

А. Е. ДОДОНОВ, А. В. ПЕНЬКОВ

**НЕКОТОРЫЕ ДАННЫЕ
ПО СТРАТИГРАФИИ ВОДОРАЗДЕЛЬНЫХ ЛЁССОВ
ТАДЖИКСКОЙ ДЕПРЕССИИ
(Южный Таджикистан)**

До недавнего времени стратиграфия лёссовых разрезов в Таджикистане оставалась практически неразработанной. Причины этого, по-видимому, заключались в неясности представлений относительно стратиграфической значимости погребенных почв, сложности расчленения лёссово-почвенных толщ вследствие их большой литологической однородности, а также в отсутствие каких-либо палеонтологических материалов, указывающих на возраст данных образований. При определении возраста лёссовых накоплений многие исследователи часто опирались на геоморфологические построения, но это привело нередко к искажению суждения о времени формирования мощных лёссовых покровов, развитых как на молодых, так и на относительно более древних элементах рельефа.

Детальные стратиграфические исследования, проводимые авторами на разрезах верхнеплиоцен-четвертичных отложений, богатых находками остатков млекопитающих, дали новый фактический материал, позволяющий наметить основные стратиграфические подразделения верхнего плиоцена и антропогена Южного Таджикистана (Додонов, Пеньков, 1976). Это послужило основой для выяснения стратиграфии мощных лёссово-почвенных толщ, широко представленных в Таджикской депрессии. При изучении разнофациальных образований верхнего плиоцена и антропогена Южного Таджикистана был использован комплекс геологических, геоморфологических, палеопедологических, биостратиграфических, археологических и палеомагнитных методов.

В пределах Таджикской депрессии лёссы облекают водоразделы и их склоны, а также слагают покровы террас по долинам рек. Гипсометрически верхний предел распространения лёссов обычно ограничен 2000—2200 м. Выше указанных абсолютных отметок лёссы чаще всего отсутствуют или представлены в виде маломощных фрагментарных покровов, достигая иногда абсолютных высот до 3000 м. Лёссы залегают на породах разного возраста и генезиса. Наиболее полные лёссовые разрезы располагаются в бассейне рек Кызылсу и Яхсу (рис. 1). Здесь мощность субаэральных образований на водоразделах достигает 180—200 м (обнажение Чашманигар). Ряд разрезов, обладающих меньшей стратиграфической полнотой по сравнению с обнажениями в бассейне Кызылсу и Яхсу, известен в районе Яванского Каратау, на водоразделе Иляка и Кафирнигана, близ Обигарма, а также в некоторых других точках Южного Таджикистана. На этих участках мощность лёссов обычно меньше и не превышает 100 м.

В строении субаэральных толщ, как правило, хорошо выражена ритмичность седиментации, проявляющаяся в чередовании погребенных почв и лёссов. Погребенные почвы наиболее четко видны в разрезах, располагающихся в северной, предгорной части Южного Таджикистана. Вместе с тем в более южных районах, например на плато Алимтай

и Уртабоз (низовья бассейна Кызылсу), ископаемые почвы фиксируются очень слабо или совсем отсутствуют. В данном случае имеются в виду почвы главным образом плейстоценового возраста, поскольку более древние (верхнеплиоценовые и эоплейстоценовые) толщи на крайнем юге Таджикистана представлены преимущественно аллювиальными и аллювиально-пролювиальными образованиями, лишенными почвенных горизонтов. Постепенное исчезновение погребенных почв или их очень слабая морфологическая выраженность в лёссовых разрезах в самых южных районах Таджикистана объясняется здесь резким увеличением аридности палеоклимата вследствие близости пустынь Северного Афганистана, что вызывало ослабление почвенных процессов. Следует заметить, что и современные почвы в пределах водоразделов на юге рассматриваемой территории также развиты очень слабо.

В составе субаэральных образований, слагающих водоразделы, по условиям геологического залегания, облику почв и их морфологической выраженности, а также по литологии и палеомагнитной характеристике отложений намечаются четыре крупные генерации. Возраст выделенных генераций согласно стратиграфической схеме И. И. Краснова и К. В. Никифоровой (1973) определен как верхнеплиоценовый, эоплейстоценовый, ниже-среднеплейстоценовый и верхнеплейстоценовый.

Область распространения отложений самой древней (верхнеплиоценовой) генерации весьма ограничена и представлена останцовыми участками, сохранившимися от размыва. Эти отложения находятся в основании субаэральной толщи, залегая несогласно на подстилающих породах. Они представлены лёссово-почвенными образованиями и красновато-бурыми лёссовидными алевритистыми глинами, сильно переработанными почвенными процессами. Алевритистые глины залегают непосредственно на коренных породах; они интенсивно пропитаны гидроокислами железа, карбонатизированы, тонкопористы, содержат крупные (до 15—25 см) карбонатные конкреции. В некоторых случаях в конкрециях отмечаются текстуры конус в конус, образованные кальцитом.

В отложениях древней генерации наблюдаются тектоническая трещиноватость, зеркала скольжения, нередко фиксируются малоамплитудные разрывные нарушения. Толща обычно имеет дислоцированное залегание. По данным гранулометрического анализа, выполненного по разрезу Сарисахоба (см. рис. 1), в составе красновато-бурых алевритистых глин отмечается преобладание фракции 0,05—0,01 мм (до 48%). Содержание фракции 0,01—0,005 мм составляет в среднем 14—19%, фракции 0,005—0,001 мм — 11—16%, а частиц < 0,001 мм — 16—38%. Содержание карбоната колеблется от 7 до 20—25%. В основании толщи алевритистых глин встречается галька, переотложенная из подстилающих неогеновых конгломератов.

