташкент, 1948 г. Ташкент: Изд-во АН УзССР, 1953. С. 183–205.

Костенко Н.П. Геоморфологический анализ речных долин горных стран // Бюл. КомиС. по изуч. четвертич. периода АН СССР. 1958а. № 22. С. 73–90.

Костенко Н.П. Местная стратиграфическая схема четвертичных отложений Таджикской депрессии: Тез. докл. к Совещанию по унификации стратиграфических схем Средней Азии. М.: Госгеолтехиздат, 1958б. С. 192–193.

Костенко Н.П. О принципах составления специальной геоморфологической карты // Бюл. КомиС. по изуч. четвертич. периода АН СССР. 1961. № 26. С. 20–34.

Костенко Н.П. Лёссовые породы горных стран юга Средней Азии // Новейший этап геологического развития территории Таджикистана. Душанбе: Тадж. гос. университет, 1962. С. 119–141.

Костенко Н.П., Ранов В.А., Макарова Н.В. К вопросу об использовании археологических данных в целях стратиграфии четвертичных отложений // Бюл. КомиС. по изуч. четвертич. периода АН СССР. 1969. № 36. С. 75–87.

Костенко Н.П., Чистяков А.А. Некоторые закономерности новейшего развития горных впадин (на примере Зеравшанской котловины) // Бюл. КомиС. по изуч. четвертич. периода АН СССР. 1962. № 27. С. 107–117.

Кративцева Г.М., Кривенкова Т.В., Шукуров А.Х. Об аэросиноптических условиях в период советско-американского пылевого эксперимента в Таджикистане в сентябре 1989 г. // Советско-американский эксперимент по изучению аридного аэрозоля. Таджикистан, сентябрь 1989 г. СПб. 1992. С. 20–24.

Красненков Р.В., Иосифова Ю.И., Семенов В.В. Бассейн Верхнего Дона – важнейший страторегион для климатостратиграфии нижней части среднего плейстоцена (нижнего плейстоцена России) // Четвертичная геология и палеогеография России. М.: ГЕОС, 1997. С. 82–96.

Красненков Р.В., Семенов В.В., Поспелова Г.А., Длуский К.Г., Шаронова З.В., Левковская Г.М. Опорный разрез нижнеплейстоценовой лёссово-почвенной формации (Лог Красный – Верхний Дон) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1999. Т. 7, № 4. С. 85–95.

Краснов И.И. Опыт прогноза геологического и физико-географического развития Земли по ритмостратиграфическим схемам и астрономическим расчетам // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1973. №2. С. 9–19.

Краснов И.И. Кривая солнечной радиации и изменения природных условий ландшафтной оболочки в антропогене // Космос и эволюция организмов. М.: ПИН АН СССР, 1974. С. 83–97.

Краснов И.И. Астрономическая геохронология антропогена: Проблема сопоставления геохронологических шкал // Плейстоцен Сибири: Стратиграфия и межрегиональные корреляции. Новосибирск: Наука, 1989. С. 7–19. (Тр. Ин-та геол. и геофиз.; Вып. 657).

Краснов И.И., Никифорова К.В. Схема стратиграфии четвертичной (антропогеновой) системы, уточненная по материалам последних лет // Стратиграфия, палеогеография и литогенез антропогена Евразии. М.: ГИН АН СССР, 1973. С. 157–188.

Кригер Н.И. Четвертичные отложения Африки и Передней Азии. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 143 с.

Кригер Н.И. Лёсс, его свойства и связь с географической средой. М.: Наука, 1965. 296 с.

Кригер Н.И. Условия образования просадочных свойств лёсса и других пород на Земле // Тр. Международного симпозиума по литологии и генезису лёссовых пород. Т. 1. Ташкент: Фан, 1970. С. 46–53.

Кригер Н.И. Лёсс: Формирование просадочных свойств. М.: Наука, 1986. 132 с.

Кригер Н.И., Болиховская Н.С., Котельникова Н.Е., Лаврусевич С.И., Севостьянов В.В. Палеогеографические циклы и стратиграфия лёсса Средней Азии и Южного Казахстана // Цикличность формирования субазальных пород. Новосибирск: Наука, 1980. С. 90–114.

Кригер Н.И., Кожевников А.Д., Копосов Е.В. Вопросы энергетики природных и техногенных геологических процессов. М.: ИНЖЭКО, 1992. 64 с.

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.

Крылков Ю.В. Инженерно-геологическое значение выделения перигляциальной и лёссовой формаций. М.: Наука, 1965. 164 с.

Курдюков К.В. Схема расчленения четвертичных (антропогеновых) отложений Северной Киргизии // ДАН СССР. 1962. Т. 142, № 1. С. 159–162.

Кучера С. Древнейшая и древняя история Китая. М.: Восточная литература, 1996. 432 с.

Лаврушин Ю.А. Аллювий равнинных рек субарктического пояса и перигляциальных областей материковых оледенений. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 266 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 87).

Лазаренко А.А. Погребенные почвы лёссовой формации Средней Азии и их палеогеографическое значение // ДАН СССР. 1980. Т. 252, № 1. С. 181–185.

Лазаренко А.А. Палеоклиматическая характеристика лёссовой формации Средней Азии и проблема межрегиональных корреляций оледенений и межледниковий с аридами и плювиалами // Развитие природы территории СССР в позднем плейстоцене и голоцене. М.: Наука, 1982. С. 106–115.

Лазаренко А.А. Лёссовый палеолит: Содержание понятия и палеоэкологические проблемы // Палеоэкология и расселение древнего человека в Северной Евразии. Красноярск: Ин-т археол. и этнограф. СО РАН, 1992. С. 141–147.

Лазаренко А.А., Болиховская Н.С., Семенов В.В. Опытдробного стратиграфического расчленения лёссовой формации Приташкентского района // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1980. № 5. С. 53–66.

Лазаренко А.А., Громов В.И. Находка палеолитического отщепы в отложениях ташкентского комплекса в районе г. Пскента // Тр. Международного симпозиума по литологии и генезису лёссовых пород. Т. 1. Ташкент: Фан, 1970. С. 233–237.

Лазаренко А.А., Малаева Е.М., Куликов О.А., Семенов В.В. Об устойчивости основных типов почв и растительности в плейстоцене в лёссовых толщах Ко-



петдага // Литология и полез. ископаемые. 1993. № 3. С. 126–132.

Лазаренко А.А., Пахомов М.М., Пеньков А.В., Шелкоплас В.Н., Гитерман Р.Е., Минина Е.А., Ранов В.А. О возможности климатостратиграфического расчленения лёссовой формации Средней Азии // Поздний кайнозой Северной Евразии. Ч. 1. М.: ГИН АН СССР, 1977. С. 70–132.

Лазаренко А.А., Ранов В.А. Новая палеолитическая стоянка Каратау-I в Южном Таджикистане // Успехи среднеазиатской археологии. Вып. 3. Л.: Наука, 1975. С. 69–73.

Лазаренко А.А., Ранов В.А. Каратау-I – древнейший палеолитический памятник в лёссах Средней Азии // Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР. 1977. № 47. С. 45–57.

Лазаренко А.А., Шелкоплас В.Н. Первые определения возраста среднеазиатских лёссов термoluminesцентным методом // Стратиграфия, палеогеография и литогенез антропогена Евразии. М.: ГИН АН СССР, 1973. С. 202–222.

Ларичев В.Е. Палеолит Маньчжурии, Внутренней Монголии и Восточного Туркестана // История и культура востока Азии: Сибирь, Центральная и Восточная Азия в древности. Новосибирск: Наука, 1976. С. 94–154.

Ларичев В.Е. Нижнеплейстоценовый палеолит Китая // Новое в археологии Китая: Исследования и проблемы. Новосибирск: Наука, 1984. С. 10–32.

Ларичев В.Е. Новые материалы по нижнему палеолиту Китая // Древние культуры Китая: Палеолит, неолит и эпоха металла. Новосибирск: Наука, 1985. С. 10–41.

Лаухин С.А., Поспелова Г.А., Ранов В.А., Волгина В.А., Шаронова З.В. Оценка возраста верхней региональной погребенной почвы лёссового разреза Хонако-3 (Таджикистан) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2001. Т. 76, вып. 3. С. 63–68.

Лев Д.Н. Древний палеолит в Аман-Кутане (исследования 1953–1954 гг.) // Тр. Узб. ун-та. Н. С. 1956. Вып. 61. С. 3–33.

Лев Д.Н. Поселение древнекаменного века в Самарканде: Исследования 1958–1960 гг. // Археология Узбекистана. Самарканд, 1964. С. 5–109. (Тр. Самарканд. ун-та. Н. С.; Вып. 135).

Леонтьев О.К., Рычагов Г.И. Плейстоценовые колебания уровня Каспийского моря и их влияние на морфологию берегов // Четвертичная геология и геоморфология. Дистанционное зондирование. М.: Наука, 1980. С. 62–65. (26-я сес. МГК. Докл. сов. геологов).

Лёссовые породы СССР. М.: Наука, 1966. 256 с.

Лёссовые породы СССР. Т. 1. М.: Недра, 1986 а. 232 с.

Лёссовые породы СССР. Т. 2. М.: Недра, 1986 б. 276 с.

Ломов С.П. Почвы высокогорий Восточного Памира в палеогеографическом аспекте // Почвоведение. 1975. № 9. С. 3–12.

Ломов С.П. Почвы основных типов ландшафтов Гиссарской природно-хозяйственной области. Душанбе: Дониш, 1985. 187 с.

Ломов С.П., Пеньков А.В. Магнитная восприимчивость некоторых современных и ископаемых почв Таджикистана // Почвоведение. 1979. № 6. С. 100–109.

Ломов С.П., Сосин П.М., Сосновская В.П. Строе и вещественный состав погребенных почв Таджикистана // Почвоведение. 1982. № 1. С. 18–30.

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 АН СССР. 1957. Т. 13. С. 276–282.

Лоскутов В.В. Геоморфология Таджикистана // Новейший этап геологического развития территории Таджикистана. Душанбе: Тадж. ун-т, 1962. С. 189–214.

Лоскутов В.В. О "третичных" отложениях Памира // Материалы по геологии Памира. Вып. 2. Душанбе: Тадж. ун-т, 1964. С. 84–100.

Лоскутов В.В. Об основных проблемах в изучении поверхностей выравнивания орогенических областей // Новые данные по геологии Таджикистана. Вып. 1. Душанбе: Тадж. ун-т, 1971. С. 3–12.

Лоскутов В.В., Ершова Л.Н., Колотов В.А., Лим В.В. О стратиграфии верхнеплиоцен-нижнечетвертичных отложений Таджикской депрессии // Изв. АН ТаджССР. Отд. физ. – мат., хим. и геол. наук. 1971. Т. 2 (40). С. 91–101

Лоскутов В.В., Кошелев Б.Л., Лим В.В. О структурно-геологических и геоморфологических критериях проведения нижней границы четвертичной системы в Южном Таджикистане // Граница неогена и четвертичной системы. М.: Наука, 1980. С. 114–119.

Лоскутов В.В., Меламед Я.Р., Рафиев А., Трофимов А.К., Чедия О.К. О возрасте кулябской свиты Таджикской депрессии // ДАН ТаджССР. 1965. Т. 8, № 4. С. 28–30.

Лоскутов В.В., Трофимов А.К. Древнее оледенение Северного Памира // Новые данные по геологии Таджикистана. Вып. 1. Душанбе: Тадж. ун-т, 1971. С. 13–74.

Лунсгергаузен Г.Ф. Геологическая история Средней Лены и некоторые вопросы стратиграфии четвертичных отложений Восточной Сибири // Материалы совещания по изучению четвертичного периода. Т. 3. М.: Изд-во АН СССР, 1961. С. 209–216.

Лычев Г.Ф., Савинов П.Ф. Позднеплиоценовые зайцеобразные и грызуны Киикбая // Фауна и флора из мезокайнозоя Южного Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1974. С. 39–56. (Материалы по истории фауны и флоры Казахстана; Т. 6).

Лю Дуншэн. Успехи в изучении четвертичного периода Китая // 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 // Четвертичная геология и геоморфология: 27-й МГК. Секция С.03. Доклады. М., 1984. Т. 3. С. 82–88.

Мавлянов Г.А. О происхождении лёсса и лёссовидных пород южных районов Средней Азии // Материалы по четвертичному периоду СССР. Вып. 2. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1950. С. 244–252.

Мавлянов Г.А. Генетические типы лёссов и лёссовидных пород центральной и южной частей Средней Азии // Тр. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР. 1957. Т. 13. С. 271–275.

Мавлянов Г.А. Генетические типы лёссов и лёссовидных пород центральной и южной частей Средней Азии и их инженерно-геологические свойства. Ташкент: Изд-во АН УзССР, 1958. 609 с.

Мавлянов Г.А., Тетюхин Г.Ф., Тойчиев Х.А. Стратиграфия четвертичных отложений Узбекистана // Узб. геол. журн. 1982. № 3. С. 3–6.

Мавлянов Н.Г. Цикличность формирования лёссовых пород предгорной части Приташкентского района (на примере разреза Аркутсай) // Узб. геол. журн. 1983. № 2. С. 47–50.

Мавлянов Н.Г., Касымов М.Р. Находка палеолитического орудия в разрезе Аркутсай предгорной части Каржантауского хребта // Узб. геол. журн. 1984. № 3. С. 66–67.

Макаров В.И. Новейшая тектоническая структура Центрального Тянь-Шаня. М.: Наука, 1977. 171 с.

Макаров В.И. Неотектонические события в древних складчатых областях Альпийско-Азиатского орогенического пояса // Корреляция тектонических событий новейшего этапа развития Земли. М.: Наука, 1985. С. 91–130.

Максимов Е.В., Охотников В.Н. К вопросу о числе древних оледенений в Киргизском и Кунгей Алатау // ДАН СССР. 1963. Т. 152, № 4. С. 956–959.

Мамедов Э. Изменение климата среднеазиатских пустынь в голоцене // Колебания увлажненности Арало-Каспийского региона в голоцене. М.: Наука, 1980. С. 170–175.

Мамедов Э.Д., Батулин С.Г. Палеогидрологическая обстановка и древнее расселение человека в пустынях Средней Азии // Палеоэкология древнего человека. М.: Наука, 1977. С. 222–230.

Марков К.К. Геоморфологический очерк Памира. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1935. 66 с. (Тр. Ин-та физ. геогр.; Вып. 17).

Марков К.К. Геоморфологический очерк Северного Памира и Вахи по наблюдениям 1932–1933 гг. // Тр. ледниковых экспедиций. Вып. 1: Памир. Северный Памир и ледник Федченко. Л.: Тадж. – Памир. эксп. АН СССР, 1936. С. 267–280.

Марков К.К. Высыхает ли Средняя Азия? // Вопр. географии. Сб. 24. М.: Географгиз, 1951. С. 98–116.

Марков К.К. О рабочей схеме стратиграфического расчленения четвертичных отложений Киргизии // Уч. зап. САИГИМС. Вып. 4. Ташкент, 1960. С. 35–39.

Марков К.К. Плювиальные условия // Рельеф и ландшафты. М.: Изд-во МГУ, 1977. С. 14–28.

Марков К.К., Бардин В.И., Лебедев В.Л., Орлов А.И., Суетова И.А. География Антарктиды. М.: Мысль, 1968. 439 с.

Марков К.К., Величко А.А. Четвертичный период. Т.3. М.: Недра, 1967. 440 с.

Маркова А.К. Плейстоценовая микротериофауна Восточной Европы // Стратиграфия и палеогеография четвертичного периода Восточной Европы. М.: Ин-т геогр. РАН, 1992. С. 50–94.

Маркова А.К. Зоогеография мелких млекопитающих Русской равнины в новейшее время: Автореф. дис... д-ра геогр. наук. М.: Ин-т геогр. РАН, 1998. 75 с.

Мартынов В.А. Четвертичные отложения южной части Западно-Сибирской низменности (Кулундинская и Барабинская степи) // Мат-лы Всес. совещ. по изуч. четвертич. периода. М.: Изд-во АН СССР, 1961. Т. 3. С. 89–99.

Медоев А.Г. Геохронология палеолита Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1982. 64 с.

Меламед Я.Р. Граница между неогеновым и четвертичным периодами в Таджикской депрессии // ДАН ТаджССР. 1964. Т. 7, № 9. С. 18–20.

