И. Н. Степанов, У. К. Абдуназаров

ПОГРЕБЕННЫЕ ПОЧВЫ В ЛЁССАХ СРЕДНЕЙ АЗИИ И ИХ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ

ИНСТИТУТ АГРОХИМИИ И ПОЧВОВЕДЕНИЯ АН СССР

И. Н. Степанов, У. К. Абдуназаров

ПОГРЕБЕННЫЕ ПОЧВЫ В ЛЁССАХ СРЕДНЕЙ АЗИИ И ИХ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ

Под редакцией академика К. К. МАРКОВА

Москва «НЕДРА» 1977

УДК 624.131(575.13)

Степанов И. Н., Абдуназаров У. К. Погребенные почвы в лёссах Средней Азии и их палеогеографическое значение. М., «Недра», 1977, 120 с.

Впервые показано, что в Средней Азии, а также и в других регионах в стратиграфическом расчленении лёссовых покровов важнейшую роль играют регионально прослеживающиеся погребенные почвы. Для Средней Азии дается систематическая характеристика погребенных почв плейстоцена в лёссах. На примере Чарвакской котловины Чаткальского хребта Западного Тянь-Шаня (бассейн р. Чирчик) и некоторых других районов Средней Азии дается морфологическое и микроморфологическое, инженерно-геологическое, химическое, минералогическое, возрастное описание погребенных почв и разделяющих их суглинков.

Книга предназначена для географов, геологов, почвоведов, студентов естественных факультетов, а также для научных сотрудников, занимающихся вопросами прогнозирования природных ресурсов.

Табл. 21, ил. 36, список лит. — 132 назв.

Выпущено по заказу Института агрохимии и почвоведения АН СССР

С $\frac{20805-281}{043(01)-77}$

© Институт агрохимии и почвоведения АН СССР, 1977

ОТ РЕДАКТОРА

Книга И. Н. Степанова и У. К. Абдуназарова — результат разностороннего изучения лёссовой толщи одного из районов Средней Азии — Чарвакской котловины, которая является ключом стратиграфического расчленения плейстоцена. Книга отличается от многих монографий тем, что ее авторы решительно отошли от принятой для Средней Азии схемы расчленения и выявления генезиса лёсса преимущественно с геоморфологических позиций, когда возраст лёссов определяется их положением на том или ином террасовом уровне.

Авторы выделяют в лёссе целую серию погребенных почв, впервые для Средней Азии подробно изучают их и благодаря этому производят расчленение толщи на ряд разновозрастных горизонтов. Лёссовые горизонты и разделяющие их погребенные почвы изучались параллельно морфологическими, микроморфологическими, минералогическими, физико-химическими, палеоботаническими, палеозоологическими, археологическими методами, что позволило достаточно полно представить генезис погребенных почв и произвести палеогеографические реконструкции для разных эпох плейстоцена. Авторы на основании изучения погребенных почв приходят к выводу о значительном колебании влажности климата Средней Азии в разные эпохи плейстоцена, что позволяет сравнивать историю формирования лёссовой толщи Средней Азии и Русской равнины.

Дальнейшие исследования, вероятно, уточнят, а возможно и несколько изменят представления авторов о стратиграфическом положении и возрасте отдельных горизонтов лёссовой толщи. Это естественно, так как предлагаемая работа — первый опыт подобного изучения лёссов. Однако, несомненно, полученные материалы будут полезны всем, кто сталкивается с исследованием или использованием в народном хозяйстве лёссовых толщ Средней Азии.

Это исключительно ценная работа, она безусловно окажется полезной широкому кругу специалистов.

К. К. Марков

Несмотря на долгую историю изучения лёссов, их генезис до сих пор остается невыясненным. Это, по нашему мнению, обусловлено тем, что в Средней Азии лёссы стратифицировались с учетом лишь геоморфологических факторов: возраст лёссов определяется их залеганием на той или иной террасе или связывается с ярусностью рельефа горных территорий. Такое состояние проблемы сохраняется и в настоящее время, хотя имеются работы, в которых доказано большое значение вещественного состава лёссов в целях их стратиграфического расчленения.

Детальное изучение свойств и состава лёссовых толщ Средней Азии показало, что разновозрастные их слои имеют различные морфологические, химические, минералогические, водно-физические и инженерно-геологические особенности. Различны и разделяющие лёссовые слои погребенные почвы. Настоящая работа посвящена роли погребенных почв в выяснении стратификации и истории формирования лёссовых покровов изучавшейся территории.

Погребенные почвы в лёссах Средней Азии изучались в горах Гиссара, Заилийского хребта, Западного Тянь-Шаня, Копет-Дага, Голодной степи. Ключевым участком выбрана Чарвакская котловина юго-западных отрогов Чаткальского хребта Западного Тянь-Шаня (в 60 км от Ташкента), в которой не одним поколением геологов и географов (В. Н. Вебер, Ю. А. Скворцов, И. В. Рубанов, О. Ю. Пославская и др.) разработана современная стратиграфия плейстоценовых отложений. На этой классической в геолого-геоморфологическом отношении территории авторам с помощью изучения погребенных почв удалось произвести детальное стратиграфическое расчленение лёссов. Полученные здесь результаты были распространены и проверены на других территориях. Выявлена устойчивость изученных в лёссах Чарвакской котловны диагностических признаков погребенных почв на обширной лёссовой территории Средней Азии. Это позволяет считать Чарвакскую котловину важным стратотипическим районом для изучения стратиграфии лёссовых покровов Средней Азии.

В работе дается описание свойств погребенных почв в целях использования их для стратификации лёссовых толщ и для палеогеографического анализа. Поэтому авторами ставилась задача — описание основных морфологических признаков погребенных почв, которые смогли бы стать важными диагностическими признаками разновозрастных толщ. Большое внимание уделено макро- и микроморфологическим особенностям погре-

бенных почв и разделяющих их суглинков. Кроме этого, всесторонне изучались также и другие свойства погребенных почв: химические, физико-механические, инженерные и т. п. Выявление связи морфологических особенностей разновозрастных погребенных почв с их водно-физическими, химическими и прочими признаками должно значительно улучшить существующие методы геологического и инженерно-геологического картирования лёссов, объективно оценивать условия их происхождения.

Более сложным оказалось изучение характера распространения погребенных почв лёссов по геоморфологическим уровням и элементам рельефа. В решении этого вопроса помогло заложение по профилям более 100 шурфов глубиной 10—30 м и описание многочисленных стенок срывов оползней. На площади около 500 км² Чарвакской котловины в пределах абсолютных высот 600—1900 м выполнена крупномасштабная геологическая съемка с использованием аэрометодов. Это позволило получить картину распространения разновозрастных погребенных почв в связи с геоморфологическими поверхностями и провести сопоставление предлагаемого нами способа стратиграфического расчленения лёссов по погребенным почвам с существующим геоморфологическим методом расчленения лёссов, обнаружить черты сходства и различий.

Связь погребенных почв с элементами рельефа контролировалась также заложением глубоких канав и траншей, привязанным к местности при помощи теодолита. Они помогли выявить характер залегания лёссовых толщ и древних почв, определить их переходы и места выклинивания. По различным признакам выделялись уровни древних грунтовых вод (охристые и солевые горизонты, шохи), линии денудации (неровные поверхности среза), ложа русел (скопления гальки), уклоны древних склонов (замеры углов наклона слоев), абсолютный и относительный возраст погребенных почв (археологические находки, ископаемые остатки фауны), что позволило произвести некоторые палеогеографические реконструкции.

Собрана и систематизирована коллекция наземных и пресноводных моллюсков. Фауна определена в Южно-Казахстанском геологическом управлении К. А. Ляджиной. Произведен палинологический анализ по методике, разработанной на кафедре общей физической географии и палеогеографии МГУ.

Различные горизонты лёссовых толщ сопоставлялись при помощи карбонатных конкреций, формы, размеры и состав которых различны в разновозрастных слоях. Это дало возможность использовать их как важнейшее маркирующее средство. Подобные попытки делались при изучении лёссовых толщ Украины, Сибири (Баранов, 1953; Овчинников и Максенков, 1961; Македонов, 1966; Задкова и Максенков, 1969). На этом основании нами находился относительный возраст лёссов по конкрециям. На разновозрастных террасах определялся коэффициент фильт-

рации лёссов; с поверхности и на разных глубинах отбирались парафинированные монолиты для определения объемного веса, компрессионных свойств, естественной влажности и т. д.

Присутствие на обширных пространствах Средней Азии достаточно однообразных (для определенного геологического времени) погребенных почв свидетельствует о том, что они формировались поэтапно в близких биоклиматических условиях. Поэтому для выяснения условий их образования нами использован палеоэкологический анализ, а также методы палеопедологии, разработанные Л. С. Бергом (1960), И. П. Герасимовым (1961, 1962), К. К. Марковым и др. (1968), М. А. Глазовской (1957), В. А. Ковдой (1973), М. Ф. Векличем (1968) и др.

Определялись важнейшие физические, механические, химические и минералогические свойства погребенных почв и лёссовых суглинков. Значительная часть анализов выполнена в Лаборатории геохимии ландшафтов географического факультета ТашГУ, а также в Оползневой партии Узбекского гидрогеологического объединения. Особенности микростроения погребенных почв изучались в шлифах совместно с П. А. Морозовой (Институт почвоведения МСХ УзССР) и С. В. Губиным (Институт агрохимии и почвоведения АН СССР). Результаты по относительному и абсолютному возрасту получены термолюминесцентным методом в г. Свердловске (И. И. Задкова и В. Г. Максенков). Длительные вегетационные опыты по выращиванию растений в разных слоях лёссов проводились с участием кандидата биологических наук Л. Н. Толстовой. Спорово-пыльцевой анализ выполнен на кафедре общей физической географии и палеогеографии МГУ с участием Н. С. Болиховской.

Механический состав почв и пород определялся пипет-методом с обработкой образцов гексаметафосфатом; классификация — Н. А. Качинского. Подвижные формы микроэлементов определялись в институте Узгипрозем по методике Е. К. Кругловой: бор — в водной вытяжке с хинализарином, марганец-методом, основанным на окислении в кислой среде персульфата аммония, медь определялась с диэтилдитлокарбонатом свинца, кобальт определяется с нитрозовой солью. Поглощенные основания определялись по методу Гедройца, гумус по методу Кнопа, реже по Тюрину, валовые химические анализы по методам, описанным Е. В. Аринушкиной. Для большинства образцов (около 1000) определены плотный остаток (общее содержание солей в водной вытяжке 1 : 5) и CO_2 карбонатов объемным методом. За помощь в работе над рукописью авторы благодарят сотрудников Узбекского гидрогеологического объединения, кафедры общей физической географии и палеогеографии МГУ, а также И. А. Волкова, О. Ю. Пославскую, А. С. Кесь, Б. А. Федоровича, Е. А. Криволуцкого, О. П. Добродеева, Г. А. Мавлянова, А. К. Трофимова и О. К. Чедия. Большое содействие в проведении полевых работ оказал В. Н. Колпаков, участвовавший в обработке и систематизации материалов исследований.

Лёссовые породы в Средней Азии занимают около 25% всей площади. Они опоясывают подножия горных хребтов, покрывая их чехлом неравномерной толщины (5—10—80 м), облекающим террасы, склоны и водоразделы. В горах мощность лёссов не

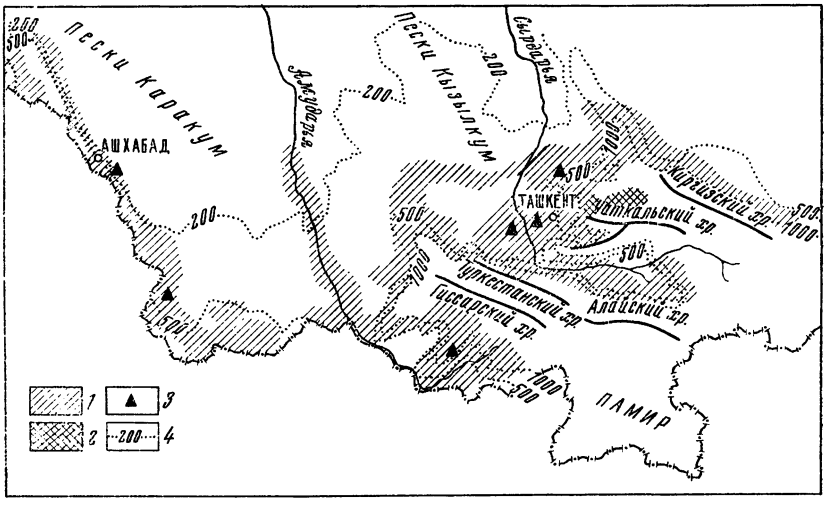

Рис. 1. Распространение лёссов Средней Азии

1 — лёссы; *2* — Чарвакская котловина; *3* — места изучения погребенных почв; *4* — изогипсы.

превышает 40 м, на денудированных склонах она сводится к нулю, а у подножия гор их толщина превышает 80 м, местами достигая 100 м.

Погребенные почвы в лёссах изучались в различных пунктах, но наиболее полно — в верхней части долины реки Чирчик в Чарвакской котловине (рис. 1). Последняя изучалась такими выдающимися геологами, как В. Н. Вебер, А. С. Аделунг, Ю. А. Скворцов, и поэтому является классически обследованной. Ее орографические, гидрологические и частично климатические условия близки к таковым других лёссовых территорий Средней Азии. Атмосферных осадков выпадает 700—1000 мм в год. Сама котловина имеет наиболее выраженные формы речных террас и развитые лёссовые покровы, т. е. черты, присущие всем предгорным территориям Средней Азии. Поэтому полученные результаты можно с некоторыми поправками распространить на огромные пространства. Наличие похожих на чарвакские

погребенных почв в лёссах других территорий Средней Азии служит тому доказательством.

Чарвакская котловина представляет депрессию, окаймленную высокими до 4000 м над уровнем моря хребтами: Каржантау, Угамским, Пскемским, Коксуйским и Чимганским. Они сложены преимущественно палеозойскими известняками, сланцами, песчаниками, реже гранитами и гранодиоритами. Древнейшие отложения в нижних частях речных долин, впадающих в котловину, примерно с абс. высоты 1600—1900 м и ниже перекрыты мезо-кайнозойскими красноцветами мощностью до 2000 м. На размытой поверхности красноцветов залегают аллювиально-пролювиальные и делювиальные отложения плейстоцена, представленные галечниками, щебнем, конгломератами, брекчиями, а также лёссовидными суглинками.

Почти сплошное распространение мезо-кайнозойских отложений в нижних частях котловины обусловливает сглаженные, мягкие очертания рельефа. Лёссы образуют изолированные покровы толщиной до 30 м и залегают на разновозрастных геоморфологических уровнях, исчезая лишь на новейших отложениях пойм и надпойменных террас.

Н. А. Северцев (1873 г.) большое значение в образовании отложений плейстоцена придавал горному оледенению: в долине р. Чаткал им обнаружены конгломераты среднечетвертичных морен. Позже И. В. Мушкетов (1915 г.) отнес эти отложения к аллювию. В. Н. Вебер (1928 г.) описал молодые тектонические нарушения в отложениях плейстоцена. Первая геологическая съемка произведена в 1921 г. В. Н. Вебером, В. Г. Мухиным, В. А. Николаевым, Е. В. Ивановым. В 1928—1940 гг. Н. А. Григорович, Ю. А. Скворцов, В. П. Лясовский, А. С. Аделунг, Е. В. Иванов, В. М. Синицын опубликовали карты и материалы по стратиграфии и петрографии, тектоническому строению, палеогеографии и геоморфологии плейстоцена Чарвакской котловины и прилегающих к ней территорий.

По мнению Н. И. Толстихина (1929), плейстоцен долины р. Чирчик характеризовался крупными климатическими колебаниями, с которыми связано формирование речных террас, тогда как Ю. А. Скворцов (1941) объяснял возникновение основных форм рельефа, особенно речных террас, неотектоническими движениями. Им предложен метод геоморфологического анализа и картирования плейстоценовых отложений Средней Азии, разработанный на примере долины р. Чирчик — Чаткал.

Ступенчатые террасы речных долин (рис. 2) сверху покрыты лёссами, а под ними залегают галечники или красноцветы. По мнению Ю. А. Скворцова (1953), Н. П. Васильковского (1951, 1952) и др., эти галечники представляют современный и древний аллювий р. Чирчик и ее притоков. Н. А. Когай (1954), И. В. Рубанов (1964) считают галечники пролювиальными или аллювиально-пролювиальными.

Генезису галечников и конгломератов придается большое значение, так как с ними связывают возраст покрывающих их лёссов. По числу галечниковых аккумуляций на склонах горных долин выделяют разновозрастные эрозионно-аккумулятивные циклы. По этой причине изучению террасовых уровней придается большое значение: чем их больше выделено, тем, значит, полнее исследована и понята геологическая природа территории. Если Н. И. Толстихин (1929) в бассейне р. Чирчик выделял 9—10 террас, Ю. А. Скворцов (1941—1953 гг.) — 14—16, то Х. Ш. Шапенов (1971 г.) 21 террасу.

Рис. 2. Террасовые уровни разного возраста на левом склоне долины р. Пскем у сел. Богустан

Отложения террас подразделяются на четыре возрастных комплекса: Нанайский Q_1, Ташкентский Q_2, Голодностепский Q_3 и Сырдарьинский Q_4 (табл. 1). Помимо речных террас в котловине широко развиты древние конусы выноса, которые после их сформирования были расчленены более молодыми долинами. Между этими долинами развиты покровы изучаемых лёссов.

Погребенные почвы в лёссах Средней Азии впервые описаны Ю. А. Скворцовым (1957). Он указывал, что для понимания природы лёссов «исключительное значение имела, имеет и будет иметь почвенная гипотеза...» (1957, стр. 11). Однако образование погребенных почв Ю. А. Скворцов связывал с залегающими под ними галечниками и конгломератами, отрицая возможность их самостоятельного, внеаллювиального, пути развития. Это привело его к отказу от возможного применения погребенных почв в лёссах для стратиграфических целей и к резкой критике попыток использования И. И. Трофимовым (1953) погребенных почв при стратификации лёссов Таджикистана. Имелась попытка изучения погребенных почв в лёссах Казахстана (Ломонович, 1952, 1953). Но все они оканчивались неудачно, так как встречали со стороны геологов недоверчивое отношение. Большинство

Таблица 1

Корреляция террас бассейна р. Чирчик

Возраст террасовых уровней	По Н. И. Толстихину, 1929	По В. Н. Огневу, С. А. Кушнарь, 1934	По В. П. Васильковскому, 1951	По Ю. А. Скворцову, 1941—1953 гг.	По И. В. Рубанову, 1964
Нанайский Q_1	—	—	Каржантауская	Нанайская	Каржантауская
Ташкентский Q_2	—	—	Каратауская 2	Надугамская 2	Каратауская 2
			Каратауская 1	Надугамская 1	Каратауская 1
	Угамская 1 терраса	7	Чимбайлыкская	Угамская	Угамская
		6	Троицкая	Сыджакская	Сыджакская (Троицкая)
		5	Кызылсуйская	Кызылсуйская	Кызылсуйская
Голодностепский Q_3	Хумсанская 2 терраса	4	Ниазбекская 2	Хумсанская	Хумсанская
		—	Ниазбекская 1	Надходжикентская	—
Сырдарьинский Q_4	3	3	Киргизбулакская	1 Ходжикентская	Ходжикентская
	—	—	Искандерская	Карабулакская	Искандерская
	4	2	Пойма	Пойма	Пойма
	5 (пойма, или вторая стадиальная)	1 (пойма)			

геологов считали, что погребенные почвы в лёссах Средней Азии — явление случайное, не связанное с оро-климатическими этапами; кроме того, они так слабо выражены в толщах лёссов, что выделение их и систематизация невозможны. Так, например, А. И. Москвитин (1953, стр. 239) отмечал, что в среднеазиатских лёссах, особенно в приташкентских погребенные почвы «выражены настолько слабо, что не прослеживаются в обнажениях. В этом трудность изучения здешних лёссов; нет возможности дать их стратиграфическое вертикальное расчленение, а следовательно, и нет возможности суждения о залегании и происхождении лёсса».

Однако бурное развитие палеогеографии и блестящий опыт применения погребенных почв для стратификации лёссов Украины, Русской равнины и Западной Сибири служили толчком для дальнейшего изучения погребенных почв Средней Азии. так, В. Б. Гуссак, Я. Насыров, Ю. А. Скворцов (1961) из одиннадцати шурфов, заложенных на террасах нанайского и ташкентского циклов в долине р. Чирчик, в семи зафиксировали и изучили четко выраженные погребенные почвы, различающиеся по окраске и структуре.

Н. И. Кригер (1965 г.) в Приташкентском районе (с. Кумышкан, долина р. Паркент) обнаружил в лёссах три-четыре горизонта примитивных погребенных почв. А. А. Лазаренко и В. И. Громов (1970) близ с. Паркент выделяют серию различных по свойствам погребенных почв и отмечают несоотвествие их возраста (по данным археологических находок) с возрастом террасового уровня. Г. А. Мавлянов, А. М. Худайбердыев, М. Ш. Шерматов (1972) в лёссах ташкентского цикла близ города Чирчик обнаружили три погребенных почвенных горизонта толщиной от 2 до 4 м, желтовато-серого цвета, плотного сложения, с червеобразной комковатой структурой (длина 1,5—5 см, диаметр 1,5 см). В. И. Елисеев (1973) в районе г. Ташкента в лёссах мощностью до 25 м находит пять горизонтов погребенных почв. На основании археологических и абсолютных датировок (Лазаренко, Громов, 1970) он указывает, что лёссы ташкентского комплекса являются не только среднеплейстоценовыми, как считают местные геологи, но и верхнеплейстоценовыми.

В Чарвакской котловине выполнен ряд почвенных, геологических и геоморфологических работ И. Н. Степановым, У. К. Абдуназаровым, В. Н. Колпаковым, Н. А. Когаем, Х. Ш. Шапеновым, О. Ю. Пославской и другими исследователями с целью выявления связей современных и погребенных почв с ярусностью рельефа. Показано, что на склонах гор и на плато современные коричневые и сероземные почвы часто замещаются погребенными почвами различного возраста. Слабая изученность последних часто создает путаницу, при которой даже опытный почвовед не может отличить современную почву от древней, вы-

шедшей на дневную поверхность в результате недавних денудационных процессов или не может отличить в почве современные признаки от реликтовых. Поэтому чтобы понять природу современных почв, необходимо изучить историю развития почвенных покровов плейстоцена и особенно голоцена.

Современные сероземные и коричневые горные почвы формируются не только на склонах, но и на ровных поверхностях террас (рис. 3). Так как поверхности террас имеют различный возраст, то и развитые на них почвы должны иметь существенные возрастные различия (Почвы УзССР, 1949). В основу классификации почв Узбекистана положена концепция о геоморфологической эволюции поверхностей рельефа вследствие новейших тектонических поднятий; при этом почвы проходят единый цикл развития от поймы к древним террасам, поэтапно теряя одни свойства и приобретая другие. Однако, как видно из таблиц 2 и 3, свойства современных почв больше определяются климатическими и биологическими факторами, чем возрастом. Свойства современных почв осложняются наложением на них реликтовых признаков, а часто структура современного почвенного покрова мозаична из-за выклинивания на дневную поверхность склонов, террас и плато древних почв, которые иногда трудно отличать от современных.

Почвы молодых террас и склонов южной, а также восточной экспозиции имеют малую мощность (30—50 см), высокую карбонатность (4—6% CO_2) с глубины 4—40 см, содержание гумуса до 2% (в гор. А), слабо дифференцированный профиль со щебнем и галькой.

Коричневые почвы с развитым профилем обычны на высоких террасах ташкентского эрозионно-аккумулятивного цикла и на плоских вторичных водоразделах. Они имеют ясно выраженный двучленный профиль: верхние 60—120 см темноокрашенные (содержание гумуса в гор. *А* 3—6%), структурные (ореховато-зернистые), бескарбонатные суглинки по четкой прямой линии переходят в карбонатные палево-серые лёссовые породы. Глубина залегания карбонатов обычно связывается со степенью выщелачивания их из верхних горизонтов атмосферными осадками; по этому признаку почвы делятся на подтипы: слабо-, средне- (типичные) и глубококарбонатные (или выщелоченные). Однако наши наблюдения показали, что в большинстве случаев верхняя бескарбонатная толща генетически не связана с нижележащей, которая представляет собой выходы древних лёссов и шохов. По этой причине граница между бескарбонатной и карбонатной толщами прямая, четкая, а при внимательном рассмотрении она оказывается денудационной линией. Это свидетельствует о разновозрастности описываемых толщ: верхней — современной почвы со всеми ее генетическими горизонтами (*А*, *В*, *С*) и нижней — древними суглинками, возникшими в иных условиях, а поэтому не относящихся к горизонтам *ВС* или *С* сов-

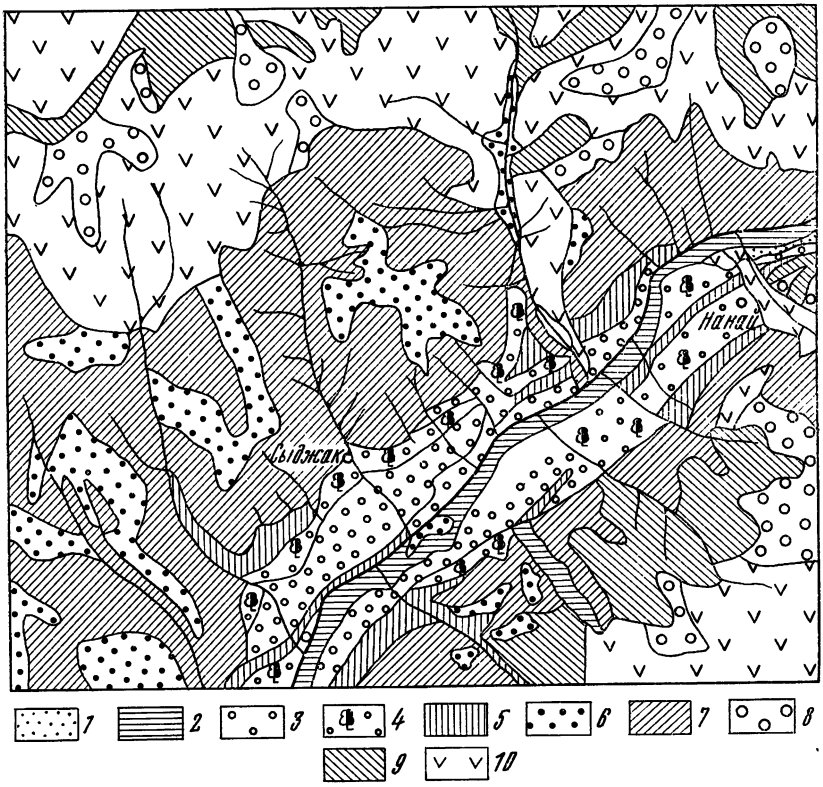

Рис. 3. Почвы и растительность долины р. Пскем на разновозрастных эрозионно-аккумулятивных террасовых уровнях

Сырдарьинский уровень (Q_4). Абс. высота 800—830 м. *1* — коричневые слабовыщелоченные маломощные песчаные и суглинистые почвы пойм, I, II и III террас, карбонаты с глубины 4—40 см. Кострово-мятликово-моховая растительность, задернение слабое и среднее, проективное покрытие (ПП) около 30%; *2* — коричневые слабовыщелоченные среднемощные и мощные, сильно эродированные почвы делювиальных склонов, развитых к террасам; среднесуглинисто-хрящеватые, карбонатные, среднегумусные. Пырейно-кострово-кустарниковая растительность, задернение среднее, ПП 40%. *Голодностепский уровень* (Q_3). Абс. высота 830—1000 м. *3* — среднемощные коричневые слабовыщелоченные неэродированные почвы плоских террас, средне- и тяжело суглинистые, с залеганием карбонатов на глубине 70 см и ниже, среднегумусные, на валунно-галечниковом карбонатном аллювии (слабо гипсированном). Высокотравнозлаковая растительность, задернение среднее, ПП 100%; *4* — те же почвы. Орошаемые почвы Ходжикентской террасы под виноградниками и садами из яблонь, абрикосов, алычи, грецкого ореха. Почвы мощные, гумусные, структурные. Задернение хорошее. ПП 100%; *5* — те же почвы, средне- и маломощные эродированные почвы крутых (до 40°) и коротких (до 100 м) пролювиально-делювиальных склонов, развитых к террасам. Почвы пылеватые, средние и тяжелые суглинки с валунами, галькой и хрящом, карбонаты на гл. 20—40 см. Пырейно-ячменная растительность, задернение слабое и среднее, ПП 50%; *Ташкентский уровень* (Q_2). Абс. высота 1100—1900 м; *6* — коричневые глубоковыщелоченные мощные и среднемощные неэродированные почвы плоских и слабовсхолмленных, обычно водораздельных участков. Подстилающие породы — лёссовые суглинки. Кустарниково-злаковое разнотравье, задернение среднее, ПП 70%; *7* — те же почвы. Среднемощные (70%) и маломощные (30%) почвы крутых пролювиально-делювиальных склонов, развитых к террасам, эродированные; подстилающие породы — пролювий и хрящеватый элювий. Растительность пырейно-разнотравная с кустарниками, задернение среднее, ПП 40—60%; *Нанайский уровень* Q_1. Абс. высота 1900—2400 м; *8* — светло-бурые высокогорные мощные, неэродированные, бескарбонатные тяжелые суглинки и глины на слабовсхолмленных и плоских гребнях хребтов. Прангосово-тарановые луга, задернение сильное, ПП 100%; *9* — те же почвы на эродированных скалистых склонах. Почвы маломощные, щебнистые, злаково-разнотравные степи, задернение слабое, ПП 60%; *10* — скалы с пятнами маломощных почв