В составе данной генерации характерны главным образом красноцветные, красно-бурые и буроцветные хорошо развитые ископаемые почвы. Они отличаются сильной выщелоченностью, повышенной глинистостью и наличием мощных (до 1,5—2,0 м) иллювиальных карбонатных горизонтов, образующих крепкие панцири (хардпаны), которые нередко бронируют отдельные участки склонов. Мощность почвенных горизонтов достигает 3—4 м. В целом видимая мощность рассматриваемой генерации около 30—50 м. Лёссы, разделяющие ископаемые почвы, обычно затронуты процессами почвообразования и обладают малой мощностью, не превышающей 1 м.

Согласно палеомагнитным данным почвенная толща с буроцветными и красно-бурыми почвами в нижней части разреза Чашманигар (XX педокомплекс) имеет характеристику, интерпретируемую как интервал

палеомагнитной шкалы, соответствующий низам эпохи Матуяма ниже эпизода Гилса. Учитывая условия геологического залегания, особенности литологии, наличие древних красноцветных и красно-бурых почв и палеомагнитную характеристику, есть основания считать субаэральные отложения древней генерации коррелятными аллювиально-пролювиальным образованиям куруксайской свиты (см. рис. 1), возраст которой по фаунистическим и палеомагнитным данным определен как верхнеплиоценовый (Додонов, Пеньков, 1976). Нижний возрастной рубеж отложений данной генерации определяется их залеганием в разрезах Сарисахоба и Хонако на породах каранакской, и, вероятно, полизахской свит, условно относимых к нижнему и среднему плиоцену.

На верхнеплиоценовых субаэральных образованиях залегает эоплейстоценовая лёссово-почвенная толща. Ее фрагменты вскрываются во многих разрезах. Полный разрез эоплейстоценовых и часть верхнеплиоценовых субаэральные отложений прекрасно выражены в Чашманигаре (см. рис. 1) — одном из уникальных по своей стратиграфической полноте разрезов подобного типа Таджикистана. Здесь ниже границы между эоплейстоценом и плейстоценом вскрыто до 25 буровцветных и красно-бурых погребенных почв, объединяемых с некоторой условностью в 11 почвенных комплексов. Эоплейстоценовая толща рассмотрена в интервале от XI до XIX почвенного комплекса включительно (см. рис. 1). Каждый комплекс содержит, как правило, до 3—4 почв. Мощность педокомплексов составляет от 3—4 до 5—8 м. Пачки лёссов, разделяющие педокомплексы, в рассматриваемом интервале разреза по мощности не превышают 3—5 м. Общая мощность эоплейстоценовых лёссово-почвенных образований достигает 80—90 м.

Эоплейстоценовые лёссы имеют светло-желтую окраску со слабым розоватым или коричневатым оттенком, они тонкопористы, плотны, карбонатизированы, часто кливажированы, содержат карбонатные стяжения и конкреции, размер которых обычно не превышает 10—15 см. Эоплейстоценовая лёссово-почвенная толща так же, как и верхнеплиоценовая, часто дислоцирована. Данные гранулометрического анализа эоплейстоценовых лёссов показывают преобладание фракции 0,05—0,01 мм, составляющей в среднем от 45—50 до 66%. Более тонкие фракции имеют соответственно меньшее содержание: 0,01—0,005 мм — 10—15%, 0,005—0,001 мм — 7—16%, <0,001 мм — 10—20%. Количество карбоната в лёссе в среднем не превышает 25—30%. Погребенные почвы, как правило, отличаются от лёссов большей глинистостью и пониженной (не более 8—10%) карбонатностью.

Между почвенными комплексами в эоплейстоценовой толще намечается некоторое различие по их морфологической выраженности и окраске. Так, например, одни педокомплексы (XI, XIV, XVIII, XIX) объединяют преимущественно светло-бурые почвы, отличающиеся сравнительно слабой выщелоченностью почвенных профилей и маломощными (не более 0,25—0,30 м) иллювиальными карбонатными горизонтами. В этих почвах слабо проявлены их текстурные особенности — пористость, комковатость, ходы корневой системы растений. Другие педокомплексы (XII, XIII, XV и XVI) содержат преимущественно красно-бурые и сравнительно более яркие буровцветные почвы с хорошо выраженными почвенными профилями, характеризующимися значительной выщелоченностью и довольно мощными (до 1 м) иллювиальными карбонатными горизонтами. Основываясь на общей сравнительной характеристике педокомплексов эоплейстоцена, можно полагать, что первые из вышеназванных почвенных комплексов отражают осцилляции палеоклимата в относительно «прохладных» и аридных условиях, тогда как остальные, по-видимому, характеризуют климатические колебания

на фоне сравнительно более жаркого и влажного климата. В этой связи условно назовем XI, XIV, XVIII и XIX педокомплексы «холодными», а XII, XIII, XV и XVI — «теплыми». Такое разделение педокомплексов на «холодные» и «теплые» согласуется с существующими представлениями относительно изменений палеоклимата в эоплейстоцене, когда существовала смена сложно построенных относительно теплых влажных и более прохладных сухих интервалов, проявлявшихся на фоне частых климатических колебаний (Никифорова, Краснов и др., 1976; Краснов, 1974).