Меламед Я.Р. Типы разрезов и стратиграфия неогеновых отложений Южного Таджикистана // Изв. вузов. Геология и разведка. 1966. № 5. С. 10–19.

Миддендорф А.Ф. Очерки Ферганской долины / Пер. с нем. В.И.Ковалевского. СПб, 1882.

Миланкович М. Математическая климатология и астрономическая теория колебаний климата. М.; Л.: ГОНТИ, 1939. 194 с.

Минервин А.В. Характеристика покровных отложений долины р. Оби в ее среднем и нижнем течении // ДАН СССР. 1959. Т. 128, № 16. С. 1243–1249.

Минервин А.В. Природа просадочности и генезис лёссовых пород // Проблемы лёссовых пород в сейсмических районах. Тр. Всес. совещ. 1980 г. Ташкент: Фан, 1982. С. 10–27.

Минервин А.В., Сергеев Е.М. Новые данные к решению проблемы лёсса // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1964. № 9. С. 53–64.

Минина Е.А. Кулябский комплекс Таджикской депрессии // Хронология плейстоцена и климатическая стратиграфия. Л.: ВГО СССР, 1973. С. 229–239.

Минина Е.А., Борисов Б.А. Стратиграфия четвертичных отложений Восточного Памира и Алайской долины // Четвертичная геология и геоморфология. Л., 1978. С. 76–89. (Тр. ВСЕГЕИ. Н. С.; Т. 297).

Минина Е.А., Борисов Б.А., Калугина Л.В., Малыховский Д.Б. Стратиграфия плейстоценовых отложений района Акджарского разреза (Восточный Памир) // Палинология плейстоцена и голоцена. Л.: Изд-во ЛГУ, 1981. С. 45–52.

Михайлеску К.Д., Маркова А.К. Палеогеографические этапы развития фауны юга Молдовы в антропогене. Кишинев: Штиинца, 1992. 311 с.

Морозова Т.Д. К характеристике лёссовидных отложений Центральной Якутии // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1971. № 5. С. 95–104.

Моррисон Р. Четвертичная геология Большого Бассейна // Четвертичный период в США. Т. 1. М.: Мир, 1968. С. 305–336.

Москвин А.В. Геологический очерк северо-восточных склонов хребта Петра I // Тр. Тадж. – Памир. эксп. АН СССР. 1936. Вып. 43. 114 с.

Мурзаев Э.М. Палеогеография Центральной Азии и средиземноморские элементы в ее пустынях // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1962. № 4. С. 12–15.

Мурзаев Э.М. Природа Синьцзяна и формирование пустынь Центральной Азии. М.: Наука, 1966. 382 с.

- Мурзаева В.Э., Коноплева В.И., Девяткин Е.В., Себрянный Л.Р. Плиоциальные обстановки позднего плейстоцена и голоцена в аридной зоне Азии и Африки // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1984. № 4. С. 15–25.
- Мурзаева В.Э., Сокольский А.М., Алексеев М.Н., Наймарк А.А., Тареева О.К., Ткаченко Р.И., Чальян М.А. Четвертичная геология зарубежной Азии. М.: Наука, 1991. 247 с.
- Мушкетов И.В. Туркестан. Т. I. СПб, 1886. 741 с.
- Наливкин Д.В. Обзор геологии Памира и Бадахшана. М.; Л.: Госгеолтехиздат, 1932. С. 46–72. (Тр. Всесоюз. геол. – развед. об-ния НКТП СССР; Вып. 182).
- Наливкин 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 // ДАН ТаджССР. 1964. Т. 7, № 5. С. 36–38.
- Несмеянов С.А. Количественная оценка новейших движений и неотектоническое районирование горной области. М.: Недра, 1971. 141 с.
- Несмеянов С.А. Корреляция континентальных толщ. М.: Наука, 1977а. 198 с.
- Несмеянов С.А. Палеогеография палеолитических стоянок в горных областях Средней Азии // Палеоэкология древнего человека. М.: Наука, 1977б. С. 216–222.
- Несмеянов С.А. Геологическое строение Самаркандской верхнепалеолитической стоянки // Палеолит Средней и Восточной Азии. Новосибирск: Наука, 1980а. С. 32–46.
- Несмеянов С.А. Распределение местонахождений млекопитающих в плиоценовых отложениях Тянь-Шаня // Граница неогена и четвертичной системы. М.: Наука, 1980б. С. 157–164.
- Несмеянов С.А., Макаров В.И. Корреляция новейших отложений Тянь-Шаня // Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР. 1974. № 41. С. 82–98.
- Несмеянов С.А., Ранов В.А. Археологические данные о возрасте наиболее молодых террас Средней Азии // Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР. 1975. № 43. С. 169–176.
- Несмеянов С.А., Федоренко В.А. О стратиграфии кайнозойских моласс Северо-Западной Ферганы // Вопросы региональной геологии СССР. М.: Изд-во МГУ, 1964. С. 161–170.
- Никитин И.К. К геологии северного склона Туркестанского хребта (верховья Исфары и Соха) // Тр. Тадж. – Памир. эксп. АН СССР. 1936. Вып. 1. 90 с.
- Никифорова К.В., Александрова Л.П. Стратиграфия, хронология и корреляция событий в позднем плиоцене и антропогене Европы и Северной Америки в связи с изменениями в геосфере и биосфере // Палеогеография и биостратиграфия плиоцена и антропогена. М.: ГИН АН СССР, 1991. С. 99–123.
- Никифорова К.В., Кинд Н.В., Краснов И.И. Хроностратиграфическая шкала четвертичной системы (антропогена) // Четвертичная геология и геоморфология. М.: Наука, 1984. С. 22–32. (27-й МГК. Секция С.03. Доклады; Т. 3).
- Никифорова К.В., Краснов И.И., Александрова Л.П., Васильев Ю.М., Константинова Н.А., Чепалыга А.Л. Хроностратиграфическая схема позднего кайнозоя Европейской части СССР // Четвертичная геология и геоморфология. Дистанционное зондирование. М.: Наука, 1980. С. 65–68. (26-я сес. МГК. Докл. сов. геологов).
- Никонов А.А. О лёссовых породах Северного Афганистана // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1971. Т. 46, вып. 5. С. 80–86.
- Никонов А.А. К обоснованию стратиграфии верхнеплиоценовых и четвертичных отложений Афгано-Таджикской депрессии // Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР. 1972. № 39. С. 31–49.
- Никонов А.А. Определение скорости врезания рек // Геоморфология. 1973. № 1. С. 24–35.
- Никонов А.А. Об абсолютном возрасте последнего оледенения в горах Средней Азии // Развитие природы территории СССР в позднем плейстоцене и голоцене. М.: Наука, 1982. С. 54–59.
- Никонов А.А. Геохронология плиоценовых и четвертичных отложений Памира по данным физических методов // Новые данные по геохронологии четвертичного периода. М.: Наука, 1987. С. 162–172.
- Никонов А.А., Пахомов М.М. К стратиграфии четвертичных отложений и палеогеографии плейстоцена Западного Памира и Афганского Бадахшана // Палинология плейстоцена. М.: Ин-т геогр. АН СССР, 1972. С. 229–247.
- Никонов А.А., Пахомов М.М. Стратиграфия и палеогеография антропогена Горного Бадахшана (Таджикская ССР, Афганистан) // Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР. 1976. № 46. С. 73–89.
- Никонов А.А., Пахомов М.М. Древнейшие оледенения Памира // Антропоген Евразии. М.: Наука, 1984. С. 128–135.
- Никонов А.А., Пахомов М.М., Романова Е.А., Сулержицкий Л.Д., Шумова Г.М. Новые данные по палеогеографии позднего плейстоцена Памиро-Алая // Палеоклиматы и оледенения в плейстоцене. М.: Наука, 1989. С. 117–125.
- Никонов А.А., Пахомов М.М., Сулержицкий Л.Д. Опорный разрез позднего плейстоцена и голоцена в горах юга Средней Азии // ДАН СССР. 1987. Т. 298, № 4. С. 944–948.
- Никонов А.А., Пахомов М.М., Шумова Г.М. Новые данные по палеогеографии Каракульской котловины на Памире // ДАН СССР. 1979. Т. 244, № 1. С. 170–174.
- 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 // Хронология ледникового века. Л., 1971. С. 124–129.
- Никонов А.А., Пеньков А.В. Средний – поздний плиоцен // Геохронология СССР. Л.: Недра, 1974. Т. 3. С. 178–181.
- Никонов А.А., Ранов В.А. К характеристике средне-верхнеплиоценовых отложений р. Яхсу в свете новых данных // ДАН ТаджССР. 1971. Т. 14, № 12. С. 44–47.

Никонов А.А., Ранов В.А. Новые данные об археологии каменного века и возрасте речных террас Афганско-Таджикской депрессии (Северный Афганистан, Южный Таджикистан) // Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР. 1973. № 40. С. 35–51.

Обручев В.А. Центральная Азия, Северный Китай и Нань-шань. СПб, 1900, 1901. Т. 1. 631 с.; Т. 2. 687 с.

Обручев В.А. Лёсс как особый вид почвы, его генезис и задачи его изучения // Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР. 1948. № 12. С. 5–17.

Обручев В.А. Лёсс Северного Китая // Тр. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР. 1959. Т. 14. С. 18–53.

Овчинников П.Н., Байгузина Л.Л. К палинологической характеристике верхнеплиоценовых отложений бассейна р.Куруксай (Южный Таджикистан) // ДАН ТаджССР. 1977. Т. 20, № 8. С. 64–66.

Озера Тянь-Шаня и их история / Под ред. А.В.Шнитникова. Л.: Наука, 1980. 230 с.

Окладников А.П. Исследование памятников каменного века Таджикистана // Материалы и исследования по археологии СССР. № 66. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1958. С. 11–71.

Окладников А.П. Палеолит и мезолит Средней Азии // Средняя Азия в эпоху камня и бронзы. Ч. I. М.; Л.: Наука, 1966. С. 11–75.

Опорные разрезы нижнего плейстоцена бассейна Верхнего Дона. Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та, 1984. 213 с.

Островский А.Б., Измайлов Я.А., Балабанов И.П., Скиба С.И., Скрыбина Н.Г., Арсланов Х.А., Гей Н.А., Супрунова Н.И. Новые данные о палеогидрологическом режиме Черного моря в верхнем плейстоцене и голоцене // Палеогеография и отложения плейстоцена южных морей СССР. М.: Наука, 1977. С. 131–140.

Павлов А.П. О туркестанском и европейском лёссе // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1903. Т. 17, вып. 4. С. 43–67.

Пахомов М.М. Первые результаты спорово-пыльцевых исследований кайнозойских отложений на Памире // Новейший этап геологического развития территории Таджикистана. Душанбе: Тадж. ун-т, 1962. С. 59–68.

Пахомов М.М. Палеогеография гор востока Средней Азии в позднем кайнозое и вопросы флороценогенеза (по материалам спорово-пыльцевого анализа): Автореф. дис... д-ра геогр. наук. М.: Ин-т геогр. АН СССР, 1982. 48 с.

Пахомов М.М. Новые данные по палеогеографии лёссово-почвенной серии Средней Азии // ДАН СССР. 1983. Т. 270, № 4. С. 967–972.

Пахомов М.М. Корреляция событий плейстоцена в Средней Азии и динамика поясности гор // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1991. № 6. С. 94–103.

Пахомов М.М., Байгузина Л.Л. Палеогеографическая обстановка времени обитания фауны Карамайда-на в Таджикистане // ДАН СССР. 1987. Т. 293, № 4. С. 945–947.

Пахомов М.М., Никонов А.А. О плиоценовом оледенении и кокбайском межледниковье Памира // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1977. № 8. С. 126–134.

Пахомов М.М., Никонов А.А., Ранов В.А. Динамика природной среды низкогорий Южного Таджикистана в позднем плейстоцене (по результатам изучения стратифицированных стоянок каменного века) // Развитие природы территории СССР в позднем плейстоцене и голоцене. М.: Наука, 1982. С. 99–106.

Пахомов М.М., Пенькова А.М., Ершова Л.Н. Цикличность климатического процесса и его отражение в палинологических данных по кайнозою Памиро-Алая // Граница неогена и четвертичной системы. М.: Наука, 1980. С. 171–177.

Певзнер М.А., Вангенгейм Э.А., Тесаков А.С. О горизонтах зоплейстоцена Восточной Европы // Главнейшие итоги в изучении четвертичного периода и основные направления исследований в XXI веке: Тез. докл. СПб, 1998. С. 39.

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. № 9. С. 33–43.

Пеньков А.В., Никонов А.А., Пахомов М.М. Новые данные по палеомагнитной характеристике плиоценовых и четвертичных отложений Памира // ДАН СССР. 1976. Т. 229, № 3. С. 691–694.

Пенькова А.М., Пеньков А.В. Опыт комплексной характеристики палинологических и палеомагнитных реперов в неогеновых толщах Юго-Западного Таджикистана // Тр. ВНИГНИ. Вып. 142. Душанбе: Дониш, 1973. С. 192–200.

Попов А.И. Подземный лед в четвертичных отложениях Яно-Индибирской низменности как генетический и стратиграфический индикатор // Основные проблемы изучения четвертичного периода. М.: Наука, 1965. С. 278–285.

Поспелова Г.А., Левковская Г.М., Семенов В.В., Шаронова З.В., Миронов Т.В. Магнитостратиграфия и палинология нижнеплейстоценовых лёссово-почвенных толщ бассейна Верхнего Дона // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1998. Т. 6, № 2. С. 65–80.

Проблемы геологии и истории четвертичного периода (антропогена) / Под ред. М.Н.Алексеева, С.М.Цейтлина. М.: Наука, 1982. 254 с.

Пуннинг Я. - М.К., Власов В.К., Куликов О.А., Минервин А.В., Мавлянов Н.Г. Первый опыт и результаты межлабораторного контроля термолюминесцентного датирования лёссовых пород (на примере опорного разреза Чарвак) // Геохронология четвертичного периода. М.: Наука, 1992. С. 5–10.

Путеводитель экскурсий / Под ред. А.Е. Додонова, Я.Р. Меламеда, К.В. Никифоровой. Международный симпозиум по проблеме "Граница неогена и четвертичной системы". М.: Наука, 1977. 183 с.

Путеводитель экскурсий А-11, С-11. Узбекская ССР, Таджикская ССР. XI Конгресс ИНКВА. М.: ВИНТИ, 1981. 46 с.

Путеводитель экскурсий А-7, С-7. Молдавия и Одесская область. XI Конгресс ИНКВА. М.: ВИНТИ, 1982. 68 с.

Путеводитель. Экскурсия 013: Климатостратиграфия позднего кайнозоя Северо-Западного Причерноморья. 27-й МК. Кишинев: Тимпул, 1984. 44 с.

Путеводитель геологической экскурсии. Неогеновые и четвертичные отложения Нижнеалданской впадины и Средней Лены (Центральная Якутия). Якутск, 1990. 43 с.

Пишенин Г.Н., Степленков А.П., Черкинский А.Е. Происхождение и возраст доголоценовых террас Арала // ДАН СССР. 1984. Т. 276, № 3. С. 675–677.

Равский Э.И. О соотношении оледенений и плювиалов в Северной Азии // Четвертичный период и его история. М.: Наука, 1965. С. 142–156.

Равский Э.И. Осадконакопление и климаты Внутренней Азии в антропогене. М.: Наука, 1972. 336 с.

Развитие ландшафтов и климата Северной Евразии. Вып. 1: Региональная палеогеография / Под ред. А.А.Величко. М.: Наука, 1993. 102 с.

Разрез новейших отложений Иссык-Кульской впадины / Под ред. К.К.Маркова. М.: Изд-во МГУ, 1971. 164 с.

Ранов В.А. О стратиграфическом положении палеолита Средней Азии // Новейший этап геологического развития территории Таджикистана. Душанбе: Тадж. ун-т, 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. Вып. 16. 1975. С. 136–157.

Ранов В.А. Основные черты периодизации палеолита Средней Азии // Палеоэкология древнего человека. М.: Наука, 1977. С. 208–216.

Ранов В.А. Древнепалеолитические находки в лесах Южного Таджикистана // Граница неогена и четвертичной системы. М.: Наука, 1980. С. 195–202.

Ранов В.А. Гиссарская культура – неолит горных областей Средней Азии // Каменный век Северной, Средней и Восточной Азии. Новосибирск: Наука, 1985. С. 10–35.