Таблица 2

Характеристика почв и пород террас р. Пскем

Террасы	Эрозионно-аккумулятивные циклы	Абс. высота шурфов, м	Относительная высота над урезом воды в реке, м	Мощность мелкозема, м	Глубина карбонатов, см	Механический состав мелкозема	Гумус, %	CO_2 карбонатов, %	Растительность, высота травостоя (*H*), степень проективного покрытия %, почвы
Пойма	Сырдарьинский Q_4	802	1	0,5	С поверхности	Песок рыхлый	0,7	6,0	Мохово-костровая, $H = 5$ см, 25%, коричневая неразвитая
I терраса		805	2--3	0,6	С поверхности	Средний и легкий суглинок	2,0	4,0	Мохово-типчаково-мятликовая, $H = 10$ см 60%, коричневая карбонатная
II терраса		817	15—17	0,6	5	Средний суглинок	3,0	3,0	Эфемерово-злаковое разнотравье, $H = 10$ см, 80%; коричневая карбонатная
Ходжикентская		850	50—60 м	0,6	70	Тяжелый суглинок	3,5	2,0	Эфемерово-злаковое, $H = 20$ см, 60%, коричневая карбонатная
Хумсанская	Голодностепский Q_3	880	80—85	2—4	120	То же	4,0	1,5	Лугово-разнотравная степь, $H = 50$ см, 100%, коричневая типичная
Сиджакская		1050	230—250	Более 5—6	140	„	4,5	1,4	Лугово-разнотравная степь с кустарниками и деревьями, $H = 40$ см, 100%, коричневая типичная

Продолжение табл. 2

Террасы	Эрозионно-аккумулятивные циклы	Абс. высота шурфов, м	Относительная высота над урезом воды в реке, м	Мощность мелкозема, м	Глубина карбонатов, см	Механический состав мелкозема	Гумус, %	CO_2 карбонатов, %	Растительность, высота травостоя (H), степень проективного покрытия %, почвы
III Надугамская	Ташкентский Q_2	1300	480—490	Более 5—6	150	Тяжелый суглинок	5,0	0,8	Луговая степь с прангосом, арчой, $H = 30$ см, 100%, коричневая типичная
Нанайская Водораздельная поверхность Пскемского хребта	Нанайский Q_1	2000	1200	2—4	Отсутствуют	Тяжелый суглинок с глиной	6,0	0,2	Луговая степь, $H = 20$ см, 100 % светло-бурая высокогорная

Таблица 3

Механический состав горных коричневых почв, развитых на террасах долины р. Пскем (%)

Рельеф, почва, абс. высота, м	Эрозионно-аккумулятивные циклы	Глубина, см	Более 0,25 мм	0,25—0,1 мм	0,1—0,005 мм	0,05—0,01 мм	0,01—0,005 мм	0,005—0,001 мм	Менее 0,001 мм	Менее 0,01 мм	Механический состав
			Песок			Пыль			Ил	Физическая глина	
			средний и крупный	мелкий		крупная	средняя	мелкая			
Пойма, коричневая, неразвитая, 802	Сырдарьинский Q_4	0—10	54,4	7,5	27,5	6,3	0,9	1,3	2,1	4,2	Песок рыхлый

Продолжение табл. 3

Рельеф, почва, абс. высота, м	Эрозионно-аккумулятивные циклы	Глубина, см	Более 0,25 мм	0,25—0,1 мм	0,1—0,005 мм	0,05—0,01 мм	0,01—0,005 мм	0,005—0,001 мм	Менее 0,001 мм	Менее 0,01 мм	Механический состав
			Песок			Пыль					
			средний и крупный	мелкий		крупная	средняя	мелкая	Ил	Физическая глина	
I надпойменная терраса, коричневая карбонатная, 805	Сырдарьинский Q_4	0—3	35,2	2,2	9,5	19,7	11,4	12,3	9,7	33,4	Средний суглинок
		10—15	42,8	3,4	8,2	15,3	8,1	10,5	11,7	30,3	То же
		30—40	54,4	3,9	10,4	9,4	5,2	8,2	8,5	21,9	Легкий суглинок
		90—100	91,4	1,0	1,7	1,2	0,9	1,6	2,2	4,7	Песок рыхлый
III надпойменная терраса, коричневая карбонатная, 817		0—3	15,4	1,8	10,2	28,3	13,4	15,8	15,1	41,3	Средний суглинок
		20—30	20,7	2,2	10,4	21,8	11,8	16,2	16,9	44,9	То же
Ходжикентская терраса, коричневая карбонатная, 850		0—10	1,2	0,5	4,9	41,8	17,7	17,3	16,6	51,6	Тяжелый суглинок
		25—35	2,1	0,4	8,7	29,5	15,2	18,2	25,9	59,3	Глина
Хумсанская терраса, коричневая типичная, 880	Голодностепский Q_3	0—6	1,2	0,3	7,8	37,5	15,3	19,0	18,9	53,2	Тяжелый суглинок
		30—40	1,5	0,3	8,4	38,0	13,0	17,6	21,1	51,7	То же
		80—100	0,9	0,2	8,1	32,5	14,3	17,1	26,2	57,6	„
		120—140	6,7	1,7	14,5	35,0	13,8	15,8	12,5	42,1	Средний суглинок
Сиджакская терраса, коричневая типичная, 1050	Ташкентский Q_2	0—4	0,2	—	6,5	48,7	14,5	15,9	14,2	44,6	Средний суглинок
		60—70	—	—	21,4	24,9	14,6	16,3	22,8	54,7	Тяжелый суглинок
		140—150	—	—	6,4	39,1	14,6	16,5	23,4	53,9	То же
		185—200	1,2	0,3	7,3	39,5	14,8	16,9	20,0	51,7	„

ременных почв. Обычно на горных склонах современная почва лежит с незаметным контактом на относительно молодых (голоценовых) карбонатных слоях, создавая впечатление генетически однородного тела. Но часто близко к дневной поверхности залегают древние почвы, сохранившие в течение тысячелетий коричневую окраску и ореховатую структуру, что приводит к ошибочным заключениям об их современном генезисе.

Сравнение современных почв с древними погребенными показывает, что последние по мере увеличения их возраста становятся более структурными, глинистыми и приобретают буроватую окраску; в подстилающих их суглинках появляются карбонатные конкреции, размеры которых увеличиваются по мере увеличения возраста слоя; меняются с возрастом и формы конкреций. Все эти признаки позволили различать древние погребенные почвы одна от другой в вертикальном профиле по возрасту.

На идеальной схеме строения лёссовой толщи Чарвакской котловины сходные морфологические признаки одновозрастных погребенных почв и разделяющих их суглинков индексированы латинскими буквами при этом, почвы — заглавными, а суглинки — малыми (рис. 4). Так, почвы имеют обозначения: *A* — современная со всеми ее генетическими горизонтами, *B* — голоценовая, *C*, *D* — позднеплейстоценовая, *E*, *F* — среднеплейстоценовая и т. д. Комплексы почв и суглинков даются в виде сочетаний: *Aa*, *Bb*, *Cc* и т. д. В дальнейшем, по мере детализации стратиграфической колонки лёссовых толщ, целесообразно новым погребенным почвам и суглинкам давать те же буквенные обозначения, но с индексами.

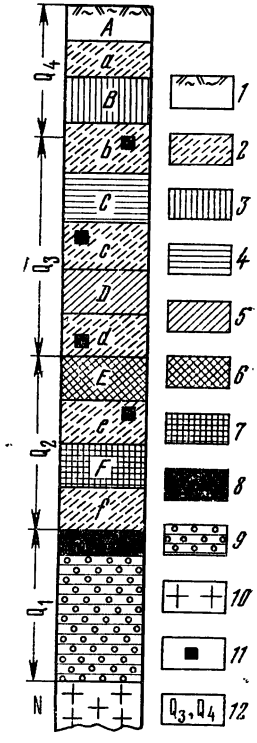

Рис. 4. Идеальная схема строения лёссовой толщи Чарвакской котловины.

1 — современная почва (*A*); *2* — слои лёссовых суглинков (*a*, *b*, *c*, *d*, *e*, *f*), разделяющие погребенные древние почвы; *3* — почва *B*; *4* — почва *C*, *5* — почва *D*, *6* — почва *E*, *7* — почва *F*, *8* — шох (плотный карбонатный слой), *9* — конгломераты, брекчии, галечники, *10* — красноцветные отложения неогена, *11* — слои, содержащие карбонатные конкреции, *12* — предполагаемый возраст почв и лёссовых суглинков

Однако в природе не всегда можно найти вышеописанную последовательную смену почв от молодых к более древним: *A*, *B*, *C*, *D*, *E* и т. п. Чаще голоценовые почвы резко по денудационной линии сменяются среднеплейстоценовыми, иногда последние выходят на дневную поверхность, а подстилаются неогеном или мелом. Поэтому, чтобы научиться распознавать раз-

новозрастные почвы, надо обобщить и систематизировать их важнейшие диагностические признаки, а также использовать накопленный опыт сопоставления лёссовых толщ с разновозрастными геоморфологическими уровнями. Для этого необходимо проанализировать связь лёссовых толщ с ярусностью макрорельефа от предгорий до высокогорий Западного Тянь-Шаня, а также сопоставить свойства лёссов на разновозрастных элементах рельефа речных долин в пределах котловины. Такой сопряженный анализ должен позволить уверенно решать вопросы стратификации лёссов с помощью погребенных почв.

РАСПРОСТРАНЕНИЕ И МОРФОЛОГИЯ ПОГРЕБЕННЫХ ПОЧВ

Связь почв с ярусностью макрорельефа

Рассматривается общая схема залегания лёссовых покровов от подгорных равнин до высоких гор Западного Тянь-Шаня. Ю. А. Скворцовым (1941, 1961), Г. А. Мавляновым (1958) и другими исследователями показана связь между возрастом лёссов и ярусностью рельефа горных областей. По их мнению, лёссовые толщи имеют тот же возраст, что и формирующие «скелет» или «каркас» террас галечниковые или конгломератовые толщи. Эти толщи[1] лежат на цокольных поверхностях денудационных врезов и определяют рельеф дневной поверхности, а также возраст залегающих на них лёссов. Сочетание эрозионных врезов и вложенных в них галечниково-мелкоземистых аккумуляций позволило Ю. А. Скворцову называть основные эпохи плейстоцена эрозионно-аккумулятивными циклами. Таких циклов в Средней Азии выделено четыре: сырдарьинский (Q_4), следующий за ним выше — голодностепский (Q_3), еще выше — ташкентский (Q_2) и самый высокий и древний — наиайский (Q_1).

Однако анализ глубоких скважин и шурфов показывает, что лёссы от предгорных равнин до среднегорий залегают плащеобразно (рис.5). Это же следует из описаний мелкоземистых толщ по основным элементам рельефа — юго-западных отрогов Чаткальского хребта, по долине р. Чирчик.

Сырдарьинская терраса. Первая и вторая террасы р. Сырдарьи с самыми молодыми по возрасту наносами, которые не относят к лёссам, так как они резко слоисты, различны по литологии, содержат глинистые и гипсовые прослои, со следами недавнего гидроморфизма, выразившегося в образовании ржавых и бурых пятен, переслаивающихся бурых, розоватых и темноокрашенных слоев. Лишь верхняя трехметровая толща слабо облёссована, имеет средний, реже тяжелосуглинистый механический состав.

На ровных, относительно приподнятых участках прослеживается темноокрашенная погребенная почва *B*, залегающая на лёссовидном суглинке *b* с карбонатными журавчиками на глубине 80—100 см. Ввиду того, что почва *B* развита на аллювиальных отложениях конца верхнего плейстоцена и нижнего голоцена, то и почва *B*, вероятно, начала формироваться в это же время,

[1] Далее мы их будем называть базисными толщами.

но не раньше. Таким образом, ее можно датировать как нижнеголоценовую или несколько раннюю.

Голодностепская терраса образует обширную, наклонную к Сырдарье равнину, очень слабо расчлененную и известную под названием Голодная степь. Средняя абсолютная высота 350 м. Древнейшие отложения Голодной степи представлены легкими суглинками, супесями и песками среднего и нижнего плейсто-

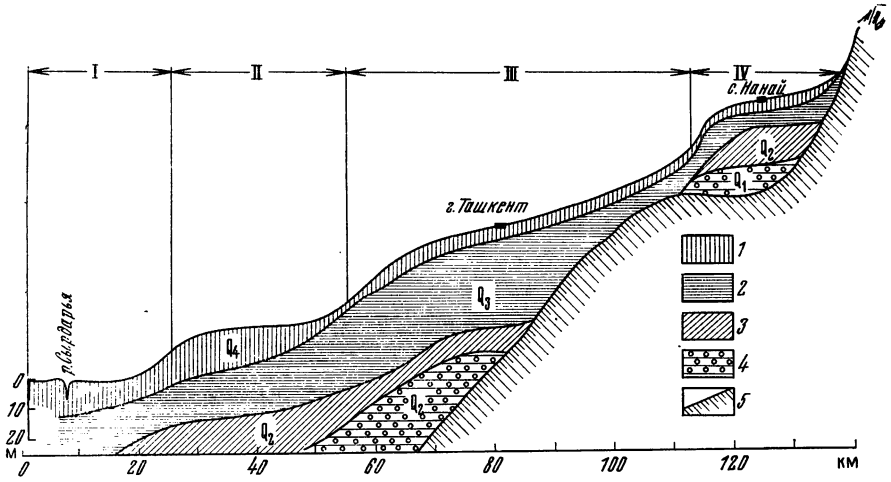

Рис. 5. Идеальная схема строения лёссовой толщи отрогов Чаткальского хребта Западного Тянь-Шаня от предгорной равнины Сырдарьи — абс. высота 300 м до среднегорий (на абс. высоте 1600 м).

Различные по возрасту террасовые уровни: I — Сырдарьинский (Q_4), II — Голодностепский (Q_3), III — Ташкентский (Q_2), IV — Нанайский (Q_1). *1* — лёссовые породы голоцена (Q_4), *2* — лёссовые породы верхнего плейстоцена (Q_3), *3* — лёссовые породы среднего плейстоцена (Q_2), *4* — галечники, конгломераты разного возраста, *5* — коренные дочетвертичные горные породы. Вертикальный масштаб дан только для лёссовой толщи

цена мощностью до 400—500 м (рис. 6). Образование наносов периодически прерывалось эпохами формирования почв.

Ташкентская терраса. Мощность лёссовых отложений больше, чем в Голодной степи. Они крупнопылеватые, пористые, среднесуглинистые. В районе г. Ташкента в лёссах обнаружены палеогидроморфные почвы: темноцветные, местами охристые, пятнисто окрашенные, часто оструктуренные. Их насчитывается до шести слоев (Гуссак и др., 1961; Елисеев, 1973 и др.). Следуя принятой нами индексации для обозначения древних почв, здесь встречаются комплексы *Ee* и F_f, что соответствует среднеплейстоценовому возрасту. Вся лёссовая толща, включая эти комплексы, достигает мощности 20—30 м; в ее низах рядом шурфов вскрыты шоховые слои, относимые Ю. А. Скворцовым (1953) к нижнему плейстоцену, По Ю. А. Скворцову (1941, 1961), лёссовые толщи имеют тот же возраст, что и определяю-

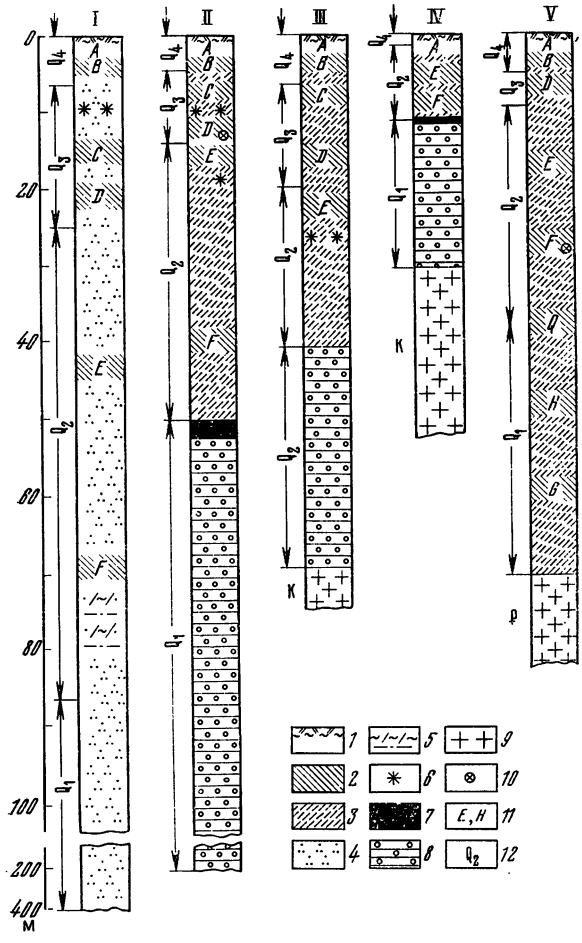

Рис. 6. Мощность и возраст погребенных почв и вмещающих их лёссов по различным элементам мезорельефа

I — равнина. Центральная часть Голодной степи, абс. высота 350 м (по Карпову, 1964); II — расчлененная предгорная равнина Приташкентского района (по Гуссаку и др., 1961, Лазаренко и др., 1970), абс. высота 500 м; III — низкогорья Чарвакской котловины. Правый склон долины р. Пскем у слияния с р. Чаткал. Сыджакская терраса, абс. высота 1050 м; IV — среднегорье Чарвакской котловины. Верховья р. Чимганки, абс. высота 1500 м; V — среднегорье Южного Таджикистана, горы Каратау, абс. высота 1700 м.

1 — современная почва; *2* — погребенные почвы; *3* — лёссовые суглинки, разделяющие погребенные почвы, *4* — супеси и пески; *5* — сочетание суглинков, супесей и песков; *6* — кристаллы гипса; *7* — шох; *8* — конгломераты; *9* — красноцветы неоген-палеогена, реже мела; *10* — археологические находки; *11* — индексы древних почв и лёссовых суглинков; *12* — предполагаемый возраст почв и лёссовых суглинков

щие их геоморфологические уровни: сырдарьинский, голодностепский, ташкентский и т. п. Однако по полученным определениям абсолютного и относительного возраста погребенных почв в лёссах этих уровней оказалось, что лёссовая толща состоит из разновозрастных слоев — от самых молодых (Q_4) до древнейших (Q_2). При этом обнаруживается общая закономерность: чем древнее поверхность, тем мощнее и ближе к ней древние почвы; на молодых уровнях древние почвы размыты или отсутствуют.

По материалам М. П. Гричук, А. А. Лазаренко (1970), А. А. Лазаренко, В. Н. Шелкопляса (1973), лёссы ташкентской террасы включают разновозрастные почвы (Q_2, Q_3), тогда как по геоморфологическому методу Ю. А. Скворцова и по составленным геологическим картам вся лёссовая толща в соответствии с возрастом террасы относится к среднему плейстоцену. Лёссовая толща в районе г. Пскема (овраг Буржар) на поверхности ташкентского цикла (Q_2) имеет следующее строение.

0—1,2 м. Современная почва (серозем).

1,2—4,7 м. Светло-палевый лёсс, рыхлый, переход по небольшому размыву. (Абсолютный возраст по ТЛ на глубине 4 м равен 33 тыс. лет).

4,7—5,6 м. Погребенная почва (зачаточная), буровато-палевая, слабокомковатая.

5,6—7,0 м. Погребенная почва (слабо развитая), подобная вышеописанной, гипсовый горизонт в верхней трети слоя.

7,0—21,8 м. Чередование погребенных почв и суглинков. Почвы мощные розовато-бурые, комковатые, перемежаются с буровато-палевыми зачаточными и наложенными почвами, а в нижней части пачки (на глубине 17,0—19,3 м) со слоем лёсса. (На глубине 14,2 м обнаружен отщеп среднего палеолита — позднее мустье. Абсолютный возраст по ТЛ на глубине 14,5 м равен 110 тыс. лет).

21,8—26,0 м. Пачка из трех бурых почв толщиной 1,3—1,5 м, частично измененных денудацией с признаками гидроморфизма, усиливающимися книзу (Абсолютный возраст по ТЛ на глубине 22,8 м равен 125 тыс. лет).

26,0—34 м. Очень плотная гидроморфная лёссовидная порода, местами с признаками почвообразования. (Абсолютный возраст по ТЛ на глубине 34 м равен 150 тыс. лет).

В этой лёссовой толще, согласно предлагаемой нами стратиграфической схеме, обнаруживаем несколько возрастных групп: современная почва *A* и суглинок *a* (0—1,2 м — серозем), суглинок *b* (1,2—4,7 м), нижня часть которого уходит за границу нижнего голоцена; комплексы *Cc* и *Dd* верхнеплейстоценового возраста (4,7—26 м) и верха почвы *E* среднеплейстоценового возраста (26—34 м).

В низкогорьях лёссы несколько отличаются от таковых ташкентской террасы предгорной равнины, хотя в возрастном отношении они одинаковы. Самыми древними здесь являются почвы *E* и *F*, однако значительную нижнюю часть толщи занимают конгломераты, свидетельствующие об активной денудации в среднем плейстоцене. По этой причине лёссовые покровы низкогорий тоньше, чем на предгорной равнине.

В среднегорье лёссы нанайского цикла на абс. высоте 1500 м характеризуются малой мощностью (до 10—15 м) и наличием в них древних почв *E* и *F*, относимых нами к среднему плейстоцену. Но на геологических картах они обозначены как нижнеплейстоценовые (Q_1). Такое несоответствие объясняется тем, что нами датируется непосредственно лёссовая толща, тогда как геологи определяют ее возраст по подстилающим конгломератам, которые действительно могут быть нижнеплейстоценовыми. Однако было бы ошибкой считать одновозрастными столь различные в генетическом отношении толщи — конгломераты и лёссы. Последние образовались позже и в иных биоклиматических и геоморфологических условиях.

При анализе связей между возрастом макрорельефа и древними почвами можно обнаружить корреляцию, которую следует использовать при стратификации лёссов. Так, в лёссах предгорий на молодых геоморфологических уровнях доминируют относительно молодые погребенные почвы (*B*, *C*), имеющие присущие только им определенные морфологические, физические и химические свойства на большом протяжении. Высоко в горах на абс. высотах более 1700 м лёссовый чехол включает более древние погребенные почвы (*D*, *E*), которые сверху прикрыты относительно молодыми почвами (*B*, редко *C*).

При сравнении лёссов высоких гор Чарвакской котловины с лёссами юга Таджикистана на абс. высоте 1700 м обнаруживаем для последних, что толща, состоящая из почвы *A* и комплекса *Bb*, сразу же сменяется на глубине около 5 м древнейшими комплексами *Ee* и *Ff*. Отсутствие в горных лёссах Таджикистана верхнеплейстоценовых слоев (комплексы *Cc*, *Dd*) приближает морфологически эти лёссы к описанной выше толще Чарвакской котловины и свидетельствует об одинаковых условиях их существования в прошлом. Однако между ними имеются и большие различия: в горах Таджикистана развиты мощные нижнеплейстоценовые лёссы, состоящие из чередующихся буроватых реликтовых почв и палево-бурых суглинков.

В Западном Тянь-Шане лёссы и почвы этого возраста отсутствуют: здесь нижнеплейстоценовая толща представлена валунно-галечниковыми наносами, что свидетельствует о различиях в тектонических режимах между Западным Тянь-Шанем и Гиссаром в нижнем плейстоцене. В то время как в Западном Тянь-Шане в результате резкого подъема гор усилились денудация верхних частей склонов и аккумуляция мощного аллюво-пролювия в долинах, на юге Таджикистана господствовал спокойный тектонический режим, способствовавший накоплению на склонах лёссового материала и развитию почв. Характерно, что лёссы Таджикистана имеют такие же по свойствам погребенные почвы, как и лёссы Чарвакской котловины. Это подтверждает объективность предполагаемого нами анализа лёссовых толщ.

Связь почв с террасовыми уровнями

В Чарвакской котловине в пределах абс. высот 800—1800 м на террасах, склонах и водоразделах широко распространены в виде мозаичного покрова лёссы. Они лежат на скальных породах палеозоя, на щебнисто-мелкоземистых красноцветах олигоцен-плиоцена, на грубообломочных аллювиально-пролювиальных наносах плейстоцена и в разрезе всегда отличаются от нелёссовых пород по окраске и текстуре. Мощность лёссового по-

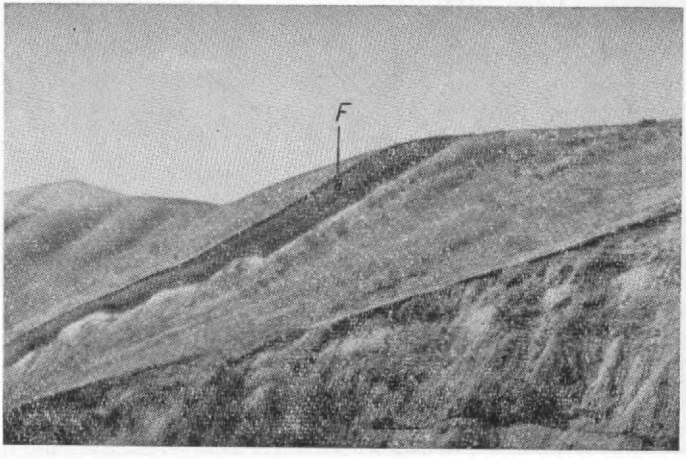

Рис. 7. Характер залегания погребенной почвы *F* в десятиметровой стенке срыва Чимганского оползня. Район Мелового перевала, абс. высота 1500 м

крова на выположенных водоразделах и пологих приводораздельных склонах равна 25—30 м, на склонах крутизной 15—20° она уменьшается до 3—10 м, а круче 35° лёссовидные отложения исчезают или замещаются маломощными (до 1—2 м) щебнистыми суглинками.

Погребенные почвы, всегда присутствующие в разрезах лёссовых толщ, отличимы от суглинков: они хорошо оструктурены, имеют заметный буроватый или коричневый цвет, тогда как суглинки представляют собой серую мучнистую и бесструктурную породу (рис. 7). Мощность погребенных почв равна 1—4 м.

В Чарвакской котловине идеальная лёссовая толща времени Q_2—Q_4 насчитывает шесть[1] различных по возрасту и генезису основных (зональных) почв, а более древние отложения (Q_1) представлены конгломератами. Однако еще мало известно о по-

[1] В горах Таджикистана, где широко распространены нижнеплейстоценовые лёссовые толщи, основных погребенных почв насчитывается более десяти.

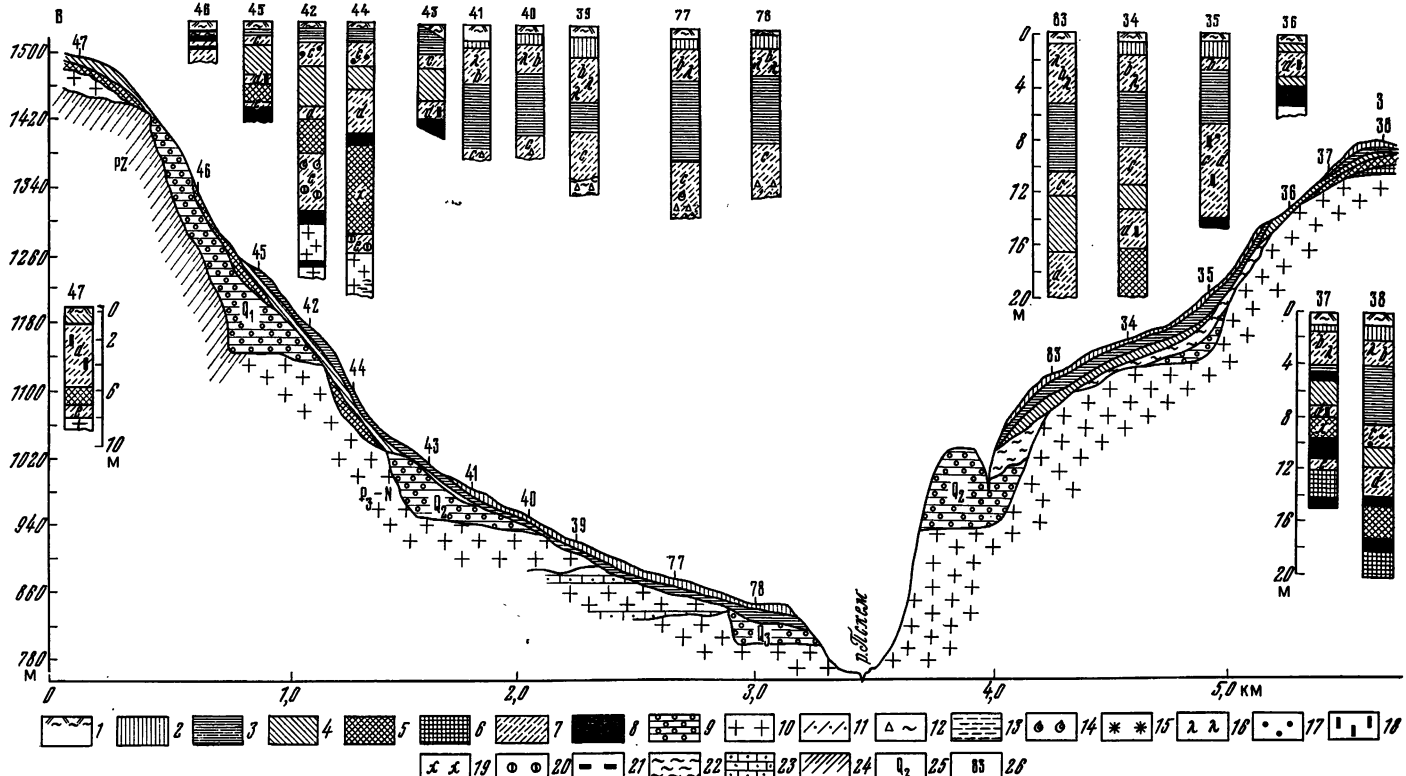

Рис. 8. Кишлаксайский литолого-геоморфологический профиль и колонки шурфов в долине р. Пскем.