В результате фациального анализа и прослеживания отдельных горизонтов по простиранию установлено, что рассматриваемая лёссово-почвенная толща представляет собой литолого-фациальную разность грубообломочных аллювиально-пролювиальных образований кайрубакской свиты (см. рис. 1). По палеонтологическим и палеомагнитным материалам, возраст кайрубакской свиты определен как эоплейстоценовый (Додонов, Пеньков, 1976), что позволяет достаточно однозначно отнести к эоплейстоцену и описанные выше лёссово-почвенные образования. Важно подчеркнуть, что такой же вывод относительно возраста субазральных отложений данной генерации, рассматриваемой в объеме от XI до XIX педокомплекса включительно, следует из анализа палеомагнитных материалов по разрезу Чашманигар, где в целом получена достаточно полная палеомагнитная характеристика, включающая низы эпохи Брюнес и большую часть эпохи Матуяма (см. рис. 1). Как видно из совмещенных литологической и палеомагнитной колонок обнажения Чашманигар, указанный интервал лёссово-почвенной толщи характеризуется обратной полярностью с двумя прямомагнитными эпизодами и в целом отождествлен с верхней частью эпохи Матуяма, включая эпизоды Гилса и Харамилью.

Учитывая палеомагнитные данные по разрезу Чашманигар, положение нижней границы эоплейстоценовых субазральных образований, по видимому, должно быть определено в кровле XX почвенного комплекса под эпизодом Гилса, что соответствует современному пониманию нижней границы эоплейстоцена. Такое проведение рассматриваемой границы в субазральных образованиях опирается главным образом на палеомагнитную характеристику. Другим критерием при прослеживании данной границы может быть ее приуроченность к основанию «холодного» XIX почвенного комплекса, ниже которого расположены мощные красно-бурые почвы, ассоциирующиеся в целом с верхнеплиоценовой генерацией. Верхняя граница эоплейстоценовой лёссово-почвенной толщи имеет четкую выраженность по геологическим данным. Она представлена во многих субазральных разрезах (Кайрубак, Лахути 1, Чашманигар, см. рис. 1) в виде резкого углового несогласия, прослеживаемого под X почвенным комплексом. Инверсия Матуяма — Брюнес находится в нескольких метрах (3—4 м) над этой геологической границей.

В изученных разрезах Южного Таджикистана большие трудности представляет выделение в объеме эоплейстоцена дробных стратиграфических подразделений, коррелятных стратиграфическим единицам европейских шкал. В настоящее время, опираясь на детальную стратиграфическую шкалу верхнего плиоцена и антропогена (Никифорова, Краснов и др., 1976), в качестве предварительного варианта можно выделить лёссы и «холодные» почвенные комплексы в интервалах между X и XII и между XVII и XX педокомплексами, параллелизуя их с отложениями, отвечающими времени наиболее значительных в эоплейстоцене гюнцского и дунайского похолоданий (рис. 2).

Выше эоплейстоценовых субазральных образований находится лёссово-почвенная толща плейстоцена, разделяемая на две крупных генерации — ниже-среднеплейстоценовую и верхнеплейстоценовую. Ниже-

среднеплейстоценовая генерация включает лёссы с преимущественно буроцветными погребенными почвами. Мощность горизонтов почв достигает 2—3 м, а педокомплексов — около 5—7 м. Два нижних уровня почвообразования — X и IX часто представлены в виде сдвоенных буроцветных почв. Погребенная почва VIII обычно занимает обособленное положение в разрезе, будучи заключена в средней части лёссовой пачки. VII и VI педокомплексы отличаются, как правило, сложным строением: в составе комплекса VII выделяется до трех наложенных друг на друга почв, а в комплексе VI чаще всего прослеживаются две почвы (см. рис. 1, 2). Во многих изученных разрезах VII и VI педокомплексы несколько сближены.

В VI педокомплексе в разрезах Каратау, Лахути 2 и Чашманигар обнаружены палеолитические находки. Возраст находок из VI почвенного комплекса в разрезе Яванский Каратау (по А. А. Лазаренко — это V педокомплекс) предварительно определен по результатам термолюминесцентного датирования в пределах 200—250 тыс. лет (Лазаренко, Ранов, 1975). Новые палеолитические находки А. Е. Додонова в разрезах Лахути 2 и Чашманигар, учитывая их приуроченность к VI педокомплексу, имеют, по-видимому, аналогичный возраст. Кроме того, согласно данным по термолюминесцентному датированию (выполненному В. Н. Шелкоплясом) лёссы, подстилающие VI почвенный комплекс в разрезе Кайрубак имеют дату, близкую к вышеназванной — 200 ± 22 тыс. лет. Древнему возрасту VI педокомплекса не противоречат и данные по изучению палеолитических находок, рассматриваемых В. А. Рановым как предметы древней раннепалеолитической галечной культуры, еще плохо изученной в Средней Азии. Принимая положение инверсии Матуяма — Брюнес, приуроченной к X педокомплексу, как реперный уровень, и придерживаясь известных в настоящее время деталей стратиграфических схем Европы, есть основание полагать, что X, IX и VIII уровни почвообразования отвечают гюнцминдельскому (кромерскому) интервалу и миндельскому интерстадиалу, а VII и VI почвенные комплексы — миндель-рисскому (лихвинскому) и внутририсскому (одинцовскому) межледниковьям (см. рис. 2). В данном случае представляется очень характерным строение VII и VI почвенных комплексов, параллелизуемых с лихвинским и одинцовским межледниковьями, отличающимися, как известно, сложным чередованием нескольких этапов потеплений и похолоданий. Такие стратиграфические построения находятся в соответствии с вышеприведенными предварительными данными по термолюминесцентному датированию VI почвенного комплекса.