Ранов В.А. Генезис и периодизация памятников каменного века в Таджикистане // Проблемы истории культуры таджикского народа. Душанбе. Гиссарский историко-культурный заповедник. 1992а. С. 28–48.

Ранов В.А. Древнейшие стоянки палеолита на территории СССР // Рос. археология. 1992б. Вып. 2. С. 81–95.

Ранов В.А. Палеолит в предгорьях Гималаев // Раннепалеолитические комплексы Евразии. Новосибирск: Наука, 1992в. С. 28–49.

Ранов В.А. О возможном изменении возраста стоянок лёссового палеолита в Южном Таджикистане // Древности. М.: РАО, 1997. С. 13–17. (Тр. Рос. археол. о-ва; Вып. 23).

Ранов В.А., Амосова А.Г. Раскопки мустьерской стоянки Худжи в 1978 г. // Археологические работы в Таджикистане. Вып. 18. Душанбе: Дониш, 1984. С. 11–47.

Ранов В.А., Амосова А.Г. Завершение раскопок стоянки Каратау-1 // Древние цивилизации: История и культура. М.: Восточная литература, 2001. С. 383–408.

Ранов В.А., Додонов А.Е., Ломов С.П., Пахомов М.М., Пеньков А.В. Кульдара – новый нижнепалеолитический памятник Южного Таджикистана // Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР. 1987. № 56. С. 65–75.

Ранов В.А., Клец В.П. Новые работы по изучению лёссового палеолита в Южном Таджикистане // Главнейшие итоги в изучении четвертичного периода и основные направления исследований в XXI веке: Тез. докл. СПб, 1998. С. 271.

Ранов В.А., Лаухин С.А. Новые раскопки стоянки Худжи, Таджикистан // Палеоэкология плейстоцена и культуры каменного века Северной Азии и сопредельных территорий. Новосибирск: Ин-т археол. и этнограф. СО РАН, 1998. С. 345–351.

Ранов В.А., Несмеянов С.А. Палеолит и стратиграфия антропогена Средней Азии. Душанбе: Дониш, 1973. 161 с.

Ранов В.А., Несмеянов С.А., Конопля П.Т. Палеолитические местонахождения в Южной Фергане // Древняя и раннесредневековая культура Киргизстана. Фрунзе: Илим, 1967. С. 3–29.

Ранов В.А., Никонов А.А., Пахомов М.М. Люди каменного века на подступах к Памиру // Acta Archaeologica Carpathica. Т. 16. Краков, 1976. С. 5–18.

Ранов В.А., Худжагелдиев Т.У., Шефер Й. Предварительное сообщение о работах на плато Харгушон (Южный Таджикистан) // Проблемы археологии, этнографии, антропологии Сибири и сопредельных территорий. Т. 7. Новосибирск: Ин-т археол. и этнограф. СО РАН, 2001. С. 199–209.

Ранов В.А., Шефер Й. Лёссовый палеолит // Археология, этнография и антропология Евразии. 2000. Т. 2, № 2. С. 20–32.

Ренгартен Н.В., Садчикова Т.А. Литология четвертичной толщи, вмещающей палеолитические слои стоянки Молдова I // Молдова I: Уникальное мустьерское поселение на Среднем Днестре. М.: Наука, 1982. С. 103–111.

Свиточ А.А., Селиванов А.О., Янина Т.А. Палеогеографические события плейстоцена Понто-Каспия и Средиземноморья (материалы по реконструкции и корреляции). М.: МГУ, 1998. 291 с.

Седлецкий И.Д., Ананьев В.П. Новые данные о лёссе // Тр. Комис. по изуч. четвертич. периода. 1957. Т. 13. С. 283–289.

Сергеев Е.М. Генезис лёссов в связи с их инженерно-геологическими особенностями // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1976. № 5. С. 3–15.

Сергеев Е.М., Минервин А.В. Сущность процесса облессования в подзолистой зоне // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1960. № 3. С. 3–13.

Серебрянный Л.Р., Пишенин Г.Н., Пуннинг Я. – М.К. Оледенения Тянь-Шаня и колебания уровня Арала (поэтапный анализ событий позднечетвертичной истории Средней Азии) // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1980. № 2. С. 52–65.

Синицын В.М. Геотектонический фактор в изменении климата Центральной Азии // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1949. Т. 24, вып. 5. С. 3–12.

Сквалецкий Е.Н. Изменение просадочности лёссов с глубиной // Инж. геология. 1987. № 1. С. 50–62.

Скворцов Ю.А. К методике изучения четвертичных отложений в связи с геоморфологическим анализом Средней Азии и применение последнего в поисково-разведочном деле // Вестн. Союзгеоразведки. 1932. № 9/10. С. 8–17.

Скворцов Ю.А. К методике геоморфологической и четвертичной съемки // Пробл. сов. геологии. 1934. Т. 4, № 10. С. 144–153.

Скворцов Ю.А. К вопросу о синхронизации четвертичных отложений // Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР. 1938. № 4. С. 33–41.

Скворцов Ю.А. Неотектоника гор Средней Азии // Материалы по четвертичному периоду СССР. Вып. 2. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1950. С. 311–318.

Скворцов Ю.А. К характеристике среднеазиатских лёссов // Тр. САГУ. 1957. Вып. 99, кн. 10. С. 5–63.

Скворцов Ю.А. Молодые тектонические движения Западного Тянь-Шаня и связанные с ними оледенения // Учен. зап. САИГИМС. Вып. 4. Ташкент, 1960. С. 40–48.

Скворцов Ю.А. О периодичности тектонических движений как основе для стратиграфии четвертичных отложений на примере Узбекистана // Материалы Всесоюзного совещания по изучению четвертичного периода. Т. 1. М.: Изд-во АН СССР, 1961. С. 68–75.

Сотникова М.В. Хищные млекопитающие плиоцена – раннего плейстоцена: Стратиграфическое значение. М.: Наука, 1989. 123 с.

Спенглер О.А. Периоды отступления и наступания ледника Федченко // Труды ледниковых экспедиций. Вып. 1: Памир. Л.: Тадж. – Памир. эксп. 1936. С. 151–159.

Справочник по климату СССР. Вып. 31: Облачность и атмосферные явления. Ч. 5. Л.: Гидрометеиздат, 1970. 214 с.

Стратиграфия СССР: Четвертичная система. М.: Недра. Т. 1. 1982. 443 с.; Т. 2. 1984. 556 с.

Степанов И.Н., Абдуназаров У.К. Погребенные почвы в лёссах Средней Азии и их палеогеографическое значение. М.: Недра, 1977. 120 с.

Талипов М.А., Королев В.Г. Джергаланский разрез как стратотип четвертичных отложений Северного Тянь-Шаня // Материалы по геологии кайнозоя и новейшей тектонике Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1970. С. 72–88.

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 // Граница неогена и четвертичной системы. М.: Наука, 1980. С. 208–215.

Тлеубердина П.А. Поздненеогеновая фауна юго-востока Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1982. 117 с.

Тлеубердина П.А. Основные местонахождения гиппарионовой фауны Казахстана и их биостратиграфическая корреляция // Межрегиональное сопоставление мезозой-кайнозойских фаун и флор Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1988. С. 38–73. (Мат-лы по истории фауны и флоры Казахстана; Т. 10).

Томирдиаро С.В. Лёссово-ледовая формация Восточной Сибири в позднем плейстоцене и голоцене. М.: Наука, 1980. 184 с.

Томирдиаро С.В. Криолитологические критерии стратиграфического расчленения эолово-криогенных отложений едомного комплекса на Северо-Востоке СССР // Мерзлотно-геологические процессы и палеогеография низменностей Северо-Востока Азии. Магадан: Северо-Восточный компл. НИИ ДВНЦ АН СССР, 1982. С. 54–58.

Трифонов В.Г. Неотектоника Евразии. М.: Научный мир, 1999. 252 с.

Трофимов А.К. О возрасте и истории развития древних оледенений Западного и Восточного Памира // Новейший этап геологического развития территории Таджикистана. Душанбе: Тадж. ун-т, 1962. С. 253–282.

Трофимов А.К. Тектонический и климатический факторы в истории древнего оледенения гор Средней Азии (Памир и Гиссаро-Алай) // Материалы по геологии кайнозоя и новейшей тектонике Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1970. С. 182–199.

Трофимов А.К. Ярусность рельефа гор Средней Азии и проблема коррелятивных отложений // Закономерности геологического развития Тянь-Шаня в кайнозое. Фрунзе: Илим, 1973. С. 116–128.

Трофимов А.К. О "старом" и "новом" взглядах на древнее оледенение гор Средней Азии // Геология кайнозоя Киргизии. Фрунзе: Илим, 1983. С. 47–61.

Трофимов А.К. Материалы по стратиграфии четвертичных отложений бассейна р.Сарыджаз (Центральный Тянь-Шань) // Геология кайнозоя и новейшая тектоника Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1984. С. 3–29.

Трофимов А.К., Григина О.М. Межледниковые отложения юга Средней Азии и палеоклиматы времени их образования // Материалы по новейшему этапу геологического развития Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1971. С. 44–68.

Трофимов А.К., Григина О.М. Граница плиоцена и плейстоцена в Тянь-Шане по геологическим и палинологическим данным // Граница неогена и четвертичной системы. М.: Наука, 1980. С. 221–230.

Турбин Л.И. К альпийской тектонике Тянь-Шаня // Стратиграфия кайнозоя и некоторые вопросы новейшей тектоники Северной Киргизии. Фрунзе: Илим, 1966. С. 3–18.

Тютюкова Л.А. Позднеплиоценовые лагоморфы и грызуны Юго-Восточного Казахстана: Автореф. дис... канд. биол. наук. Киев: Зоол. ин-т АН УССР, 1990. 26 с.

Тютюкова Л.А., Каипова Г.О. Первые данные о позднеплиоценовой фауне мелких млекопитающих Текесской впадины (Казахстан) // Фаунистические и флористические комплексы мезозоя и кайнозоя Казахстана. Алма-Ата: Баспагер, 1993. С. 158–181 (Материалы по истории фауны и флоры Казахстана; Т. 12).

Усупаев Ш.Э. Исследование пространственно-временных условий формирования просадочности лёссовых пород Чуйской впадины Северного Тянь-Шаня // Гидрогеология и инженерная геология Киргизской ССР. Фрунзе: Илим, 1985. С. 33–39.

Усупаев Ш.Э. Роль воды в формировании свойств лёссовых пород Северного Тянь-Шаня // Гидрогеология и инженерная геология Киргизской ССР. Фрунзе: Илим, 1990. С. 60–69.

Федоров П.В. Плейстоцен Понто-Каспия. М.: Наука, 1978. 166 с. (Тр. ГИН АН СССР, Вып. 310).

Федорович Б.А. Вопросы происхождения лёссов в связи с условиями их распространения в Евразии // Происхождение песчаного рельефа и лёсса: Материалы по геоморфологии и палеогеографии СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1960. С. 96–117. (Тр. Ин-та геогр. АН СССР; Т. 80, вып. 24).

Федорович Б.А. Мерзлотные образования в степях и пустынях Евразии // Вопросы стратиграфии и палеогеографии четвертичного периода (антропогена). М.: Наука, 1962. С. 70–100. (Тр. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР; Вып. 19).

Федорович Б.А. Фациальные условия четвертичных отложений Средней Азии // Мат-лы Всес. совещ. по изуч. четвертич. периода. М.: Изд-во АН СССР, 1961. Т. 3. С. 432–439.

Федорович Б.А., Ян Тин-сянь. Новые данные о характере и количестве оледенений Китайской части Тянь-Шаня // Природные условия Синьцзяна. М.: Изд-во АН СССР, 1960. С. 66–90.

Фейрбридж Р.В. Аридность климата ледниковых эпох в Африке // Проблемы палеоклиматологии. М.: Мир, 1968. С. 223–228.

Фениксова В.В. Лёссовые отложения юго-востока Западно-Сибирской низменности // Мат-лы Всес. совещ. по изуч. четвертич. периода. М.: Изд-во АН СССР, 1961. Т. 3. С. 83–88.

Физико-географический атлас мира. М., 1964. 298 с.

Флинт Р. Ледники и палеогеография плейстоцена. М.: Изд-во иностр. лит., 1963. 576 с.

Цейнер Ф. Плейстоцен. М.: Изд-во иностр. лит., 1963. 502 с.

Чедия О.К. Современное и древнее оледенение северного Дарваза и южного склона хребта Петра I // Учен. зап. Тадж. ун-та. 1955. Т. 6, вып. 1. С. 13–34.

Чедия О.К. Зоны четвертичной аккумуляции и новейшая тектоника Дарваза // Тр. Тадж. гос. ун-та, 1957. Т. 2. С. 3–44.

Чедия О.К. Юг Средней Азии в новейшую эпоху горообразования. Кн. 1: Континентальные кайнозойские накопления и геоморфология. Фрунзе: Илим, 1971. 331 с.

Чедия О.К. Основные закономерности новейшего развития гор Средней Азии // Закономерности геологического развития Тянь-Шаня в кайнозое. Фрунзе: Илим, 1973. С. 3–25.

Чедия О.К. Морфоструктуры и новейший тектогенез Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1986. 314 с.

Чедия О.К., Васильев В.А. О характере и возрасте древнего оледенения северного склона хребта Петра I // Тр. Тадж. ун-та. 1960. Т. 28, вып. 1. С. 101–117.

Чедия О.К., Лоскутов В.В. Палеогеография Памира и сопредельных стран в плиоцен-четвертичное время // Четвертичный период и его история. М.: Наука, 1965. С. 209–222.

Чедия О.К., Трофимов А.К., Удалов Н.Ф. Геологические условия местонахождений костных остатков млекопитающих в четвертичных озерных отложениях Кокмойнокской впадины (Северный Тянь-Шань) //

Закономерности геологического развития Тянь-Шаня в кайнозое. Фрунзе: Илим, 1973. С. 79–87.

Чепалыга А.Л. Детальная событийная стратиграфия плейстоцена Черного моря // Четвертичная геология и палеогеография России. М.: ГЕОС, 1997. С. 196–201.

Чердынцев В.В. Уран-234. М.: Атомиздат, 1969. 308 с.

Черняховский А.Г. О происхождении среднеазиатских лёссов // Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР. 1966а. № 31. С. 21–31.

Черняховский А.Г. Современное лёссообразование в высокогорных степях Внутреннего Тянь-Шаня // 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. № 4. С. 101–113.

Чистяков А.А. История развития восточной части бассейна р. Зеравшана в неоген-четвертичное время // Проблемы геологии и палеогеографии антропогена. М.: Изд-во МГУ, 1966. С. 133–155.

Чичагов В.П. Ураган 1980 года в Восточной Монголии и особенности золотого рельефообразования в Центральной и Восточной Азии. М.: Ин-т геогр. РАН, 1998. 204 с.

Шаевич Я.Е. Цикличность в формировании лёссов: Опыт системного подхода. М.: Наука, 1987. 104 с.

Шараф И.Г., Будникова Н.А. Колебания солнечного облучения Земли, вызванные вековыми изменениями элементов земной орбиты // ДАН СССР. 1968. Т. 182, № 2. С. 291–293.

Шарков Е.В., Чернышев И.В., Девяткин Е.В., Додонов А.Е., Иваненко В.В., Карпенко М.И., Лебедев В.А., Новиков В.М., Ханна С., Кхатиб К. Новые данные по геохронологии позднекайнозойских платобазальтов северо-восточной периферии Красноморской рифтовой области (Северная Сирия) // ДАН. 1998. Т. 358, № 1. С. 96–99.

Шварцбах М. Климаты прошлого: Введение в палеоклиматологию. М.: Изд-во иностр. лит., 1955. 283 с.

Шик С.М. Палеогеографические события плейстоцена в Европе и проблемы их корреляции с событиями в Черноморском бассейне и в океане // Корреляция палеогеографических событий: Материк – шельф – океан. М.: Изд-во МГУ, 1995. С. 33–38.

Шило Н.А., Томирдиаро С.В. Палеогеография и абсолютная геохронология позднего плейстоцена на Северо-Востоке Сибири // Мерзлотно-геологические процессы и палеогеография низменностей Северо-Востока Азии. Магадан: Северо-Восточный компл. НИИ ДВНЦ АН СССР, 1982. С. 9–21.

Шнитников А.В. Изменчивость общей увлажненности материков Северного полушария // Зап. ВГО Н. С. Т. 16. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1957. 337 с.