1—6 почвы: *A, B, C, D, E, F*; *7* — суглинки: *a, b, c, d, e, f*. *8* — шох и шохообразные слои; *9* — галечники, конгломераты; *10* — красноцветные мелкоземисто-щебнистые отложения неогена, палеогена и мела; *11* — супеси; *12* — щебнистые суглинки; *13* — грунтовые воды; *14* — наземные моллюски; *15* — скопления солей; карбонатные конкреции в разновозрастных слоях: *16* — журавчики, *17* — куколки, *18* — трубочки, *19* — крупные дендроиды, *20* — погремши, *21* — ядра; *22* — нерасчлененные суглинки плейстоцена; *23* — песчаники; *24* — известняки; *25* — предполагаемый возраст толщи; *26* — номера и местоположения шурфов

ложении погребенных почв в лёссах, особенностях их фациальных переходов, условий контакта их с дочетвертичными породами. Изучение связи погребенных почв с рельефом проводилось по литолого-геоморфологическим профилям, которые закладывались по поперечным нивелирным ходам. Точная привязка шурфов на местности позволила выявить положение по вертикальному разрезу и характер распространения погребенных почв от одного геоморфологического элемента к другому.

Нами изучались преимущественно вторичные водоразделы рек Пскем, Угам и Чирчик, склоны различной экспозиции которых покрыты лёссовым чехлом разной мощности.

Кишлаксайский профиль. Расположен на правом и левом берегах р. Пскем между селениями Бричмулла и Богустан в 4 км вниз по долине от с. Богустан (рис. 8). Профиль охватывает абс. высоты 760—1500 м с террасовыми уровнями: голодностепским — Q_3 (Хумсанская терраса), ташкентским Q_2 (Кызылсуйская, Сыджакская террасы и более древние, плохо выраженные в рельефе), нанайским Q_1 (плохо выраженные террасы). Общая его протяженность около 6 км. Молодые террасовые поверхности прослеживаются четко, поэтому данный участок долины р. Пскем широко известен; его считают классическим в геоморфологическом отношении (см. рис. 2).

Приведем морфологическое описание шурфов 78, 39, 43, 44, 38, 83.

Шурф 78. Кишлаксайский профиль. Заложен на левом берегу р. Пскем, абс. высота 860 м. Древний конус выноса Кишлаксая, развитый на уровне кызылсуйской (Q_2) террасы. Ровная, слегка наклоненная к руслу реки поверхность. В нескольких метрах от разреза в сторону р. Пскем проходит валообразное пологое понижение (см. рис. 8).

0,0—0,6 м. Современная почва *А*, подтип — коричневая карбонатная, маломощная, переотложенная. Коричневая, сухая, тяжелосуглинистая. Верхний пахотный горизонт 0—10 см, зернисто-порошистый, более темный по цвету, много мелких корешков, рыхлый. На глубине 10—30 см более светлый, комковато-порошистый, уплотнен. Ходы землероев диаметром 0,3—0,5 см, отдельные мелкие корешки. Переход резкий, заметен по тонкой шоховой прослойке с охристыми пятнами — денудационной линии.

0,6—1,4 м. Погребенная почва *В*. Серовато-коричневый (светло-желтый), слегка влажный, уплотненный тяжелый суглинок, мелкокомковато-ореховатый, при сдавливании рукой рассыпается на отдельные «червеобразные» структурные комочки, поверхность которых испещрена темноватыми отпечатками старых корней. Комочки плотно прижаты один к другому, заполнитель вокруг них сильно карбонатизирован и имеет светло-серую окраску, которая при зачистке стенки шурфа ножом издает характерный хрустящий звук, а при шлифовке выступает в виде белых беспорядочных нитевидных полосок; последние, соединяясь между собой, образуют паутинообразный рисунок. Размер структурных отдельностей в длину 2—3 см, диаметром 0,9—1,2 см, они микропористы, хотя на некоторых из них наблюдаются очень мелкие темные поры диаметром до 0,1 мм, а также

единично — до 1 мм. В верхней части структура выражена очень четко, ниже — слабее, отличаясь также по цвету. Переход в нижележащий слой постепенный, заметный.

1,4—3,6 м. Лёссовый суглинок *b* представляет собой желтовато-коричневую, слегка влажную, тяжелосуглинистую порошистую массу. Макропористый, средней плотности, карбонаты выражены по порам в виде отдельных точек, примазок и конкреций — «журавчиков» диаметром 1—1,5 см, длиной 2—3 см.

3,6—8,6 м. Погребенная почва *C* или «почва Виктора». Серый, влажноватый, комковато-ореховатой структуры, зоогенный, при раздавливании рукой рассыпается на структурные отдельности диаметром 1—1,5 см, длиной 3—4 см. Грани орехов заостренные, веретенообразной формы. Вокруг структурных комочков видны мелкие отпечатки корней. Некоторые грани комков с темноватыми пятнами, прочные. Межструктурные пространства заполнены светло-серой сильнокарбонатизированной макропористой массой, которая при шлифовке стенки издает хрустящий звук; структурные комочки микропористые.

8,6—9,5 м. Лёссовый суглинок *c*. Желтовато-серый влажноватый средний суглинок. Порошистый, неплотный, макропористый, карбонаты не выражены. Переход постепенный.

9,5—12,4 м. Нерасчлененные лёссовые суглинки. Буровато-коричневый, влажный, тяжелый суглинок книзу переходит в средний суглинок. Средней плотности, встречаются единичные включения глинистых окатышей, угловатая щебенка красных порфиритов диаметром 1—3 см, округлые, с гладкой поверхностью, карбонатные конкреции диаметром 1—2 см, которые указывают, что осадки этого слоя являются продуктом переотложения вышележащих древних почв (*D* и *E*). Вниз по разрезу слой приобретает более темную окраску, в нем увеличиваются размеры грубообломочного известнякового материала до 15 см.

Как видим из описания шурфа 78, почва *C* имеет мощность 5 м, что для лёссов Чарвакской котловины обычное явление. В современных биоклиматических условиях не обнаруживаются почвы такой мощности, к тому же сложенные нацело четко выраженными ореховатыми структурными отдельностями. Правда, среди современных намытых почв у подножий склонов Западного Тянь-Шаня описывались близкие к ним почвы, но их мощность не превышала 2 м. Можно полагать, что такая мощность обусловлена чрезвычайно интенсивным процессом аккумуляции, сопровождавшимся не менее активным почвообразованием. Накопление ореховатых комков происходило, вероятно, зимой, когда со склонов скатывались к их подножью структурные комочки, которые при переносе не разрушались, будучи «схваченными» морозом. Такая транспортировка почвенных комочков в холодное полугодие широко развита в настоящее время в горах Средней Азии.

Шурф 39. Заложен на левом берегу р. Пскем. Абс. высота 930 м. Конус выноса Кишлаксая, развитый к уровню Кызылсуйской террасы (Q_2). Зона распространения коричневых типичных почв под ячменно-разнотравными сухими степями (см. рис. 8).

0—0,9 м. Современная почва *A*, подтип — коричневая типичная. 0—7 см — темновато-коричневая дернина, сухая, тяжелосуглинистая, поро-

шистая, уплотненная; 7—40 см — коричневая, сухая, тяжелосуглинистая, бескарбонатная, плотная комковатая, много ходов диаметром до 0,5 см, частично заполненных порошистым мелкоземом и капролитами; 40—90 см — светло-коричневая масса, тяжелосуглинистая, комковато-порошистая, бескарбонатная средней плотности, мелкопористая. Переход в нижележащий слой резкий по извилистой денудационной линии.

0,9—1,0 м. Карбонатный, шохообразный слой. Желтовато-коричневый, влажноватый, макропористый, плотный, мелкая горизонтальная слоистость. К этому слою приурочены живые корни растений диаметром до 2—3 см. Переход резкий.

1,0—2,5 м. Погребенная почва *B*. Серый, слегка влажный, тяжелый суглинок, комковато-ореховатый, структурные отдельности прочные, с трудом раздавливаются рукой, при зачистке стенки шурфа ножом образуется характерный паутинообразный рисунок карбонатов. Структурные отдельности микропористые, но много пор и мелких трещин диаметром до 1 мм в межагрегатных участках. Переход заметный.

2,5—6,0 м. Лёссовый суглинок *b*. Желтовато-коричневый, влажноватый, тяжелый суглинок, комковато-порошистой структуры, средней плотности, макропористый, включения конкреций — журавчиков, карбонаты также выражены в виде отдельных мучнистых точек и налетов по стенкам пор. Переход постепенный.

6,0—8,2 м. Погребенная почва *C*. Буровато-коричневый, влажноватый, тяжелый суглинок плотного сложения, ореховатой структуры диаметром 1,5 см и длиной 2,5 см, вокруг «орехов» тонкая карбонатная пленка палево-серого цвета; «орехи» микропористые, а межагрегатные участки макропористые. Переход постепенный.

8,2—12,0 м. Лёссовый суглинок *c*. Желтовато-коричневый, влажный, средний суглинок, пылеватый, комковато-порошистой структуры, неплотный, макропористый, единичные конкреции «куколки» диаметром 1,5—2,0 см. Переход постепенный.

12,0—12,9 м. Нерасчлененные лёссовые суглинки. Красновато-коричневый, влажный, тяжелый суглинок, комковато-порошистой структуры, плотноватый, макропористый, включения плохо окатанных галек диаметром до 2 см.

Шурф 43. Заложен на абс. высоте 1115 м.

0,0—1,0 м. Современная почва *A*. Темновато-коричневый, влажный, тяжелый суглинок, комковато-зернистой структуры, средней плотности. 0,3 см — дернинка. Карбонаты не выражены. Встречаются ходы землемеров диаметром до 1 см. Переход резкий по линии, под углом 8°.

1,0—2,5 м. Погребенная почва *C*. Серовато-коричневый, средней влажности, тяжелосуглинистый, комковато-ореховатый, плотный, с карбонатными пятнами, пор мало. Переход постепенный.

2,5—3,6 м. Лёссовидный суглинок *c*. Серый тяжелый пылеватый суглинок, влажный, комковато-порошистой структуры, средней плотности, канальцы диаметром до 2 мм, карбонаты выражены в виде точек. Переход постепенный.

3,6—6,0 м. Погребенная почва *D*. Серый, влажный, тяжелосуглинистый, комкомковато-ореховатой структуры, диаметром до 2 см, комки покрыты тонкой пленкой светло-серых карбонатов, пустоты по старым ходам землероев диаметром до 0,5 см. Переход постепенный.

6,0—7,4 м. Лёссовый суглинок *d*. Коричневый, влажный, средний суглинок, комковато-порошистый, карбонаты в виде отдельных пятен, в нижней части конкреции — «трубочки» диаметром 2—3 см.

7,4—8,6 м. Погребенная почва *E*. Буровато-коричневый, влажный, тяжелосуглинистый, комковато-крупнопорошисто-ореховатый, плотный,

Вокруг структурных отдельностей тонкая пленка светло-серых карбонатов. Переход четкий.

8,6—9,3 м. Лёссовый суглинок *е*. Серый, суховатый, тяжелый суглинок, комковато-порошистый, плотный, макропористый, поры — канальцы диаметром до 3 мм, конкреции — «погремши» до 3 см в диаметре. Карбонаты выражены в виде отдельных продолговатых пятен. Переход заметный.

9,3—9,7 м. Нерасчлененный суглинок. Палево-серый, сухой, легкий суглинок. Очень плотный шохообразный слой. Включения мелкого щебня диаметром до 2 см, слабо выраженная тонкая горизонтальная слоистость. Угол падения слоя 5° вниз по склону. Подстилается дочетвертичными красноцветами.

Шурф 44. Заложен на левом берегу долины р. Пскем, абс. высота 1120 м. Поверхность склона развита к уровню Угамской (Q_2) террасы. Крутизна склона 8—12° (см. рис. 8).

0,0—0,7 м. Современная почва *А*. Темно-серый с коричневым оттенком, сухой, средний суглинок. Комковато-порошистый, плотноватый, много ходов землероев диаметром до 0,5 см, они заполнены мелкоземом более темного цвета, что создает пятнистую окраску. Корешковатый, макропористый. Переход заметный.

0,7—1,7 м. Погребенная почва *С*. Светло-коричневый, слегка влажный, тяжелый суглинок, ореховатый, вокруг структурных комочков при шлифовке ножом образуется характерный рисунок светло-серых карбонатов, ноздреватый, слабо корешковатый, единичные пустоты диаметром до 0,5 см. Переход постепенный, заметен по цвету.

1,7—3,7 м. Лёссовый суглинок *с*. Светло-коричневый, влажноватый средний до тяжелого суглинок. Порошистой структуры, макропористый, среднеуплотненный, книзу более плотный, единичные конкреции — «куколки» диаметром до 1,5 см и наземные моллюски (*Helix*) диаметром до 1 см. Переход заметный.

3,7—7,2 м. Погребенная почва *D*. Серо-коричневый, влажный, средний — тяжелый суглинок. Комковато-ореховато-порошистой структуры, плотный, вокруг структурных комочков слабо выражены карбонатные налеты; единичные канальцы диаметром до 1—2 мм, мелкие корни, включений нет. Переход заметный, постепенный.

7,2—8,6 м. Лёссовый суглинок *d*. Буро-коричневый, слегка влажный, легкий суглинок. Порошистый, плотный, корешки диаметром до 1—2 мм. Переход четкий.

8,6—9,4 м. Светло-серый, окаменевший шохообразный слой, очень плотный, с трудом отделяется кусками, сухой, при сильном сдавливании превращается в порошистую массу, встречаются единичные мелкие ходы, заполненные коричневым мелкоземом. Переход четкий.

9,4—16,2 м. Погребенная почва *Е*. Серо-коричневый, книзу буроватый, влажноватый, средний суглинок. Ореховато-порошистый, комки диаметром до 1 см, следы старых корней диаметром до 2—3 мм, редкие наземные моллюски диаметром до 1—2 см. Плотноватый, беспорядочные белые точки карбонатов, они покрывают внутренние стенки пор.

16,2—17,6 м. Лёссовый суглинок. *е*. Серый, влажный, легкий суглинок. Порошистый, плотный, единичные мелкие поры, беспорядочные тонкие горизонтальные беловато-серые полоски карбонатов, единичные включения мелких конкреций типа «погремши» диаметром до 2—3 см. Переход постепенный.

17,6—19,5 м. Погребенная почва *F*. Буровато-коричневый, слабо влажный, средний суглинок. Крупнозернисто-порошистый, плотный, карбонаты слабо выражены в виде отдельных пятен, единичные мелкие поры. Переход заметный.

19,5—21,0 м. Лёссовый суглинок *f*. Серо-коричневый, влажный, средний суглинок. Комковато-крупнопорошистый, плотноватый, единичные включения угловатых мелких карбонатных конкреций. Ниже 21 м залегают грунтовые воды.

Шурф 38. Расположен на водоразделе р. Пскем и р. Угам, абс. высота 1350 м. Поверхность надугамской (Q_2) террасы. Целина (см. рис. 8).

0,0—0,9 м. Современная почва *A*. Темно-коричневый в верхней части слоя до светлого в нижней, влажноватый, средний суглинок. Комковато-зернистой структуры, уплотненный, пронизан мелкими корнями трав, единичные ходы землероев диаметром до 0,5 см, частично заполненные мелкоземом.

0,9—0,94 м. Горизонтальнослоистый шохообразный слой. Плотный, при зачистке ножом издает хрустящий звук. Переход заметный.

0,94—2,0 м. Погребенная почва *B*. Светло-коричневый, сырой, липкий, тяжелый суглинок. Ореховато-порошистый, плотноватый, при зачистке стенки шурфа вокруг структурных комочков образуется характерный паутинообразный рисунок светло-серых карбонатов. Переход постепенный.

2,0—4,0 м. Лёссовый суглинок *b*. Светло-коричневый, сырой, тяжелый суглинок. Комковато-порошистый, плотноватый, макропористый, конкреции — журавчики. Переход постепенный.

4,0—8,5 м. Погребенная почва *C*. Коричневый, влажный, средний до тяжелого суглинок. Ореховато-крупнопорошистой структуры, ноздреватый, плотный, карбонатные пленки вокруг структурных комочков. Последние микропористые, а карбонатный заполнитель макропористый.

8,5—10,3 м. Лёссовый суглинок *c*. Коричневый с сероватым оттенком, влажный, средний суглинок. Комковато-крупнопорошистый, плотноватый, много мелких, диаметром менее 1 мм, темных пор, вероятно, следы вымерших корней, единичные конкреции — «куколки» диаметром до 1,5—2 см. Переход постепенный.

10,3—11,6 м. Погребенная почва *D*. Коричневый, влажноватый, средний суглинок. Ореховато-зернистый, с трудом раздавливается рукой, вокруг орешков карбонатная пленка, они микропористые, заполнитель макропористый. Переход постепенный.

11,6—14,0 м. Лёссовый суглинок *d*. Коричневый, с глубины 12,5 м буроватый, слегка влажный, тяжелый суглинок. Крупнопорошистый, макропористый, плотноватый, карбонаты в виде отдельных пятен. Переход заметный.

14,0—14,5 м. Окаменевший палево-серый шохообразный слой.

14,5—17,0 м. Погребенная почва *E*. Буровато-коричневый, суховатый, тяжелый суглинок. Ореховато-крупнопорошистый, грани комков с темными пятнами, вокруг структурных комочков карбонатная плесень, ноздреватый, очень плотный, при зачистке ножом издается хрустящий звук. Переход постепенный.

17,0—18,0 м. Очень плотный серовато-коричневый шохообразный слой, влажноватый, при раздавливании образует порошистую массу, встречаются единичные глинистые окатыши коричневого цвета. Переход заметный.

18,0—18,7 м. Нерасчлененный лёссовый суглинок. Серовато-коричневый, слегка влажный, средний суглинок. Неяснокомковатой структуры с угловатыми гранями, очень плотный, единичные конкреции типа погремшей. Переход постепенный.

18,7—19,4 м. Мелкозернистые красноцветы неоген-палеогена. Буро-коричневый, влажноватый, тяжелый суглинок. Комковатый, плотный, поры диаметром до 1 мм, при раздавливании рукой образует крупнопорошистую массу.

Шурф 83. Заложен на левом берегу долины р. Пскем, абс. высота 1060 м. Поверхность сыджакской террасы (см. рис. 8).

0,0—0,9 м. Современная почва *А*. Темновато-коричневый, влажный, тяжелый суглинок. Комковато-зернистый, плотноватый, пронизан мелкими корнями, много ходов землероев диаметром до 0,5 см, они частично заполнены мелкоземом. Переход постепенный.

0,9—2,7 м. Лёссовый суглинок *b*. Коричневый, влажный, тяжелый суглинок, крупнопорошистой структуры, макропористый, плотноватый, конкреции — журавчики диаметром до 2 см. Переход заметный.

2,7—5,7 м. То же, что и выше, но коричневато-желтого цвета, конкреции встречаются в верхней части слоя, с глубины 5 м появляются карбонатные пятна; макропористый, канальцы диаметром до 2 мм с темноватыми стенками. Переход заметный.

5,7—10,7 м. Погребенная почва *С*. Серовато-коричневый, слегка влажный, тяжелый суглинок, ореховатой структуры, ноздреватый, плотный, карбонаты выражены слабо в виде отдельных пятен. Переход постепенный.

10,7—12,3 м. Лёссовый суглинок *с*. Желтовато-коричневый, слегка влажный, тяжелый суглинок. Крупнопорошистой структуры, плотноватый, карбонаты выражены в виде отдельных пятен, макропористый, единичные мелкие корешки. Переход заметный.

12,3—16,5 м. Погребенная почва *D*. Темновато-коричневый влажный тяжелый суглинок. Ореховато-крупнозернистый, вокруг структурных комочков светло-серая карбонатная пленка; плотный, комки микропористые, карбонатный заполнитель вокруг них макропористый. Переход постепенный.

16,5—20,5 м. Лёссовый суглинок *d*. Серовато-коричневый, влажный, тяжелый суглинок. Неяснокомковато-крупнопорошистый, карбонаты не выражены, канальцы диаметром до 1 мм с темными стенками.

Из данных химических анализов (плотный остаток водной вытяжки 1 : 5, а также CO_2 карбонатов), приведенных по отдельным шурфам Кишлаксайского профиля (табл. 4), видно, что лёссовые толщи, за редким исключением, лишены солей, иногда плотный остаток достигает величин 0,4—0,8% (шурф 83, глубина 15,6 м; шурф 44, глубина 2,7 м, 7 м, 15,5 м). Содержание карбонатов очень неравномерно и характеризует условия увлажненности прошлых эпох.

Кансайский профиль. Профиль заложен близ селения Хумсан; он следует по правому берегу реки Угам до водораздела рек Кансая и Оркутсая в пределах абс. высот 700—1150 м, захватывая террасы сырдарьинского, голодностепского, ташкентского и нанайского циклов. Изучаемый склон обращен на восток и имеет четкие молодые и сглаженные древние террасы. Протяженность профиля около 4 км.

Как видно из рис. 9, в пойме и на надпойменных террасах р. Угам залегает грубообломочный материал сырдарьинского цикла Q_4. Отложения голодностепского цикла Q_3 представлены многоярусной толщей: на мелкоземисто-щебнистых наносах неогена-палеогена несогласно лежат мощные, слабо сцементированные валуны и галечники с линзами песка, покрытые сверху лёссами мощностью около 10 м. Последняя состоит из почв и суглинков: *Аа*, *Вв*, *Сс*.

Таблица 4

Свойства погребенных почв и разделяющих их суглинков Кишлаксайского профиля

Номер шурфа	Индексы суглинков и почв	Глубина, м	Плотный остаток, %	CO_2 карбонатов, %
38	*A*	0,0—0,1	0,03	1,3
	A	0,4—0,5	0,22	13,6
	A	0,6—0,7	0,20	13,6
	b	2,7—2,8	0,09	10,1
	C	6,5—6,6	0,09	9,9
	C	7,9—8,0	0,02	12,2
	c	9,8—9,9	0,23	10,4
	D	11,2—11,3	0,20	11,0
	E	15,0—15,1	0,06	6,2
	E	16,0—16,1	0,05	17,3
	Шох	17,5—17,6	0,16	14,0
	Красноцветы	19,8—19,9	0,19	3,7
37	*A*	0,0—0,1	0,06	2,3
	A	0,5—0,6	0,06	12,1
	b	1,3—1,4	0,13	12,4
	b	2,9—3,0	0,19	9,8
	C	4,3—4,4	0,21	11,8
	Шох	4,7—4,8	0,08	19,5
	D	6,0—6,1	0,17	12,5
	d	7,6—7,7	0,07	6,6
	E	8,9—9,0	0,19	4,9
	Шох	10,1—10,2	0,07	10,1
	e	11,2—11,3	0,14	8,7
	Ff	12,9—13,0	0,08	5,8
	Ff	14,1—14,2	0,02	5,5
	Шох	14,4—14,5	0,11	20,7
34	*D*	13,0—13,1	0,16	9,4
	d	13,4—13,5	0,12	16,3
	d	13,6—13,7	0,06	18,8
	d	15,0—15,1	0,12	12,2
	E	18,4—18,5	0,01	10,4
	e	19,6—19,7	0,02	9,9
83	*A*	0,5—0,6	0,11	12,7
	b	1,9—2,0	0,07	16,9
	b	3,0—3,1	0,07	10,7
	b	4,2—4,3	0,06	16,1
	b	5,1—5,2	0,05	9,7
	C	5,9—6,0	0,08	10,7
	C	7,0—7,1	0,07	11,1
	C	8,3—8,4	0,08	10,3

Номер шурфа	Индекс суглинков и почв	Глубина, м	Плотный остаток, %	CO_2 карбонатов, %
83	*C*	9,2—9,3	0,05	9,6
	C	10,3—10,4	0,08	9,4
	c	11,2—11,3	0,06	5,3
	c	12,0—12,1	0,08	9,9
	D	13,0—13,1	0,08	7,0
	D	14,5—14,6	0,08	10,1
	D	15,6—15,7	0,61	12,1
	d	17,4—17,5	0,07	9,7
	d	19,4—19,5	0,06	10,2
78	*A*	0,0—0,1	0,07	5,9
	B	0,8—0,9	0,07	13,3
	C	3,6—3,7	0,09	9,3
	C	7,2—7,3	Не опред.	11,4
	c	12,3—12,4	То же	9,0
39	*A*	0,0—0,1	0,09	Не опред.
	A	0,8—0,9	0,06	То же
	Шох	0,9—1,0	0,08	17,7
	B	1,0—1,1	0,07	14,1
	B	1,5—1,6	0,11	12,1
	B	1,7—1,8	0,05	10,8
	b	3,9—4,0	0,06	11,1
	C	6,6—6,7	0,05	9,3
	c	10,5—10,6	0,14	6,4
	c	12,9—13,0	Не опред.	9,1
44	*A*	0,0—0,1	0,48	1,6
	A	0,4—0,5	0,22	2,6
	C	1,3—1,4	0,08	9,1
	c	2,1—2,2	0,85	12,8
	c	2,6—2,7	0,80	9,14
	D	4,9—5,0	0,07	10,3
	d	6,1—6,1	0,87	10,8
	d	6,4—6,5	0,05	7,6
	d	7,0—7,1	0,64	5,4
	d	8,0—8,1	0,19	3,2
	Шох	9,0—9,1	0,13	20,2
	E	10,8—10,9	0,07	9,4
	E	12,1—12,2	0,12	6,9
	E	12,9—13,0	Не опред.	5,7
	E	14,6—14,7	0,10	8,51
	E	15,5—15,6	0,80	5,2
	e	16,8—16,9	0,16	11,5
	F	18,4—18,5	0,08	1,5

Номер шурфа	Индексы суглинков и почв	Глубина, м	Плотный остаток, %	CO_2 карбонатов, %
36	*A*	0,2—0,3	0,17	1,1
	D	0,7—0,8	0,04	1,9
	d	2,0—2,1	0,18	14,1
	E	3,5—3,6	0,12	9,46
	e	4,2—4,3	0,16	3,52
	Шох	4,6—4,7	0,16	Не опред.
	Шох	5,1—5,2	0,08	То же
35	*A*	0,0—0,1	0,20	0,9
	A	0,5—0,6	0,10	1,9
	B	1,3—1,4	0,08	15,2
	b	2,3—2,4	0,08	10,3
	C	4,0—4,1	0,16	10,6
	C	6,3—6,4	0,07	12,9
	c	7,3—7,4	0,06	8,8
	c	8,2—8,3	0,19	5,4
	c	9,2—9,3	0,20	6,6
	c	11,0—11,1	Не опред.	6,3
	c	12,9—13,0	0,02	2,4
	c	14,2—14,3	0,08	5,7
34	*A*	0,0—0,1	0,05	1,8
	A	0,4—0,5	0,12	3,8
	B	1,1—1,2	0,01	16,3
	b	3,0—3,1	0,06	10,8
	C	4,9—5,0	0,17	9,2
	C	6,5—6,6	0,05	11,0
	C	7,8—7,9	Не опред.	13,5
	d	9,4—9,5	0,14	11,8
	d	10,7—10,8	0,17	5,4
40	*A*	0,1—0,2	0,04	0,9
	A	0,5—0,6	0,06	0,9
	B	0,9—1,0	0,02	11,3
	B	1,2—1,3	0,20	11,9
	b	2,0—2,1	0,06	9,6
	b	2,7—2,8	0,07	8,8
	C	4,1—4,2	0,14	9,1
	C	4,7—4,8	0,03	10,0
	C	5,1—5,2	0,03	10,9
	C	5,5—5,6	0,04	8,7
	C	6,2—6,3	0,05	7,4

Номер шурфа	Индексы суглинков и почв	Глубина, м	Плотный остаток, %	CO_2 карбонатов, %
40	*C*	8,0—8,1	0,04	12,1
	c	8,7—8,8	0,03	7,5
	c	9,1—9,2	0,05	6,9
42	*A*	0,0—0,1	0,12	2,1
	A	0,4—0,5	0,20	1,4
	C	1,0—1,1	0,13	10,0
	c	2,4—2,5	0,12	8,4
	D	6,3—6,4	0,07	10,2
	A	7,5—7,6	0,13	3,9
	E	8,5—8,6	0,20	1,5
	e	10,7—10,8	0,14	11,4
	e	13,3—13,4	0,16	7,9
	e	14,3—14,4	0,13	5,9
	Шох	14,7—14,8	0,06	21,2
	F	15,8—15,9	0,05	12,7
	f	16,9—17,0	0,08	5,3
	f	17,9—18,0	0,18	3,7
	Шох	18,3—18,4	0,13	15,2
	Красноцветы	18,9—19,0	0,06	11,0
		20,1—20,2	0,05	2,2
45	*A*	0,1—0,1	0,28	2,41
	A	0,6—0,7	0,20	13,0
	C	1,0—1,1	0,05	15,4
	c	1,8—1,9	0,21	11,2
	D	2,8—2,9	0,27	2,6
	D	3,7—3,8	0,10	5,4
	d	4,5—4,6	0,16	17,4
	E	5,9—6,0	0,16	13,8
	Шох	6,6—6,7	0,07	15,4
47	*A* + *D*	0,0—0,1	0,02	1,7
	A + *D*	0,6—0,7	0,01	1,5
	d	1,4—1,5	0,04	2,9
	d	2,0—2,1	0,07	10,8
	d	3,0—3,1	0,13	6,5
	d	5,0—5,1	0,05	7,7
	E	6,2—6,3	0,06	13,1
	E	6,5—6,6	0,05	12,4
	E	7,0—7,1	0,17	7,6
	e	7,4—7,5	0,07	2,5

Плохо выраженные террасы ташкентского цикла Q_2 покрыты чехлом суглинков мощностью до 10 м; они представлены комплексами *A*, *Cc*, *Dd*, а в верхней части склона — *Ee* и *Ff*, что свидетельствует о среднеплейстоценовом возрасте базиса описываемого уровня. Лёссовые суглинки подстилаются красноцветами неоген-палеогена.