Лёссы ниже-среднеплейстоценовой генерации обладают палевым цветом, сравнительно рыхлым сложением, пористостью, проявленной часто неравномерно по разрезу. Встречающиеся в них карбонатные стяжения и конкреции по размеру обычно мельче аналогичных образований, заключенных в более древних лёссах. Ниже-среднеплейстоценовые лёссы в отличие от древних генераций редко характеризуются тектонической трещиноватостью. Один из примеров тектонического воздействия на ниже-среднеплейстоценовую лёссово-почвенную толщу наблюдается в разрезах Яванского Каратау. Здесь амплитуды разрывных нарушений, фиксируемые по смещению почвенных горизонтов, достигают 3—4 м. В толще лёссов отмечается трещиноватость и зеркала скольжения. Проявление в ниже-среднеплейстоценовых лёссово-почвенных образованиях Яванского Каратау тектонической трещиноватости и наличие малоамплитудных разрывных нарушений скорее всего можно связать здесь с палеосейсмодислокациями (вероятно, сейсмогравитационного или сеймотектонического типа; Солоненко, 1973), учи-

тывая приуроченность данного участка к Привахшской сейсмогенной зоне (Губин, 1960). Подобные примеры дислоцированности ниже-среднеплейстоценовых почв, но в меньших масштабах по сравнению с разрезом Яванский Каратау, отмечаются в обнажении Чашманигар.

Механический состав лёссов в рассматриваемом интервале разреза практически не отличается от показателей, приведенных по эоплейстоценовым лёссам. Так, содержание фракций в среднем составляет: 0,05—0,01 мм — 45—62%, 0,01—0,005 мм — 13—21%, 0,005—0,001 мм — 5—16%, <0,001 мм — 14—20%. Степень карбонатности ниже-среднеплейстоценовых лёссов близка к 20—25%. Общая мощность ниже-среднеплейстоценовой субаэральной толщи около 60—70 м, в свою очередь мощности лёссово-почвенных образований нижнего и среднего плейстоцена в отдельности не превышают 30—35 м (см. рис. 1, 2).

Субаэральные покровные образования ниже-среднеплейстоценового возраста фациально соотносятся с аллювиальными, аллювиально-пролювиальными отложениями, слагающими вахшские и илякские террасы речных долин. Рассматривая ниже- и среднеплейстоценовые аллювиально-пролювиальные образования как вахшский и илякский комплексы, мы склонны данные названия литостратиграфических комплексов, уже широко вошедших в геологическую литературу, использовать для обозначения параллелизуемых с ними горизонтов ископаемых почв (педокомплексов) и лёссов, применяя при этом нумерацию (1, 2, 3...), которая начинается от кровли того или иного стратиграфического подразделения плейстоцена, например, — первый илякский педокомплекс ($PkQ_{II}^{2il_1}$), первый илякский лёссовый горизонт ($LQ_{II}^{2il_1}$) или — первая вахшская почва ($PdQ_{II}^{4vh_1}$), первый вахшский лёссовый горизонт ($LQ_{II}^{4vh_1}$) и т. д. (см. рис. 2). При этом использованы индексы, предлагаемые И. И. Красновым и К. В. Никифоровой (1973) для обозначения стратиграфических подразделений антропогена и верхнего плиоцена. Аналогичный принцип может быть применен для обозначения почвенных образований и горизонтов лёссов верхнеплиоценового и эоплейстоценового возраста с употреблением названий «куруксайский» и «кайрубакский». Параллельно с вышеназванными обозначениями целесообразно пользоваться цифровой индексацией погребенных почв и почвенных комплексов (I, II, III...), начиная ее от кровли лёссовых разрезов, не считая современную почву. Предложенный подход к употреблению стратиграфических названий применительно к субаэральным образованиям Таджикской депрессии, по-видимому, наиболее приемлем ввиду сложившихся традиций, а также по причине наибольшего числа горизонтов почв и лёссов, входящих в разрезы. Придавать отдельным горизонтам ископаемых почв и лёссов собственные названия на данном этапе исследований явно нерационально.

Верхнеплейстоценовая генерация объединяет лёссы и буроцветные, буровато-коричневые, серовато-коричневые и сероцветные погребенные почвы. Лёссы и почвы молодой генерации залегают в виде покрова, часто срезая более древние антропогеновые отложения. В составе верхнеплейстоценовой субаэральной толщи насчитывается до пяти уровней почвообразования. Самый нижний из них — V почвенный комплекс — обычно состоит из двух буроцветных наложенных друг на друга почв, из которых морфологически лучше выражена нижняя ископаемая почва. С последней связаны археологические находки, обнаруженные А. Е. Додоновым в разрезах Кайрубак, Лахути 2, 1, Хонако 1, 2 (Додонов, Ранов, 1976а, б). По заключению В. А. Ранова эти находки также, как и палеолитические изделия из более древнего VI педокомплекса, относятся к древней галечной культуре, открытой за последние годы в лёссовых разрезах Южного Таджикистана.