Шнитников А.В., Бердовская Г.Н., Земляничина Л.А., Лийва А.А., Севастьянов Д.В. Плейстоцен-голоценовая история озер Тянь-Шаня по новейшим

данным // Геохронология четвертичного периода. М.: Наука, 1980. С. 159–168.

Шолохов В.В., Додонов А.Е., Моралев В.М., Сокотаренко В.В., Шубников А.А. Новейшая тектоника северной части Афганского Бадахшана // Геоморфология. 1975. № 4. С. 68–93.

Шульц С.С. К вопросу о генезисе и морфологии речных террас // Тр. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР. 1934. Т. 3, вып. 2. С. 65–79.

Шульц С.С. Геологическое описание маршрута вдоль Тянь-Шаня из Оша в Каракол // Геологический маршрут вдоль Тянь-Шаня (Материалы к новейшей тектонике). Л.: Тадж. – Памир. эксп., 1936. С. 3–131. (Тр. Тадж. – Памир. эксп. АН СССР; Вып. 38).

Шульц С.С. Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь-Шаня. М.: Географиз, 1948. 222 с.

Шульц С.С. Тектоническое развитие современного Тянь-Шаня // Материалы по четвертичному периоду СССР. Вып. 2. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1950. С. 302–310.

Шумов В.В. Геологические исследования четвертичных отложений по южному и западному побережью оз. Иссык-Куль // Тр. Всесоюз. геол. – развед. объедин. НКГП СССР. Ч. 1. Л.; М.: 1932. С. 71–79. (Материалы по четвертичной геологии СССР; Вып. 225).

Щерба И.Г. Полизакская свита и ее стратиграфические аналоги в неогеновых молассах Афгано-Таджикской впадины // ДАН СССР. 1979. Т. 246, № 1. С. 175–178.

Юсупова А.А. К минералогической характеристике лёссов Яванской долины // Новейший этап геологического развития территории Таджикистана. Душанбе: Тадж. ун-т, 1962. С. 143–187.

Agrawal D.P. Cenozoic climatic changes in Kashmir: The multidisciplinary data // Current trends in Geology. Vol. 6. Climate and Geology of Kashmir. New Delhi: Today and Tomorrow's Printers and Publishers, 1985. P. 1–12.

Agrawal D.P., Juyal N., Sharma P., Gardner R., Rendell H. Paleogeography of the loess deposits of Kashmir // Paleoclimatic and paleoenvironment changes in Asia during the last 4 mln. y. New Delhi: Indian National Science Academy, 1988. P. 51–57.

Agrawal D.P., Dodia R., Kotlia B.S., Razdan H., Sahni A. The Plio-Pleistocene geologic and climatic record of the Kashmir valley, India: A review and new data // Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol. 1989. Vol. 73. P. 267–286.

Agusti J. *Allophaiomys* and *Allophaiomys*-like species from the late Pliocene–early Pleistocene of Spain // International Workshop: Origin, evolution, systematics, stratigraphic and geographic range of *Allophaiomys* (Rodentia, Arvicolinae) Volume of Abstracts. Moscow: Institute of Geography RAS. 1997. P. 7.

Aigner J.S. Important archaeological remains from North China // Early Palaeolithic in South and East Asia. The Hague. Paris: Mouton, 1978. P. 163–232.

Aigner J.S. Archaeological remains in Pleistocene China. Munchen, 1981. 351 p.

An Z., Liu T., Kan X., Sun J., Wang J., Kao W., Zhu Y., Wei M. Loess-palaeosol sequences and chronology at

Lantian Man localities // Aspects of loess research. Beijing: China Ocean Press, 1987. P. 192–203.

An Z., Wu X., Wang P., Wang S., Dong G., Sun X., Zhang D., Lu Y., Zheng S., and Zhao S. Changes in the monsoon and associated environmental changes in China since the last interglacial // Loess, environment and global change. Beijing: Science Press, 1991. P. 1–29.

Angelis M., Barkov N.I., Petrov V.N. Aerosol concentrations over the last climatic cycle (160 kyr) from an Antarctic ice core // Nature. 1987. Vol. 325. P. 318–321.

Arslanov Kh.A., Tertychny N.I., Kuznetsov V.Yu., Chernov S.B., Lokshin N.V., Gerasimova S.A., Maksimov F.E. and Dodonov A.E.  $^{230}\text{Th}/\text{U}$  and  $^{14}\text{C}$  dating of mollusk shells from the coasts of the Caspian, Barents, White and Black seas // Geochronometria. 2002. Vol. 21. P. 49–55.

Azzaroli A., De Giulio C., Ficarelli G. and Torre D. Late Pliocene to early mid-Pleistocene Mammals in Eurasia: Faunal succession and dispersal events // Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol. 1988. Vol. 66. P. 77–100.

Azzaroli A., Napoleon G. Magnetostratigraphic investigation of the upper Siwaliks near Pinjar // Riv. Ital. Paleontol. 1982. Vol. 87, № 4. P. 739–762.

Badam G.L. Pleistocene fauna of India. Pune, 1979. 250 p.

Baksi A.K., Hsu V., McWilliams M.O., Farrar E.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating of the Brunhes–Matuyama geomagnetic field reversal // Science. 1992. Vol. 256. P. 356–357.

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., Palaeoclimat., Palaeoecol. 1982. Vol. 37. P. 95–130.

Bar-Yosef O. The Lower and Middle Palaeolithic in the Mediterranean Levant: Chronology, and cultural events // Man and environment in the Palaeolithic / H.Ullrich (ed.). Liege: E.R.A.U.L. 62. 1995. P. 247–263.

Bassinot F.C., Laberie L.D., Vincent E., Quidelleur X., Shackleton N.J., Lancelot Y. The astronomical theory of climate and the age of the Brunhes–Matuyama magnetic reversal // Earth Planet. Sci. Lett. 1994. Vol. 126. P. 91–108.

Berger A. Accuracy and frequency stability of the Earth's orbital elements during the Quaternary // Milankovitch and climate: Understanding the response to astronomical forcing. D. Reidel Publ. Company. Ser. C: Mathematic. and Phys. Sci. 1984. Vol. 126, pt. 1. P. 3–40.

Berger A., Loutre M.T. Insolation values for the climate of the last 10 million years // Quaternary Sci. Rev. 1991. Vol. 10. P. 297–317.

Berger A., Tricot C., Gallee H. and Loutre M.F. Water vapour,  $\text{CO}_2$  and insolation over the last glacial-interglacial cycles // Phil. Trans. Roy. Soc. London. B. 1993. Vol. 341. P. 253–261.

Besancon J. L'Euphrate et le Nord-East de la Syrie: Modifications du milieu naturel au cours du Quaternaire // Annales de Geographie. Beyrouth: Universite Saint-Joseph, 1983. P. 41–120.

Besancon J. et Sanlaville P. Aperçu geomorphologique sur la vallée de l'Euphrate Syrien // Paleorient. 1981. Vol. 7/2. P. 5–18

Bibus E., Bludau W., Ellwanger D., Fromm K., Kozel M. and Schreiner A. On Pre-Würm glacial deposits of the Rhine Glacier (South German Alpine Foreland, Upper Swabia, Ba-



den-Wurtemberg) // The early Middle Pleistocene in Europe / Ed. C. Turner. Rotterdam: Balkema, 1996. P. 195–204.

Blanchenhorn M. Grundzüge der Geologie und physikalischen Geographie von Nord-Syrien. B., 1891. 40 s.

Boenigk W. and Frechen M. Middle Pleistocene loess/palaeosol sequence of section Kärlich: Field Guide. Loess in the Middle and Upper Rhine area / Eds.: M. Weidenfeller and L. Söller. 1999. P. 70–79.

Bogaard C.v.d., Bogaard P.v.d. and Schmincke H. – U. Quartargeologisch-tephrostratigraphische Neuaufnahme und Interpretation des Pleistozanprofils Kärlich // Eiszeitalter u. Gegenwart, 1989. Bd. 39. S. 62–86.

Bogaard P.v.d., Hall C.M., Schmincke H. – U. and York D.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  laser dating of single grains: Ages of Quaternary tephra from the East Eifel volcanic field, FRG // Geophys. Res. Lett. 1987. Vol. 14/12. P. 1211–1214.

Bolikhovskaya N.S. Peleogeography of loess accumulation in the light of palynological data // Lithology and stratigraphy of loess and paleosols. Budapest: Geographical Research Institute, Hungarian Academy of Sciences, 1984. P. 185–194.

Bonifay M. – F. Relations between palaeoclimatology and Plio-Pleistocene biostratigraphic data in Western European countries // E.H. Lindsay et al. (eds), European Neogene Mammal Chronology. N. Y.: Plenum Press, 1990. P. 475–485.

Borsy Z., Felszerfalvy J. and Szabo P.P. Thermoluminescence dating of several layers of loess sequences at Paks and Mende (Hungary) // Acta Geol. Acad. Sci. Hung. 1979. T. 22, № 1/4. P. 451–459.

Bosch J.H.A. Saalian, Eemian and Weichselian sediments of borehole Amsterdam-Terminal // Excursion Guide. INQUA-SEQS Symposium. The Eemian local sequences, global perspectives. Kerkrade, 1998. P. 1–26.

Broecker W.S., Thurber D.L., Goddard J., Ku T. – L., Matthews R.K., Mesolella K.J. Milankovitch hypothesis supported by precise dating of coral reefs and deep-sea sediments // Science. 1968. Vol. 159, № 3812. P. 297–300.

Bronger A. and Heinkele Th. Paleosol sequences as witnesses of Pleistocene climatic history // Paleopedology. Catena supplement. 1989. Vol. 16. P. 163–186.

Bronger A., Pant R.K. Micromorphology and genesis of paleosols of some selected loess profiles in the Kashmir Valley and their relevance to stratigraphy and paleoclimate // Current trends in Geology. Vol. 6. Climate and Geology of Kashmir. New Delhi: Today and Tomorrow's Printers and Publishers, 1985. P. 131–140.

Bronger A., Pant R.K. and Singhvi A.K. Micromorphology, mineralogy, genesis and dating of loess-palaeosol sequences and their application to Pleistocene chronostratigraphy and palaeoclimate: A comparison between southeast Central Europe and the Kashmir Valley / Central Asia // Aspects of loess research. Beijing: China Ocean Press, 1987. P. 121–129.

Bronger A., Winter R., Derevjanko O. and Aldag S. Loess-palaeosol-sequences in Tajikistan as a palaeoclimatic record of the Quaternary in Central Asia // Quatern. Proceedings. 1993. Vol. 5. P. 69–81.

Bruins H.J., Yaalon D.H. Stratigraphy of the Netivot section in the desert loess of the Negev (Israel) // Acta Geol. Acad. Sci. Hung. 1979. T. 22, № 1/4. P. 161–169.

Brunnacker K., Boenigk W., Koči A., Tillmanns W. Die Matuyama/Brunhes-Grenze am Rhein und an der Donau // N. Jb. Geol. Paläont. Abh. 1976. Bd. 151, № 3. S. 358–378.

Buraczynski J., Butrym J. Thermoluminescence stratigraphy of the loess in the Southern Rhinegraben // Catena Supplement. 1987. Vol. 9. P. 81–94.

Burbank D.W. and Fort M. Bedrock control on glacial limits: Examples from the Ladakh and Zaskar Ranges, Northwest Himalaya // J. Glaciol. 1985. Vol. 31. P. 143–149.

Burbank D.W., Li J. Age and palaeoclimatic significance of loess of Lanzhou, north China // Nature. 1985. Vol. 316. P. 429–431.

Burbank D.W. and Johnson G.D. Intermontane-basin development in the past 4 Myr in the north-west Himalaya // Nature. 1982. Vol. 298. P. 432–436.

Burbank D.W. and Johnson G.D. The late Cenozoic chronologic and stratigraphic development of the Kashmir intermontane basin, northwestern Himalaya // Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol. 1983. Vol. 43. P. 205–235.

Burbank D.W. and Reynolds R.G.H. Sequential late Cenozoic structural disruption of the northern Himalayan foredeep // Nature. 1984. Vol. 311. P. 114–118.

Butzer K.W. Quaternary stratigraphy and climate in the Near East // Bonn: Bonner Geogr. Abh. 1958. № 24. 157 p.

Cande S.C., Kent D.V. Revised calibration of the geomagnetic polarity timescale for the Late Cretaceous and Cenozoic // J. Geophys. Res. 1995. Vol. 100 (B4). P. 6093–6095.

Chaline J. Histoire de l'homme et des climats au quaternaire // D. Les depots en domaine aride. Paris, 1985. P. 143–149.

Clemens S., Prell W., Murray D., Shimmield G., Weedon G. Forcing mechanisms of the Indian Ocean monsoon // Nature. 1991. Vol. 353. P. 720–725.

Cremaschi M. Paleosols and vetusols in the central Po Plain (Northern Italy): A study in Quaternary geology and soil development. Milano: Edizioni Unicopli, 1987. 306 p.

Currey D.R. Coastal geomorphology of Great Salt Lake and vicinity // Bull. Utah Geol. and Miner. Surv. Great Salt Lake, 1980. P. 69–82.

Dansgaard W., Johnsen S.J., Clausen H.B., Dahl-Jensen D., Gundestrup N.S., Hammer C.U., Hvidberg C.S., Steffensen J.P., Sveinbjornsdottir A.E., Jouzel J. and Bond G. Evidence for general instability of past climate from 250-kyr ice-core record // Nature. 1993. Vol. 364. P. 218–220.

Dennell R.W. Evidence on Human origins: A rediscovered source in the Upper Siwaliks of Northern Pakistan // Int. Sci. Rev. 1993. Vol. 18, № 4. P. 379–389.

Derbyshire E. Quaternary glacial sediments, glaciation style, climate and uplift in the Karakoram and northwest Himalaya: Review and speculations // Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol. 1996. Vol. 120. P. 147–157.

Derbyshire E., Li Jijun, Perrott F.A., Waters R.S. Quaternary glacial history of the Hunza Valley, Karakoram mountains, Pakistan // Proceedings of the International

Conference. The International Karakoram Project. Vol. 2. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 1984. P. 456–495.

*Desio A., Martina E. and Pasquare G.* On the geology of central Badakhshan (north-east Afganistan) // *Quart. J. Geol. Soc. London*. 1964. Vol. 120, № 478. Pt 2. P. 127–151.

*Desio A., Orombelli G.* The "Punjab erratics" and the maximum extent of the glaciers in the Middle Indus Valley (Pakistan) during the Pleistocene // *Atti Acad. naz. Lincei Mem. Cl. sci. fis., mat. e natur. Ser. 2*. 1983. Vol. 17, № 3. P. 135–180.

*Ding Z., Rutter N., Liu T., Evans M.E., and Wang Y.* Climatic correlation between Chinese loess and deep sea cores: A structural approach // *Loess, environment and global change*. Beijing: Science Press, 1991. P. 168–186.

*Ding Z.L., Xiong S.F., Sun J.M., Yang S.L., Gu Z.Y., Liu T.S.* Pedostratigraphy and paleomagnetism of a ~ 7.0 Ma eolian loess-red clay sequence at Lingtai, Loess Plateau, north-central China and the implications for paleomonsoon evolution // *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.* 1999. Vol. 152. P. 49–66.

*Dodonov A.E. and Baiguzina L.L.* Loess stratigraphy of Central Asia: Palaeoclimatic and palaeoenvironmental aspects // *Quatern. Sci. Rev.* 1995. Vol. 14. P. 707–720.

*Dodonov A.E., Tchepalyga A.L., Mihailescu C.D., Zhou L.P., Markova A.K., Trubikhin V.M., Simakova A.N. and Konikov E.G.* Last-interglacial records from central Asia to the northern Black sea shoreline: Stratigraphy and correlation // *Geol. Mijnbouw*. 2000. Vol. 79, № 2/3. P. 303–311.

*Dodonov A.E., Zhou L.P., Markova A.K., Tchepalyga A.L., Trubikhin V.M., Aleksandrovski A.L., Simakova A.N.* Middle-Upper Pleistocene bio-climatic and magnetic records of the northern Black Sea coastal area // *Quatern. Int.* 2002 (In press).

*Dupont L.M. and Hooghiemstra H.* The Saharan-Sahelian boundary during Brunhes chron // *Acta Bot. Neerl.* 1989. Vol. 38, № 4. P. 405–415.