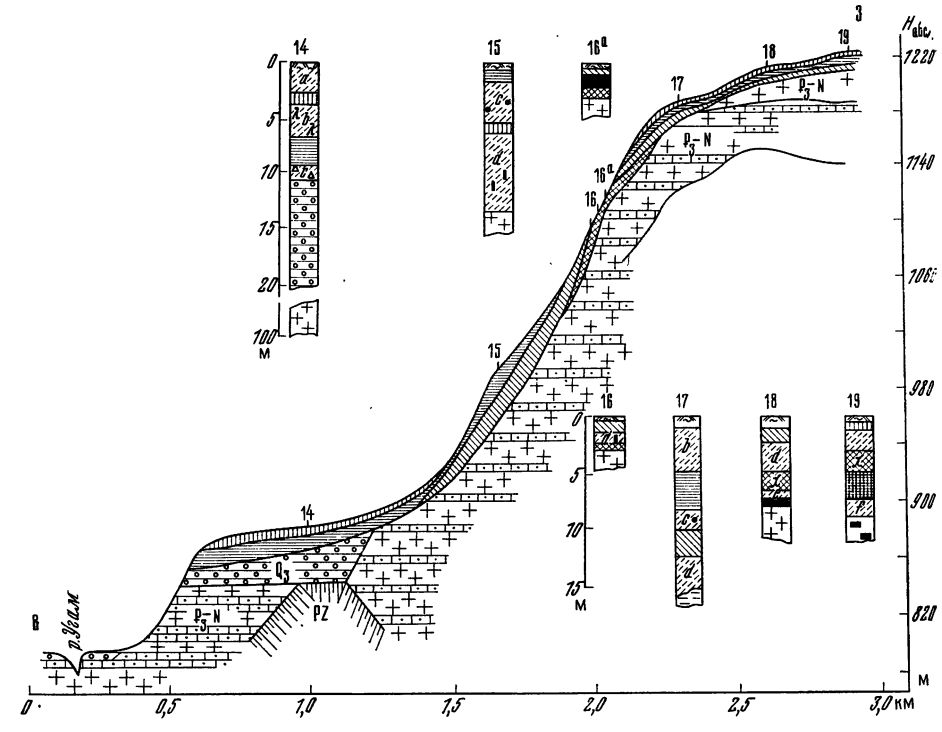

Рис. 9. Кансайский литолого-геоморфологический профиль с колонками шурфов

Условн. обозначения см. рис. 8

Самая высокая часть профиля, расположенная на абс. высоте около 1150 м, представляет собой слабо волнистую поверхность, которая геологами выделяется как нижне-плейстоцен-плиоценовая. Описания шурфов 17, 19 показывают, что лёссы мощностью около 10 м, несмотря на изменения рельефа, покрывают склоны однообразным чехлом, сложенным из почв и суглинков: *A, Bb, Ee, Ff*. Необходимо отметить выпадение из лёссов комплекса *Cc*, что, вероятно, связано с особенностями денудации того времени на этом уровне. Ниже лёссов следуют шоховый горизонт (местами) или красноцветы неоген-палеогена.

Анализируя кансайский профиль, следует отметить, что наиболее широким распространением у подножий склонов пользуются молодые комплексы *Bb* и *Cc*, а у водоразделов — древние *Dd*, *Ee* и *Ff*.

Ниже приводится морфологическое описание шурфов 14, 15, 17, 19.

Шурф 14. Расположен на правом берегу долины реки Угам, абс. высота 880 м. Хумсанская (Q_3) терраса, занятая под сады (см. рис. 9).

0,0—0,7 м. Современная почва *A*. Коричневый, сухой, тяжелый суглинок. Неяснокомковато-зернистый, средней плотности, пронизан мелкими корнями, макропористый. Переход заметный.

0,7—2,7 м. Лёссовый суглинок *a*. Светло-коричневый, свежий, средний суглинок. Комковато-порошистый, плотноватый, макропористый, много беспорядочных канальцев диаметром до 3 мм, единично присутствует мелкая карбонатная «белоглазка». Переход заметный.

2,7—4,0 м. Погребенная почва *B*. Коричневый, слегка влажный, тяжелый суглинок. Комковато-зернистый, плотноватый, вокруг структурных отдельностей тонкая карбонатная пленка, ноздреватый, среднепористый. Переход постепенный.

4,0—7,3 м. Лёссовый суглинок *b*. Серый с коричневым оттенком, влажноватый, средний суглинок. Комковато-порошистый, макропористый, уплотненный, конкреции в виде куколок. Переход постепенный.

7,3—9,6 м. Погребенная почва *C*. Коричневый, влажный, средний суглинок. Комковато-порошистый, плотный, макропористый. Переход постепенный.

9,6—10,2 м. Лёссовый суглинок *c*. Буровато-коричневый, влажноватый, тяжелый суглинок. Неяснокомковато-порошистый, липкий, макропористый, пустоты диаметром до 1 мм, карбонаты в виде отдельных пятен, единичные конкреции — куколки. Переход резкий.

10,2—10,3 м. Плотный пятнистый шохообразный слой с включениями мелкого щебня, книзу увеличивающегося в размерах.

Шурф 15. Расположен на склоне, развитом к поверхности кызылсуйской террасы, абс. высота 1005 м. Целина (см. рис. 9).

0,0—0,8 м. Современная почва *A*. Коричневый, влажный, тяжелый суглинок. Комковато-зернистый, уплотненный, много мелких корней растений, тонкие поры, пронизан ходами землероев диаметром до 1 см. Переход заметный.

0,8—1,4 м. Погребенная почва *C*. Светло-коричневый, влажноватый, тяжелый суглинок. Неяснокомковато-порошистый, много структурных комочков диаметром до 1,5 см, вокруг которых при зачистке выступает рисунок светло-серых карбонатов. Много ходов диаметром до 0,5 см, плотный. Переход постепенный.

1,4—5,8 м. Лёссовый суглинок *c*. Коричневый, влажный, средний суглинок. Неяснокомковато-порошистый, плотноватый, макропористый, канальца диаметром до 2 мм. Переход постепенный.

5,8—6,7 м. Погребенная почва *D*. Серый с коричневым оттенком, влажный, средний до тяжелого суглинок. Ореховато-порошистый, плотный, карбонаты выражены слабо в виде отдельных светловатых пятен, порошистый мелкозем вокруг структурных комочков, макропористый. Переход постепенный.

6,7—13,7 м. Лёссовый суглинок *d* и нерасчлененные суглинки. Коричневый, книзу бурый, слегка влажный, тяжелый суглинок. Неяснокомко-

вато-порошистый, средней плотности, макропористый, канальца диаметром до 2 мм, конкреции — трубочки на глубине 8,6—10,0 м, более крупные на глубине 12,0—13,7 м, их диаметр до 2—3 см. По всему слою распределены отдельные пятна светло-серых карбонатов.

13,7 м и ниже. Выходы плотного шоха.

Шурф 17. Верхняя часть склона, развитого к поверхности угамской террасы, абс. высота 1194 м (см. рис. 9).

0,0—1,2 м. Современная почва *А*. Темновато-коричневый, сухой, тяжелый суглинок. Ореховатой структуры, средней плотности, с ходами землероев диаметром до 1 см. Переход заметный.

1,2—5,1 м. Лёссовый суглинок *b*. Серовато-коричневый, влажноватый, средний суглинок. Порошистой структуры, макропористый, неплотный, поры инкрустированы тонкой пленкой карбонатов, при зачистке образуют тонкие белые нитевидные следы, много также канальцев диаметром до 2 мм. Каналовидные следы сгнивших корней диаметром до 0,4 см, единичные конкреции — журавчики. С глубины 2,8 м суглинок становится более темным. Переход заметный.

5,1—8,6 м. Погребенная почва *С*. Коричневый, влажноватый, тяжелый суглинок. Ореховатой структуры, плотный, заполнитель вокруг структурных отдельностей макропористый, с глубины 6,5 м цвет становится буроватым, появляются включения конкреций — дендроидов. Переход постепенный.

8,6—10,0 м. Лёссовый суглинок *c*. Серо-коричневый, сырой, тяжелый суглинок. Порошистый, неплотный, много мелких пор, единичные глинистые окатыши, конкреции — куколки диаметром до 1,5 см. Переход постепенный.

10,0—12,5 м. Погребенная почва *D*. Черновато-коричневый, сырой, тяжелый суглинок. Комковато-порошистый, неплотный, с прожилками светло-серых карбонатов, включений нет. Переход постепенный.

12,5—20,0 м. Лёссовый суглинок *d* и красноцветы. Коричневый, местами с красноватым оттенком, влажный, средний суглинок. Зернистый, плотноватый, с глубины 14 м приобретает темноватый оттенок, с 20 м появляются грунтовые воды. Вода пресная.

Шурф 19. Водораздел между ущельями Кансай и Оркутсай, правыми притоками реки Угам, абс. высота 1275 м. Поверхность долины, соответствующая уровню нанайской террасы. Целина (см. рис. 9).

0,0—0,4 м. Современная почва *А*. Коричневый, сухой, тяжелый суглинок. Ореховато-зернистый, плотный, корешковатый, полупустые ходы землероев диаметром до 0,5 см. Переход заметный.

0,4—1,2 м. Погребенная почва *В*. Серо-коричневый, слегка влажный, тяжелый суглинок. Комковато-порошистый, при зачистке слоя образуется рисунок: вокруг структурных комочков разводы сероватых карбонатов, плотный, макропористый. Переход заметный.

1,2—3,3 м. Лёссовый суглинок *b*. Палево-серый, слегка влажный, средний суглинок. Порошистый, плотный, макропористый, конкреции — журавчики. Переход постепенный.

3,3—4,9 м. Погребенная почва *Е*. Серовато-коричневый, книзу более темный, свежий, средний суглинок. Комковато-порошистый, средней плотности, карбонатные прожилки и конкреции — крупные дендроиды. Переход заметный.

4,9—5,0 м. Шохообразный слой, состоящий из карбонатных конкреций разных размеров. Очень плотный. Переход заметный.

5,0—7,1 м. Погребенная почва *F*. Палево-серый, пятнистый, сухой, тяжелый суглинок. Ореховато-порошистый, плотный, пятнистый, много карбонатной «белоглазки», конкреции разных форм. Переход заметный.

7,1—8,9 м. Лёссовый суглинок *f*. Буровато-коричневый, влажный, тяжелый суглинок. Комковатые отдельности с угловатыми гранями, карбонаты не выражены. Переход заметный.

8,9—9,0 м. Плотный шох палево-серого цвета.

Лёссы Кансайского профиля, кроме шурфа 17 (глубина 10,3 м), не засолены (табл. 5). Погребенная почва *D* шурфа 17 средне засолена, тип засоления сульфатно-кальциевый. Обращает внимание пестрота содержания карбонатов в разновозрастных погребенных почвах, что свидетельствует о различном влиянии на них во время их образования подстилающих горных пород и грунтовых вод. Заметно повышенное количество карбонатов в нижней и средней частях погребенных почв; это могло быть обусловлено промывным водным режимом. Пестрота в содержании карбонатов, вероятно, также связана с тем, что погребенные почвы пережили несколько циклов почвообразования от гидроморфного до автоморфного.

Морфология почв

Из описаний литолого-геоморфологических профилей видно, что лёссы содержат не только четкие шоховые и галечниковые слои, но и менее выраженные, иногда незаметные с первого взгляда, погребенные почвы. При этом различным частям лёссовых толщ — нижним, средним, верхним присущи характерные для них почвы. Это позволяет выделять основные почвы в качестве маркирующих и, после определения абсолютного возраста, полагать их как возрастные критерии.

Лёссовая толща может быть серой, бурой, красноватой, желтой, коричневой. Ее цвет зависит от состава минералов, поэтому анализ последних позволит определить генезис лёссов, так как преобразования минералов обусловлены определенными экологическими средами (Швецов, 1958). Показано, что желтовато-бурая (палевая) окраска породы обусловлена преобладанием в них окисных минералов в сочетании с карбонатами, а сизовато-серая — закисных. Лимонно-желтая окраска лёссов Приобья, согласно Ф. А. Никитенко (1961 г.), обязана примесям железа, которые отложились в виде корочек и пленок на минеральных зернах. Красный цвет осадкам придают гематит, коричневый и желтый гётит и лепидокрокит; марказит и пирит при большом содержании в тонкодисперсном состоянии окрашивают породу в серый цвет (Данбар и Роджерс, 1962; Добровольский, 1974).

Выявление морфологических особенностей древних почв в лёссах — задача нелегкая. При беглом осмотре шурфов они,

Таблица 5

Свойства погребенных почв и разделяющих их суглинков Кансайского профиля

Номер шурфа	Индексы суглинков и почв	Глубина, м	Плотный остаток, %	CO_2 карбонатов, %
14	*A*	0,1—0,2	0,10	2,20
	b	0,7—0,8	0,17	—
	b	1,6—1,7	0,14	5,20
	C	3,1—3,2	0,12	4,18
	c	4,4—4,5	0,08	11,00
	c	4,9—5,0	0,08	9,57
	c	6,9—7,0	—	9,35
	c	8,9—9,0	0,13	9,02
	c	10,1—10,2	0,09	6,71
15	*A*	0,1—0,2	0,04	6,19
	A	0,4—0,5	0,14	1,89
	c	1,6—1,7	0,06	11,80
	c	4,2—4,3	0,15	8,58
	D	6,2—6,3	0,14	12,9
	d	7,2—7,3	0,13	5,49
	Нерасчлененные суглинки	9,4—9,5	0,15	4,41
		11,0—11,1	0,03	3,46
		12,4—12,5	0,05	5,25
		13,1—13,2	0,05	—
17	*A*	1,1—1,2	0,07	0,99
	b	2,5—2,6	0,07	10,00
	b	4,5—4,6	0,15	10,10
	C	5,6—5,7	0,05	9,75
	C	6,6—6,7	0,09	16,11
	c	9,2—9,3	0,06	7,04
	D	10,3—10,4	0,59	4,29
	D	12,7—12,8	0,06	0,84
	d	13,1—13,2	0,01	0,99
	Красноцветы	14,1—14,2	0,12	0,95
18	*A*	0,2—0,3	0,06	0,63
	B	1,7—1,8	0,08	9,68
	b	3,0—3,1	0,06	10,10
	E	6,2—6,3	0,04	18,00
	e	7,4—7,5	0,10	12,70
19	*D*	0,8—0,9	0,06	10,20
	d	2,0—2,1	0,06	13,30
	E	3,5—3,6	0,02	16,60
	E	4,5—4,6	0,02	10,90
	F	6,4—6,5	0,03	11,30
	f	8,2—8,3	0,06	2,01

а тем более детали их строения, не обнаруживаются. Поэтому для того чтобы облегчить расчленение лёссов по возрасту, а также выявить закономерности залегания и распространения погребенных почв, нами систематизированы их морфологические свойства.

Ниже приводится обобщенное описание морфологии разновозрастных почв в лёссах Чарвакской котловины с выделением лишь тех деталей строения, которые могут явиться маркирующими.

Современная почва А. Коричневатая, тяжелосуглинистая, комковатая, с поверхности задернована. Карбонаты появляются с глубины 30—90 см.

Лёссовый суглинок а залегает под современной почвой *А*, но выражен неповсеместно (обнаружен только на Хумсанской террасе по долине р. Угам). Часто он замещен погребенной почвой *В*. Суглинок *а*, вероятно, во многих местах был подвержен смыву. Это подтверждается тем, что между почвами *А* и *В* имеется четкая линия размыва и маломощный (5—10 см) горизонтальнослоистый шохообразный слой.

Цвет суглинка *а* варьирует от серовато-коричневатого во влажном состоянии до палево-серого в сухом состоянии, механический состав средний до тяжелого. Суглинок крупнопорошистый, средней плотности, менее плотен, чем почва *А*, в нем много пор диаметром 0,2—0,3 мм (в 1 см^2 до 25 штук) и беспорядочных канальцев диаметром до 3 мм. Карбонаты присутствуют в виде мучнистого псевдомицелия, при шлифовке стенок шурфа ножом появляются изолированные нитеобразные белые пятна; карбонатами инкрустированы стенки пор, беспорядочно расположенные по профилю. В щебнистых почвах на нижней стороне щебня образуются карбонатные натеки. Содержание общего гумуса около 0,3%, CO_2 карбонатов до 8%, ила 8—15%.

Погребенная почва В — самая верхняя и молодая из погребенных почв. Часто она располагается непосредственно под почвой *А*, отделяясь от последней 5—10-см слоем шоха — плотной горизонтальнослоистой палево-серой породой с охристыми пятнами.

Погребенная почва *В* серовато-коричневая во влажном и палево-серая в сухом состоянии, по механическому составу — это тяжелый суглинок, орехово-порошистой структуры, плотный, при шлифовке стенки шурфа ножом вырисовывается паутинообразный рисунок: светло-серая сетка карбонатов вокруг структурных комочков (рис. 10). Структурные «орехи» представляют собой зоогенное образование длиной 1—3 см, диаметром до 1,5 см; они средней прочности, раздавливаются рукой. На площади в 1 см^2 насчитывается крупных пор диаметром до 0,5 мм 17—20, мелких, диаметром до 0,2 мм, около 30, пор диаметром менее 0,2 — более 50 штук. Конкреции от-

сутствуют. Мощность почвы *B* колеблется от 0,3 до 2 м. Содержание CO_2 карбонатов равно 19%, общего гумуса 0,3%, ила 10—15%. Переход в нижележащий суглинок обычно постепенный. Предварительный возраст почвы *B* — средний голоцен.

Лёссовый суглинок b представляет собой породу более легкого механического состава, чем вышележащий слой. Он коричневатый, светло-коричневатый во влажном и палево-серый в сухом состоянии, плотный, комковато-порошистый; для этого слоя характерно присутствие конкреций — журавчиков. В суглинке много пор, преимущественно диаметром 0,5 мм (в 1 см² до 30—35 штук), а также канальцев диаметром 2—3 мм, внутренние стенки которых инкрустированы мелкозернистым кальцитом. Содержание CO_2 карбонатов 12%, общего гумуса 0,4%, ила 10—16%. Переход в нижележащий слой обычно заметный. Мощность слоя *b* от 2 до 4 м. Лёссовый суглинок *b* по возрасту нами ориентировочно отнесен к низам голоцена и верхам позднего плейстоцена (Q_3—Q_4).

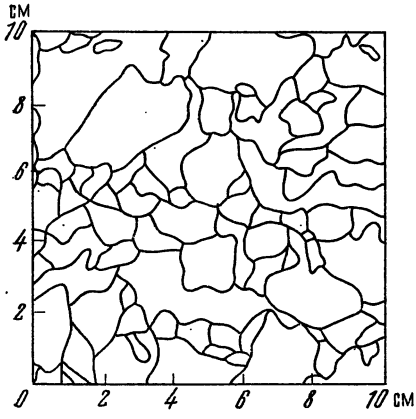

Рис. 10. Вертикальный срез почвы *B* отполированной стенки шурфа 39

Паутинный рисунок — карбонаты, обволакивающие комочки почв

Погребенная почва C, или «почва Виктора». От других погребенных почв отличается более ярко выраженной структурой (рис. 11), большой мощностью и тяжелосуглинистым составом. Цвет от серо-коричневого до коричневого во влажном и палево-серый в сухом состоянии, плотный, ореховатой структуры, «орехи» диаметром до 2 см, они плотно прижаты один к одному, с трудом раздавливаются рукой. Вокруг структурных комочков карбонатная плесень. Монолиты берутся с трудом, так как почва легко рассыпается по ореховатым отдельностям. Конкреции отсутствуют. Содержание CO_2 карбонатов 5—8%, общего гумуса около 0,3%, ила до 20%. Мощность почвы 1—4 м, переход в нижележащий горизонт обычно постепенный.

Лёссовый суглинок c представляет собой средний суглинок желтовато-коричневого во влажном и палево-серого цвета в сухом состоянии; средней плотности, комковато-порошистый, более пылеватый и мучнистый, чем другие суглинистые слои, мощность слоя 1—2 м. Карбонаты встречаются в виде белых пятен и конкреций — «куколок» диаметром до 2 см. На 1 см² поверхности насчитывается пор диаметром менее 0,5 мм около 30 штук. Содержание CO_2 карбонатов 15%, общего гуму-

са 0,4%, ила 10—15%. Мощность 1—2 м. В нижних слоях склонов (на древних конусах выноса) суглинок *c* подстилается грубообломочным материалом, а на более высоких уровнях — почвой *D*. Переход в нижележащие горизонты заметный. Ориентировочный возраст почвы *C* и суглинка *c* — верхи позднего плейстоцена (Q_3^2).

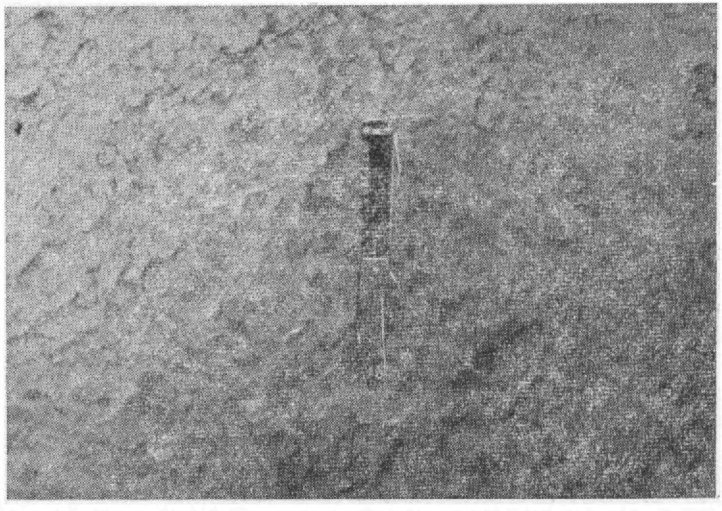

Рис. 11. Морфология почвы *C*. Шурф 39, глубина 5 м

Погребенная почва D имеет тяжелосуглинистый состав и от других почв отличается более темным, буроватым цветом. Имеет плотное сложение, комковато-ореховатую структуру. «Орехи» округлые, диаметорм до 2 см, вокруг них тонкая плесень светло-серых карбонатов; на гранях структурных отдельностей во влажном состоянии обычны темноватые пятна. Комки плотные, с трудом раздавливаются рукой, при взятии монолита весь горизонт легко распадается на «орехи». Почва ноздреватая, пор мало, конкреции отсутствуют. Содержание CO_2 карбонатов 7—8%, общего гумуса 0,2—0,4%, ила 13—14%. Мощность слоя обычно 1—2 м, переход в нижележащий слой постепенный.

Лёссовый суглинок d представляет собой средний до тяжелого суглинок серовато-коричневого во влажном и палево-серого цвета в сухом состоянии; средней плотности, комковато-порошистый, иногда встречаются включения полутвердых структурных комочков, вероятно, следы реликтового почвообразовательного процесса. По степени пористости не отличается от других лёссовых суглинистых слоев. Карбонаты лёссового

суглинка *d* представлены отдельными мучнистыми беловатыми пятнами и конкрециями в виде «трубочек». Содержание CO_2 карбонатов до 15%, общего гумуса 0,3%, ила 10—17%. Мощность 1—3 м. Местами в нижних частях склонов имеются включения щебня. Очень часто горизонт подстилается маломощным (10—20 см) шохообразным слоем. Комплексы *Cc* и *Dd* ориентировочно отнесены к низам позднего плейстоцена (Q_3^1).

Погребенная почва E от других почв отличается более светлым во влажном и палево-серым цветом в сухом состоянии, а также присутствием конкреций, имеющих форму крупных дендроидов. По механическому составу это тяжелый суглинок комковато-ореховатой структуры, он плотный, слабопористый. Карбонатная «плесень» вокруг «орехов» выражена слабее, чем в других вышележащих почвах. Содержание CO_2 карбонатов 6—7%, общего гумуса 0,3%, ила 17—25%. Мощность 1—3 м. Переход в слой суглинка *e* постепенный.

Лёссовый суглинок e представляет собой тяжелый суглинок коричневого во влажном и палево-серого цвета в сухом состоянии, средней плотности, мучнист, пачкает руки, комковато-порошистый. Конкреции в виде «погремушей». Суглинок макропористый (на 1 см² приходится 20—25 пор диаметром до 0,5 мм). Содержание CO_2 карбонатов 10—12%, общего гумуса 0,2%, ила 9—11%. Мощность 1—2 м. При подстилании нерасчлененными суглинками переход постепенный, а при переходе в почву *F* — заметный. Примерный возраст почвы *E* и суглинка *e* — верхи среднего плейстоцена (Q_2^2).

Погребенная почва F встречается на высоких водораздельных и приводораздельных частях склонов. Тяжелый суглинок бурого цвета, плотный, комки угловатые диаметром 1,5—2 см, на их гранях видны темноватые пятна, карбонаты не выражены. Содержание CO_2 карбонатов 6%, общего гумуса 0,3%, ила 15—20%. Мощность до 1 м. Переход заметный.

Лёссовый суглинок f серовато-коричневый во влажном и светло-серый в сухом состоянии, средний до тяжелого суглинок, плотный, пор меньше, чем в вышележащих суглинистых слоях, местами встречаются продолговато-округлые конкреции. Содержание CO_2 карбонатов до 8—10%, общего гумуса 0,1—0,2%, ила 15—20%. Обычно подстилается шоховым горизонтом.

Почвы и суглинки *Ff* ориентировочно нами отнесены к среднему плейстоцену. Лёссы нижнего плейстоцена в Чарвакской котловине отсутствуют, поэтому описание более древних почв не приводится. Почвы нижнего плейстоцена широко распространены в лёссах юга Таджикистана.

Как видно, погребенные почвы и суглинки обладают специфическими особенностями, при помощи которых можно разделить всю лёссовую толщу на ряд возрастных комплексов.

Микроморфология почв

Характерной чертой микростроения лёссов Средней Азии является слабая выветрелость и сходство минеральной массы по всей ее территории (однородность частиц по размеру, высокая порозность и т. д.). Исходя из этого, интересно было выявить особенности микростроения погребенных почв и определить изменения, происшедшие в них под действием почвообразования, по сравнению с лёссовыми суглинками.

Ниже приводятся морфологические описания ориентированных шлифов с ненарушенной структурой из разновозрастных слоев лёссовой толщи.

Шурф 39 (Кишлаксайский профиль). Верхний горизонт современной почвы *А* (5—10 см) представлен уплотненной желтовато-бурой агрегированной массой пылевато-плазменного строения. Пустоты размером 0,2 мм составляют 5% площади шлифа и представлены как внутриагрегатными образованиями, так и угловатыми межагрегатными порами и трещинами. Внутренние стенки пор инкрустированы мелкозернистым кальцитом. Отдельные каналы полностью заполнены карбонатами. В почвенной массе много побуревших растительных остатков, сохранивших в ряде случаев тканевую структуру.

Минеральная часть носит следы сильного выветривания: зерна кварца, полевых шпатов, роговой обманки, биотита, минералов эпидото-цоизитовой группы покрыты тонкими буроватыми железистыми пленками. Особенно сильно выветрены роговая обманка и биотит. Почвенная плазма благодаря высокому содержанию полуторных окислов имеет буроватую окраску.

Гумусовое вещество представлено темными угловатыми частицами размером от 0,05 до 0,03 мм. Высокодисперсные формы гумуса бурой окраски рассеяны в глинистом веществе почвы. В верхнем горизонте много буроватых и серых фитолитов размером до 0,5 мм. Скопления окислов железа в виде пятен приурочены к участкам, обогащенным органическим веществом.

Средняя часть профиля современной почвы *А* (70—75 см) — хорошо агрегированная плазменно-пылеватая масса с однородной серовато-желтой окраской. По сравнению с вышележащим горизонтом увеличивается порозность материала. Каналовидные округлые поры составляют 15—20% площади шлифа. Стенки пор слегка обогащены железистым материалом, образующим в отдельных местах тонкие пленки.

Нижняя часть современной почвы *А* (93—98 см) представлена глинисто-карбонатной массой с ярко выраженными структурными отдельностями. Сильное иллювирование из верхних почвенных горизонтов в данный слой фиксируется наличием натечных форм глин (полынита) по межагрегатным пустотам

и порам (рис. 12). Минералы выветрены слабее, чем в вышеописанном горизонте.