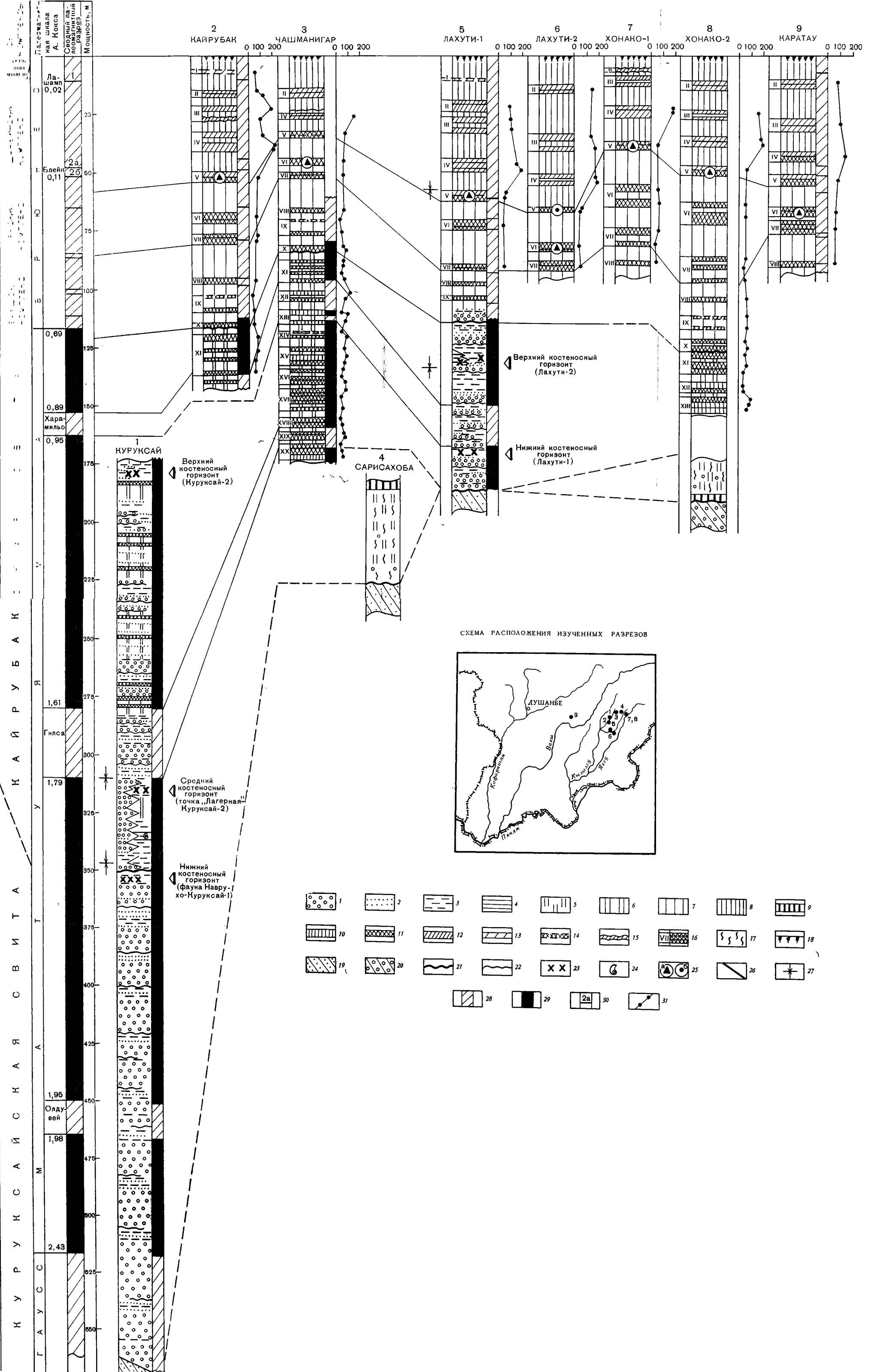


Рис. 1. Схема корреляции некоторых разрезов субальпальных и аллювиально-пролювиальных верхнеплиоцен-четвертичных отложений Таджикской депрессии

1 — галька; 2 — песок (рыхлый песчаник); 3 — алевроит (супесь); 4 — глина; 5 — лёссовидная красобурья алевролитистая глина; 6 — лёсс коричнево-желтый, весьма карбонизированный, плотный (эоплейстоценовый); 7 — лёсс палевый, хрупкий (ниже-среднеплейстоценовый); 8 — лёсс серовато-палевый, рыхлый (верхнеплейстоценовый); 9 — 15 — погребенные почвы: 9 — красноцветная, 10 — красно-бурная, 11 — буроватая, 12 — коричнево-бурная или светло-коричневая, 13 — сероцветная (гумусированный горизонт), 14 — ископаемая почва, слабо выраженная морфологически, 15 — погребенная почва, нарушенная склоновыми процессами; 16 — почвенный комплекс и его индекс; 17 — признаки почвообразования; 18 — современная почва; 19 — неогеновые песчаники; 20 — неогеновые конгломераты; 21 — геологическая граница; 22 — размыв; 23 — костные остатки млекопитающих; 24 — пресноводные моллюски; 25 — палеолитические находки: а — отщепы, орудия, б — неколотая галька; 26 — разлом; 27 — наращение разреза; 28 — прямая намагниченность; 29 — обратная намагниченность; 30 — палеомагнитный эпизод и его индекс; 31 — график магнитной восприимчивости (х; величины х даны в $1 \cdot 10^{-6}$ СГС)