*Emiliani C.* Pleistocene temperatures // *J. Geology*. 1955. Vol. 63. P. 538–578.

*Emiliani C.* Palaeotemperature analysis of the Caribbean cores P 6304-8 and P 6304-9 and a generalized temperature curve for the past 425000 years // *J. Geology*. 1966. Vol. 74. P. 102–126.

*Emiliani C.* Quaternary palaeotemperatures and the duration of the high temperature intervals // *Science*. 1972. Vol. 178, № 4059. P. 398–401.

*Erbaeva M.* Allophaiomys in the Baikalian region // *Paludicola*. 1998. Vol. 2, № 1. P. 20–27.

*Evans M.E., Heller F.* Magnetic enhancement and paleoclimate: Study of a loess/paleosol couplet across the Loess Plateau of China // *Geophys. J. Int.* 1994. Vol. 117. P. 257–264.

*Evans M.E., Heller F.* Magnetism of loess/paleosol sequences: Recent developments // *Earth Sci. Rev.* 2001. Vol. 54. P. 129–144.

*Farrand W.R.* Pluvial climates and frost action during the last glacial cycle in the Eastern Mediterranean – evidence from archaeological sites // *Quaternary palaeoclimate* / Ed. W.C.Mahaney. Norwich, 1981. P. 393–410.

*Faure H.* Lacs quaternaires du Sahara // *Mitt. Int. Verein. Limnol.* 1969. 17. P. 131–146.

*Feifar O., Heinrich W. – D., Pevzner M.A., Vangengeim E.A.* Late Cenozoic sequences of mammalian sites in Eurasia: An updated correlation // *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.* 1997. Vol. 113, № 3/4. P. 259–288.

*Felix-Henningsen P., Urban B.* Palaeoclimatic interpretation of a thick Intra-Saalian palaeosol the "bleached loam" on the Drenthe moraines of Northern Germany // *Catena*. 1982. Vol. 9. P. 1–8.

*Finaev A.* Processes of transportation and sedimentation of dust aerosol. Global analysis, interpretation and modelling // *First science conference*, 25-27 September, 1995. Garmish-Partenkirchen, Germany, 1995. P. 22.

*Fink J.* Palaeomagnetic research in the northeastern foothills of the Alps and in the Viena basin // *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.* 1979. T. 22, № 1/4. P. 111–124.

*Fink J., Fischer H., Klaus W., Koči A., Kohl H., Kukla J., Ložek V., Piffel L. und Rabeder G.* Exkursion durch den Österreichischen teil des Nördlichen Alpenvorlands und den Donaauraum zwischen Krems und Wiener pforte. Bd. 1. Wien, 1976. 113 s.

*Fink J., Kochi A., Kohl H., Pevzner M.A.* Palaeomagnetic research in the northern foothills of the Alps and the question of correlation of terraces in the upper reach of the Danube. Rep. No. 5 on the sess in Novosibirsk, July, 1978 // *IGCP project Quaternary glaciations in the Northern Hemisphere*. Praha, 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., Stiegler W., Walder R.* Quartäre Sedimente und Formen: II/6; M 1:1 000 000. Österreich-Atlas. Wien, 1979.

*Fink J., Piffel L.* The Danube from Krems to Viena // *Quaternary Studies* / Eds. R.P.Suggate, M.M.Cresswell. Wellington: Roy. Soc. of New Zealand, 1975. P. 127–132.

*Flynn L.J., Qiu Z., Opdyke N.D. and Tedford R.* Ages of key fossil assemblages in the late Neogene terrestrial record of Northern China // *Geochronology, Time scales, and Global Stratigraphic Correlation*. SEPM Special Publication. 1995. № 54. P. 365–373.

*Flynn L.J., Tedford R.H. and Qui Z.-x.* Enrichment and stability in the Pliocene mammalian fauna of North China // *Palaeobiology*. 1991. Vol. 17. P. 246–265.

*Flynn L.J., Wu W., Downs W.R.* Dating vertebrate microfaunas in the late Neogene record of Northern China // *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.* 1997. Vol. 133. № 3/4. P. 227–242.

*Forman S.L.* Applications and limitations of thermoluminescence to date Quaternary sediments // *Quatern. Int.* 1989. Vol. 1. P. 47–59.

*Forsten A.* Climate and the evolution of *Equus* (Perissodactyla, Equidae) in the Plio-Pleistocene of Eurasia // *Acta zool. cracov.* 1996. Vol. 39, № 1. P. 161–166.

*Forster Th., Heller F.* Loess deposits from the Tadjik depression (Central Asia): Magnetic properties and paleoclimate // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1994. Vol. 128. P. 501–512.

*Fort M.* Contribution of sedimentary and geomorphic data to the knowledge of palaeoclimates in Nepal Himalayas // *Current trends in geology*. Vol. 6.: Climate and

deology in Kashmir. New Delhi: Today and Tomorrow's Printers and Publishers, 1985. P. 159–189.

Fort M. Late Cenozoic environmental changes and uplift on the northern side of central Himalaya: A reappraisal from field data // *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.* 1996. Vol. 120. P. 123–145.

Fossil Man in China. Hong Kong: Mus. of Hist., 1983. 108 p.

Frechen M. Systematic thermoluminescence dating of two loess profiles from the Middle Rhine Area (F.R.G.) // *Quatern. Sci. Rev.* 1992. Vol. 11. P. 93–101.

Frechen M. Luminescence dating of loessic sediments from the Loess plateau, China // *Geol. Rund.* 1999. Vol. 87. P. 675–684.

Frechen M., Dodonov A.E. Loess chronology of Middle and Upper Pleistocene in Tadzhikistan, Central Asia // *Geol. Rund.* 1998. Vol. 87. P. 2–20.

Frechen M., Horvath E. and Gabris G. Geochronology of Middle and Upper Pleistocene loess sections in Hungary // *Quatern. Res.* 1997. Vol. 48. P. 291–312.

Fukuda M. Physical environment in the Palmira Basin // *Univ. Mus., Univ. Tokyo.* 1973. Bull. № 5. P. 73–86.

Gábris Gy., Horvath E., Juvigné E. Pleistocene marker horizon in Carpathian Basin loess: The Bag Tephra // *Quaternary environment in Hungary. Studies in Geography in Hungary.* 1991. Vol. 26. P. 91–97.

Gabunia L., Vekua A., Lordkipanidze D., Swisher C.C., Ferring R., Justus A., Nioradze M., Tvalchrelidze M., Antón S.C., Bosinski G., Jöris O., Lumley M. – A., Majsradze G., Mouskhelishvili A. Earliest Pleistocene Hominid cranial remains from Dmanisi, Republic of Georgia: Taxonomy, geological setting, and age // *Science.* 2000. Vol. 288. P. 1019–1025.

Garba Z., Durand A. et Lang J. Enregistrement sédimentaire de l'activité éolienne et de l'aridité pendant la transition Tardiglaciaire/Holocène à la limite Sahara/Sahel (Termit, bassin du lac Tchad) // *Quaternaire.* 1995. Vol. 6, № 2. P. 91–98.

Gates W.L. Modeling the Ice-Age climate // *Science.* 1976. Vol. 191. P. 1138–1144.

Gibbard P.L., West R.G., Zagwijn W.H., Balson P.S., Burger A.W., Funnel B.M., Jeffery D.H., Jong J., Kolfschoten T., Lister A.M., Meijer T., Norton P.E.P., Preece R.C., Rose J., Stuart A.J., Whiteman C.A., and Zalasiewicz J.A. Early and early Middle Pleistocene correlations in the southern North Sea Basin // *Quatern. Sci. Rev.* 1991. Vol. 10. P. 23–52.

Gill W.D. The stratigraphy of the Siwalik series in the northern Potwar, Punjab, Pakistan // *Quart. J. Geol. Soc. London.* 1952. Vol. 107, № 428. P. 375–394.

Goudie A.S., Jones D.K.C., Brunson D. Recent fluctuations in some glaciers of the Western Karakoram mountains, Hunza, Pakistan // *Proceedings of the International Conference. The International Karakoram Project. Vol. 2.* Cambridge: Cambridge Univ. Press, 1984. P. 456–495.

Gozhik P., Matviishina Zh., Shelkopyas V., Palienko V., Rekovets L., Gerasimenko N., Korniets N. The Upper and Middle Pleistocene of Ukraine // *The Ukraine Quaternary explored: The Middle and Upper Pleistocene of the Middle Dnieper Area and its importance for the East-West European correlation: Volume of Abstracts.* Kyiv, 2001. P. 32–33.

Gozhik P., Shelkopyas V., Khristoforova T. Development stages of loessial and glacial formations in Ukraine (Stratigraphy of loess in Ukraine). Lublin. Annales Univ. Mariae Curie-Skłodowska. Sec. B. 1995. Vol. 50. P. 65–74.

Grousset F.E., Biscaye P.E., Revel M., Petit J.R., Pye K., Joussaume S., Jouzel J. Antarctic (Dome C) ice-core dust at 18 k.y. B.P.: Isotopic constraints on origins // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1992. Vol. 111. P. 175–182.

Guo Z., Fedoroff N., An Z. Genetic types of the Holocene soil and the Pleistocene palaeosols in the Sifeng loess section in Central China // *Loess environment and global change.* Beijing: Science Press, 1991. P. 93–111.

Guo Z.T., Peng S.Z., Hao Q.Z., Biscaye P.E., Liu T.S. Origin of the Miocene-Pliocene Red-Earth Formation at Xifeng in Northern China and implications for paleoenvironments // *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.* 2001. Vol. 170. P. 11–26.

Haesaerts P. et Dupuis C. Contribution à la stratigraphie des nappes alluviales de la Somme et de l'Avre dans la région d'Amiens // *Chronostratigraphie et faciès culturels du Paléolithique inférieur et moyen dans l'Europe du nord-ouest. Supplément au Bulletin de L'A.F.E.Q., Paris,* 1986. № 26. P. 171–186.

Heim J., Lautridou J.P., Maucorps J., Puisségur J.J., Sommé J., Thévenin A. Achenheim: Une séquence-type des loess du Pléistocène moyen et supérieur // *Bull. de l'Association Française pour l'étude du Quaternaire.* 1982. № 2-3. P. 147–159.

Heller F., Evans M.E. Loess magnetism // *Rev. Geophys.* 1995. Vol. 32, № 2. P. 211–240.

Heller F. and Liu T. Magnetostratigraphical dating of loess deposits in China // *Nature.* 1982. Vol. 300. P. 431–433.

Heller F., Liu T. Magnetism of Chinese loess deposits // *Geophys. J. R. Astr. Soc.* 1984. Vol. 77. P. 125–141.

Heller F., Meili B., Junda W., Huamei L. and Liu T.S. Magnetization and sedimentation history of loess in the Central Loess Plateau of China // *Aspects of loess research.* Beijing: China Ocean Press, 1987. P. 147–163.

Hilgen F.J. Astronomical calibration of Gauss to Matuyama sapropels in the Mediterranean and implication for the geomagnetic polarity time scale // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1991. Vol. 104. P. 226–244.

Hooghiemstra H. Variations of the NW African trade wind regime during the last 140 000 years: Changes in pollen flux evidenced by marine sediment records // M. Leinen and M. Sarnthein (eds.). *Palaeoclimatology and Palaeometeorology: Modern and past patterns of global atmospheric transport.* Kluwer Academic Publishers, 1989. P. 733–770.

Horowitz A. The Quaternary of Israel. N. Y.: Academic Press, 1979. 394 p.

Horowitz A. Subsurface palynostratigraphy and palaeoclimates of the Quaternary Jordan Rift Valley fill, Israel // *Isr. J. Earth Sci.* 1987. Vol. 36, № 1/2. P. 31–44.

House M.R. Orbital forcing timescales: An introduction // *Orbital forcing timescales and cyclostratigraphy* / Eds. M.R. House, A.S. Gale. Geological Society Special Publication. London: Geological Society, 1995. № 85. P. 1–18.

Hu Changkang and Qi Tao. Gongwangling Pleistocene mammalian fauna of Lantian, Shaanxi // *Palaeontologia Sinica.* N.S.C. Beijing, 1978. № 21.

Huang W. – W., Hou Y. – M. A perspective on the archaeology of the Pleistocene-Holocene transition in north China and the Qinghai-Tibet Plateau // *Quatern. Int.* 1998. Vol. 49/50. P. 117–127.

Hughes T.J., Denton G.H., Anderson B.G., Schilling D.H., Fasthook J.L. and Lingle C.S. The last great ice sheets: A global view // *The last great ice sheets* / Eds. G.H.Denton and T.J.Hughes. Wiley Interscience Publ. 1981. P. 275–317.

Hus J.J. and Han J. The contribution of loess magnetism in China to the retrieval of past global changes – some problems // *Phys. Earth Planet. Inter.* 1992. Vol. 70. P. 154–168.

Hussain S.T., Bergh G.D., Steensma K.J., Visser J.A., Vos J., Arif M., Dam J., Sondaar P.Y. and Malik S.B. Biostratigraphy of the Plio-Pleistocene continental sediments (upper Siwaliks) of the Mangla-Samwal anticline, Azad Kashmir, Pakistan // *Proc. Kon. Ned. Akad. Wetensch.* 1992. Vol. 95, № 1. P. 65–80.

Imbrie J., Berger A., Boyle A., Clemens S.C., Duffy A., Howard W.R., Kukla G., Kutzbach J., Martinson D.G., McIntyre A., Mix A.C., Molino B., Morley J.J., Peterson L.C., Pisias N.G., Prell W.L., Raymo M.E., Shackleton N.J., and Toggweiler J.R. On the structure and origin of major glaciation cycles. The 100 000-year cycle // *Paleoceanography*. 1993. Vol. 8. P. 699–735.

Imbrie J., Hays J.D., Martinson D.C., McIntyre A., Mix A.C., Morley J.J., Pisias N.G., Prell W.L., and Shackleton N.J. The orbital theory of Pleistocene climate: Support from a revised chronology of the marine  $\delta^{18}\text{O}$  record // *Milanckovitch and climate: Understanding the response to astronomical forcing*. D. Reidel Publ. Company. Ser. C: Mathematic. and Phys. Sci. 1984. Vol. 126, pt 1. P. 269–305.

Jia Lanpo. Early Man in China. Beijing, 1980. 60 p.

Johnson N.M., Opdyke N.D., Johnson G.D., Lindsay E.H., Tahirkheli A.K. Magnetic polarity stratigraphy and ages of Siwalik group rocks of the Potwar Plateau, Pakistan // *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.* 1982. Vol. 37. P. 17–42.

Jouzel J., Barkov N.I., Barnola J.M., Bender M., Chappellaz J., Genthon C., Kotlyakov V.M., Lipenkov V., Lorius C., Pett J.R., Raynaud D., Raisbeck G., Ritz C., Sowers T., Stievenard M., Yiou F., and Yiou P. Extending the Vostok ice-core record of palaeoclimate to the penultimate glacial period // *Nature*. 1993. Vol. 364. P. 407–412.

Jouzel J., Petit J.R. and Raynaud D. Palaeoclimatic information from ice cores: The Vostok records // *Trans. Roy. Soc. Edinb.: Earth Sci.* 1990. Vol. 81. P. 349–355.

Juvigné E., Haesaerts P., Hans M., Pissart A. et Balescu S. Révision du stratotype loessique de Kesselt (Limbourg, Belgique) // *C.R. Acad. Sci. Paris. T. 323, série 2 a.* 1996. P. 801–807.

Keates S.G. Early and Middle Pleistocene hominid behavior in Northern China // *BAR Int. Ser.* 2000. Vol. 863. 375 p.

Kemp R.A. Distribution and genesis of calcitic pedofeatures within a rapidly aggrading loess-palaeosol sequence in China // *Geoderme*. 1995. Vol. 65. P. 303–316.

Koenigswald W.v., Kolfschoten T.v. The Mimomys-Arvicola boundary and the enamel thickness quotient

(SDQ) of Arvicola as stratigraphic markers in the Middle Pleistocene // *The early Middle Pleistocene in Europe* / Ed. C.Turner. Rotterdam: Balkema, 1996. P. 211–226.

Kolfschoten T.v. and Meulen A.J.v. Villanian and Biharian mammal faunas from the Netherlands // *Mem. Soc. Geol. It.* 1986. Vol. 31. P. 191–200.

Kolfschoten T.v., Turner E. Early Middle Pleistocene mammalian faunas from Kärlich and Miesenheim I and their biostratigraphic implications // *The early Middle Pleistocene in Europe* / Ed. C.Turner. Rotterdam: Balkema, 1996. P. 227–253.