Шохообразный слой (100—105 см) расположен между современной почвой *А* и погребенной почвой *В*. Представлен карбонатным материалом, который на отдельных участках обособлен в ооидные сгустки диаметром до 0,2 мм. Единичные минеральные зерна (кварц, полевые шпаты, акцессорные ми-

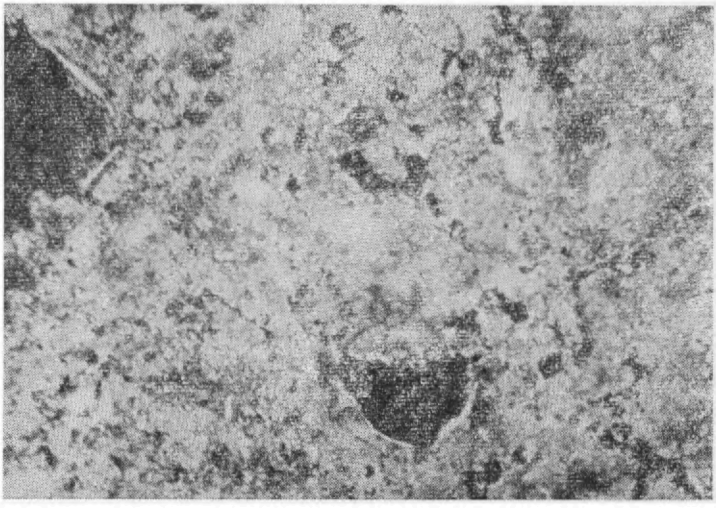

Рис 12. Натечные глины (полынит) по стенкам пустот в нижней части почвы *А*. Без анализатора, увел. 16×10 Шурф 39, глубина 93—98 см

нералы) слабо выветрены и погружены в карбонатный материал.

Верхняя часть погребенной почвы *В* (110—115 см) представлена глинистым материалом с участием в околопоровых пространствах карбонатов. Встречаются минерально-растительные остатки, локальные микрозоны окислов железа. Минералы покрыты глинистыми пленками и выветрены в большей степени, чем на глубине 0,93—0,98 м. Встречается значительное количество пластинок гидроокислов железа.

Средняя часть погребенной почвы *В* (145—150 см) представлена сравнительно хорошо оструктуренной глинисто-плазменной массой с участием карбонатов в околопоровом пространстве. Плазменный материал обогащен полуторными окислами железа. Сложение всей массы более плотное, чем в предыдущем образце, а минерально-растительных остатков меньше. Кварц, полевые шпаты и другие минералы выветрены

в значительной степени и покрыты глинистыми пленками. Карбонаты (мелкозернистый кальцит) в отдельных местах инкрустируют внутренние стенки пор. Несколько увеличиваются размеры (до 0,3 мм) первичных минералов.

Нижняя часть погребенной почвы *B* (170—175 см) —светло-желтая масса с преобладанием иловатой фракции, плотная. На участках со значительным содержанием буроватой ожелезненной плазмы четко выделяются агрегаты размером 2—3 мм в поперечнике. Площадь каналовидных пор (0,4 мм) уменьшается до 5%, стенки большинства из них выполнены микрозернистым кальцитом.

Минералы скелета носят ярко выраженные следы выветривания: полевые шпаты разбиты мелкими трещинами, поверхность зерен в значительной степени корродирована и покрыта легкими железистыми пленками; биотит принимает пятнистую окраску за счет неравномерного осаждения полуторных окислов; единичные акцессорные минералы удлиненной формы местами также покрыты тонкими бурыми пленками полуторных окислов. На фоне слабоожелезненной плазмы встречаются участки, обогащенные полуторными окислами — бурые хлопьевидные сгустки образуют округлые пятна с диффузными границами. Органические остатки сильно минерализованы. Единичные темные угловатые углистые образования, пыльца растений и обломки фитолитов.

Верхняя часть суглинистого слоя *b* (190—195 см) представлена глинисто-карбонатной неагрегированной массой с хорошо выраженными округлыми порами диаметром до 0,4 мм. Основная масса карбонатов приурочена к стенкам пор. Минералы лишены глинистых пленок, почти не ожелезнены, слабо выветрены.

Средняя часть слоя *b* (250—255 и 300—305 см). Строение и минеральный состав тот же, что и выше, но несколько повышено содержание мелкозернистых карбонатов по стенкам пор. Несколько ниже (340—345 см) — уплотненная, светло-желтая, сильнопористая (до 25% площади шлифа) масса с преобладанием пылеватых частиц. Поры каналовидной формы, округлые, достигают в поперечном сечении 0,2—0,3 мм, инкрустированы микрозернистым кальцитом. Вся масса карбонатизирована, выделяются участки со скоплением мелкозернистого кальцита в виде округлых микроконкреций с однородным внутренним строением. Наблюдается увеличение содержания хлорита, хорошо выражены игольчатые формы акцессорных минералов. Среди полевых шпатов преобладают угловатые зерна с неровными краями. Биотит встречается в виде бурых, слегка корродированных пластинок с однородной окраской по всей поверхности.

Переходная часть суглинистого слоя *b* к погребенной почве *C* (600—605 см) аналогична вышеописанному образцу,

но несколько снижено количество пор, резко уменьшено содержание карбонатов, возросло число выветрелых минералов; сложение более плотное.

Верхняя часть погребенной почвы *C* (650—655 см) представлена агрегированным материалом с участками глины. Микрозернистые карбонаты выражены по ходам отдельных каналовидных пор. Глинистый материал сильно ожелезнен, встречаются угловатые частицы размером до 0,03 мм, напоминающие сильноминерализованные, частично гумусированные растительные остатки. На минералах прослеживаются глинистые пленки. Минералы выветрены значительно. Много сильно разрушенных пластинок гидроокислов железа.

Средняя часть погребенной почвы *C* (550—555 см) — хорошо агрегированная глинисто-железистая масса с наличием каналовидных округлых пор. Материал слоя скоагулирован, уплотнен. Крупные зерна акцессорных минералов (эпидот, цоизит и др.) часто приурочены к карбонатно-глинистым микростяжениям диаметром до 0,2 мм, сформировавшимся при отложении карбонатов в порах. Присутствуют мелкие, темные, угловатые частицы, возможно, органогенные.

Нижняя часть почвы *C* (715—720 см) — неоднородно окрашенная, с преобладанием бурых тонов, сильно ожелезненная плазменно-пылеватая масса с хорошо выраженными отдельными микроагрегатами 2—3 порядка. Внутриагрегатные поры округлой формы диаметорм 0,4—0,6 мм занимают 5—7% площади шлифа. Наряду с ними присутствуют единичные каналовидные межагрегатные поры 1,2—1,5 мм в диаметре. Стенки пор выполнены микрозернистыми карбонатами, а в отдельных случаях полностью ими заполнены. По стенкам круглых межагрегатных пор видны тонкие пленки окислов железа. Сильно ожелезненная плазма, в местах с повышенным содержанием глинистого материала частично дифференцирована, образуя в агрегатах уплотненные микростяжения округлой конфигурации и хорошо выраженные железистые микроконкреции диаметром до 0,8 мм с включением зерен кварца, полевых шпатов и тяжелых минералов. Минеральный состав сходен с вышележащими горизонтами и представлен значительным количеством округлых пластинок гидрогётита, образование которых связано с процессами минерализции растительных остатков. Первичные минералы в высокой степени выветрены. Местами вокруг зерен роговой обманки и биотита, при больших увеличениях, просматриваются тонкие анизотропные пленки продуктов выветривания. Много растительных остатков, сильно ожелезненных и сохранивших свою структуру.

Лёссовый суглинок *c* (860—865 см) — сильно карбонатизированная желтая масса пылевато-плазменного строения с редкими микроагрегатами первого порядка. Каналовидные поры (0,2—0,5 мм) занимают до 25% площади шлифа. Стенки пор

покрыты мелкозернистым кальцитом. Минеральный состав близок к вышележащим горизонтам. Зерна первичных минералов покрыты легкими буроватыми пленками. Встречаются игольчатые формы тяжелых минералов.

Шурф 43 (Кишлаксайский профиль). Погребенная почва *D* (450—460 см). Плотная, слабоагрегированная масса серого цвета, пылевато-плазменного строения с невысоким (5—10%) содержанием пор каналовидной формы диаметром до 0,1 мм, инкрустированных мелкозернистым кальцитом. Материал горизонта обогащен хлопьевидными формами окислов железа. Единичные органические остатки со слабо выраженной структурой тканей. Минералогический состав сходен с вышележащими слоями. Встречаются угловатые зерна кальцита с сильно разрушенной поверхностью. Минералы в значительной мере выветрены и покрыты тонкими ярко-бурыми железистыми пленками.

Лёссовый суглинок *d* (650—655 см) — буроватая, сильно карбонатизированная пылеватая масса. Редко встречаются микроагрегаты первого порядка (0,02—0,04 мм), сцементированные карбонатами. Округлые поры со стенками, выполненными микрокристаллическим кальцитом, занимают до 15% площади шлифа. Органические остатки отсутствуют. По сравнению с вышележащими слоями суглинков минералы носят следы более интенсивного выветривания. Несколько отличается и степень ожелезнения материала; плотные, бурые пленки в отдельных местах покрывают зерна полевых шпатов, кварца. Встречаются минералы, покрытые пленками вторичных карбонатов, и единичные пластинки гидрогётита.

Погребенная почва *E* (770—775 см) — желтовато-серая, слабоагрегированная, плазменно-пылеватая масса. Микроагрегаты высших порядков (размером 0,25 мм и более) могут быть выделены лишь по наличию отдельных крупных пор диаметром до 1,5 мм, с угловатыми краями, являющихся, по-видимому, межагрегатными пустотами. Стенки пор диаметром до 0,5 мм выполнены мелкозернистым кальцитом, который образует в материале слоя плотные микростяжения. Встречаются сильно минерализованные, карбонатизированные растительные остатки. Минералы со следами сильного выветривания. В значительной степени изменен биотит. Встречаются отдельные крупные до 0,2—0,4 мм зерна опала. Весь материал слоя слабо ожелезнен, хотя в нем и отмечаются единичные бурые, округлые железистые стяжения до 0,25—0,40 мм. Центральная часть новообразований имеет густую бурую окраску, к краям постепенно переходящую к серым тонам плазмы.

Лёссовый суглинок *e* (890—895 см) — плазменно-пылеватая, желтоватая, пористая, сильно карбонатизированная масса. Каналовидные поры до 0,2 мм в диаметре инкрустированы

мелкозернистым кальцитом. Минеральная часть средней степени выветрелости. Зерна минералов лишены пленок.

Расчистка стенки срыва оползня (левый склон р. Чимганки). Погребенная почва *F* (840—845 см) — бурая, пылевато-плазменная масса с тонкодисперсным материалом, пропитанным окислами железа. Единичными каналовидными порами разбита на агрегаты, достигающие 3—5 мм. Внутриагрегатные поры отсутствуют. Встречаются участки ориентированной глины и зоны, где глинистый материал принимает струйчатую ориентацию. Единичны сильноминерализованные растительные остатки, наряду с которыми присутствуют темные, угловатые частички 0,01—0,1 мм, напоминающие грубые формы гумуса. Минералы лишены массивных пленок полуторных окислов, однако поверхности их сильно разрушены.

Лёссовый суглинок *f* (920—925 см) — светло-серая, пылеватая масса с участками карбонатизированной пылевато-глинистой плазмы, каналовидные поры размером 0,4—0,2 мм в редких случаях выполнены микрозернистыми карбонатами. Минералы не несут заметных следов выветривания. Обращает особое внимание увеличение размерности (до 0,8 мм) и удлиненность форм зерен роговой обманки. В горизонте присутствуют угловатые, темные, непрозрачные частички размером до 0,02 мм,

Погребенные почвы характеризуются упорядочением структуры слагающего их вещества. Агрегированность материала достигает значительной степени. Наряду с первичными агрегатами, в том числе унаследованными и от лёссовой толщи, существуют агрегаты более высоких порядков, имеющие почвенное происхождение. Первичные лёссовые агрегаты размером 0,05—0,08 мм сцементированы микрозернистым кальцитом. Плазменная часть древних почв, особенно с признаками гидроморфизма, существенно отличается от тонкодисперсного материала непочвенных слоев (лёссовых суглинков). Кроме наличия в почвах гумусового вещества, плазменная часть сильно обогащена глинами и окислами железа, которые играют ведущую роль в процессе организации почвенного материала, связывая и цементируя агрегаты высшего порядка.

В погребенных почвах поры хотя и сохраняют, по сравнению с непочвенной массой, свои формы и размеры, но претерпевают частичные гипергенные изменения: снижается их общая площадь, большинство из них представляют внутриагрегатные образования. Наряду с этим в массе слагающего материала появляются крупные межагрегатные пустоты в виде угловатых пор и трещин размером до 1 мм, т. е. бóльшим, чем внутриагрегатные поры. Стенки межагрегатных пустот во всех слоях выполнены микрозернистым или мелкозернистым кальцитом (рис. 13). В погребенных почвах со значительным содержанием окислов железа наблюдается перемещение их по

профилю и образование в межагрегатных пустотах легких пленок иллювирования. Присутствие сильноминерализованных растительных остатков и органического вещества свидетельствует об активном гумусообразовании, протекавшем в слоях, относимых к погребенным почвам. Степень и направленность процесса минерализации органических остатков и сохранившиеся формы гумусовых веществ показывают, что почвообразовательные процессы, сформировавшие древние почвы, существенно отличались между собой. Имеются основания предполагать сравнительно влажные условия формирования почвы *C*. Некоторые признаки гидроморфизма носит погребенная почва *E*. Одним из показателей признаков повышенной гидроморфности этих почв служит наличие в них глинисто-железистых и карбонатных микроконкреций. Наличие в погребенной почве *F* участков глин струйчатой ориентации, затеков ориентированной глины (полынита) и железисто-глинистых уплотненных стяжений также позволяет предположить ее формирование в условиях повышенной влажности при промывном водном режиме.

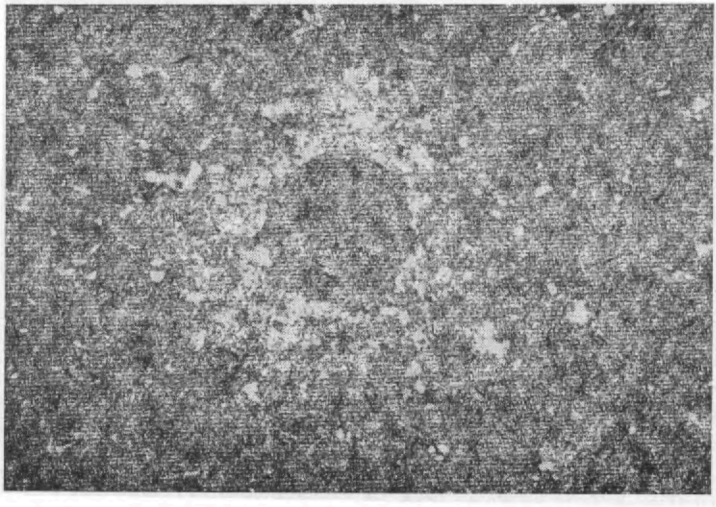

Рис. 13. Пора, инкрустированная микрозернистым кальцитом (из лёссового суглинка). Николи+, увел. 16×10

В почвах *B*, *D* тонкие пленки окристаллизованных форм окисного железа на минералах, вероятно, связаны с некоторой аридизацией. В других погребенных почвах эти пленки более массивны, сильнее гидратированы и слабее окристаллизованы, что свидетельствует о влажном климате.

Для почв характерно наличие пластинчатых форм гидрогётита. Первичные минералы в них носят следы интенсивного

выветривания: зерна имеют корродированные поверхности, края утонены и сглажены, а у легко выветривающихся биотита и роговой обманки часто имеют выеденную форму. Несколько изменена форма и таких устойчивых минералов, как рутил и турмалин.

Минералогический анализ фракции 0,1—0,05 мм и шлифов лёссовых слоев и древних почв указывает на их большое качественное сходство, что позволяет предположить единую область минерального питания всей рассматриваемой толщи. Некоторое уменьшение в почвах легковыветривающихся минералов является свидетельством интенсивного выветривания первичных минералов в период почвообразования.

Суглинистые слои, не затронутые или слабо затронутые почвообразовательным процессом, содержат значительно меньше глин и характеризуются слабой агрегированностью материала. Мелкие первичные агрегаты (0,02—0,08 мм) наиболее часто встречаются в местах со сравнительно высоким содержанием вторичных карбонатов. Н. Г. Минашина (1966) отмечает цементирующую роль последних при образовании микроагрегатов в лёссах.

Высокая порозность материала (до 30% площади шлифа) определяется наличием в нем округлых каналовидных пор диаметром 0,2—0,4 мм со стенками, покрытыми микрозернистым кальцитом. В лёссовых суглинках отсутствуют органические остатки, гумусовое вещество. Первичные минералы слегка выветрены. Материал слоев ожелезнен слабо, и лишь отдельные минеральные зерна покрыты тонкими пленками окристаллизованных окислов железа. Еще одним характерным признаком суглинистых слоев является присутствие в них большого количества тяжелых минералов вытянутой формы. По микростроению лёссовые суглинки, разделяющие погребенные почвенные слои, сходны, что указывает на близость условий их формирования. Некоторым исключением является слой *d*, слагающий материал которого более сильно выветрен и ожелезнен.

Микроморфологические исследования, вскрывающие специфические особенности в строении лёссов и условий их формирования, свидетельствуют о существенных колебаниях водного и теплового режимов в эпохи формирования лёссов Чарвакской котловины. Можно констатировать, что во время начального формирования почв *C* и *F* существовал влажный климат, а почв *B* и *D* — относительно сухой. В заключительные этапы развития почв климатические условия резко изменялись в сторону аридизации. Почвообразование сменялось циклом осадконакопления, в частности лёссообразования. Однако существовал еще один промежуточный цикл — сезонно-мерзлотный, солифлюкционный. В Средней Азии он имел широкое развитие.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ВОЗРАСТА ПОГРЕБЕННЫХ ПОЧВ

Палеонтологические находки. Лёссы весьма бедны ископаемой фауной. До сих пор известны немногие толщи с ископаемой фауной. Например, находки под Ташкентом в районе могут быть стратифицированы на основе палеонтологических и археологических находок, спорово-пыльцевого анализа, палеомагнитного метода и по карбонатным конкрециям.

Палеонтологические находки. Лёссы весьма бедны ископаемой фауной. До сих пор известны немногие толщи с ископаемой фауной. Например, находки под Ташкентом в районе Бозсу (Скворцов, 1953) относятся к низам плейстоцена и характеризуют, по нашим наблюдениям, подпочву *F*. То же самое относится к раскопкам В. В. Щегловой (1954). Кости крупных животных, изученные нами совместно с И. В. Рубановым и В. Н. Колпаковым в шохах верховьев р. Аксаката, относятся к низам плейстоцена. Согласно Р. К. Камбариддинову и Т. К. Камбариддиновой (1970), они являются остатками оленя, жившего в нижнем плейстоцене. Толща, включающая костные остатки оленя, слагает нанайскую террасу (Q_1); она увенчана древнейшей почвой *F* и суглинком *f* мощностью до 10 м. Таким образом, палеонтологические находки показывают, что почва *F* по возрасту моложе отложений нижнего плейстоцена и соответствует, вероятно, среднему плейстоцену.

Об относительном возрасте лёссов можно судить также и по моллюскам, которые местами образуют заметные скопления. В верховьях р. Чимганка в стенке срыва оползня в почвенно-суглинистых комплексах *Ee* и *Ff* (Q_2) обнаружены моллюски *Eulota paricineta* (Mart.), *Subzebrinus secalinus* (Mart.), *Cathaica heptapotamica* Lindh., *C. caelestimontana* Tzv.

Первый и второй из указанных видов характерны для лёссов нижнего плейстоцена в пределах северного склона Заилийского Алатау (Бажанова, 1961). Это доказывается находками в этих же слоях остатков млекопитающих этого возраста (Костенко, 1963). В северном Китае эти моллюски описаны В. А. Обручевым (1951) в отложениях верхнего плиоцена и нижнего плейстоцена; в лёссах Чарвакской котловины они найдены в почвах *E*, *F*.

Моллюски, найденные в районе селения Хумсан на правом берегу р. Угам в суглинке *e*, определены как *Eulota paricincta* (Mart.), относятся к среднему, реже к верхнему плейстоцену.

В шурфе 44 на водоразделе Кишлакская в суглинке *e* на глубине 8—10 м обнаружена *Eulota duplocineta diffusa* Lindh,.

которая характерна для отложений среднего плейстоцена. В шурфе 45 в идентичных условиях также найден этот вид. Моллюски находились внутри карбонатных конкреций (рис. 14), что исключает возможность их переотложения и свидетельствует о синхронности процессов накопления лёссового материала и конкрециеобразования.

Археологические находки. Нахождение в отложениях плейстоцена останков ископаемого человека и следов его материальной культуры позволяет при стратификации лёссов применять археологический метод исследований. Однако еще недостаточно крепко содружество археологов с почвоведами.

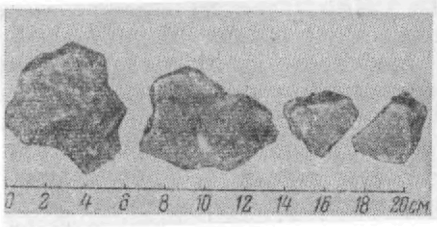

Рис. 14. Наземные моллюски внутри карбонатных конкреций из суглинистого слоя *е*. Шурф 44, глубина 8—10 м

Проведем сопоставление археологических находок с почвами (рис. 15).

О сравнительной молодости почвы *А* свидетельствует то, что она покрывает печи для выжега древесного угля, имеющие возраст от 1—2 тыс. лет. Костным остаткам в современных почвах также около 1—2 тыс. лет (на плакорах), а на склонах и того меньше. И. Н. Степановым (1975) показано, что современная почва при умеренном увлажнении эоловым путем может образоваться за два-три столетия, а мелкозем мощностью около 1 м — за 1—2 тыс. лет. Таким образом, верхние 1—2 м лёссов имеют возраст не более 4—5 тыс. лет.

Ниже современной почвы *А* обычно следует почва *В*; между ними часто прослеживается эрозионная линия. Нахождение в почве *В* предметов эпохи неолита свидетельствует о ее голоценовом возрасте; ее нижняя граница (суглинок *b*) уходит в верха позднего плейстоцена. Есть основание полагать, что почва *В* аналогична по возрасту буроватому горизонту с белоглазкой серо-бурых пустынных почв Кызылкумов и Каракумов, а также плато Устюрт.

В почве *D* Чарвакской котловины нами не обнаружены археологические находки. Однако в аналогичной почве в районе г. Пскента А. А. Лазаренко и В. И. Громовым (1970) найден отщеп из буровато-красного порфира размером 6×5 и 5×0,8 см, сколотый с нуклеуса «лаваллуазского» (?) типа, не дисковидного. Отщеп можно отнести к ранней фазе верхнего палеолита или к самому концу среднего палеолита (позднее мустье), что свидетельствует о позднеплейстоценовом возрасте описываемых почв и суглинков. В лёссах гор Каратау на юге Таджикистана найдены отщепы ашельского возраста, состоя-

щие из кремнистых галечников. Возраст их не моложе 200 тыс. лет (Ранов, Лазаренко, 1975). При посещении нами этой стоянки выяснилось, что орудие ашель находится в погребенной почве *F*. Это дало основание датировать аналогичную ей почву *F* Чарвакской котловины как среднеплейстоценовую. Последнее подтвердилось данными палеонтологии и ТЛ анализа.

Спорово-пыльцевой анализ. Применение нового способа обработки лёссовых образцов, по М. П. Гричук, Г. М. Шумовой, М. А. Шипориной (1967), позволило выделить некоторое количество спор и пыльцы и определить их видовой состав.

В лёссах сел. Чимган (Чаткальский хр. Западного Тянь-Шаня, абс. высота 1500 м) в стенке срыва оползня взято три образца: 1) почва *A*, 2) контакт почвы *F* с вышележащим суглинком *e* с глубины 4,5 м и 3) средняя часть почвы *E* (рис. 16).

В почве *A* доминирует травянистая растительность (87%), по составу близкая к преобладающей в настоящее время; на долю древесных пород приходится 3%, что соответствует современному уровню. Аналогичные данные получены и М. П. Гричук и А. А. Лазаренко (1970) для молодых лёссов (по нашим наблюдениям, из суглинка *b*) с глубины 3,5 м этого же района.

Второй и третий образцы характеризуют близкие условия. Оказалось, что количество спор больше в верхней части почвы *F* (43 зерна), чем в средней (11 зерен). Состав их одинаков и представлен пыльцой древесных пород (86%), из которых микрофоссилии дуба занимают около 50%. Также присутствует пыльца ели (11%), сосны (10%), березы (14%), реже лещины. Встречена единичная спора плауна. Из трав доминируют злаки.

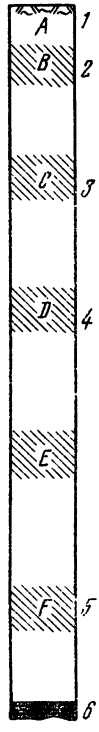

Рис. 15. Археологические и другие находки в идеальном профиле лёссовой толщи

1 — древние печи для получения древесного угля; *2* — находки орудий эпохи неолита; *3* — костные остатки животных (возраст 36 тыс. лет) и орудия человека; *4* — отщепы позднего мустье в районе Бурджар близ г. Ташкента (Лазаренко, Громов, 1971); *5* — отщепы времени ашель на юге Таджикистана; *6* — шох с костными остатками нижнего плейстоцена

Почва *F* нами отнесена к среднему плейстоцену. По данным М. П. Гричук и А. А. Лазаренко (1970), в это время в предгорных лёссах Приташкентского района также господствовали влаголюбивые леса умеренно-холодного климата из

березы, сосны, меньше из ольхи, дуба, липы, ореха, ильмовых (60—80% древесных в спорово-пыльцевом спектре), а из трав — недотрога, папоротники, плауны.

Согласно данным спорово-пыльцевого анализа из разных слоев лёссов, можно предположить, что во время формирования древних почв и суглинков рассматриваемой территории климат существенно менялся. Это отразилось на свойствах

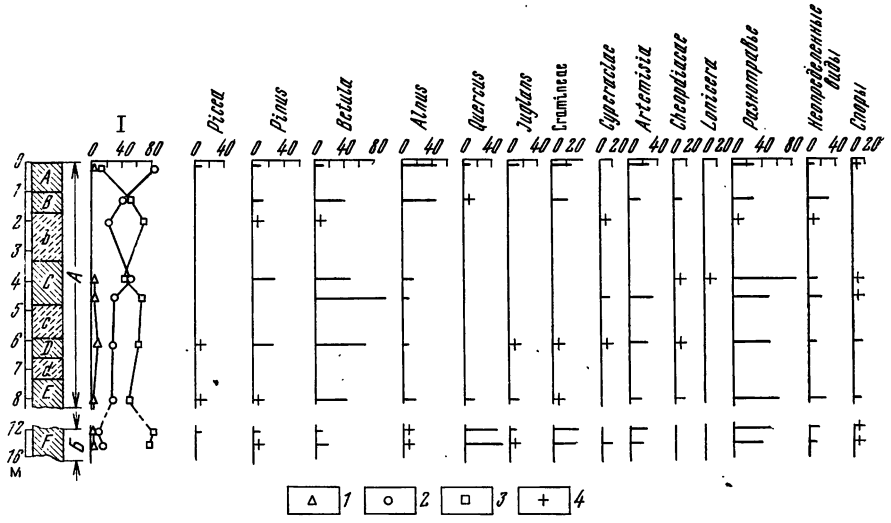

Рис. 16. Диаграмма спорово-пыльцевого анализа шурфа 44 (*А*) и стенки срыва оползня (*Б*) в верховье р. Чимган

I — общее содержание спор и пыльцы. *1* — споры; *2* — травянистая растительность; *3* — древесная растительность; *4* — единичные зерна

почв: до начала голоцена они были лесными, затем с начала голоцена до его середины — лесолуговыми и с середины голоцена до наших дней — лугово-степными и степными.

Палеомагнитный метод. Известно, что земное магнитное поле изменяется во времени, испытывая периодически инверсии. Направления первичной остаточной намагниченности и магнитного поля, существовавшего в эпоху образования горной породы, совпадают (Храмов и др., 1967). Эта особенность пород используется для определения их возраста.

Изучение возраста погребенных почв и суглинков Чарвакской котловины палеомагнитным методом проведено В. Н. Колпаковым и А. Ф. Ерошкиным (1974). На Кишлаксайском профиле в долинах рек Ишак-Купрюксая, Чимгансая, а также в верховьях Кулобсая близ селения Нанай на нанайской террасе отобрано из лёссов разновозрастных террас 70 ориентированных образцов.

Установлено, что величина намагниченности лёссов изменяется по разрезу и зависит от литологического состава областей питания. Это позволяет проводить корреляцию суглинков и почв по магнитным свойствам и решать вопросы стратиграфии и истории развития. Лёссы Чарвакской котловины имеют следующие магнитные свойства: магнитная восприим-

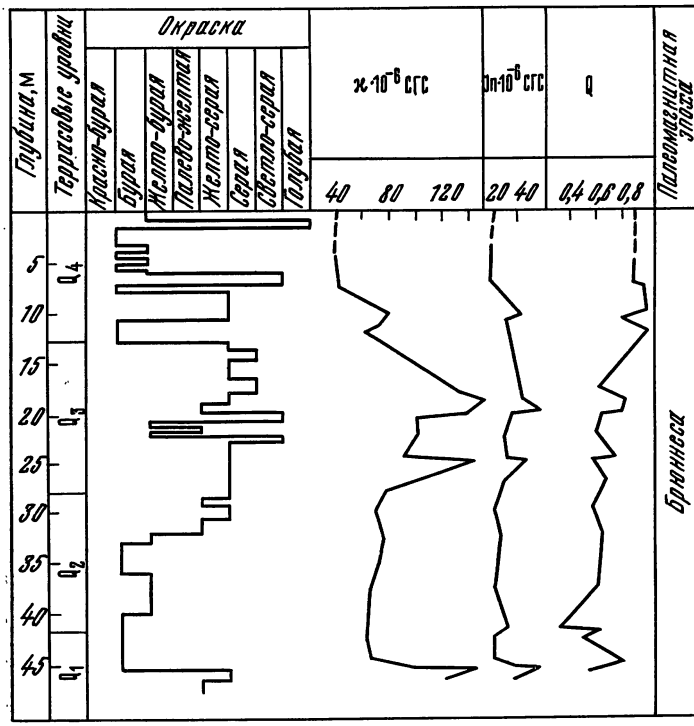

Рис. 17. Магнитные и палеомагнитные характеристики лёссов Чарвакской котловины (по Колпакову, Ерошкину, 1974)

чивость ($\varkappa$) 40—200·10^{-6} СГС; остаточная намагниченность (Jn) 6—38·10^{-6} СГС; фактор Q от 0,2 до 1,0 (рис. 17). Любопытно, что подобные величины магнитных свойств имеют плейстоценовые мелкоземы Северо-Восточной Ферганы, Придарвазья и Таджикской депрессии.