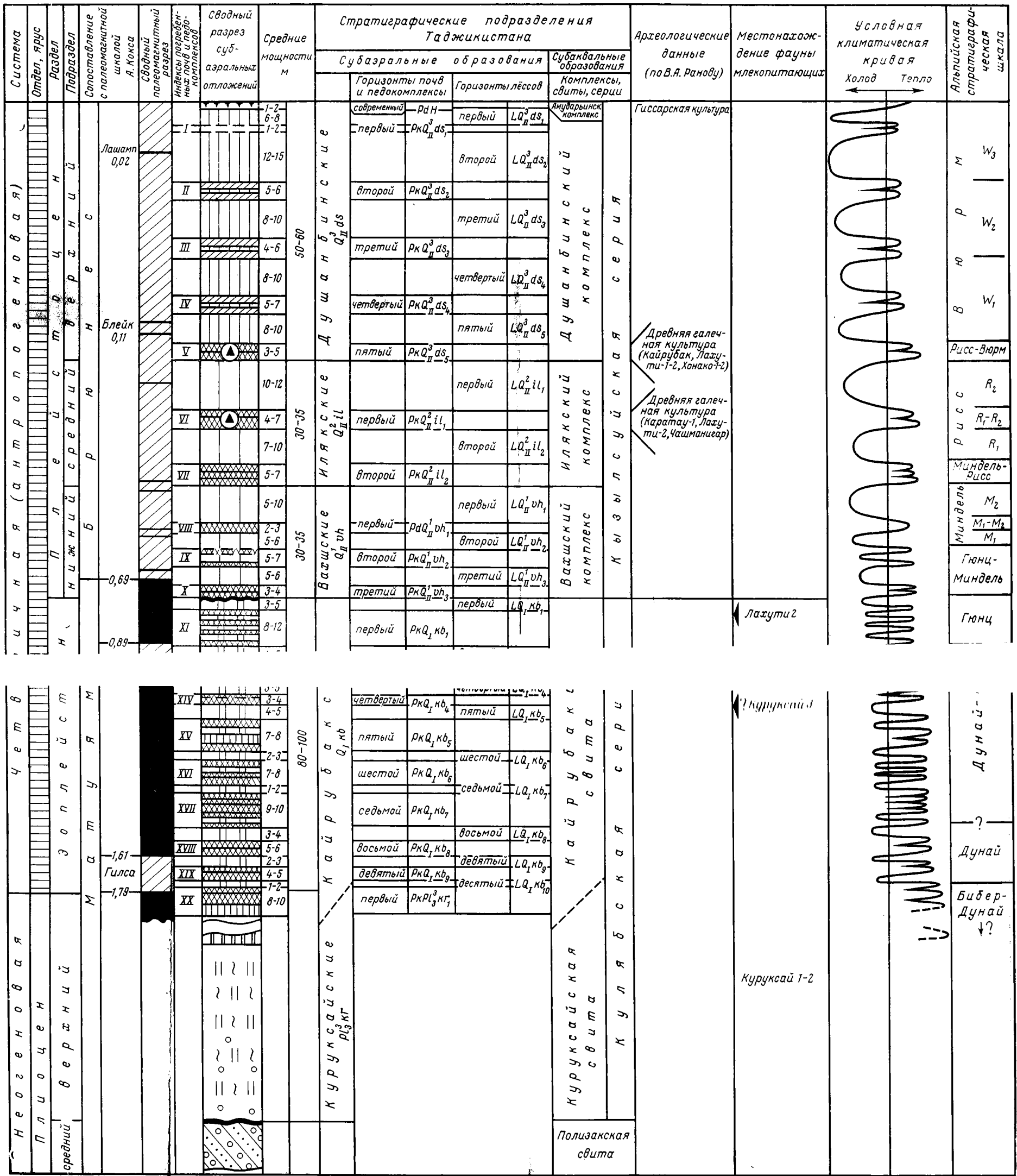


Рис. 2. Сводный стратиграфический разрез субэаральных верхнеплиоцен-чет вершинных образований Таджикской депрессии

Состав фауны млекопитающих (по Э. А. Вангенгейм, Е. Д. Дмитриевой, В. С. Зажигину, М. В. Сотниковой): Куруксай 1, 2—Villanyia sp., Primates, Ursidae, Megantereon, Homotherium cf. sainszelli, Elephantinae, Equus ex gr. stenorhis, Dicerorhinus sp., Paracamelus sp., Damalops palaeindicus, Gazellospira gromovae и др.; Куруксай 3—Microtus sp. aut

Allophaiomys sp., Equus sp., Rhinocerotidae; Лахути 1—Canidae, Equus sp., Cervidae, Bovidae; Лахути 2—Microtus sp., Meriones sp., Canidae, Hyaenidae, Machairodontinae, Camelidae, Elephantinae, Equus ex gr. caballus, Camelidae

Выше V почвенного комплекса располагаются IV, III и II педокомплексы, каждый из которых чаще всего состоит из двух наложенных или сближенных между собой почв, имеющих буровато-коричневый или серовато-коричневый цвет. Почвы, входящие в эти комплексы, отличается сравнительно слабая выщелоченность, значительная растянутость профилей по вертикали и нечеткость иллювиальных карбонатных горизонтов. Самый верхний погребенный уровень почвообразования — I почвенный комплекс — представлен сероцветными почвами, слабо проявленными в лёссовых разрезах. Нередко он бывает выражен лишь в виде горизонтов гумусирования. Облик почв, входящих в верхние четыре педокомплекса, указывает на сравнительно прохладные и сухие климатические условия, при которых процессы почвообразования отчасти подавлялись лёссонакоплением. Появление светло-коричневых с разными оттенками и сероцветных почв, обладающих весьма растянутыми профилями (почв — седиментов) — одна из характерных черт рассматриваемой генерации. В связи с вышеизложенным мы склонны полагать, что верхние четыре педокомплекса отражают интерстадиальные климатические условия позднеплейстоценового (вюрмского — валдайского) оледенения, а V почвенный комплекс (самый нижний в данной генерации), морфологически наиболее развитый среди верхнеплейстоценовых почвенных образований, по-видимому, отвечает ресс-вюрмскому межледниковью. Ресс-вюрмский возраст V педокомплекса подкреплен термолюминесцентными данными (выполненными В. Н. Шелкоплясом по разрезу Кайрубак), согласно которым в лёссах, залегающих ниже этого уровня почвообразования, получена дата $150\,000 \pm 17\,000$ лет. Опираясь на известные материалы по стратиграфии Европы и придерживаясь позиций синхронности основных геологических событий, представляется, что верхние четыре уровня почвообразования следует параллелизовать с нижне-, средне- и верхневюрмскими интерстадиалами (снизу вверх): амерсфорт и брёруп — IV педокомплекс, хенгело — III педокомплекс, паудорф — II педокомплекс, бёллинг и аллерёд — I педокомплекс (см. рис. 2). Разумеется, наши стратиграфические построения, касающиеся датирования и корреляции отдельных уровней почвообразования, имеют предварительный характер и требуют дальнейшего обоснования.