Kruk R.W., Beets C., Elliott T.R., Koetsier G., Beets D.J., Klaver G.Th., Pouwer R., Os B.v., Vermeulen F. U-series radiometric dating of molluscs from Eemian deposits in the Amsterdam Basin // *Volume of abstracts: INQUA-SEQS Symposium. The Eemian local sequences, global perspectives*. Kerkraade, 1998. P. 42.

Kuhle M. Subtropical mountain- and highland-glaciation as Ice Age triggers and the waning of the glacial periods in the Pleistocene // *Geojournal*. 1987. Vol. 14, № 4. P. 393–421.

Kuhle M. Geomorphological findings on the build-up of Pleistocene glaciation in Southern Tibet and on the problem of inland ice // *Geojournal*. 1988. Vol. 17, № 4. P. 457–511.

Kukla G. The classical European glacial stages: Correlation with deep-sea sediments // *Trans. Nebraska Acad. Sci.* 1978. Vol. 6. P. 57–93.

Kukla G. Correlation of Chinese, European and American loess series with deep-sea sediments // *Aspects of loess research* / Ed. Liu Tungsheng. Beijing: China Ocean Press, 1987a. P. 27–38.

Kukla G. Loess stratigraphy in Central China // *Quatern. Sci. Rev.* 1987b. № 6. P. 191–219.

Kukla G. and An Z. Loess stratigraphy in Central Asia // *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.* 1989. Vol. 72. P. 203–225.

Kukla G., An Z.S., Melice J.L., Gavin J., and Xiao J.L. Magnetic susceptibility record of Chinese Loess // *Trans. Roy. Soc. Edinb.: Earth Sci.* 1990. Vol. 81. P. 263–288.

Kukla G., Berger A., Lotti R., and Brown J. Orbital signature of interglacials // *Nature*. 1981. Vol. 290. P. 295–300.

Kukla G., Cilek V. Plio-Pleistocene megacycles: Record of climate and tectonics // *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.* 1996. Vol. 120. P. 171–194.

Kukla G., McManus J.F., Rousseau D. – D. and Chuine I. How long and how stable was the Last Interglacial? // *Quatern. Sci. Rev.* 1997. Vol. 16. P. 605–612.

Kurten B. An attempted parallelization of the Quaternary mammalian faunas of China and Europe. *Soc. Sci. Fenn. Comment. biol. Helsingfors*, 1960. № 23. 12 p.

Kutzbach J.E., Guetter P.J. The sensitivity of monsoon climates to orbital parameter changes for 9 000 years BP: Experiments with the NCAR general circulation model // *Milanckovitch and climate: Understanding the response to astronomical forcing*. D. Reidel Publ. Company. Ser. C: Mathematic. and Phys. Sci. 1984. Vol. 126, pt 2. P. 801–819.

Kutzbach J.E. and Wright H.E. Simulation of the climate of 18 000 years BP: Results for the North American/North Atlantic/European sectors and comparison with

the geologic record of North America // *Quatern. Sci. Rev.* 1985. Vol. 4. P. 147–187.

Lateef A.S.A. Distribution, provenance, age and paleoclimatic record of the loess in Central North Iran // *Loess* / Eds. Eden and Furket. Rotterdam: Balkema, ISBM, 1988. P. 93–101.

Lazarenko A.A. The loess in Central Asia // *Late Quaternary environments of the Soviet Union*. London: Longman, 1984. P. 125–131.

Leakey L.S.B. Stone Age Africa: An outline of prehistory in Africa. Oxford Univ. Press. London: Humphrey Milford, 1936. 218 p.

Leakey L.S.B. Olduvai Gorge 1951–61. Cambridge Univ. Press, 1965. 118 p.

Lehmkuhl F. Extent and spatial distribution of Pleistocene glaciations in Eastern Tibet // *Quatern. Int.* 1998. Vol. 45/46. P. 123–134.

Li Haomin, Li Wenyi and Lin Jinling. Quaternary floras // *Fossil floras of China through the geological ages* / Eds. Li Xingsue, Zhou Zhiyan, Gai Chongyang et al. 1995. P. 552–588.

Li Hua-mei, Wang Jun-da. Magnetostratigraphic study of several typical geologic sections in North China // *Quaternary geology and environment of China*. Beijing: China Ocean Press, 1982. P. 33–37.

Li J. et al. Uplift of Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau and global change. Lanzhou University Press, 1995. 207 p.

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.

Linke G., Katzenberge O., and Grun R. Description and ESR dating of the Holsteinian interglaciation // *Quatern. Sci. Rev.* 1985. Vol. 4. P. 319–331.

Liu Jingpu, Yu Hongjun. Origin of the buried loess and exposed loess in the China's coastal zone // *Geological hazards and environmental studies of China offshore areas*. Qingdao: Qingdao Ocean University Press, 1995. P. 164–168.

Liu T., Ding M. Pleistocene stratigraphy and Plio/Pleistocene boundary in China // *Quaternary geology and environment of China*. Beijing: China Ocean Press, 1982. P. 1–6.

Liu T. and Ding M. The characteristics and evolution of the palaeoenvironment of China since the Late Tertiary // *The evolution of the East Asian environment*, Proc. Int. Conf. Vol. 1: Geology and Palaeoclimatology. Hong Kong, 1984. P. 11–40.

Liu T. et al. Loess and the environment. Beijing: China Ocean Press, 1985. 251 p.

Liu T. and Yuan B. Palaeoclimatic cycles in Northern China (Luochuan loess section and its environmental implications) // *Aspects of loess research* / Ed. Liu T. Beijing: China Ocean Press, 1987. P. 3–26.

Liu X., Liu T., Shaw J., Heller F., Xu T., and Yuan B. Paleomagnetic and paleoclimatic studies of Chinese loess // *Loess, environment and global change*. Beijing: Science Press, 1991. P. 61–81.

Liu X., Liu T., Xu T., Liu C., and Chen M. A preliminary study on magnetostratigraphy of a loess profile in Xifeng Area, Gansu Province // *Aspects of loess research*. / Ed. Liu T. Beijing: China Ocean Press, 1987. P. 164–174.

Liu Ze-Chun. Climastratigraphy of the sediments in the Peking man's cave // *Quaternary geology and environment of China*. Beijing: China Ocean Press, 1982. P. 25–31.

Loess in China / Eds. Y.Wang, Z.Zhang. Shaanxi: People's art Publ. House, 1980. 230 p.

Lorius C. Les donnees des carottes de glace de l'Antarctique: Evolution du climat et de l'environnement atmospherique depuis le dernier maximum glaciaire // *Actes Coll. AGSO Bordeaux. Bull. Inst. Geol. Bassin d'Aquitaine. Bordeaux. 34. CNRS Cahiers du Quaternaire*. 1983. P. 37–49.

Lorius C., Jouzel J., Raynaud D., Hansen J., and Le Treut H. The ice-core record: Climate sensitivity and future greenhouse warming // *Nature*. 1990. Vol. 347. P. 139–145.

Lorius C., Jouzel J., Ritz C., Merlivat L., Barkov N.I., Korotkevich Y.S., Kotlyakov V.M. A 150,000-year climatic record from Antarctic ice // *Nature*. 1985. Vol. 316, No 6029. P. 591–596.

Lu H., Wu N., Nie G., and Wang Y. Phytolith in loess and its bearing on paleovegetation // *Loess, environment and global change*. Beijing: Science Press, 1991. P. 112–123.

Manabe S. and Stouffer R.J. Century-scale effects of increased atmospheric CO<sub>2</sub> on the ocean-atmosphere system // *Nature*. 1993. Vol. 364, No 6434. P. 215–218.

Markova A. Fossil rodents (Rodentia, Mammalia) from the Sel'-Ungur Acheulian cave site (Kirghizstan) // *Acta zool. cracov. Krakow*, 1992. Vol. 35, No 2. P. 217–239.

McIntyre A., Moore T.C., Andersen B., Balsam W., Brunner A.B.C., Cooley J., Crowley T., Denton G., Gardner J., Geitzenauer K., Hays J.D., Hutson W., Imbrie J., Irving G., Kellogg T., Kennett J., Kipp N., Kukla G., Kukla H., Lozano J., Luz B., Mangion S., Matthews R.K., Mayewski P., Molfino B., Ninkovich D., Opdyke N., Prell W., Robertson J., Ruddiman W.F., Sachs H., Saito T., Shackleton N., Thierstein H., and Thompson P. The surface of the Ice-Age Earth // *Science*. 1976. Vol. 191. P. 1131–1137.

Mestdagh H., Haesaerts P., Dodonov A., Hus J. Pedosedimentary and climatic reconstruction of the last interglacial and early glacial loess-paleosol sequence in South Tadzhikistan // *Catena*. 1999. Vol. 35. P. 197–218.

Minervin A.V. Cryogenic processes in loess formation in Central Asia / Ed. A.A.Velichko. Late Quaternary environments in the Soviet Union. London: Longman, 1984. P. 133–140.

Montfrans H.M. Palaeomagnetic dating in the North Sea Basin // *Earth Planet. Sci. Lett.*, Vol. 11. 1971. P. 226–235.

Mörner N.A. The Grande Pile palaeomagnetic-paleoclimatic record and the European glacial history of the last 130 000 years: International Project on Palaeolimnology and Late Cenozoic Climate. Vol. 2. Contrib. No 146. 1979.

Movius H.L. Early Man and Pleistocene stratigraphy in southern and eastern Asia: Papers of the Peabody Museum of American Archaeology and Ethnology. 1944. Vol. 19, No 3. 125 p.

Muhsen S. L'Acheuléen Récent Évolué de Syrie // *BAR. Int. Ser.* 248. 1985. 189 p.

- Nanda A.C. Occurrence of the pre-Pinjar beds in the vicinity of Chandigarh // Neogene/Quaternary boundary field conference, India, 1979. Proc. Calcutta, 1981. P. 113–116.
- Naruse T. and Sakuramoto Y. Dating the paleosols in loessial deposits in Netivot, Israel by electron spin resonance. 1990. P. 147–152.
- Niklewski J., Zeist van W. A late Quaternary pollen diagram from northwestern Syria // Acta Bot. Neerl. 1970. 19 (5). P. 737–753.
- Nilsson E. Quaternary glaciations and pluvial lakes in British East Africa // Geografiska Annaler. Arg. 13. Haft 4. Stockholm, 1931. P. 249–349.
- Nilsson E. Pluvial lakes and glaciers in East Africa // Stockholm contributions in geology. Stockholm, 1964. Vol. 11. P. 21–57.
- Opdyke N.D., Lindsay E., Johnson G.D., Johnson N., Tahirkheli R.A.K., Mirza M.A. Magnetic polarity stratigraphy and vertebrate palaeontology of the upper Siwalik subgroup of Northern Pakistan // Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol. 1979. Vol. 27. P. 1–34.
- Owen L.A. Neotectonics and glacial deformation in the Karakoram Mountains and Nanga Parbat Himalaya // Tectonophysics. 1989. Vol. 163. P. 227–265.
- Pant R.K. and Dilli K. Loess deposits of Kashmir, Northwest Himalaya, India. Journal Geological Society of India. 1986. Vol. 28. P. 289–297.
- Pant R.K., Krishnamurthy R.V., Tandon S.K., Bisht K. Loess lithostratigraphy of the Kashmir Basin, India // Current trends in Geology. Vol. 6. Climate and Geology of Kashmir. New Delhi: Today and Tomorrow's Printers and Publishers, 1985. P. 123–129.
- Pasini G. and Colalongo M.L. The Pliocene-Pleistocene boundary-stratotype at Vrica, Italy // The Pleistocene boundary and the beginning of the Quaternary / Ed. J.A. van Couvering. Cambridge University Press, 1997. P. 15–45.
- Pécsi M. Is typical loess older than the million years? // Lithology and stratigraphy of loess and palaeosols. Budapest, 1984. P. 213–224.
- Pécsi M. Stratigraphical subdivision of Hungarian young and old loess // Problems of the stratigraphy and palaeogeography of loess. Lublin: Lublin Univ., 1986. P. 67–86.
- Pécsi M. International symposium on loess research, Xian, China interpretation of loess-like formations, palaeosols and red clays in loess research // Aspects of loess research. Beijing: China Ocean Press, 1987. P. 85–106.
- Pécsi M. Quaternary and loess research (Summary) // Ed. M. Pécsi. Negyedkor és löszkutatás. Budapest: Akadémiai Kiadó, 1993. P. 293–332.
- Pécsi M., Szébenyi E., Pevzner M.A. Upper Pleistocene litho- and chronostratigraphical type profile from the exposure at Mende // Acta Geol. Acad. Sci. Hung. 1979. T. 22. № 1/4. P. 317–389.
- Pécsi M., Szébenyi E., Schweitzer F., Pécsi-Donáth É., Wagner M., Pevzner M.A. Complex evaluation of Dunaföldvár loesses and fossil soils // Acta Geol. Acad. Sci. Hung. 1979. T. 22, № 1/4. P. 513–537.
- Pei Wen-Chung. On the Carnivora from Locality 1 of Choukoutien: Palaeontologia Sinica. Series C. Vol. 8, fasc. 1. Peking, 1934. 166 p. Plates XXIV.
- Pei Wen-Chung. The Upper Cave fauna of Choukoutien // Palaeontologia Sinica. N.S.C. № 10. Peking, 1940. 100 p.
- Petit-Maire N. Palaeoclimates in the Sahara of Mali: A multidisciplinary study // Episodes. 1986. Vol. 9, № 1. P. 7–15.
- Petit-Maire N. and Guo Z. Holocene paleoprecipitation over the present-day Sahara desert: Implications for the future // Episodes. 1997. Vol. 20, № 4. P. 232–234.
- Petit-Maire N. and Yan Z.W. Transitional climatic zones: The case of the low latitude semi-arid belt in northern Africa and Asia. Past Global Changes // Joint Workshops. Mombasa/Kenya. 1993.
- Pewe T.L., Jounaux A., Struckenrath R. Radiocarbon dates and Late Quaternary stratigraphy from Mamontova Gora, Unglaciaded Central Yakutia. Siberia, USSR // Quatern. Res. 1977. Vol. 8. P. 51–63.
- Pope G.G. and Keates S.G. The evolution of Human condition and cultural capacity: A view from the Far East // Integrative paths to the past palaeoanthropological advances to the past. New Jersey, 1994. P. 531–567.
- Porter S.C. Quaternary glacial record in Swat Kohistan, West Pakistan // Geol. Soc. Amer. Bull. 1970. Vol. 81, № 5. P. 1421–1446.
- Porter S.C. and Orombelli G. Late-glacial ice advance in the western Italian Alps // Boreas. 1982. Vol. 11. P. 125–140.
- Prasad K.N. Observations on the Neogene/Quaternary formations in India, China and Java // Proc. Koninkl. nederl. akad. wetensch. B. 1975. Vol. 78, № 5. P. 392–397.
- Prasad K.N. Studies on Neogene/Quaternary boundary in India and adjacent countries // Proc. Koninkl. nederl. akad. wetensch., B. 1982. Vol. 85, № 4. P. 455–468.
- Pye K. and Tsoar H. The mechanics and geological implications of dust transport and deposition in deserts with particular reference to loess formation and dune sand diagenesis in the northern Negev, Israel // Desert sediments: Ancient and modern / Eds. Frostick L. and Reid I. // Geol. Soc. Spec. Publ. 1987. № 35. P. 139–156.
- Pye K. and Zhou L.P. Late Pleistocene and Holocene aeolian dust deposition in North China and the Northwest Pacific Ocean // Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol. 1989. Vol. 73. P. 11–23.
- Qian Fang. The Quaternary sediments and human fossils of Yuanmou Basin, Yunnan Province // Quaternary geology and environment in China / Ed. Liu T. Beijing: Science Press, 1991. P. 351–357.
- Ranov V.A. The Paleolithic of the Middle Pleistocene in Central Asia // Evolucion humana en Europa y los yacimientos de la Sierra de Atapuerca. Actas. Junta de Castilla y Leon. 1993. Vol. 2. P. 367–386.
- Ranov V. The "Loessic Palaeolithic" in South Tadjikistan, Central Asia: Its industries, chronology and correlation // Quatern. Sci. Rev. 1995. Vol. 14. P. 731–745.
- Ranov V.A. Loess-paleosol formation of Southern Tadjikistan and the loess Palaeolithic // Praehistoria. 2001. Vol. 2. P. 7–27.
- Ranov V.A., Schäfer J. The Palaeolithic of the Late Middle Pleistocene in Central Asia, 400–100 ka ago // Toward Modern Humans: Yabrudian and Micoquian, 400–50 kyears ago / Eds. A. Ronen, M. Weinstein-Evron // BAR, 2000. S. 850. P. 77–92.