Основными носителями магнитных свойств являются минералы группы гематит-лимонита и магнетит-ильменита, которые встречаются в тяжелой фракции в количестве 24—75%. Результаты магнитной чистки переменным полем показывают, что большинство образцов сохраняет вектор остаточной намагниченности (Jn), распределение которого достаточно кучное. Эти векторы концентрируются вокруг современного магнитного

поля земли и выдерживаются по всей Чарвакской котловине. Направление векторов свидетельствует о том, что формирование суглинков на поверхностях нанайской (Q_1), угамской (Q_2), сыджакской (Q_2), кызылсуйской (Q_2) террас и разделяющих их склонов происходило при стабильном тектоническом режиме в эпоху нормального (положительного) магнитного поля Брюннеса. Нижняя возрастная граница лёссов Чарвакской котловины по сопоставлению с мировой палеомагнитной шкалой датируется 0,7±0,1 млн. лет (Кокс и др., 1968).

Эти результаты подтверждают мнение многих геологов о том, что формирование лёссов котловины происходило в основном в позднеташкентское время и было прервано 40—60 тыс. лет тому назад голодностепским эрозионным циклом. Подвижки позднего плейстоцена и голоцена, заложенные в третичное время по разломам, совершались без разворота блоков и разрыва сплошности суглинков.

Расчленение с помощью конкреций. Конкреции в лёссах Чарвакской котловины и прилегающих территорий изучены слабо. По М. Н. Воскресенскому и др. (1927 г.), в Приташкентских лёссах карбонатные желвачки встречаются на глубине 30—110 см, реже 150 см. В. Б. Гуссак, Я. М. Насыров, Ю. А. Скворцов (1961) отмечают, что в лёссах Чарвакской котловины конкреции располагаются по вертикальному профилю как бы этажами, отличаясь друг от друга размерами.

Массовое описание и коллекционирование конкреций из разновозрастных лёссовых толщ Чарвакской котловины позволило составить о них определенное представление. В идеализированной 20—30-метровой толще лёссов, сложенной почвами и суглинками голоцена, верхнего и среднего плейстоцена, сверху вниз сменяют друг друга следующие этажи карбонатных конкреций, преимущественно приуроченных к суглинистым слоям, а не к почвам: «журавчики», «трубочки», «дендроиды крупные», «погремши», «ядра» (рис. 18).

Так как конкрециям придается огромное значение при стратификации лёссов, то ниже делается попытка определения их относительного и абсолютного возраста. Современные почва и подпочва не содержат конкреций: карбонаты в них представлены на глубине 0,5—1,5 м в виде «мицелия», «паутины», натеков на нижней поверхности щебня. Первыми от дневной поверхности встречаются так называемые «журавчики».

Журавчики (рис. 19) обычно залегают на глубине 2—5,5 м под древней погребенной почвой *B*, т. е. в суглинке *b*. Длина конкреций 30 мм, диаметр 10 мм. По форме они напоминают украинские «журавчики», отличаясь от них более крупными размерами. Подобные же конкреции в лёссах Голодной степи описаны Г. А. Мавляновым (1958) на глубине 1,3—2,1 м (их размеры 4—10 мм, иногда на площади в 1 см² насчитывается

1—2 журавчика), а также В. Б. Гуссаком и др. (1961) в Чарваке на глубине 70—100 см.

Куколки залегают на глубине 8—10 м и приурочены к суглинкам *c*, подстилающим хорошо оструктуренные мощные по-

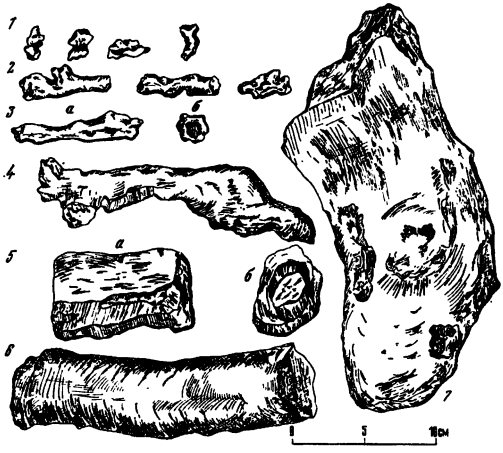

Рис. 18. Карбонатные конкреции — диагностические показатели разновозрастных суглинков и почв в лёссовидных толщах Чарвакской впадины Западного Тянь-Шаня

1 — журавчики из суглинков *b*; *2* — куколки из суглинков *c*; *3* — трубочки из суглинков *d*: *а* — общий вид, *б* — поперечный срез; *4* — крупные дендроиды из почвы *E*; *5* — погремши из суглинков *e*: *а* — общий вид, *б* — поперечный срез; *6*, *7* — конкреции из суглинков на контакте нижнечетвертичных и плиоценовых отложений

гребенные почвы *C* («почвы Виктора»). Конкреции имеют несколько сглаженную кругловато-продолговатую до шарообразной форму; их диаметр 15—20 мм, длина 50—70 мм. Ядро бо-

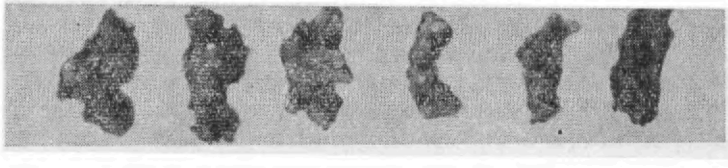

Рис. 19. Формы и размеры конкреций журавчиков из лёссовых суглинков *b* Чарвакской котловины

лее темное по окраске и в поперечном срезе от него к периферии расходятся радиальные тонкие трещинки высыхания (трещины синерезиса). В шлифе под бинокуляром в поперечном срезе преобладает микрозернистый кальцит.

Трубочки встречаются на глубине 12—14 м в суглинке *d*, подстилающем бурую структурную почву *D*. Конкреции непра-

вильной трубковидной формы иногда напоминают корни светло-желтой окраски с гладкой поверхностью. Длина конкреций 40—60 мм, диаметр до 20 мм. В центре конкреций расположена тонкая, диаметром до 1—2 мм, разветвленная полость с острыми гранями — трещина усыхания; в некоторых случаях трубочки не имеют полости, но тогда их центральная часть более темноокрашена, чем периферия. По всему слою *d* конкреции встречаются неравномерно, хотя их становится больше в верхней его части у контакта с почвой *D*; в таких случаях на площади в 10 см² насчитывается 1—2 конкреции. Все они очень твердые, не разламываются рукой. В общей массе конкреций преобладает мелкозернистый кальцит.

Дендроиды крупные залегают на глубине 15—16 м в погребенной почве *E*. Следует отметить, что конкреции обычно встречаются в суглинистых слоях, разделяющих погребенные почвы. В данном случае конкреции располагаются в структурной бурой почве *E* и приурочены к ее нижней и средней частям. Они имеют сплюснутую форму и напоминают корни кустарников. Длина конкреций достигает 150 мм, диаметр 20—50 мм; поверхность шероховатая, окраска центральной и периферийной частей почти одинаковая. Местами в центре конкреции наблюдаются мелкие трещинки усыхания в виде крапинок.

Погремши залегают на глубине 16—18 м и приурочены к суглинкам *e*. Форма удлиненно-округлая, длина 60—100 мм, диаметр 40—50 мм. Поверхность конкреций ровная, гладкая. Сами конкреции плотные как бы окаменевшие; внутри имеется полость, в которой помещается в относительно свободном состоянии ядро. Конкреции очень похожи на «погремши» Украины, однако при встряхивании не издают звука. Поэтому название этих конкреций условное.

Ядра — крупные карбонатно-глинистые, очень плотные, окаменевшие конкреции округлой формы, но могут быть удлиненно-округлые, длиной до 200 мм, диаметром 50—80 мм и более. Конкреции массивные, их вес достигает нескольких килограммов. Приурочены они к зоне контакта серых или серовато-бурых лёссовых суглинков нижнего плейстоцена с буроватыми отложениями плиоцена.

Конкреционные формы нижнего плейстоцена следует изучать в лёссах юга Таджикистана. В Чарвакской котловине лёссы этого возраста слабо выражены, часто отсутствуют или представлены плотным шохом, включающим бесформенные конкреции.

Приуроченность различных по форме и размерам конкреций к разновозрастным толщам лёссов отмечена и для других территорий. Так, В. А. Обручев (1951) отмечает, что в Китае молодые лёссы редко содержат мелкие конкреции, с глубиной их размеры увеличиваются и в наиболее древнем красном лёссе конкреции разрастаются в неправильно ветвистые тела ве-

личиной от ореха до кулака. А. С. Кесь (1969) указывает, что в Китае плиоценовые лёссы содержат крупные конкреции диаметром до 20 см, в молодых лёссах (среднеплейстоценовых) их размеры не превышают 5—7 см, а в голоценовых лёссах — 1—3 см. Это вполне соответствует параметрам и относительному возрасту конкреций в лёссах Чарвакской котловины и свидетельствует о наличии закономерных связей между их размерами и возрастом. Согласно В. Н. Павлинову (1959), около десяти слоев конкреций в лёссах Китая — доказательство временных перерывов в отложениях эоловой пыли: выше конкреционного слоя почти всегда отмечается темноокрашенный горизонт, вероятно, ископаемая почва. Такая же картина, но с шестью конкреционными слоями, наблюдается в Чарвакской котловине[1]. На юге Таджикистана, где лёссовая толща имеет более древний возраст, число конкреционных слоев достигает десяти, как и в Китае.

В лёссах Украины К. А. Баранов (1953) описал располагающиеся этажами известковистые конкреции-журавчики на глубине 3—4 м, непосредственно под современной почвой (их длина 17 мм), «дутики» на глубине 5—6 м, шарообразной формы, полые внутри (диаметр 14—22 мм): «куколки» на глубине 7 м, цилиндрообразные, внутри конкреций радиальные трещинки (длина 70—100 мм); «погремши» на глубине 8 м, неправильно-шарообразной формы диаметром 36—44 мм, иногда сплющенные и удлиненные до 100 мм. Внутренняя часть конкреций рассечена трещинами; они обособляют кусочки ядерного материала, которые при встряхивании конкреции издают шум. Описанные К. А. Барановым конкреции, несмотря на большое расстояние между опорными пунктами (до 200 км), где они были обнаружены, не теряют свои морфоструктурные особенности. Это позволяет видеть в них важное маркирующее средство, с помощью которого можно коррелировать горизонты лёссов и решать другие палеогеографические задачи.

Итак, в лёссах Чарвакской котловины и других регионов размеры конкреций уменьшаются снизу вверх, от древних толщ к более современным. В этом же направлении происходит и уменьшение размеров моллюсков, что, вероятно, свидетельствует о тенденции изменения климата в течение всего плейстоцена в сторону аридизации. Таким образом, размеры конкреций находятся в прямой зависимости от возраста лёссов: чем древнее лёссовый слой, тем крупнее конкреции. В молодых лёссах конкреции всегда мелкие.

Конкреции одновозрастных толщ сохраняют свои размеры, форму и состав на обширных пространствах Средней Азии и за ее пределами. Несмотря на большие расстояния между

---

[1] Напомним, что здесь слабо выражены и часто отсутствуют лёссы раннеплейстоценового возраста.

опорными разрезами (Западный Тянь-Шань, юг Таджикистана, Копет-Даг), где они были описаны, конкреции сохраняли одинаковые формы и размеры и относились именно к тому горизонту, к которому принадлежали в Чарвакской котловине. Это свидетельствует о том, что во время образования того или иного конкреционного слоя биоклиматические условия были близкими на больших пространствах. Так, например, мелкие «журавчики», залегающие под современной почвой, имеют почти одинаковые размеры, формы и состав как в Чарвакской котловине, так и в лёссах Украины, Китая и Западной Европы. В Европе они известны под названием «*Losspuppen*» и также залегают в лёссах ниже современной почвы. Точно так же повсеместны крупные конкреции, характеризующие толщи плиоцен-раннеплейстоценового возраста. Это дает нам право рассматривать их в качестве важнейшего маркирующего признака разновозрастных слоев в лёссах. По этой причине изучению конкреций уделено большое внимание.

Химический состав конкреций в лёссах изучен нами совместно с И. И. Задковой. Конкреции преимущественно карбонатные, реже карбонатно-глинистые. Микроморфологический анализ их поперечных срезов показал, что они сложены в основном микрокальцитом. По результатам валовых анализов, кроме кальция, конкреции содержат кремнезем.

Химический состав конкреций из разновозрастных слоев Чарвакской котловины заметно различен (табл. 6). Так, в суглинках *в* валовое содержание окиси кремния в ядрах равно 24—36%, а в их периферийной части — почти в два раза больше (60%); в конкрециях суглинка *d* количество SiO_2 равно 5—7%, в ядрах конкреции почвы *E* — 16%, а по окраинам 37 и 61%, т. е. чем ближе к периферии, тем больше. По данным Г. В. Морозова (1969), в конкрециях (журавчиках) лёссов Украины обнаружено окиси кремния 10—20%. Столь большие колебания в содержании кремния В. А. Ковда (1973) на примере пустынных почв связывает с различной степенью аридности климата.

Любопытно поведение окисей кальция и кремния в разновозрастных конкрециях. В суглинке *b* они относительно обогащены этими окислами, что свидетельствует о слабом изменении минералов гипергенезом, т. е. конкреция находится в ранней стадии диагенеза. Конкреции суглинка *d* с малым содержанием окиси кремния и большим — окиси кальция, напротив, подвержены более длительным преобразованиям: минеральные зерна растворены и в значительной мере выщелочены. Эти различия хорошо фиксируются в шлифах: в конкреции суглинка *b* видны скопления минеральных зерен (кварца, полевых шпатов), тогда как в конкреции из суглинка *d* их очень мало. Такие же изменения обнаружили в разновозрастных конкрециях В. В. Добровольский (1966), И. И. Задкова и В. Г. Мак-

Таблица 6

Результаты валового химического анализа карбонатных конкреций разновозрастных слоев (в % на высушенную навеску при 100° С)

Номер шурфа, местоположение	Глубина, м	Индексы слоев	SiO_2	Fe_2O_3	Al_2O_3	CaO	MgO	TiO_2	MnO	P_2O_5	CO_2	Анализировалась часть конкреций
39 Долина р. Пскем	3,0	*b*	30,16	0,77	0,83	35,05	0,68	Не обн.	Не обн.	Нет	24,86	Ядро
	3,5	То же	29,98	0,95	0,87	35,51	1,02	То же	То же	То же	24,49	То же
	4,4	„	36,72	0,77	0,95	31,15	0,85	„	0,30	„	21,75	„
	4,4	„	35,90	0,89	0,87	32,07	0,68	„	0,30	„	21,39	„
	44	„	60,16	1,18	1,20	16,49	1,02	„	0,030	„	10,97	Краевая часть
Геологическая канава. Долина р. Пскем	3,4	*b*	24,4	0,59	0,80	39,40	0,34	Нет	Нет	Нет	27,19	Ядро
	3,4	То же	59,40	2,02	1,52	16,03	1,36	То же	0,030	То же	10,51	Краевая часть
	16,5	*d*	5,40	0,18	0,46	51,77	Нет	„	Нет	„	34,55	Ядро
	16,5	То же	7,30	0,59	0,60	50,63	0,51	„	То же	„	34,58	То же
	16,5	„	7,12	0,59	0,46	50,63	0,17	„	„	„	34,05	„
	16,5	„	16,40	0,20	0,46	44,67	0,51	„	„	„	31,09	Близко к краевой части
	18,9	*E*	16,42	0,44	0,60	45,13	Нет	„	0,015	„	30,71	Ядро
	18,9	То же	37,56	1,07	0,87	30,47	0,51	„	0,015	„	19,74	То же
	18,9	„	61,44	1,66	1,40	15,12	1,70	„	0,047	„	10,60	Близко к краевой части
Овраг Кишлакская. Долина р. Пскем	24,0	Красноцветы	34,70	0,83	0,83	32,76	1,02	Нет	Нет	Нет	23,58	Ядро

сенков (1969). Все это подтверждает относительно молодой возраст описываемых суглинков *d* и более древний — расположенных ниже суглинков *e*, что имеет важное значение при возрастном расчленении лёссов.

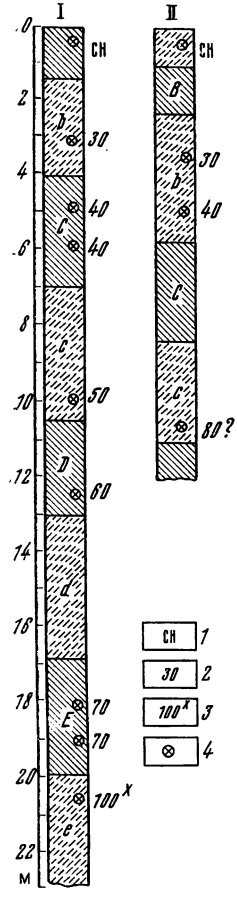

Рис. 20. Термолюминесценция разновозрастных почв и суглинков лёссов Чарвакской котловины
I — геологическая канава, II — шурф 39.
1 — свечение образцов отсутствовало; *2* — свечение мелкозема; *3* — свечение конкреций; *4* — место взятия образцов

Необходимо отметить, что изучение химизма конкреций — задача нелегкая. Как видно из табл. 6, химические свойства самой конкреции в различных ее частях весьма различны. Так, например, окись кальция уменьшается от ядра к периферии. Полуторные окислы, хотя и содержатся в небольших количествах (1—3,5%), также имеют подобную тенденцию. В поведении окиси кальция наблюдается обратная зависимость: его количество возрастает от периферии к центру (от 16 до 30—40%). В распределении окислов магния и марганца заметных различий не наблюдается; они присутствуют в малых количествах (магния 0,3—1,7%, марганца 0,01—0,03%).

Термолюминесцентный анализ (ТЛ). Его сущность и практическое применение изложены в работах Л. Н. Овчинникова и В. Г. Максенкова (1965), В. Н. Шелкопляса и В. Г. Морозова (1965), В. Г. Морозова (1969). Метод основан на свойствах некоторых минералов (в частности карбонатов) накапливать в погребенном состоянии энергию, которая определяется количественно при их свечении. Интенсивность ТЛ оценивается в условных единицах.

Нами совместно с И. И. Задковой и В. Г. Максенковым проделан ТЛ анализ на 20 образцах, взятых из лёссов, где представлены основные разновозрастные погребенные почвы (долина р. Пскем, Кишлаксай). Как видно из рис. 20, с глубиной, а следовательно, с увеличением относительного возраста погребенных почв повышается интенсивность термолюминесценции. Слои *b* и почва *B* отнесены нами условно к низам голоцена (Q_4). Слой *b* имеет термолюминесценцию, равную 30 единицам. Такую же закономерность И. И. Задкова и В. Г. Максенков (1968) обнаружили в суглинках (Q_{3-4}) Ишимской степи близ г. Петропавловска. По

В. Г. Морозову (1969), интенсивность ТЛ верхнеплейстоценовых (Q_3^4) лёссов Украины равна в среднем 20 единицам, более древних (Q_3^2) — 26, Q_2—71 и Q_1—94. Согласно устному сообщению И. И. Задковой, в разновозрастных отложениях террас р. Сумбар (Западный Копет-Даг) установлено увеличение ТЛ от молодых Q_3 (20 единиц) к древним Q_1 (90 единиц).

Определения абсолютных датировок (ТЛ) подтвердили ранее высказанные нами предположения о возрасте древних почв и разделяющих их суглинков в лёссах Чарвакской котловины. Так, на Кишлаксайском профиле нижняя часть почвы *B* имеет возраст около 12 тыс. лет, верхняя часть почвы *C* (шурф 39) — 25 тыс. лет, т. е. соответствует возрасту брянской почвы; верхняя часть почвы *D* — 100 тыс. лет, а суглинка *d* — 123 тыс. лет. На Кансайском профиле верхняя часть суглинка *c* (шурф 14) имеет возраст 42 тыс. лет, верхняя почва *D* на глубине 10,3 м (шурф 17) — 84 тыс. лет.

Различия в интенсивности ТЛ указывают на наличие в лёссах разновозрастных почв, эпохи образования которых соответствуют таковым в лёссах Украины, Западной Сибири и Русской равнины.

ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА И СВОЙСТВ ПОГРЕБЕННЫХ ПОЧВ И ИХ КАРТОГРАФИЧЕСКОЕ ИЗОБРАЖЕНИЕ

Инженерно-геологические свойства

Механический состав. Почвы и разделяющие их суглинки содержат лёссовый пыли менее 46%, что свидетельствует о недостаточно высокой степени их облёссованности (табл. 7). При этом обнаруживается некоторое расхождение в содержании крупной пыли между почвами и суглинками; более значительные различия отмечаются для комплексов *Cc* (в почве *C* 38%, а в суглинке *c* 46%), а также *Вв* (в почве *В* 39%, а в суглинке *в* 45%). Обратная зависимость констатирована для комплексов *Dd* и *Ее*, в которых крупной пыли больше в древних почвах, чем в разделяющих их суглинках.

Высокий процент крупной пыли в почвах можно объяснить двумя причинами: 1) почвы лишены в результате денудации верхних, наиболее обогащенных илом горизонтов; 2) аккумуляция на поверхности почвы лёссовой пыли происходит в результате эолового осаждения ее из атмосферы. Видимо, эоловое накопление пыли значительно, что было отмечено ранее (Степанов, 1960). Однако лёссовая пыль может накапливаться за счет гумусообразования.

Н. А. Когаем и другими исследователями (1968) показано, что чем больше в горизонте *А* современных почв содержится гумуса, тем выше в нем процент крупной пыли. Это положение не только отрицает мнение о том, что почвообразование уменьшает количество пыли, а облёссовывание увеличивает его, но и позволяет использовать его в поисково-методических целях: по количеству крупной пыли можно судить о богатстве реликтовых почв в прошлом гумусом. Вероятно, этим же можно объяснить незначительные расхождения в содержании в почвах и суглинках илистых частиц. Причем, в почве *В* ила даже меньше, чем в суглинке *в*. Между тем, не вызывает сомнения, что почва *В* являлась в свое время высокогумусной. Обстановка проясняется при сравнении содержания в почвах и суглинках физической глины, т. е. суммы частиц менее 0,01 мм. Здесь в большинстве случаев наблюдается повышение тонких частиц в почвах (на 2—11%) по сравнению с суглинками.

Большой материал по механическому составу лёссов (метод Сабанина) представил Ю. А. Скворцов (1957). Его анализ показал (табл. 8), что погребенные почвы лёссов Чимкентского

района заметно отличаются от разделяющих их суглинков. Так, если в погребенной почве *В* имеется физической глины 42,7%, то в суглинке *с* 30%; в другой погребенной почве *С* глины 48%, а в суглинке *в* 30% и т. п. Подобная картина, т. е. повышенное содержание физической глины в погребенных почвах по сравнению с подстилающими их суглинками, отмечена также для лёссов Украины (Быкова, 1962), Русской равнины (Величко, Морозова, 1972). Так, Н. Н. Кузьмина (1969 г.) в лёссах Приазовья отмечает три погребенных горизонта почв, которые содержат до 46% физической глины, тогда как разделяющие их суглинки 36%.

Чтобы проследить, как изменяется механический состав лёссовых толщ (погребенных почв и суглинков) в зависимости от рельефа местности, проанализируем материалы по Кишлаксайскому профилю.

В табл. 9 приведены данные, характеризующие лёссы левого и правого склонов р. Пскем в их верхней и нижней частях. Верхние части склонов, как более древние, содержат физической глины соответственно 52,5 и 50,6%, тогда как нижние, молодые части склонов — 49 и 34%. В распределении илистой фракции закономерных связей не наблюдается.

Механический состав лёссов водоразделов и подножий склонов различными авторами трактуется неодинаково. Одни исследователи (Трофимов, 1953; Веклич, 1968; Добродеев, 1969) полагают, что тяжелый механический состав лёссов водоразделов — свидетельство их эолового генезиса, так как высоко могут быть подняты ветром только пылеватые и иловатые органо-минеральные частицы, другие (Скворцов, 1953; Тетюхин, 1961; Несмеянов, 1971) объясняют это явление условиями отложения мельчайших частиц в бывших поймах рек. Нередко накопление тонких частиц на высоких террасах связывают с характером, длительностью выветривания и свойствами отложившихся горных пород (Антипов-Каратаев, 1951). Так, по мнению О. Ю. Пославской (1962), в начале плейстоцена аллювий слагался известняковистыми, мергелистыми и другими осадочными породами, которые при выветривании дают пылеватый материал; затем, по мере усиления денудации и приближения к дневной поверхности изверженных пород, аллювий стал грубее, а развитые на них почвы более песчанистыми.

Структурные отдельности. Структура погребенных почв и разделяющих их суглинков лёссов изучалась методом сухого просеивания. Морфологические описания показали, что погребенные почвы обладают хорошо выраженной комковато-ореховатой структурой, а разделяющие их суглинки лишены ее — микроагрегированы, а поэтому представляют в целом рыхлую, безликую массу непочвенного габитуса и принимаются нами ус-

Таблица 7

Механический состав погребенных почв и разделяющих их суглинков Чарвакской котловины (%)

Индекс суглинков и почв	Номер шурфа	Глубина, м	Размер фракции, мм							Физическая глина <0,01 мм
			0,25	0,25—0,1	0,1—0,05	0,05—0,01	0,01—0,005	0,005—0,001	Менее 0,001	
A	34	0,0—0,1	15,58	2,56	2,96	36,14	11,04	18,16	13,56	42,76
	38	0,0—0,1	—	—	15,48	41,30	14,64	17,44	11,14	43,22
	39	0,1—0,2	0,96	0,90	4,30	44,66	17,72	16,98	14,48	49,18
		0,7—0,8	0,21	0,40	27,89	32,90	10,84	9,76	18,00	38,60
	28	0,1—0,2	7,09	2,17	5,14	42,18	12,74	14,76	15,92	43,42
		0,4—0,5	5,59	2,26	6,43	36,98	13,90	15,16	19,68	48,74
	27	0,0—0,1	—	—	8,88	50,26	11,24	8,82	20,80	40,86
		0,3—0,4	—	—	15,70	46,70	7,64	13,66	16,30	37,60
	47	0,1—0,2	—	—	3,96	52,52	15,72	10,58	17,22	43,52
	Среднее		3,27	0,92	12,98	39,74	12,83	13,92	16,34	43,09
B	34	1,1—1,2	—	—	15,86	49,60	12,54	8,14	13,86	34,94
	39	1,5—1,6	8,30	1,44	31,38	32,00	9,32	9,22	8,34	26,88
	28	1,2—1,3	4,33	2,18	8,01	37,36	14,36	19,08	14,68	48,12
	27	0,5—0,6	—	—	7,72	26,80	29,54	25,74	10,20	65,48
	27	0,8—0,9	—	—	17,06	48,70	8,92	14,94	10,38	34,24
	Среднее		2,53	0,72	16,01	38,88	14,97	15,41	11,48	41,86

b	39	3,0—3,1	2,13	0,80	31,49	33,12	11,30	11,00	10,16	32,46
	39	4,3—4,5	0,58	0,52	18,74	44,14	14,36	12,00	9,56	35,92
	28	3,0—3,1	2,01	1,33	9,46	45,66	13,78	13,74	14,02	41,54
	27	1,4—1,5	—	—	12,50	41,76	19,40	9,40	16,94	45,74
	27	1,8—1,9	—	—	7,24	49,42	24,10	9,02	10,22	43,34
	27	2,1—2,2	—	—	8,32	53,24	9,12	13,10	16,22	38,44
	Среднее		0,79	0,45	14,62	44,57	15,36	11,35	12,86	39,57
C	34	4,9—5,0	—	—	7,88	50,54	8,76	12,18	20,64	51,58
	34	6,5—6,6	2,37	1,32	7,69	26,00	23,92	26,14	12,56	62,62
	38	6,5—6,6	2,48	0,02	5,00	20,02	28,98	26,58	16,92	73,48
	27	2,9—3,0	—	—	11,90	44,52	11,62	16,62	15,34	43,58
	27	3,5—3,6	—	—	7,88	48,02	16,82	13,76	13,48	44,06
	27	4,9—5,0	—	—	13,56	37,08	19,44	13,80	16,12	49,36
	Среднее		0,81	0,22	8,99	37,70	18,26	18,19	15,83	52,28
c	34	9,4—9,5	1,64	—	29,58	39,56	4,22	13,80	11,20	29,22
	38	9,8—9,9	—	0,48	16,98	42,84	8,34	17,80	13,56	39,70
	28	4,1—4,2	1,04	0,95	6,05	40,44	16,86	15,14	19,52	51,52
	27	6,3—6,4	—	—	15,06	50,98	18,26	15,30	0,40	33,96
	27	7,7—7,8	—	—	7,04	51,82	10,42	13,70	17,02	41,14
	27	8,3—8,4	—	—	14,52	44,62	16,94	11,78	12,14	40,86
	27	9,3—9,4	—	—	4,70	53,18	16,94	14,60	3,62	42,12
	Среднее		0,38	0,21	13,42	46,21	14,13	14,59	11,06	39,78

Продолжение табл. 7

Индекс суглинков и почв	Номер шурфа	Глубина, м	Размер фракций, мм							Физическая глина <0,01 мм
			0,25	0,25—0,1	0,1—0,05	0,05—0,01	0,01—0,005	0,005—0,001	Менее 0,001	
D	34	13,0—13,1	7,69	2,93	8,06	40,62	21,34	6,50	12,86	40,70
	28	4,6—4,7	7,28	2,47	8,04	38,65	11,98	18,68	12,90	43,56
	27	11,3—11,4	10,21	2,50	24,55	27,34	8,68	13,96	12,76	35,40
	27	12,8—12,9	11,75	2,70	7,29	30,76	19,18	14,64	13,68	46,50
	Среднее		9,23	2,65	11,98	34,34	15,30	13,45	13,05	41,80
d	34	13,4—13,5	16,54	3,28	23,50	24,02	1,58	18,30	12,78	32,66
	34	13,6—13,7	27,39	3,37	17,54	20,96	6,44	10,56	13,74	30,74
	47	2,0—2,1	5,29	1,71	2,29	23,25	37,16	19,30	11,00	67,46
	28	9,0—9,1	2,69	1,73	8,08	40,58	12,50	17,14	17,28	46,92
	28	12,0—12,1	19,10	3,51	11,87	28,08	11,34	15,00	11,10	37,44
	Среднее		14,20	2,72	12,66	27,38	13,80	16,06	13,18	43,58
E	38	15,0—15,1	—	—	14,14	34,84	11,38	15,36	24,28	51,02
		17,5—17,6	2,19	—	0,49	47,50	11,30	21,56	16,96	49,92
	28	16,6—16,7	10,47	2,70	8,27	33,34	12,80	14,42	18,00	45,22
	Среднее		4,22	0,90	7,63	38,56	11,83	17,11	19,75	48,69
e	47	7,0—7,1	26,83	—	11,43	27,86	17,54	7,78	8,56	33,88
	47	7,4—7,5	4,14	—	9,46	31,56	16,92	26,88	11,04	54,84
	28	19,7—19,8	7,46	2,42	11,34	45,36	10,20	13,96	9,26	33,42
	Среднее		12,80	0,81	10,74	34,93	14,89	16,21	9,62	40,72

Таблица 8

Среднеарифметические данные механического состава (в %) погребенных почв и подстилающих их суглинков в 10 км от г. Чимкент вверх по течению р. Бадам

Местоположение и номер шурфа	Индексы суглинков и почв	Размер фракций, мм			
		более 0,1	0,1—0,05	0,05—0,01	физическая глина менее 0,01 мм
Ташкентская терраса Q_2, 77	*A*	10,20	13,96	28,69	47,61
	a	2,69	9,09	39,94	48,28
	B	8,91	12,93	35,48	42,68
	b	16,50	21,98	31,47	30,05
	C	5,06	12,53	33,77	48,64
	c	19,11	16,29	34,32	30,28
Ташкентская терраса Q_2, 76 (вниз по течению р. Бадам)	*B*	4,68	10,60	35,84	48,88
	b	8,43	10,56	41,17	39,84

Таблица 9

Среднеарифметические данные механического состава (в %) лёссовых пород Чарвакской котловины в долине р. Пскем

Местоположение и номер шурфа	Размер фракций, мм								
	Более 0,25	0,25—0,1	0,1—0,05	0,05—0,01	0,01—0,005	0,005—0,001	Менее 0,001	Физическая глина	Крупная и средняя пыль
Нижняя часть склона, 34	8,90	1,68	14,13	35,93	11,23	14,23	13,90	39,36	47,16
Водораздел, 38	0,78	0,08	13,64	35,54	15,06	18,22	16,68	49,96	50,60
Нижняя часть склона, 39	3,22	1,00	15,42	36,30	13,14	14,64	16,28	44,06	49,44
Водораздел, 47	12,09	0,57	7,73	27,56	23,87	17,98	10,20	52,05	51,43

ловно за бесструктурные суглинки[1]. Из погребенной почвы невозможно взять крупный монолит, так как он при выемке из стенки шурфа распадается на отдельные структурные комочки. В суглинках этого не наблюдается.