Лёссы верхнеплейстоценовой генерации преимущественно серовато-палевые, очень рыхлые, легко растираются, пористые. Карбонатные стяжения и конкреции в них мелкие — обычно не более 2—3 см. Их гранулометрический состав и степень карбонатности почти такие же, как у лёссов ниже-среднеплейстоценовой генерации. Мощность верхнеплейстоценовой лёссово-почвенной толщи почти в два раза превышает толщу субаэральных образований нижнего или среднего плейстоцена, достигая в целом 50—60 м (см. рис. 1, 2).

Субаэральные отложения молодой генерации коррелятны аллювиальным и аллювиально-пролювиальным образованиям, слагающим душанбинский комплекс террас. Следуя предложенному принципу употребления стратиграфических названий, для обозначения верхнеплейстоценовых горизонтов почв и лёссов следует использовать название «душанбинский», например, — первый душанбинский лёссовый горизонт ($LQ_{II}^3 ds_1$), первый душанбинский педокомплекс ($PkQ_{II}^3 ds_1$) и т. д. (см. рис. 2).

В пределах верхнего интервала прямонамагнитных пород, уверенно идентифицируемого с эпохой Брюнес, в рассмотренных разрезах выявлен ряд узких по мощности обратномагнитных эпизодов. Два верхних эпизода (1 и 2а, б), по-видимому, можно сопоставить с известными эпизодами Лашамп (приблизительно 20 тыс. лет назад) и

Блейк (примерно 110 тыс. лет назад — см. рис. 2). Их положение в стратиграфическом разрезе хорошо согласуется с интерпретацией геологических данных, а также не противоречит приведенным выше термолюминесцентным датам, что, вероятно, подтверждает правильность стратиграфических построений. Идентификация нижних обратномагнитных узких интервалов с теми или иными эпизодами, выделяемыми в эпохе Брюнеса, еще довольно затруднительна, поскольку их датирование в этой части шкалы весьма условно, что не позволяет авторам прийти к общему решению этого сложного вопроса.

Материалы, существенно дополняющие корреляцию субаэральных толщ антропогена, получены при изучении магнитной восприимчивости (χ) лёссово-почвенных образований. Величина χ в лёссах изменяется в довольно узких пределах — $20\text{--}35 \cdot 10^{-6}$ СГС. Значения этого параметра для горизонтов погребенных почв значительно выше. Обращает на себя внимание закономерное изменение средней величины χ почв по разрезу (см. рис. 1). Наиболее детально эти изменения проанализированы для плейстоценовой части разреза. Рассматривая показатели χ по почвам снизу вверх от IX педокомплекса, можно наблюдать довольно плавное увеличение значений магнитной восприимчивости примерно от $40 \cdot 10^{-6}$ СГС (IX педокомплекс) до $70\text{--}80 \cdot 10^{-6}$ (V педокомплекс), затем резкий максимум величины χ до $180\text{--}240 \cdot 10^{-6}$ СГС, повсеместно соответствующий IV педокомплексу, а выше — постепенное уменьшение значений χ .

Помимо ценности выявленных синфазных изменений магнитной восприимчивости для стратиграфической корреляции эти данные позволяют наметить некоторые палеогеографические закономерности формирования субаэральных толщ. Изучение Е. И. Вириной (1972) магнитных свойств современных и погребенных почв юга Молдавии и Приобского плато показало, что магнитные свойства автоморфных погребенных почв, как правило, определяются магнетитом почвенного генезиса, содержащимся в микронной фракции почв. Характеристика χ по изученным лёссовым разрезам Таджикистана свидетельствует о том, что величина магнитной восприимчивости в лёссах изменяется очень слабо, поэтому можно не учитывать значения χ , унаследованные от почвообразующей породы. По данным Е. И. Вириной, значения χ в горизонте А автоморфных почв, не подвергшихся переувлажнению в процессе почвообразования, достигают величин $80\text{--}160 \cdot 10^{-6}$ СГС. Близкие значения χ установлены для почв, входящих в верхние четыре педокомплекса, параллелизуемых с интерстадиалами вюрма. Эти данные подчеркивают автоморфность вюрмских интерстадиальных почв в разрезах Таджикистана, тем самым подтверждая правильность выводов относительно палеогеографической обстановки, в которой они формировались, а также само обособление их в составе верхнеплейстоценовой генерации лёссово-почвенных образований.

Изложенное выше позволяет считать, что изменение магнитной восприимчивости почв служит важным корреляционным признаком, который может быть использован в стратиграфических построениях по лёссово-почвенным разрезам Южного Таджикистана.

Как видно из приведенных материалов, водораздельные субаэральные образования Южного Таджикистана содержат обширную информацию по стратиграфии и палеоклимату верхнего плиоцена и антропогена. Рассматривая чередование горизонтов почв и лёссов как свидетельство изменений палеоклимата, мы можем предварительно реконструировать общее колебательное развитие палеоклиматических условий от верхов верхнего плиоцена до современного этапа (см. рис. 2). Общая направленность изменений климата, прослеживаемая по теплым

интервалам, указывает на усиление похолодания и аридизации, что выражается в постепенных переходах снизу вверх от красноцветных и красно-бурых почв (верхний плиоцен, эоплейстоцен) к преимущественно бурочувствительным (нижний, средний плейстоцен) и, наконец, светло-коричневым и сероцветным почвам (верхний плейстоцен). Эта же тенденция общего похолодания и аридизации климата устанавливается при анализе мощности лёссовых толщ. Хорошо видно, что мощности лёссов в верхнем плиоцене и эоплейстоцене незначительны, в нижнем и среднем плейстоцене они достигают больших величин, а в верхнем плейстоцене их мощность почти равна суммарной мощности лёссов нижнего и среднего плейстоцена (см. рис. 2). Таким образом, в верхнем плейстоцене происходит быстрое возрастание скорости лёссонакопления, что, по-видимому, свидетельствует об увеличении суровости холодных эпох. Эти выводы хорошо согласуются с реконструкциями палеоклимата, проведенными А. А. Величко на примере главным образом плейстоценовых лёссовых разрезов Европейской части СССР, согласно которым наибольшее похолодание приходится на конец плейстоцена (вторая половина валдайской эпохи; Величко, 1973). Вновь полученные материалы по стратиграфии лёссов Южного Таджикистана показывают, что процессы лёссонакопления в Средней Азии начались, вероятно, уже в верхнем плиоцене (акчагыльское время), продолжались в эоплейстоцене (апшеронское время), усилились в нижнем и среднем плейстоцене и приобрели широкий размах в верхнем плейстоцене.