- Rea D.K. The paleoclimatic record provided by eolian deposition in the deep sea: The geologic history of wind // *Rev. Geophys.* 1994. Vol. 32, № 2. P. 159–195.
- Ren Mei-e, Liu Ze-Chun. Development of the Peking Man's Cave in relation to Early Man at Zhoukoudian, Beijing // *Quaternary geology and environment of China*. Beijing: China Ocean Press, 1982. P. 137–142.
- Rendell H.M. Environmental changes during the Pleistocene in the Potwar Plateau and Peshawar Basin, Northern Pakistan // *Paleoclimatic and paleoenvironmental changes in Asia during the last 4 million years*. New Delhi: Indian National Sci. Acad., 1988. P. 58–66.
- Rendell H.M., Dennell R.W., Halim M.A. Pleistocene and Palaeolithic investigations in the Soan Valley, Northern Pakistan / Eds. B.Allchin et al. // *BAR Int. Ser.* 544. 1989. 346 p.
- Rendell H.M. and Townsend P.D. Thermoluminescence dating of Kashmir loess // *Palaeoclimatic and paleoenvironmental changes in Asia during the last 4 million years*. New Delhi: Indian National Sci. Acad., 1988. P. 46–50.
- Rio D., Sprovieri R., Distefano E. The Gelasian Stage: A proposal of a new chronostratigraphic unit of the Pliocene series // *Riv. Int. Paleont. Strat.* 1994. Vol. 100, № 1. P. 103–124.
- Roberts N. and Wright H.E. Vegetational, lake-level, and climatic history of the Near East and Southwest Asia // *Global climates since the last glacial maximum* / Eds. H.E.Wright, J.E.Kutzbach, T.Webb, W.F.Ruddiman, F.A.Sreet-Perrott, and P.J.Bartlein. Minneapolis: London: Univ. Minnesota Press, 1993. P. 194–219.
- Roebroeks W., De Loecker D., Hennekens P. and Ieperen M. On the archaeology of the Maastricht-Belvédère Pit // *Maastricht-Belvédère: Stratigraphy, paleoenvironment and archaeology of the Middle and Late Pleistocene deposits*. Pt. II. Mededelingen Rijks Geologische Dienst. 1993. № 47. P. 69–79.
- Rognon P. Late Quaternary climatic reconstruction for the Maghreb (North Africa) // *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.* 1987a. Vol. 58. P. 11–34.
- Rognon P. Les phases d'aridité du Pleistocene supérieur et de l'Holocene au Sahara: Arguments sédimentologiques // *Palaeoecology of Africa and the surrounding islands*. 1987b. Vol. 18. P. 111–133.
- Ronai A. Stages of the Quaternary in Hungary // *Bull. Inst. Geol.* 1981. № 321. P. 59–62.
- Ronai A., Szemethy A. Palaeomagnetic investigation of the 1110 m sediment core from the Devavanya scientific exploration borehole // *Guidebook for conference and field-workshop on the stratigraphy of loess and alluvial deposits*. Budapest, 1979. P. 63–82.
- Rózycki S.Z. Loess and loess-like deposits. Wrocław: Polish Academy of Sci., 1991. 187 p.
- Ruddiman W.F. and Kutzbach J.E. Late Cenozoic plateau uplift and climate change. *Trans. Roy. Soc. Edinb.: Earth Sci.* 1990. Vol. 81. P. 301–314.
- Ruddiman W.F. and Kutzbach J.E. Plateau uplift and climatic change // *Scient. Amer.* 1991. Vol. 264, № 3. P. 66–75.
- Ruddiman W.F., Raymo M., and McIntyre A. Matuyama 41,000-year cycles: North Atlantic Ocean and northern hemisphere ice sheets // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1986. Vol. 80. P. 117–129.
- Rutter N., Ding Z., Liu T. Composition of isotope stage 1-61 with the Baoji-type pedostratigraphic section of north-central China // *Canad. J. Earth Sci.* 1991. Vol. 28. P. 985–990.
- Sanches-Goni M.F., Eynaud F., Turon J. – L., Shackleton N.J. High resolution palynological record off the Iberian margin: Direct land-sea correlation for the Last Interglacial // *Volume of abstracts: INQUA-SEQS Symposium. The Eemian local sequences, global perspectives*. Kerkraide, 1998. P. 70.
- Sarnthein M., Stremme H.E. and Mangini A. The Holstein interglaciation: Time-stratigraphic position and correlation to stable-isotope stratigraphy of deep-sea sediments // *Quatern. Res.* 1986. Vol. 26. P. 283–298.
- Sastry M.V.A. Status of Neogene/Quaternary boundary in India // *Neogene-Quaternary boundary field conference, India*. 1979. Proc. Calcutta: Geological Survey of India, 1981. P. 1–4.
- Sastry M.V.A., Dutta A.K. Review on Neogene/Quaternary boundary in India // *The Neogene-Quaternary boundary: Proc. II Symp. Bologna*. 1975. *Giornale di Geologia*. Ser. 2a. Vol. 41, fasc. I-II. Bologna, 1977. P. 331–340.
- Schäfer J. and Ranov V.A. The cultural evolution of Man and the chronostratigraphical background of changing environments in loess-palaeosol sequences of Central Asia. // *Lifestyles and survival strategies in Pliocene and Pleistocene hominids: Abstracts*. Weiman. Germany, 1997. P. 157–158.
- Schäfer J., Ranov V.A., Sosin P.M. The "cultural evolution" of Man and the chronostratigraphical background of changing environments in the loess paleosol sequences of Obi-Mazar and Khonako (Tadjikistan) // *Anthropologie*. Vol. 36, № 1-2. 1998. P. 121–135.
- Schäfer J., Sosin P.M. and Ranov V.A. Neue untersuchungen zum Lösspaläolithikum am Obi-Mazar, Tadjikistan // *Archaeolog. Korrespondenzblatt*. 1996. Bd. 26. P. 97–109.
- Schick K.D. and Zhuan D. Early Palaeolithic of China and Eastern Asia // *Evolutionary Anthropology*. 1993. Vol. 2, № 1. P. 22–35.
- Servant M. Données stratigraphiques sur le Quaternaire supérieur et récent au Nord-Est du lac Tchad // *Cah. ORSTOM geol.* 1970. Vol. 2, № 1. P. 95.
- Shackleton N.J. New data on the evolution of Pliocene climatic variability // *Palaeoclimate and evolution with emphasis on human origins* / Eds. E.S.Vrba, G.H.Denton, T.C.Partridge, L.H.Burckle. Yale University Press, 1995. P. 242–248.
- Shackleton N.J., An Z., Dodonov A.E., Gavin J., Kukla G.J., Ranov V.A. and Zhou L.P. Accumulation rate of loess in Tadjikistan and China: Relationship with global ice volume cycles // *Quatern. Proceedings*. 1995. № 4. P. 1–6.
- Shackleton N.J., Backman J., Zimmerman H., Kent D.V., Hall M.A., Roberts D.G., Schnitker D., Baldauf J.G., Desprairies A., Homrighausen R., Huddleston P., Keene L.B., Kaltenback A.J., Krumsiek K.A., Morton A.C., Murray J.W., and Westberg-Smith J. Oxygen isotope calibration of the onset of ice-rafting and history of



glaciation in the North Atlantic region // *Nature*. 1984. Vol. 307. P. 620–623.

Shackleton N.J., Berger A., and Peltier W.R. An alternative astronomical calibration of the lower Pleistocene timescale based on ODP Site 677 // *Trans. Roy. Soc. Edinb.: Earth Sci.* 1990. Vol. 81. P. 251–261.

Shackleton N.J., Opdyke N.D. Oxygen isotope and palaeomagnetic stratigraphy of Equatorial Pacific core V28-238: Oxygen isotope temper and ice volumes on a  $10^5$  year and  $10^6$  year scale // *Quatern. Res.* 1973. Vol. 3. P. 39–55.

Shackleton N.J., Opdyke N.D. Oxygen isotope and palaeomagnetic stratigraphy of Pacific core V28-239, late Pliocene to latest Pleistocene // *Geol. Soc. Amer. Mem.* 1976. Vol. 145. P. 449–464.

Sher A.V. An early Quaternary Bison population from Untermassfeld: *Bison menneri* sp. nov. // *Das Pleistozän von Untermassfeld bei Meiningen (Thüringen)*. Teil. 1. Monogr. Des Römisch-Germanischen Zentralmuseums Mainz. 1997. Bd. 40, 1. S. 101–180.

Shi Y. Glaciers and geomorphology in China // *Quaternary geology and environment in China*. Beijing: Science Press, 1991. P. 16–27.

Shi Y. and Zhang X. Some studies of the Batura glacier in the Karakoram mountains // *Proceedings of International Conference. The International Karakoram Project*. Vol. 1. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 1984. P. 51–61.

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.

Singhvi A.K., Bronger A., Pant R.K., and Sauer W. Thermoluminescence dating and its implication for the chronostratigraphy of loess-paleosol sequences in the Kashmir Valley (India) // *Chemical Geology*. 1987. Vol. 65. P. 45–56.

Singhvi A.K., Bronger A., Sauer W., and Pant R.K. Thermoluminescence dating of loess palaeosol sequence in the Carpatian Basin (East Central Europe): A suggestion for a revised chronology // *Chemical Geology*. 1989. Vol. 73. P. 307–317.

Singhvi A.K., Juyal M., Someshwar Rao M., and Bronger A. Luminescence dating of loess-paleosol sequence at Karamaidan (Tadjikistan): Resolving stratigraphic inconsistencies. "Loessfest-99". Bonn, Heidelberg, 1999. P. 223–224

Singhvi A.K. and Mejdahl V. Thermoluminescence dating of sediments // *Nucl. Tracks*. 1985. Vol. 10, № 1/2. P. 137–161.

Smalley I.J., Jefferson I.F., Dijkstra T.A., Derbyshire E.D. Some major events in the development of the scientific study of loess // *Earth Sci. Rev.* 2001. Vol. 54. P. 5–18.

Sotnikova M.V., Dodonov A.E., Pen'kov A.V. Upper Cenozoic bio-magnetic stratigraphy of Central Asian mammalian localities // *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.* 1997. Vol. 133. P. 243–258.

Spell T.L. and McDougall I. Revisions to the age of the Brunhes-Matuyama boundary and the Pleistocene geomagnetic polarity timescale // *Geophys. Res. Lett.* 1992. Vol. 19, № 12. P. 1181–1184.

Street-Perrott F.A. and Perrott R.A. Holocene vegetation, lake levels, and climate of Africa // *Global climates since the last glacial maximum* / Eds. H.E.Jr.Wright,

J.E.Kutzbach, T.Webb, W.F.Ruddiman, F.A.Sreet-Perrott, and P.J.Bartlein. Minneapolis; London: Univ. Minnesota Press, 1993. P. 318–356.

Suc J.P., Zagwijn W.H. Plio-Pleistocene correlations between the northwestern Europe according to recent biostratigraphic and palaeoclimatic data // *Boreas*. 1983. Vol. 12. P. 153–166.

Tandon S.K., Kumar R., Koyama M., Nitsuma N. Magnetic polarity stratigraphy of the upper Siwalik subgroup, east of Chandigarh, Punjab Sub-Himalaya, India // *J. Geol. Soc. Ind.* 1984. Vol. 25, № 1. P. 45–55.

Taylor K.C., Lamorey G.W., Doyle G.A., Alley R.B., Grootes P.M., Mayewski P.A., White J.W.C. and Barlow L.K. The 'flickering switch' of late Pleistocene climate change // *Nature*. 1993. Vol. 361. P. 432–436.

Tchernov E. The age of the Ubeidiya Formation, an Early Pleistocene Hominid site in the Jordan valley, Israel // *Isr. J. Earth Sci.* 1987. Vol. 36. P. 3–30.

Tedford R.H., Flynn L.J., Qui Z., Opdyke N.D., and Downs W.R. Yushe Basin, China; Palaeomagnetically calibrated mammalian biostratigraphic standard for the late Neogene of Eastern Asia // *J. Vertebrate Palaeontol.* 1991. Vol. 11, № 4. P. 519–526.

Teilhard de Chardin P. The fossils from Locality 18 near Peking // *Palaeontologia Sinica*. N. S. C. Peking, 1940. № 9. 100 p.

Teilhard de Chardin P., Piveteau J. Les mammifères fossiles de Nihowan (Chine) // *Annales de Paleontologie*. 1930. T. 19. 134 p. Planche 19.

Terra de H. and Paterson T.T. Studies on the Ice Age in India and associated human cultures. Washington: Carnegie Inst. Publ. 1939. 354 p.

Terra de H. and Teilhard de Chardin. Observations on the Upper Siwalik formation and Later Pleistocene deposits in India // *Proc. Amer. Phil. Soc.* 1936. Vol. 76, № 6. P. 791–822.

Tesakov A.S. Early stage of Allophaiomys evolution in Eastern Europe // *Paludicola*. 1998a. Vol. 2, № 1. P. 98–105.

Tesakov A.S. Voles of the Tegelen fauna // *The Dawn of the Quaternary: Proceedings of the SEQS-EuroMam Symposium 1996* / Eds.: Th. Van Kolfschoten, P.L.Gibbard. Haarlem. Boom Planets de Grafische, 1998b. P. 71–134.

The Eemian local sequences, global perspectives: SEQS Symposium. Volume of abstracts. Kerkrade, 1998.

Tsatskin A., Heller F., Hailwood E.A., Gendler T.S., Hus J., Montgomery P., Sartori M., Virina E.I. Pedosedimentary division, rock magnetism and chronology of the loess/palaeosol sequence at Roxolany (Ukraine) // *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.* 1998. Vol. 143. P. 111–133.

Tuffreau A. Biache-Saint-Vaast et les industries Moustériennes du Pléistocène moyen récent dans la France septentrionale // *Chronostratigraphie et faciès culturels du Paléolithique inférieur et moyen dans l'Europe du nord-ouest*. Supplément au Bulletin de L'A.F.E.Q., Raris, 1986. № 26. P. 197–207.

Turner A. Villafranchian-Galerian large Carnivores of Europe // *Mammalian migration and dispersal events in the European Quaternary*. ESF workshop. Andernach, 1991. P. 1–6.