Основные структурные комочки в современных и древних почвах имеют размеры более 10 мм, а также от 5 до 10 мм; их около 50—60% от веса породы (табл. 10). При этом доминируют

[1] Определение суглинков как бесструктурных условно, так как они лишены четко выраженной ореховато-комковатой структуры, какая имеется у древних почв. Однако они микроструктурные.

Таблица 10

Результаты сухого просеивания образцов из погребенных почв и разделяющих их суглинков Чарвакской котловины (в % от веса породы)

Местоположение и номер шурфа	Глубина, м	Индексы суглинков и почв	Размер агрегатов, мм							
			более 10	10—5	5—3	3—2	2—1	1—0,5	0,5—0,25	менее 0,25
Кишлаксайский профиль, 39	0,0—0,2	*A*	20,30	21,90	13,75	8,70	7,90	9,20	5,15	13,10
	0,7—0,8	*A*	32,40	25,60	12,60	6,90	6,30	7,10	3,85	5,25
	1,6—1,7	*B*	37,00	18,75	10,35	7,20	5,70	6,10	3,55	11,35
	3,4—3,5	*b*	27,90	13,20	9,25	7,65	6,55	8,50	6,05	20,90
	4,9—5,0	*C*	23,65	18,00	11,60	8,00	8,21	8,22	6,57	15,75
	8,8—8,9	*C*	38,00	22,60	11,35	6,60	5,20	5,50	2,90	7,85
	9,0—9,1	*c*	17,70	13,45	12,00	9,10	8,30	10,15	7,30	22,00
Геологическая канава у шурфа 39	10,5—10,6	*D*	28,50	26,00	12,30	7,85	7,75	8,25	3,30	6,05
	14,0—14,1	*d*	20,50	17,00	11,51	8,02	8,04	9,70	7,20	18,03
	16,9—17,0	*E*	28,55	19,25	11,75	9,85	3,90	8,00	4,75	13,95
	21,9—22,2	*e*	11,95	16,00	13,85	10,65	10,30	9,75	8,00	19,50
Расчистка обрыва левого борта Кишлаксая	23,9—24,0	*F*	43,05	19,30	11,80	7,00	5,75	5,80	2,95	4,35

агрегаты размером более 10 мм (более 30%). В разделяющих погребенные почвы суглинках подобных агрегатов в два раза меньше. Весьма заметно преобладание в суглинках агрегатов размером менее 0,25 мм. Вышеописанная закономерность была также отмечена В. Б. Гуссаком, Я. М. Насыровым, Ю. А. Скворцовым (1961).

Водопрочность агрегатов определялась по методу Д. Г. Виленского, основанному на сравнении размываемости каждого равноценного агрегата каплями воды из пипетки. Количество воды, ушедшей на разрушение агрегата, является показателем его водопрочности. Для выполнения опыта из воздушно-сухих древних почв и суглинков отсеивались агрегаты размером 2—3 мм (агрегатов такого размера содержится в почвах 7—10%, они несколько преобладают в суглинках). Для определения повторностей отбиралось по 15 агрегатов.

Погребенные почвы более водопрочны, чем разделяющие их суглинки. К такому же выводу для данной территории пришли В. Б. Гуссак и др. (1961), которые проводили опыты на водопрочность другим методом — в лотках. По их результатам на размывание одного древнего почвенного агрегата требуется в среднем 1 мл воды, а суглинистого комка — 0,5 мл.

Таблица 11

Водопрочность образцов из погребенных почв и разделяющих их суглинков Чарвакской котловины (по методу Виленского)

Индексы суглинков и почв	Количество определений	Количество воды, ушедшей на разрушение одного агрегата		
		Среднее	Минимальное	Максимальное
A	6	3,7	0,6	9,2
B	4	1,8	0,3	2,0
b	5	1,5	0,5	1,4
C	13	4,8	0,4	30,0
c	9	1,4	0,6	5,0
D	8	4,4	0,7	14,6
d	7	4,0	0,4	10,1
E	5	2,9	0,5	4,9
e	5	1,5	0,4	3,5
Красноцветы	2	0,6	0,6	0,7

По методу Виленского на размывание агрегата из почвенных слоев *C* и *D* в среднем уходит, соответственно, 4,8 и 4,4 мл. Максимальные объемы воды, потребовавшейся на размыв одного агрегата почвы *C*, равны 30 мл. Этим подтверждаются полевые наблюдения, показавшие, что древние почвы *F*, *D* и особенно *C* имеют прекрасную, весьма водопрочную ореховатую структуру (табл. 11).

Наблюдаемая значительная водопрочность комков из суглинистых слоев объясняется тем, что в них рассеяны микроконкреции. Они служат ядрами, вокруг которых образуются тонкие слабоводопрочные чехлы мелкозема, создающие рыхловатую поверхность, на разрушение которой уходит очень мало воды. Когда же влага достигает ядер конкреций, то последние, будучи очень плотными, долго противостоят разрушению.

Любопытно, что водопрочность (по Виленскому) красноцветов, служащих исходным материалом для лёссов Чарвакской котловины, оказалась весьма низкой (0,6 мл на размыв одного комка). Водопрочность почвенных агрегатов подтвеждается опытами по размоканию монолитов размером 5×5×5 см. Оказалось, что почвы размокают через 60—70 часов, разделяющие их суглинки — через 24 часа, а заполнитель щебнисто-суглинистого состава — через 3—5 минут. Коэффициент фильтрации суглинков 0,06—0,09 м/сут, а погребенных почв несколько ниже.

Пористость — важнейший признак лёссов. По данным А. И. Исламова (1960), И. В. Рубанова (1964), пористость лёссов Чарвакской котловины колеблется в широких пределах, а в среднем равна 40—45%. Пористость лёссов неоднородна: погребенные почвы менее пористы, чем суглинки (рис. 21). Пористость связана с механическим составом: чем больше

в слое физической глины, тем меньше пор. Красноцветы характеризуются низкой пористостью (43%).

По данным В. Н. Колпакова и других исследователей (1971, 1974), из монолитов погребенных почв и суглинков под микроскопом обнаружено на площади в 1 см² количество макропор диаметром до 1 мм в почвах 0—1, в суглинках 1—3, а микропор диаметром 0,25—0,005 мм в почвах до 50 и в суглинках до 80; ультрамикропор диаметром менее 0,005 мм в тех и в других 70—80.

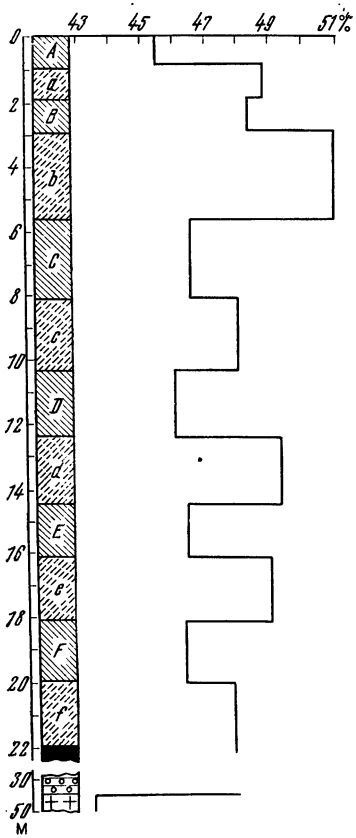

Рис. 21. Изменения пористости в сводном вертикальном разрезе лёссовой толщи

Суглинки представляют собой высокопористую массу; поры в них занимают до 30% площади, тогда как в погребенных почвах 5—15%. Преобладают поры диаметром 0,2—0,4 мм; они округлые, каналовидные, по стенкам покрыты микрозернистым кальцитом.

Сравнение лёссов Чарвакской котловины и Украины показывает, что в их верхних толщах древние почвы пористы на 47%, а суглинки на 48%, тогда как в нижних — почвы пористы на 44%, а суглинки на 48% (Краев, 1971). В. С. Быкова (1962) для лёссов Украины дает следующие характеристики: погребенные почвы пористы на 44%, а разделяющие их суглинки на 39—43%. Изучение пористости имеет большое значение, так как с ней часто связывают просадочность грунтов (Быстров, 1958; Мавлянов, 1958; Трофимов, 1953 и др.).

Объемная масса погребенных почв и суглинков лёссов определена методом отбора монолитов, парафинирования их в поле и последующего анализа в лаборатории. Поэтому она дается при естественной влажности лёссов и характеризуется по данным более 120 образцов.

Среднемедианные значения объемного веса погребенных почв (кроме почвы *D*) превышают таковые разделяющих их суглинков и колеблются в широких пределах (рис. 22). Наибольший объемный вес зафиксирован для почвы *C* (1,8 г/см³). В общем, по всему лёссовому профилю он равен 1,7, снижаясь до 1,6 г/см³ в молодых толщах. Объемный вес красноцветов приб-

лижается к 1,9 г/см³. Столь высокие значения объемного веса (1,7—1,9 г/см³) свидетельствуют о том, что почвы и суглинки формировались в условиях повышенного увлажнения и активного перераспределения илистых частиц.

По классификации Ф. И. Воронова (1953), нижние толщи лёссов Чарвакской впадины менее просадочны, чем верхние. По его опытам, лёссы с объемным весом 1,25—1,35 чрезвычайно просадочны, с весом 1,35—1,40 — сильно просадочны и при 1,40—1,45 — слабопросадочны, более 1,5 — непросадочны.

Плотность лёссов, как и других горных пород, зависит от состава твердых минеральных включений, а потому в какой-то мере может явиться показателем их минералогических свойств. Лёссы Средней Азии имеют широкий диапазон колебаний плотности: от 2,55 до 2,75 (Воронов, Дмитриев, 1940 г.). С. М. Касымов (1970) обнаружил, что плотность делювиальных лёссов равна 2,67, пролювиальных 2,71 и аллювиальных 2,75. По данным Г. А. Мавлянова (1958), В. Н. Колпакова и других исследователей (1974), плотность лёссов Чарвакской котловины и прилегающих к ней с запада территорий в среднем равна 2,70—2,73 г/см³. Плотности погребенных почв и разделяющих их суглинков почти не отличаются. Это свидетельствует о большой однородности исходного материала лёссовых пород всего Приташкентского района. Увеличение плотности от подножий склонов к водоразделам коррелирует с механическим составом пород.

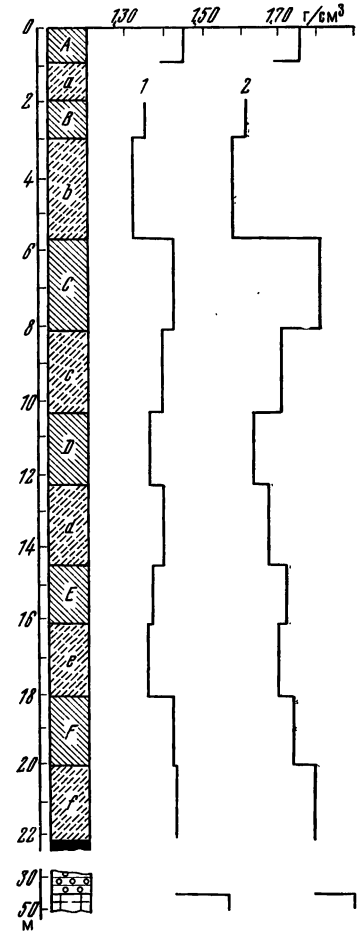

Рис. 22. Среднемедианные значения объемного веса лёссовой толщи Чарвакской котловины в сводном вертикальном разрезе

1 — объемная масса высушенного лёсса, *2* — объемная масса лёсса при естественной влажности

Отмеченное В. С. Быковой (1962) для лёссов юга Украины некоторое уменьшение плотности погребенных почв по отношению к вмещающей породе по нашим материалам про-

Инженерно-геологические свойства (при бытовой нагрузке)
В числителе — минимальные — максимальные значения; в знаменателе —

Индексы суглинков и почв	Механический состав суглинка	Глубина залегания кровли от дневной поверхности, м	Пористость E_1	Коэффициент макропористости E	Коэффициент относительной просадочности, мм/м
A	Пылеватый средний до пылеватого тяжелого	С поверхности	0,804—1,125 / 0,91 (6)	0,001—0,008 / 0,003 (6)	0,47—4,2 / 1,6 (6)
B	Пылеватый средний с прослоями пылеватого тяжелого и глины пылеватой	0,3—2,7 / 0,6 (28)	0,758—1,324 / 1,040 (16)	0,002—0,007 / 0,004 (15)	0,46—3,8 / 2,215 (15)
b	Пылеватый от среднего до пылеватого тяжелого	0,25—4,7 / 1,3 (43)	0,778—1,261 / 1,095 (31)	0,001—0,111 / 0,012 (31)	0,47—96,0 / 10,25 (31)
C	Пылеватый средний до пылеватого тяжелого	0,6—10,0 / 3,6 (32)	0,663—1,161 / 0,890 (32)	0,002—0,101 / 0,009 (31)	1,1—54,1 / 4,4 (28)
c	Суглинок пылеватый средний до пылеватого тяжелого с прослоями пылеватого легкого	0,2—13,3 / 6,0 (39)	0,654—1,203 / 0,915 (16)	0,002—0,254 / 0,016 (17)	3,01—128,4 / 25,0 (13)
D	Пылеватый тяжелый до пылеватого среднего	0,2—14,2 / 6,1 (32)	0,738—1,193 / 0,975 (20)	0,002—0,112 / 0,005 (22)	0,90—58,1 / 2,60 (22)
d	Пылеватый тяжелый с прослоями пылеватого среднего	0,5—19,0 / 9,2 (30)	0,729—1,154 / 0,914 (12)	0,002—0,112 / 0,028 (12)	1,86—57,4 / 14,86 (12)
E	Пылеватый средний до пылеватого тяжелого с прослоями глины пылеватой	0,2—16,7 / 16,35 (27)	0,622—1,048 / 0,906 (15)	0,00—0,091 / 0,011 (15)	0,0—44,6 / 5,63 (15)
e	Пылеватый тяжелый с прослоями пылеватого среднего	0,9—17,2 / 11,2 (16)	0,669—1,057 / 0,930 (14)	0,001—0,059 / 0,010 (14)	0,55—29,7 / 5,8 (14)
F	Пылеватый средний до пылеватого тяжелого	2,25—18,9 / 10,6 (15)	0,575—0,879 / 0,788 (31)	0,005—0,012 / 0,005 (3)	2,78—6,37 / 3,16 (3)
f	Пылеватый средний с прослоями пылеватого тяжелого	1,6—18,4 / 11,7 (9)	0,588—0,984 / 0,732 (8)	0,001—0,044 / 0,005 (8)	0,59—25,4 / 3,50 (8)

Таблица 12

погребенных почв и суглинков лёссов Чарвакской котловины. медианные значения, в скобках — количество опытных определений

Угол внутреннего трения		Сцепление, кг/см²		Пределы пластичности	
при естественной влажности	при насыщении водой	при естественной влажности	при насыщении водой	верхний	нижний
0,536—1,216	0,213—0,637	0,140—0,978	0,085—0,309	26—37	19—24
0,919 (5)	0,465 (6)	0,363 (5)	0,200 (6)	31 (18)	21 (18)
0,474—1,182	0,307—0,766	0,170—0,471	0,046—0,46	24—34	10—23
0,875 (11)	0,480 (12)	0,378 (11)	0,140 (12)	31 (22)	21 (25)
0,466—1,692	0,217—0,569	0,118—0,743	0,060—0,662	29—31	20—24
0,700 (28)	0,405 (31)	0,273 (28)	0,161 (31)	31 (47)	21 (45)
0,359—1,144	0,245—0,715	0,116—0,969	0,010—0,581	26—35	19—22
0,755 (29)	0,450 (30)	0,495 (29)	0,260 (31)	31 (37)	20 (37)
0,362—1,002	0,293—0,534	0,201—0,913	0,170—0,420	24—35	17—23
0,565 (17)	0,376 (17)	0,504 (17)	0,290 (17)	31 (23)	21 (25)
0,438—1,103	0,269—0,646	0,229—0,489	0,097—0,517	27—36	19—24
0,730 (20)	0,590 (19)	0,525 (20)	0,205 (19)	31 (21)	21 (20)
0,489—0,872	0,267—0,468	0,409—0,963	0,122—0,611	25—37	18—25
0,645 (10)	0,372 (10)	0,750 (10)	0,341 (10)	33 (16)	21 (16)
0,439—1,202	0,212—0,492	0,375—0,966	0,194—0,502	29—46	19—32
0,655 (15)	0,350 (16)	0,600 (15)	0,300 (14)	32 (16)	21 (16)
0,479—1,201	0,182—0,642	0,406—0,868	0,048—0,847	27—34	20—22
0,595 (11)	0,395 (15)	0,655 (11)	0,380 (15)	31 (9)	21 (12)
0,358—0,661	0,358—0,571	0,537—0,989	0,232—0,478	31—37	20—21
0,640 (4)	0,410 (5)	0,695 (4)	0,332 (5)	32 (5)	21 (5)
0,486—0,846	0,300—0,417	0,233—0,903	0,207—0,690	25—33	20—22
0,721 (7)	0,385 (7)	0,710 (7)	0,547 (7)	31 (7)	21 (7)

следить не удалось. Не смогли этого обнаружить В. Б. Гуєсак и др. (1961) для всего Приташкентского района, что объясняется малым присутствием органических веществ в лёссах.

Пластичность, сцепление и другие инженерно-геологические свойства погребенных почв и разделяющих их суглинков определены на большом числе образцов В. Н. Колпаковым и У. К. Абдуназаровым (1974).

Таблица 13

Просадочность (в мм на 1 м толщи) погребенных почв и суглинков Чарвакской впадины (среднеарифметическое значение)

Индексы суглинков и почв	Величина просадки	
	Почвы	Суглинки
A	1,69	
B	2,93	
b		21,94
C	4,78	
c		31,17
D	7,87	
d		22,76
E	8,35	
e		7,80
F	4,10	
f		9,44
Красноцветы		4,15

Различия в пористости, коэффициенте макропористости, в определении углов внутреннего трения и особенно коэффициентов относительной просадочности видны из таблиц 12, 13.

Расчеты по 120 опытам показывают, что, если для почв просадочность составляет 1,7—8,3 мм на один метр толщи, то для суглинков — от 8 до 31 мм. Согласно инструкциям, грунт, дающий просадку на 10 мм и более (на 1 м толщи), считается просадочным. В таком случае погребенные почвы лёссов Чарвакской котловины не являются просадочными, а разделяющие их суглинки в основном просадочные (кроме наиболее древних).

Химические свойства

Изучение химических свойств лёссовых толщ Средней Азии проводилось многими исследователями. Однако их аналитические данные не были привязаны к конкретным возрастным слоям; они характеризовали лёссовые толщи, лежащие на террасовых уровнях различного возраста. Нами приводятся общие, предварительные, сведения о химическом составе погребенных почв и суглинков с известными датировками. Расшифровка генетически разнородных разновозрастных погребенных почв как морфологически, так и аналитически — процесс сложный, требующий дополнительного материала. На данном этапе изучения погребенных почв в лёссах необходимо получить общие сведения об их валовом составе, провести рациональный анализ, определить солевой состав, поглощенные основания и т. д.

Валовый химический анализ свидетельствует об алюмосиликатном составе древних почв и суглинков: окиси кремния в них содержится 47—62%, а окиси алюминия (глинозема) 10—14%; сумма их равна 57—76% (табл. 14). Столь замет-

ные колебания указывают на то, что древние почвы формировались при неодинаковом по объему и продолжительности воздействию влаги. Г. А. Мавлянов (1958) показал, что в эоловых лёссах окиси кремния 22—44%, в пролювиальных 48—53%, в делювиальных 56—62%. Судя по данным анализов, лёссы Чарвакской котловины испытали влияние воздушных и водных факторов перемещения и осаждения мелкозема.

В лёссах Украины несколько повышено содержание окиси кремния (около 70%) и количество глинозема, близкое к лёссам Чарвакской котловины. Это свидетельствует о меньшей выветрелости последних и о том, что они формировались при седиментационном режиме, подобном украинскому. В Чарвакской котловине особенности рельефа, денудации и неотектоники не препятствовали развитию обычного лёссового чехла, который наблюдается в Европе. Вероятно, нет оснований предполагать особые, несхожие с европейскими, условия образования лёссов в Средней Азии. Поэтому к их изучению можно применять те же методы, которые получили широкое распространение в Европе.

Высокое содержание в древних почвах и суглинках окиси кальция (до 16%) и CO_2 карбонатов свидетельствует о небольшом участии влаги в почвообразовании и переносе мелкоземистого материала. Однако почвы *D* и *F* с низким содержанием карбонатов кальция, видимо, формировались при относительно низких температурах и промывном водном режиме, что могло происходить под пологом леса, но на выровненных склонах и с близким залеганием грунтовых вод. Последнее подтверждается спорово-пыльцевым анализом. В них аккумулировались окислы железа, титана, марганца, алюминия, калия, чем они и напоминают современные коричневые лесные почвы Западного Тянь-Шаня.

Другие древние почвы — *C* и особенно *E* возникли также при значительном атмосферном и грунтовом увлажнении, но при более высоких температурах воздуха, обеспечивающих подъем к поверхности почвы карбонатов, а на очередном этапе — усиленную миграцию легкорастворимых солей. В частности, именно к почвам *C* и *E* приурочены максимумы солей (рис. 23), а по морфологическим наблюдениям — и скопления кристаллов гипса. Не исключено, что засоление явилось завершающим актом почвообразования; оно было вторичным, наложенным процессом. После него наступила эпоха седиментации суглинков, которые погребли почвы.

Во времена формирования почв *C* и *E* заметно (с 5,4—5,1 до 3,4%) снизилось содержание окиси железа Fe_2O_3, но повысилось закиси железа FeO (1% вместо 0,6—0,3% в почвах *D* и *F*), а также потери при прокаливании (п. п. п.) от 9—11% в почвах *D* и *F* до 14—15% в почвах *C* и *E* (см. табл. 14). Это можно объяснить значительным переувлажнением почв

Валовый химический состав лёссовых (в % на воздушно-

Место взятия образца	Индекс пород и почв	SiO_2	Fe_2O_3	FeO	TiO_2	MnO	Al_2O_3
Шурф 39	*A*	62,6	4,6	1,0	0,8	0,12	14,5
	B	50,5	3,4	1,0	0,6	0,09	11,2
	b	48,8	3,5	1,0	0,6	0,08	11,2
	C	51,3	3,4	1,1	0,7	0,09	12,2
	c	51,7	3,7	1,1	0,7	0,09	11,4
Геологическая канава у шурфа 39	*D*	59,2	5,1	0,6	0,8	0,11	13,4
	d	47,3	3,0	0,4	0,7	0,08	9,9
	E	49,3	3,4	0,8	0,7	0,08	10,5
	e	50,1	3,5	0,9	0,7	0,09	10,5
Обрыв Кишлаксая	*F*	57,1	5,4	0,3	0,8	0,10	13,8

в начальных стадиях их развития вплоть до глеевого состояния.

Солевой состав древних почв и суглинков лёссов Средней Азии изучен слабо. Детальных исследований не сделано. Из имеющихся отрывочных сведений можно получить разноречивую картину.

Лёссы Заилийского Алатау по содержанию солей различны. Верхняя часть (3—5 м) промывается водой атмосферных осадков, а потому солей в них около 0,10—0,17%, гипса 0,06%. Ниже 3—5 м количество солей резко возрастает (до 0,5—0,7% плотного остатка и до 1,27% гипса), оставаясь примерно одинаковым по всей толще. Состав солей сульфатно-кальциевый (Ломонович, 1953).

В лёссовых карьерах Заилийского Алатау близ г. Алма-Ата нами обнаружены солевые горизонты на разных глубинах, что зависит от расположения к поверхности склонов древних солевых слоев, а последнее от степени проявления денудации.

По данным И. И. Трофимова (1953), в лёссах Таджикистана солей содержится обычно не более 1%, но в местах, близко расположенных к солевым залежам, их количество возрастает до 5% (особенно в восточной части Таджикской депрессии). Из анионов преобладают гидрокарбонатные, на втором месте сульфатные и на третьем — хлоридные; среди катионов — кальций, затем следуют магний и щелочи. Однако щелочи иногда преобладают над магнием.

По В. Б. Гуссаку и другим исследователям (1961), гипсово-солевые аккумуляции в лёссах Приташкентского района

Таблица 14

пород (Кишлаксайский профиль)
сухое вещество)

CaO	MgO	K_2O	Na_2O	П. п. п.	H_2O 105°	CO_2 карб.	SO_3	P_2O_5
1,7	2,3	2,7	1,4	7,2	1,5	0,2	0,05	0,25
13,0	2,4	2,1	1,4	13,8	0,8	9,5	0,07	0,19
13,9	2,4	2,0	1,3	14,6	1,0	9,9	0,07	0,20
11,2	2,7	2,2	1,3	13,7	1,20	8,6	0,05	0,19
10,9	2,9	2,3	1,4	12,9	0,8	8,6	0,05	0,18
5,0	2,1	2,7	1,1	9,3	1,3	3,1	0,02	0,14
16,8	1,8	1,9	0,8	16,9	0,9	12,5	0,01	0,14
13,6	2,5	2,0	1,2	15,1	1,1	10,6	0,05	0,18
13,2	2,5	2,1	1,2	15,1	0,5	10,1	0,05	0,17
5,2	2,6	2,5	1,0	10,9	1,9	3,5	0,03	0,16

многоярусны. Солевые максимумы отмечены на глубинах 5—7 м, 9—12 м, реже они наблюдаются на глубинах 14—15 м и 20 м. Два последних иногда сливаются в один. Эти максимумы обусловлены легкорастворимыми сульфатами и гипсом. Процесс их возникновения может протекать следующими путями.