Важно заметить, что мощности лёссов Южного Таджикистана, отвечающих тому или иному интервалу плейстоценового разреза, значительно больше аналогичных по возрасту лёссовых горизонтов в Европейской части СССР. Это обстоятельство указывает, по-видимому, в целом на более высокие скорости аккумуляции лёссов Средней Азии (на несколько порядков выше), по сравнению с лёссами Восточной Европы. Поскольку климат Средней Азии в целом более аридный, чем в Восточной Европе, естественно связать причины больших скоростей лёссонакопления в Таджикистане с повышенной аридностью палеоклимата. Таким образом, учитывая изменение масштабов лёссонакопления во времени и пространстве, мы, анализируя разрез лёссов Южного Таджикистана, убеждаемся в том, что процессы лёссообразования находятся в прямой зависимости от степени аридности и суровости климатической обстановки.

В строении водораздельных лёссово-почвенных толщ Южного Таджикистана в той или иной степени нашли отражение главные геологические рубежи, совпадающие с границами верхнего плиоцена, эоплейстоцена, нижнего, среднего и верхнего плейстоцена. Они проявились в смене характера почвообразования, масштабах лёссонакопления, изменении литологических особенностей лёссово-почвенных образований и наличии угловых несогласий между крупными стратиграфическими подразделениями. Говоря о крупных стратиграфических подразделениях в лёссовых разрезах Южного Таджикистана, мы видим также четко выраженные более дробные стратиграфические единицы — климатолиты, представленные в виде горизонтов почв (педокомплексов) и лёссов. Они хорошо выделяются не только в плейстоценовом, но и в эоплейстоценовом и верхнеплиоценовом интервалах разреза. Таким образом, это подтверждает перспективность применения методов климатостратиграфии (Никифорова, Краснов и др., 1976) как для плейстоцена, так и для более древних временных отрезков (эоплейстоцена, верхнего плиоцена) стратиграфической шкалы Средней Азии.

В заключение важно еще остановиться на вопросе картирования лёссовых покровов. Сейчас приходится констатировать, что почти на всех геологических картах Южного Таджикистана, на которых изображены четвертичные отложения, возраст лёссовых образований указан без должного анализа их стратиграфии. Наступило время обратить серьезное внимание на особенности геологического строения лёссовых покровов, условия их залегания и возрастные соотношения с различными генетическими разностями антропогенных отложений. Некоторые из этих аспектов мы попытались осветить выше, а также в одной из более ранних работ, посвященной закономерностям строения разнофациальных антропогенных отложений Южного Таджикистана (Додонов, Пеньков, 1976). Важно заметить, что затронутые нами проблемы геологии и стратиграфии лёссовых образований выходят за рамки Южного Таджикистана и в равной степени касаются других районов Средней Азии, где существуют лёссовые покровы.

ЛИТЕРАТУРА

- Величко А. А. Природный процесс в плейстоцене. М., «Наука», 1973.
- Вирина Е. И. Магнитные свойства плейстоценовых погребенных почв Молдавии и Приобья. Автореф. канд. дис. М., 1972.
- Губин И. Е. Закономерности сейсмических проявлений на территории Таджикистана. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Додонов А. Е., Пеньков А. В. Закономерности строения верхнеплиоцен-плейстоценовых отложений восточной части Таджикской депрессии (на примере бассейна р. Кызылсу), 1976.
- Додонов А. Е., Ранов В. А. Новые палеолитические находки в лёссах бассейна р. Кызылсу (Южный Таджикистан).— Бюлл. Комиссии по изуч. четвертич. периода, № 46. М., «Наука», 1976а.
- Додонов А. Е., Ранов В. А. Палеолитические находки в древних лёссах у Ховалинга (Южный Таджикистан).— Археологические открытия 1975 года. М., «Наука», 1976б.
- Краснов И. И. Кривая солнечной радиации и изменения природных условий ландшафтной оболочки в антропогене.— В сб.: Космос и эволюция организмов. Материалы совещания «Космические факторы и эволюция органического мира». М., 1974.
- Краснов И. И., Никифорова К. В. Схема стратиграфии четвертичной (антропогенной) системы, уточненная по материалам последних лет.— В сб.: Стратиграфия, палеогеография и литогенез антропогена Евразии. М., ГИН АН СССР, 1973.
- Лазаренко А. А., Ранов В. А. Новая палеолитическая стоянка Каратау I (Южный Таджикистан).— Успехи среднеазиатской археологии, вып. 3. Л., 1975.
- Никифорова К. В., Краснов И. И., Александрова Л. П., Васильев Ю. М., Константинова Н. А., Чепалыга А. Л. Климатические колебания и детальная стратиграфия верхнеплиоценовых-нижнеплейстоценовых отложений.— Доклады советских геологов к XXV сессии МГК в Австралии. М., «Наука», 1976.
- Солоненко В. П. Палеосейсмология.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1973, № 9.