- Turner C. A brief survey of the early Middle Pleistocene in Europe // The early Middle Pleistocene in Europe. Rotterdam: Balkema, 1996. P. 295–317.
- Urban B. Biostratigraphic correlation of the Kärlich Interglacial, Northwestern Germany // Boreas. 1983. Vol. 12. P. 83–90.
- Urban B. Palynology of Central European loess-soil sequences // Lithology and stratigraphy of loess and paleosols. Budapest: Geographical Research Institute, Hungarian Academy of Sciences, 1984. P. 229–248.
- Vai G.B. Twisting or stable Quaternary boundary? A perspective on the glacial late Pliocene concept // Quatern. Int. 1997. Vol. 40. P. 11–22.
- Velichko A.A., Arslanov Kh.A., Gerasimova S.A., Islamov U.I., Kremenetski K.V., Markova A.K., Udartsev V.P., Chikolini N.I. Paleocology of the Acheulian cave site Sel-Ungur (Soviet Central Asia) // Anthropologie. 1991. Vol. 29, № 1/2. P. 9–15.
- Vislobokova I. The Pliocene Podpusk-Lebyazh'e mammalian faunas and assemblage, Western Siberia // Palaeontogr. Italica. 1996. Vol. 83. P. 1–23.
- Wadia D.N. Geology of India. London: Macmillan and Co, 1953. 531 p.
- Wang Fu-bao, Li Bing-yuan. The lower boundary of the Quaternary in the Himalayan region in China // Quaternary geology and environment of China. Beijing: China Ocean Press, 1982. P. 13–16.
- Wei Q. Geologic sequence of the archaeological sites in the Nihewan Basin, North China: Abstracts. XIII Congress, INQUA. China, 1991. P. 389.
- Wintle A.G. Thermoluminescence dating of loess // Catena supplement. 1987. Vol. 9. P. 103–115.
- Wintle A.G. A review of current research on TL dating of loess // Quatern. Sci. Rev. 1990. Vol. 9. P. 385–397.
- Wu Rukang, Liu Shenglong. Peking Man // Sci. Amer. 1983. Vol. 248, № 5. P. 78–87.
- Xiao J., Porter S.C., An Z., Kumai H., Yoshikawa S. Grain size of quartz as an indicator of winter monsoon strength on the Loess Plateau in Central China during the last 130,000 Yr // Quatern. Res. 1995. Vol. 43. P. 22–29.
- Yaalon D.H., Dan J. Accumulation and distribution of loess-derived deposits in the semi-desert and desert fringe areas of Israel // Z. Geomorph. N.F. 1974. Supl. Bd. 20. P. 91–105.
- Yaalon D.H. and Ginzbourg D. Sedimentary characteristics and climatic analysis of easterly dust storms in the Negev (Israel) // Sedimentology. 1966. Vol. 6. P. 315–332.
- Yuan B., Cui J., Zhao X. Excursion Guidebook VIII: Typical Quaternary sections in North China / Ed. Liu Tungsheng. XIII INQUA Congress. Beijing, 1991. 45 p.
- Yuan B. and Han J. The natural environment system of the Loess Plateau in China and its management // Advances in Geoscience. Vol. 1. Contributions to 28th International Geological Congress. Beijing: China Ocean Press, 1989. P. 11–19.
- Zagwijn W.H. Aspects of the Pliocene and early Pleistocene vegetation in the Netherlands. Maastricht: Ernest Van Aelst. Serie C. III-I. 1960. № 5. 78 p.
- Zagwijn W.H. Vegetation, climate and radiocarbon datings in the late Pleistocene of the Netherlands // Meded. van de Geologische stichting. N. S. 1961. № 14. P. 15–45.
- Zagwijn W.H. Pollenanalytic studies of Holsteinian and Saalian beds in the Northern Netherlands // Meded. Pijks Geol. Dienst. N.S. 1973. Vol. 24. P. 139–156.
- Zagwijn W.H. The palaeogeographic evolution of the Netherlands during the Quaternary // Geol. Mijnbouw. 1974. Vol. 53, № 6. P. 369–385.
- Zagwijn W.H. A macroflora of Holsteinian age from the northern part of The Netherlands // Rev. Palaeobot. Palynol. 1978. № 26. P. 243–248.
- Zagwijn W.H. Early and Middle Pleistocene coastline in the southern North Sea basin // The Quaternary history of the North Sea: Acta Univ. Ups. Symp. Univ. Ups. Ann. Quingentesimum Celebrantis. 2. Upsala, 1979. P. 31–42.
- Zagwijn W.H. Sea-level changes in the Netherlands during the Eemian // Geol. Mijnbouw. 1983. Vol. 62. P. 437–450.
- Zagwijn W.H. An outline of the Quaternary stratigraphy of the Netherlands // Geol. Mijnbouw. 1985. Vol. 64. P. 17–24.
- Zagwijn W.H. The Netherlands during the Tertiary and the Quaternary: A case history of coastal lowland evolution // Geol. Mijnbouw. 1989a. Vol. 68. P. 107–120.
- Zagwijn W.H. Vegetation and climate during warmer intervals in the late Pleistocene of Western and Central Europe // Quatern. Int. 1989b. Vol. 3/4. P. 57–67.
- Zagwijn W.H. The Cromerian Complex Stage of the Netherlands and correlation with other areas in Europe // The early Middle Pleistocene in Europe / Ed. C. Turner. Rotterdam: Balkema, 1996. P. 145–172.
- Zagwijn W.H. Borders and boundaries: A century of stratigraphical research in the Tegelen-Reuver area of Limburg (The Netherlands) // The Dawn of the Quaternary. Proceedings of the SEQS-EuroMam Symposium 1996 / Eds. Th. Van Kolfschoten, P.L. Gibbard. Haarlem: Boom Planets de Grafische, 1998. P. 19–34.
- Zagwijn W.H., Montfrans H.M.v. and Zandstra J.G. Subdivision of the "Cromerian" in the Netherlands; pollen-analysis, palaeomagnetism and sedimentary petrology // Geol. Mijnbouw. 1971. Vol. 50, №1. P. 41–58.
- Zeist van W., Bottema S. Late Quaternary vegetational and climatic history of Southwest Asia // Palaeoclimatic and palaeoenvironmental changes in Asia during the last 4 million years. New Delhi: Indian National Science Academy, 1988. P. 129–148.
- Zhang L. Reconstruction of the climate of the Late Pleistocene Ice Age in East China // The evolution of the East Asian environment. Vol. 1: Geology and palaeoclimatology. University of Hong Kong, 1984. P. 252–270.
- Zhang X. Recent variations of some glaciers in the Karakoram mountains // Proceedings of International Conference. The International Karakoram Project. Vol. 1. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 1984. P. 39–49.
- Zheng B. Quaternary glaciation of Mt. Qomolangma-Xixabangma Region // Geojournal. 1988. Vol. 17, № 4. P. 525–543.
- Zheng B., Li J. Quaternary glaciation of the Qinghai-Xizang Plateau: Proceedings of Symposium on Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau (Beijing, China) // Geological and

ecological studies of Qinghai-Xizang Plateau. Vol. 2. Beijing: Sci. Press, 1981. P. 1631–1640.

Zheng B., Rutter N. On the problem of Quaternary glaciations, and the extent and patterns of Pleistocene ice cover in the Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau // Quatern. Int. 1998. Vol. 45/46. P. 109–122.

Zheng H., An Z., and Shaw J. New contributions to Chinese Plio-Pleistocene magnetostratigraphy // Phys. Earth Planet. Inter. 1992. Vol. 70. P. 146–153.

Zheng H., An Z., Shaw J., and Liu T. A detailed terrestrial geomagnetic record for the interval 0–0.5 Ma // Loess, environment and global change. Beijing: Sci. Press, 1991. P. 147–156.

Zheng Zuo-xin, Feng Zuo-jian, Zhang Yong-zu, Hu Shu-qin. On the land-vertebrate fauna of Qinghai-Xizang Plateau with considerations concerning its history of transformation: Proceedings of Symposium on Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau (Beijing, China) // Geological and ecological studies of Qinghai-Xizang Plateau. Vol. 2. Beijing: Sci. Press, 1981. P. 975–987.

Zhou L.P., Dodonov A.E., and Shackleton N.J. Thermoluminescence dating of the Orkutsay loess section in Tashkent Region, Uzbekistan, Central Asia // Quatern. Sci. Rev. 1995. Vol. 14. P. 721–730.

Zhou L.P., Shackleton N.J. Misleading positions of geomagnetic reversal boundaries in Eurasian loess and implications for correlation between continental and marine sedimentary sequences // Earth Planet. Sci. Lett. 1999. Vol. 168. P. 117–130.

Zhu R.X., Hoffman K.A., Rotts R., Deng C.L., Pan Y.X., Guo B., Shi C.D., Guo Z.T., Yuan B.Y., Hou Y.M. and Huang W.W. Earliest presence of humans in northeast Asia // Nature. 2001. Vol. 413. P. 413–417.

Zöller L. 175 years of loess research in Germany – long records and “unconfirmities” // Loessfest '99: Extended abstracts. Bonn, Heidelberg, 1999. P. 270–272.

Zöller L., Stremme H., Wagner G.A. Thermolumineszenz-Datierung an Löss- Paläoboden-Sequenzen von Nieder-, Mittel- und Oberrhein/Bundesrepublik Deutschland // Chemical Geol. 1988. Vol. 73. P. 39–62.

# ОГЛАВЛЕНИЕ

<b>ВВЕДЕНИЕ.....</b>	<b>5</b>
<b>Глава 1</b>	
<b>К ИСТОРИИ ИЗУЧЕНИЯ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА СРЕДНЕЙ АЗИИ .....</b>	<b>10</b>
<b>Глава 2</b>	
<b>ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ПРЕДПОСЫЛКИ ДЛЯ РЕШЕНИЯ НЕКОТОРЫХ ВОПРОСОВ ГЕОЛОГИИ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА СРЕДНЕЙ АЗИИ.....</b>	<b>22</b>
2.1. Ледниковые и межледниковые эпохи высоких широт и их связь с аридными и плейстоценовыми палеоклиматическими фазами низких широт.....	22
2.2. Плиоцен-четвертичный орогенез и проблема общего иссушения Средней и Центральной Азии.....	28
2.3. Астрономическая теория и цикличность палеоклиматических изменений.....	30
<b>Глава 3</b>	
<b>БИО-МАГНИТО-ЛИТОСТРАТИГРАФИЯ СРЕДНЕ-ВЕРХНЕПЛИОЦЕН-ЧЕТВЕРТИЧ- НОГО АЛЛЮВИАЛЬНО-ПРОЛЮВИАЛЬНОГО КОМПЛЕКСА СРЕДНЕЙ АЗИИ.....</b>	<b>35</b>
3.1. Средний–верхний плиоцен.....	37
3.2. Четвертичная система .....	55
3.2.1. Эоплейстоцен .....	56
3.2.2. Неоплейстоцен .....	59
<b>Глава 4</b>	
<b>ЛЁССОВАЯ ФОРМАЦИЯ СРЕДНЕЙ АЗИИ И ДРУГИХ ОБЛАСТЕЙ АЗИАТСКОГО СУБКОНТИНЕНТА.....</b>	<b>67</b>
4.1. Распространение, условия залегания, генезис .....	67
4.2. Зональность развития лёссов и климатический фактор .....	73
4.3. Стратиграфия опорных разрезов лёссовой формации .....	81
4.4. Выводы .....	124
<b>Глава 5</b>	
<b>ГЕОАРХЕОЛОГИЯ ОСНОВНЫХ ПАЛЕОЛИТИЧЕСКИХ МЕСТОНАХОЖДЕНИЙ СРЕДНЕЙ АЗИИ.....</b>	<b>125</b>
5.1. Местонахождения палеолита в лёссово-почвенной формации .....	125
5.2. Палеолитические местонахождения и стоянки, связанные с аллювиально-пролюви- альным комплексом, террасами и пещерами .....	134
5.2.1. Нижнепалеолитические местонахождения .....	134
5.2.2. Среднепалеолитические местонахождения .....	136
5.2.3. Стоянки верхнего палеолита.....	138
5.3. Обсуждение .....	140
5.4. Выводы.....	143
<b>Глава 6</b>	
<b>МЕЖРЕГИОНАЛЬНАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ.....</b>	<b>144</b>
6.1. Северный Китай .....	144

6.2. Север Индии и Пакистана .....	157
6.3. Проблемы стратиграфии и корреляции ледниковых отложений высокогорной зоны Средней и Центральной Азии .....	164
6.4. Восточно-Европейская равнина.....	179
6.5. Западная Европа.....	193
6.6. Выводы .....	201

## *Глава 7*

<b>ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЙ В СРЕДНЕЙ И ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ В ПОЗДНЕПЛИОЦЕН-ЧЕТВЕРТИЧНОЕ ВРЕМЯ.....</b>	<b>203</b>
--	------------

<b>ЗАКЛЮЧЕНИЕ .....</b>	<b>219</b>
-------------------------	------------

<b>SUMMARY.....</b>	<b>220</b>
---------------------	------------

<b>ЛИТЕРАТУРА .....</b>	<b>221</b>
-------------------------	------------

# CONTENTS

<b>INTRODUCTION.....</b>	<b>5</b>
 <i>Chapter 1</i>	
<b>ON THE HISTORY OF THE QUATERNARY INVESTIGATIONS IN MIDDLE ASIA.....</b>	<b>10</b>
 <i>Chapter 2</i>	
<b>THEORETICAL SUPPOSITION FOR THE SOLUTION OF GEOLOGICAL PROBLEMS IN THE QUATERNARY OF MIDDLE ASIA.....</b>	<b>22</b>
2.1. Glacial and interglacial epochs of the high latitudes and their connection with arid and pluvial paleoclimatic phases in the lower latitudes .....	22
2.2. Pliocene-Quaternary orogenesis and a problem of desiccation of Middle Asia.....	28
2.3. Astronomical theory and cyclicity of paleoclimatic changes .....	30
 <i>Chapter 3</i>	
<b>BIO-, LITHO- AND MAGNETIC STRATIGRAPHY OF THE MIDDLE-UPPER PLIOCENE AND QUATERNARY ALLUVIAL-PROLUVIAL DEPOSITS IN MIDDLE ASIA.....</b>	<b>35</b>
3.1. Middle-Upper Pliocene .....	37
3.2. Quaternary .....	55
3.2.1. Eopleistocene .....	56
3.2.2. Neopleistocene .....	59
 <i>Chapter 4</i>	
<b>THE LOESS FORMATION IN MIDDLE ASIA AND OTHER REGIONS OF THE ASIAN SUBCONTINENT.....</b>	<b>67</b>
4.1. Distribution, geological position, genesis .....	67
4.2. Zonality of loess formation and climatic factor .....	73
4.3. Stratigraphy of loess formation in key sections .....	81
4.4. Inferences .....	124
 <i>Chapter 5</i>	
<b>GEOARCHAEOLOGY OF THE MAIN PALAEOLITHIC SITES IN MIDDLE ASIA .....</b>	<b>125</b>
5.1. Palaeolithic sites in the loess formation .....	125
5.2. Palaeolithic sites in alluvial-proluvial deposits, terraces and caves .....	134
5.2.1. Lower Palaeolithic .....	134
5.2.2. Middle Palaeolithic.....	136
5.2.3. Upper Palaeolithic .....	138
5.3. Discussion .....	140
5.4. Inferences .....	143
 <i>Chapter 6</i>	
<b>INTERREGIONAL CORRELATION .....</b>	<b>144</b>
6.1. Northern China .....	144
6.2. North of India and Pakistan .....	157

6.3. The problem of stratigraphy and correlation of glacial deposits in high mountains of Middle and Central Asia .....	164
6.4. East European Plain .....	179
6.5. Western Europe .....	193
6.6. Inferences .....	201

#### *Chapter 7*

<b>THE MAIN FEATURES OF PALEOGEOGRAPHICAL CHANGES IN MIDDLE AND CENTRAL ASIA DURING THE LATE PLIOCENE AND QUATERNARY .....</b>	<b>203</b>
--	------------

<b>CONCLUSIONS .....</b>	<b>219</b>
--------------------------	------------

<b>SUMMARY .....</b>	<b>220</b>
----------------------	------------

<b>REFERENCES .....</b>	<b>221</b>
-------------------------	------------

Научное издание

**Андрей Евгеньевич Додонов**

# **ЧЕТВЕРТИЧНЫЙ ПЕРИОД СРЕДНЕЙ АЗИИ**

**СТРАТИГРАФИЯ, КОРРЕЛЯЦИЯ, ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ**

Труды, вып. 546

Утверждено к печати  
Редколлегией Геологического института РАН

Редактор *И.М. Ерофеева*  
Макет *Р.И. Недумов*

Подписано к печати 28.12.2002  
Формат 60х90 1/16. Бумага офсет № 1, 80 г/м<sup>2</sup>  
Гарнитура Таймс. Печать офсетная.  
Уч.-изд. л. 34,0. Тираж 400 экз.  
Тип. ВТИИ. Москва, зак. №1089г

Издательство ПК ГЕОС  
Изд. лицензия ИД № 01613 от 19.04.2000  
125315, 1-й Амбулаторный пр., 7/3-114.  
Тел./факс: (095) 152-19-14, тел. 230-80-92  
Факс: (095) 251-04-43  
E-mail: geos@ geo.tv-sign.ru



# ЧЕТВЕРТИЧНЫЙ ПЕРИОД СРЕДНЕЙ АЗИИ

Многообразие и уникальность геологических объектов верхнего кайнозоя в Средней Азии всегда привлекали внимание исследователей. Здесь разрабатывались разные концепции развития земной коры, седиментационных процессов и палеоклимата.

Плиоцен-четвертичный геоисторический этап, сопровождавшийся активным воздыманием горных сооружений, ярко запечатлелся в морфологии рельефа Памира и Тянь-Шаня.

Местонахождения фауны млекопитающих, полные разрезы лёссово-почвенных образований и наличие памятников каменного века обеспечили эффективное решение вопросов стратиграфии, межрегиональной корреляции и палеогеографии. В книге изложены новейшие данные по геологии четвертичного периода Средней Азии.