1. Солончаковый палеогидроморфный путь. Соли и гипс приносятся грунтовой водой. Древние почвы были гидроморфными, лугово-солончаковыми. По мере поднятия суши происходило углубление дренирующих русел и соли отлагались на новой, более низкой границе капиллярной каймы. В этом случае остается неизученным вопрос об уровнях, геоморфологически отвечающих гипсово-солевым аккумуляциям в лёссах.

По мнению М. А. Панкова (1953 г.), соли в лёссовых толщах залегают в виде ярусов и горизонтов. Вынос солей осуществлялся в несколько приемов и был обусловлен неотектоникой. Количество солевых горизонтов совпадает с количеством террас, а расстояние между солевыми горизонтами точно равно мощности террасовых аккумуляций. Возможно, что солевые горизонты могут быть использованы для стратиграфической корреляции лёссовых толщ.

2. Иллювиация солей. В условиях тектонического понижения с повышений выносятся лёссовый мелкозем и соли. Для долины р. Чирчика линия, разделяющая эти две территории, по мнению Ю. А. Скворцова (1957), располагается в районе селения Барраж. Таким образом, Чарвакская котловина является тектонически приподнятой территорией, откуда постоянно происходит вынос солей.

Иллювиация солей, по нашему мнению, имела более локальный характер и не являлась ведущим процесом соленакопления в лёссах по ряду причин:

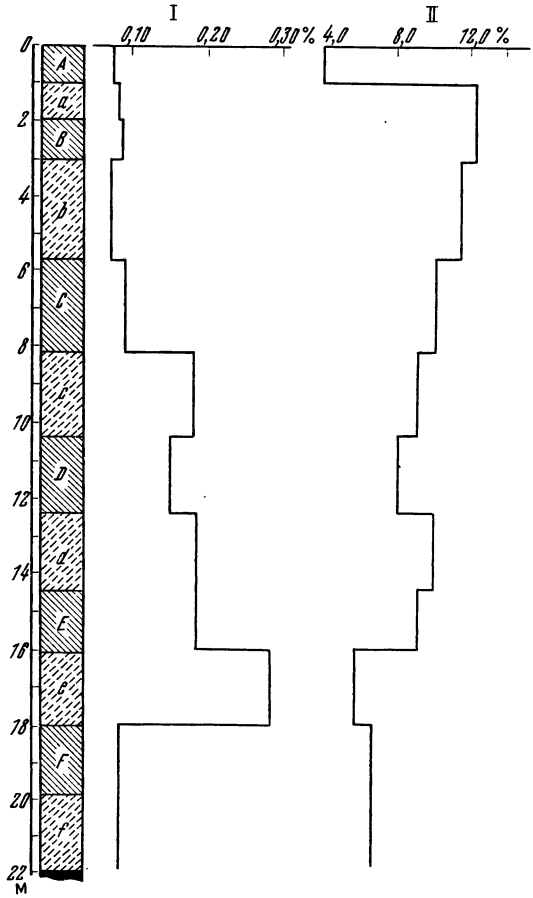

Рис. 23. Общее распределение солей и CO_2 карбонатов в сводном вертикальном разрезе лёссовой толщи

I — плотный остаток водной вытяжки; II — CO_2 карбонатов

а. Чарвакская котловина в течение плейстоцена служила областью активной аккумуляции сульфатных солей, а не их выноса.

б. В современных условиях при годовых осадках 800—900 мм на водоразделе Пскем — Угам (абс. высота до 1000 м, коричневые выщелоченные почвы, шурфы 33, 29, 75 и др.) соли (до 0,8%) находятся на глубине 1—2 м. Это связано с близким

залеганием к современным склонам древних почв, обогащенных реликтовыми солями, которые, несмотря на обилие атмосферных осадков, глубоко промачивающих почвы, а также давность нахождения солевых горизонтов вблизи дневной поверхности, все же содержат максимальное фоновое количество солей. Последнее свидетельствует о том, что иллювиация солей отсутствует или мала.

в. Факт незначительного влияния иллювиации отмечался и самим В. Б. Гуссаком. Он сомневался в возможности образования таким путем мощных горизонтов (до 2—3 м) с содержанием гипса, превышающим 10%.

г. Иллювиация и вообще перемещение солей по вертикальному профилю создали бы сплошное засоление лёссовых толщ. Однако, как видно из рис. 24 и табл. 15, засоленные слои чередуются с незасоленными, хотя водно-физические и механические свойства тех и других примерно одинаковые, а максимальное засоление не превышает 0,9%, т. е. зависит от ограничительных условий времени их образования.

Таблица 15

Результаты водных вытяжек погребенных почв и суглинков Чарвакской котловины (в % на абс. сухую навеску)

Номер шурфа	Индекс суглинков и почв	Глубина, м	Сухой остаток	CO_3	HCO_3	Cl	SO_4	Ca	Mg	Na+K (по разности)
28	*B*	2,0	0,05	Не обн.	0,043	0,003	0,008	0,013	0,003	0,001
	C	4,0	0,06	То же	0,049	0,003	0,006	0,010	0,004	0,003
	D	8,0	0,83	„	0,030	0,006	0,497	0,198	0,017	0,016
	d	12,0	0,13	„	0,036	0,003	0,061	0,018	0,012	0,001
	E	16,0	0,15	„	0,043	0,007	0,080	0,020	0,018	0,002
	e	20,0	1,86	„	0,024	0,005	1,271	0,429	0,063	0,008
29	*C*	2,0	0,06	Не обн.	0,046	0,008	0,007	0,013	0,005	0,002
	c	4,0	0,09	То же	0,064	0,004	0,020	0,014	0,010	0,002
	E	8,0	0,09	„	0,049	0,003	0,012	0,008	0,008	0,001
41	*b*	2,0	0,61	Не обн.	0,024	0,072	0,332	0,060	0,014	0,119
	b	4,0	0,27	То же	0,021	0,020	0,143	0,023	0,013	0,041
	C	8,0	0,14	0,003	0,043	0,003	0,006	0,014	0,001	0,004

3. Принос солей в результате размыва вышележащих соленосных пород. Однако при этом остается неясным, как в процессе транспортировки продуктов разрушения горных пород могли одновременно отложиться гипс и воднорастворимые соли;

последние должны были быть вынесены дальше, чем гипс (Гуссак и др., 1961).

Важным остается вопрос о том, в какое время образовались солевые горизонты (слои): в эпоху становления лёссовой толщи или после ее сформирования? В последнем случае данные по солевым горизонтам нельзя использовать для палеогеографических целей. Если же соли накапливались одновременно с формированием древней почвы, то химические анализы позволят получить дополнительные сведения об истории развития ландшафтов плейстоцена. Изучение этого вопроса показало, что солевые горизонты формируются одновременно с древними почвами и суглинками и в течение продолжительного времени испытывают незначительные диагенетические изменения. На это указывалось выше при обсуждении иллювиации солей, где было показано, что даже обильное атмосферное увлажнение не приводит к вымыванию солей из лежащих близко к дневной поверхности древних почв. О невозможности диффузного перемещения солей вверх и вниз по вертикальному профилю лёссов свидетельствует следующее. Лёссы представляют собой многослойное тело типа «слоеного пирога», состоящего из сочетаний различных по плотности и сложению почв и суглинков, очень плотных водонепроницаемых шохов, галечников, денудационных прослоев. В такой слоистой среде вертикальное перемещение влаги и солей весьма затруднено.

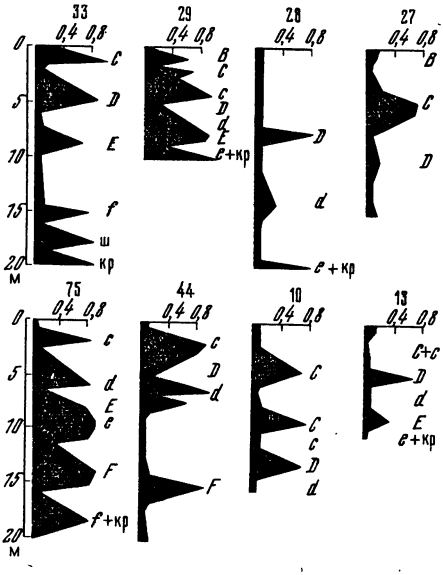

Рис. 24. Характер засоленности (в %) лёссовой толщи в шурфах Чарвакской котловины (ш — шох, кр — красноцветы)

Как видно из рис. 24, солевые горизонты ритмично чередуются с незасоленными, несмотря на то, что те и другие близки по механическому составу, плотности и структуре. Если засоление явилось бы результатом вторичных изменений, то вся лёссовая толща была бы равномерно насыщена солями и не имела бы пиков максимального накопления и минимальных спадов, тем более что среда в рассматриваемых случаях в общем однородна.

Палеогеоморфологические реконструкции показали, что засоленные древние почвы и суглинки приурочены к бывшим по-

нижениям склонов и к поймам рек. Спорово-пыльцевой анализ засоленных образцов подтверждает распространение в это время галофитов. Микроморфологический и химический анализы показывают, что засоленные почвы в то же время имеют несвойственные им черты, присущие почвам, пережившим фазу обводнения, вымывания из них не только легкорастворимых солей, но и кремнезема, железа (лесные коричневые псевдооподзоленные). Видимо, это явление можно объяснить тем, что после влажной лесной эпохи почвообразования наступал сухой и жаркий климат, способствовавший миграции солей к поверхности почв. Возможно, что в одно и то же время могли существовать на горных склонах выщелоченные от солей гумидные горно-лесные, а в пойменных лесах — засоленные аллювиально-луговые почвы.

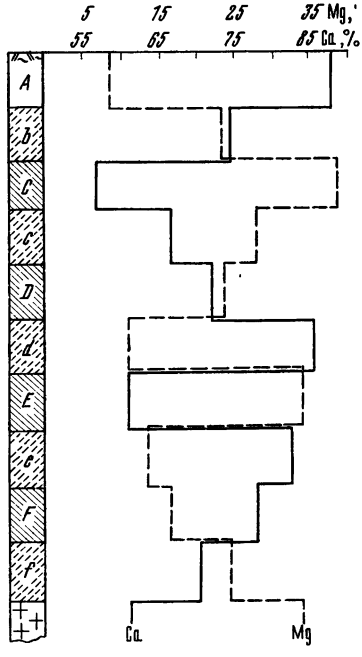

Рис. 25 Распределение поглощенных магния и кальция в сводном вертикальном разрезе лёссовой толщи

Поглощенные основания являются важнейшей характеристикой почв. Как видно из табл. 16, рис. 25, современные почвы в составе поглощенных оснований имеют небольшое количество натрия с калием — менее 4% от суммы. Это свидетельствует об отсутствии в них солонцеватости. Поглощенных натрия с калием также мало и по всей лёссовой толще; лишь некоторые древние почвы и суглинки содержат их несколько более 5%, что позволяет признать наличие слабой солонцеватости.

Привлекает внимание очень высокое (до 39%) содержание в лёссах поглощенного магния. По этой особенности их можно называть магниево-солонцеватыми, а некоторые почвы (например, *C*, *E*) магниевыми солонцами.

Заметно преобладание поглощенного магния в почвах по сравнению с разделяющими их суглинками. В некоторых древних почвах магния в два раза больше, чем в суглинках (почвы *D*, *E*). Исключение составляет почва *F*, в которой поглощенного магния меньше, чем в подстилающем суглинке.

Примечателен высокий процент поглощенного магния в красноцветах — исходном материале для лёссов. Некоторые погребенные почвы (*E*, *C*) повторяют состав поглощенных оснований красноцветов. Это свидетельствует о тем, что во вре-

Таблица 16

Состав поглощенных оснований погребенных почв и суглинков Кишлаксайского и Хумсанского профиля

Номер шурфа	Индексы суглинков и почв	Глубина, м	мг/экв					в % от суммы мг/экв			
			Ca	Mg	Na	K	сумма	Ca	Mg	Na	K
34	*A*	0,4	4,59	0,32	0,17	0,33	5,41	84,8	14,3	0,3	0,6
	B	3,0	0,69	1,97	0,26	0,23	4,05	41,8	57,0	0,6	0,6
	C	7,8	3,19	6,16	0,26	0,33	9,94	32,1	67,3	0,3	0,3
38	*A*	0,4	13,12	1,15	0,17	0,71	15,15	86,6	7,6	1,1	4,7
	b	2,7	6,88	0,24	0,17	0,84	8,13	82,8	16,7	0,2	0,1
	C	7,9	7,28	5,75	0,17	0,25	13,45	53,5	43,4	1,3	1,8
	D	11,2	5,73	4,27	0,10	0,28	10,38	55,2	41,3	0,9	2,6
	E	16,0	5,23	7,80	0,10	0,25	13,38	39,1	58,3	0,7	1,9
	Красноцветы	19,3	5,98	4,52	0,2	0,40	11,11	53,8	40,6	1,9	3,6
41	*A*	0,4	16,56	0,32	0,17	0,81	17,86	92,7	1,8	0,9	4,6
	b	2,5	11,67	0,16	0,26	0,51	12,60	92,8	1,1	2,1	4,0
	b	3,9	14,46	3,69	0,26	0,46	18,87	76,6	19,5	1,4	2,5
	C	8,7	5,88	2,63	0,26	0,30	9,07	64,8	29,0	2,9	3,3
	c	9,5	11,47	2,54	0,26	0,46	14,73	77,8	17,3	1,8	3,1
47	*D*	0,6	19,76	1,80	0,30	0,25	22,11	89,4	8,1	1,3	1,2
	d	5,0	13,22	1,64	0,10	0,30	15,26	86,5	10,7	0,7	1,9
	E	6,5	7,58	0,90	0,30	0,25	9,09	83,9	10,0	3,3	2,8
	e	8,4	21,95	4,68	0,26	0,35	27,24	80,6	17,1	1,0	1,3
24	*A*	0,7	13,22	1,64	0,13	0,25	15,24	86,7	10,8	1,6	0,9
	a	1,7	14,72	3,61	0,30	0,25	18,88	78,0	19,1	1,3	1,6
	Суглинок	4,5	12,19	1,16	0,26	0,76	14,37	89,8	2,9	5,3	1,9
		8,0	10,72	2,87	0,26	0,76	14,61	73,7	19,6	5,2	1,8
		9,4	9,98	4,52	0,30	0,76	15,56	64,0	30,0	4,8	1,2
75	*C*	0,4	10,97	3,69	0,08	0,66	15,40	75,8	19,4	4,3	0,5
	c	1,9	2,39	2,30	0,13	0,25	5,07	47,1	45,4	4,9	2,6
	E	7,6	3,74	3,28	0,17	0,38	7,57	49,4	46,0	2,2	2,4
	e	8,4	10,22	1,64	0,17	0,38	12,41	88,0	7,6	3,0	1,4
	F	11,5	11,22	2,46	0,13	0,33	14,14	79,4	17,4	2,3	0,9
	f	14,9	20,97	3,69	0,30	0,33	15,29	71,7	24,2	2,2	1,9
	Красноцветы	19,9	10,47	4,52	0,26	0,38	15,63	67,0	28,9	2,4	1,7

мена их формирования окружающая среда была близка: высокое увлажнение, жаркий климат.

По С. И. Соколову (1963), повышенное содержание магния связано с грунтовым увлажнением, тяжелым механическим составом, анаэробной средой за счет избыточного увлажнения, с высоким количеством гумуса. Присутствие поглощенного магния делает почвы очень твердыми, слитыми, но неводостойкими.

Микроэлементный состав лёссов Чарвакской котловины характеризуется по данным Кишлаксайского профиля.

Микроэлементы неравномерно распределены в различных слоях (табл. 17). Подвижного бора много в современной почве, затем его количество резко снижается в комплексах *Bb* и *Cc*, снова возрастая в древнейших из них (*Dd, Ee, Ff*) при максимуме 0,32—0,55 мг/кг в *Ee*.

Таблица 17

Подвижные формы микроэлементов лёссовых пород Кишлаксайского профиля, мг/кг (по методике Кругловой)

Место взятия образца	Индексы суглинков и почв	B	Mn	Cu	Co
Шурф 39	*A*	0,200	22,0	Следы	Следы
	a	0,125	11,0	То же	То же
	B	0,050	107,50	0,180	0,150
	b	0,050	112,50	0,180	0,150
	C	0,075	100,50	0,040	0,150
	c	0,075	83,50	0,180	0,180
Геологическая канава	*D*	0,225	13,00	Следы	Следы
	d	0,300	47,00	То же	То же
	E	0,325	102,50	0,080	0,180
	e	0,550	105,00	0,040	0,180
Обрыв	*F*	0,250	21,00	0,040	0,060
Шурф 39	Конкреция из суглинка *d*	0,250	32,00	0,180	0,060

Распределение марганца иное: в современных почвах его мало и соответствует содержанию в почвах *F* и *D*. В почве *B*, в комплексах *Ee* и *Cc* марганца становится значительно больше (в среднем 110 мг/кг). Относительно низкое содержание подвижного марганца наблюдается в комплексе *Dd* и в почве *F*.

Марганец является важнейшим палеогеографическим показателем, так как чутко реагирует на окислительно-восстанови-

тельные условия зоны гипергенеза. Близкие по значению и высокие содержания марганца в почвах *С* и *Е* еще раз подтверждают сходство условий формирования этих почв в прошлом (при высокой насыщенности их влагой).

Минеральный состав

Минеральный состав твердых частиц погребенных почв и разделяющих их суглинков Чарвакской котловины свидетельствует об их связи с элементами рельефа речных долин. Так, в древних почвах и суглинках водораздела кварца несколько больше (43—45%), чем у подножий склона (40—42%). Полевых шпатов больше в лёссах верхней части склона (28—31%), чем в нижней (24%); в лёссах водораздела также больше биотита и хлорита (табл. 18). Это свидетельствует о том, что во время развития древних почв и суглинков на различных элементах рельефа существовали неоднородные биоклиматические условия, которые обусловили геохимическую дифференциацию веществ. Хотя морфологически древние почвы представлены внешне однородной массой (одинаковая структура, окраска, характер конкреций), однако их положение в автономных и подчиненных ландшафтах наложило определенный отпечаток. Следует заметить, что различия вещественного состава почв и суглинков по вертикальному разрезу более значительны, чем по элементам рельефа; смена природы слоев была обязана более крупным ландшафтным изменениям.

Красноцветы заметно обеднены кварцем и полевыми шпатами по сравнению с древними почвами и суглинками (рис. 26), так как в процессе лёссонакопления, вероятно, большое место занимал начальный этап — выветривание красноцветов, при котором происходила аккумуляция кварца и полевых шпатов и интенсивно разлагалась слюда. Транспортировка материала вниз по склону, как наблюдаем, или дала некоторое уменьшение кварца и полевых шпатов, или сохранила их в равных количествах.

Сходная картина для Ферганской долины прослежена Г. А. Мавляновым и Н. И. Гридневым (1960). Ими доказывается тесная связь минералогического состава лёссов с подстилающими породами. Г. А. Мавляновым (1953) установлено уменьшение количества минералов тяжелой фракции (уд. вес более 2,9; размер минеральных зерен 0,1—0,05 мм) от гор к равнине.

На примере Кишлаксайского профиля наблюдаем заметное уменьшение от верхних частей склонов к нижним устойчивых к выветриванию минералов: циркона, турмалина, рутила, граната, эпидота и увеличение других — менее устойчивых: роговой обманки, биотита (рис. 27). Это явление объясняется тем, что наименее устойчивые к выветриванию минералы быстрее

Таблица 18

Распределение минералов легкой фракции в % (плотность менее 2,9) в погребенных почвах и разделяющих их суглинках Кишлаксайского профиля Размер фракции 0,1—0,05 мм

Местоположение и номер шурфа	Индекс суглинков и почв	Глубина, м	Кварц	Полевые шпаты	Обломки пород	Глинисто-слюдистые обломки	Мусковит	Биотит	Кварц / Полевые шпаты
Пригребневая часть склона, 46	Красноцветы	2,0	44	25	8	2	12	9	1,8
	То же	2,3	45	28	7	3	5	2	2,0
Верхняя часть склона, 42	*d*	7,0	46	26	3	3	7	16	1,8
	E	9,0	15	5	1	78	1	0,5	3,0
	e	13,0	42	24	4	4	12	14	1,8
	e	15,0	45	26	12	4	10	3	1,7
	Красноцветы	17,2	37	32	5	22	0,5	4	1,2
Средняя часть склона, 44а	*B*	1,0	47	31	17	—	0,8	3	1,5
	B	1,4	46	28	18	—	2	4	1,6
	b	3,6	40	31	22	—	2	4	1,3
	b	4,0	44	26	26	—	1	3	1,7
	C	4,6	41	31	22	—	1	4	1,3
	C	5,3	45	31	19	—	2	2	1,4
	c	5,6	50	27	16	—	1	5	1,8
	c	6,2	40	32	15	—	3	8	1,2
	D	6,6	51	31	14	—	1	3	1,6
	E	8,2	44	32	18	—	2	3	1,4
44	Шох	9,0	46	28	8	4	9	5	1,6
	E	12,0	47	25	3	3	8	14	1,9
	E	14,0	42	37	7	6	3	6	1,1
	Красноцветы	19,5	43	30	4	2	13	7	1,5
Нижняя часть склона, 41	*C*	5,0	54	28	6	3	6	2	1,9
	C	8,0	38	26	12	22	1	0,4	1,5
Нижняя часть склона, 39	*A*	0,7	40	23	16	18	1	2	1,7
	A/B	1,0	45	26	19	2	3	5	1,7
	B	1,0	45	23	14	11	2	4	2,0
	B	1,5	39	26	18	10	2	5	1,5
	B	1,7	32	20	7	29	4	9	1,6
	B	1,9	44	24	17	9	1	4	1,8
	b	2,5	43	27	11	14	2	3	1,6
	b	3,0	41	22	18	12	1	3	1,9
	b	3,4	31	20	8	35	0,5	5	1,6
	b	4,0	39	27	14	13	3	3	1,5
	C	4,5	41	24	10	14	3	8	1,7
	C	4,9	43	26	12	15	1	3	1,6
	C	5,5	41	23	15	14	2	3	1,8
	c	9,2	42	25	9	16	1	7	1,7

освобождаются при разрушении кристаллической решетки и выносятся делювиальным стоком к подножию склона, где и аккумулируются. При этом разница в содержании как устойчивых, так и менее устойчивых минералов между верхней (исходной) частью рельефа и нижней (полосой аккумуляции) велика: одних минералов больше, чем других, в два раза. Это

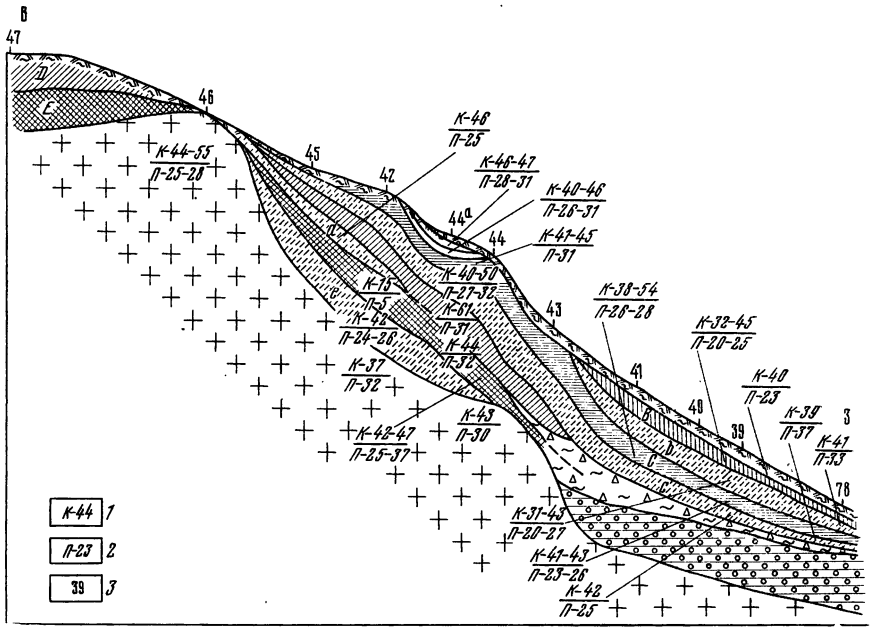

Рис. 26. Характер распределения кварца и полевых шпатов (%) в разновозрастных почвах и суглинках лёссов в шурфах Кишлаксайского профиля

1 — кварц; *2* — полевые шпаты; *3* — номера шурфов. Остальные условн. обозначения. см. рис. 4

является косвенным показателем интенсивности денудации и переноса выветрелого мелкозема (рис. 28).

В последнее время все чаще стали привлекать минералогический анализ в целях выявления степени выветрелости лёссов. Так, Т. А. Халчева (1972) показала, что использование соотношений минералов позволяет установить различную степень выветрелости минеральной массы разновозрастных почв и разделяющих их лёссовых суглинков Русской равнины. Коэффициенты выветрелости применяются для выяснения генезиса лёссов; большое распространение получило использование соотношения кварца к полевым шпатам (Розанов, 1951). В. Б. Гуссак и другие исследователи (1961) предложили этот коэффициент для определения относительного возраста лёссов. Однако

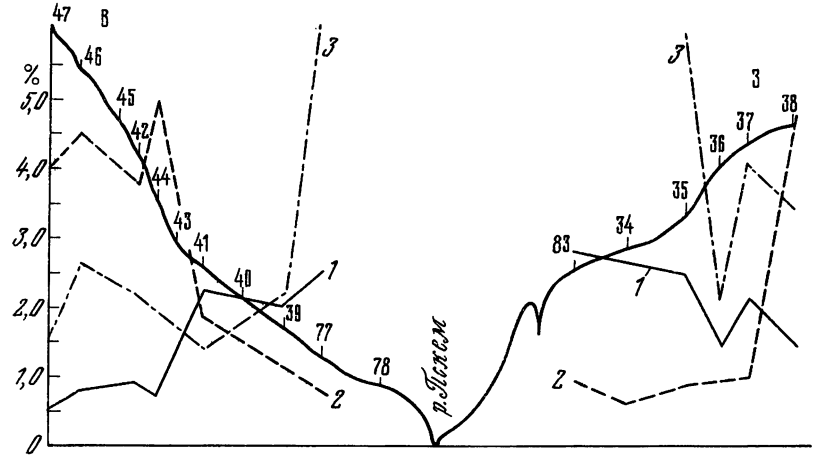

Рис. 27. Распределение минералов тяжелой фракции (0,1—0,05 мм) в лёссовой толще (плотность более 2,9) по различным элементам рельефа в шурфах Кишлаксайского профиля

1 — общее содержание тяжелой фракции, *2* — циркон, *3* — биотит

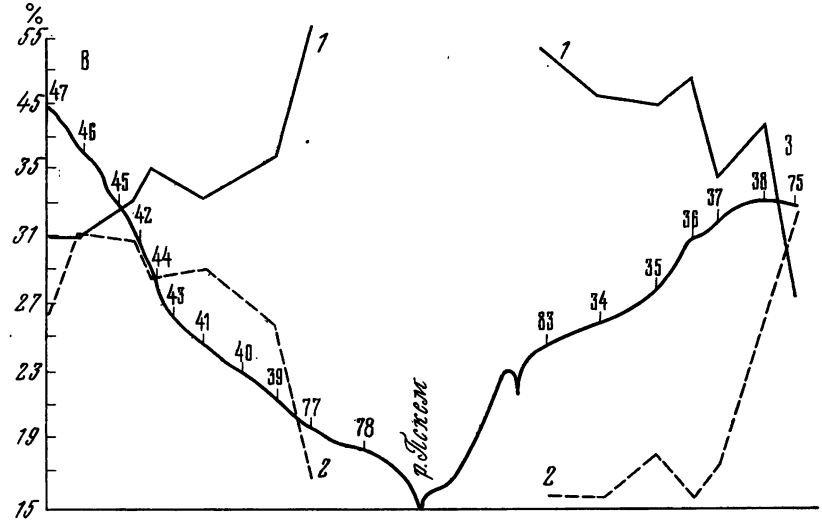

Рис. 28. Распределение групп минералов тяжелой фракции (0,1—0,05 мм) в лёссовой толще (плотность более 2,9) по различным элементам рельефа в шурфах Кишлаксайского профиля

1 — ильменит, гематит, циркон, турмалин, рутил, мусковит, *2* — гранат, эпидот, роговая обманка, биотит

С. Юсупова (1958) показала, что широкое отношение величины этого коэффициента в лёссах Вахшской долины (юг Таджикистана) свидетельствует не о степени выветрелости их, а об интенсивном привносе кремнезема в лёссовую толщу. Наши подсчеты показали, что в менее выветрелых слоях величина коэффициента несколько понижается, хотя, по мнению В. С. Волковой и других исследователей (1970), точные подсчеты отношений кварц — полевые шпаты практически невозможны, так как минеральные частицы лёссов очень мелкие и они отличаются высокой «мусорностью».

Лёссы Чарвакской котловины, как и всей Средней Азии, менее выветрелые, чем лёссы Русской равнины, о чем указывали А. Н. Розанов (1951), Г. А. Мавлянов (1953) и другие. Если в молодых лёссах Русской равнины кварца содержится 55—59% (максимум до 67%) и 46% — в более древних, то в лёссах Чарвакской котловины в среднем количество кварца равно 44% и с возрастом оно меняется мало. В лёссах котловины полевых шпатов в три раза больше, чем в лёссах Русской равнины (25—30% вместо 8—10%). Однако в последних мусковита в 5—6 раз больше, чем в таковых Чарвакской котловины (11—13%, вместо 1,5—2%). Видимо, в лёссах Средней Азии процессы выноса выветривающихся минералов происходили активнее, чем на Русской равнине.

Сравнение минералов разновозрастных почв лёссов Чарвакской котловины обнаружило следующие различия и в составе, и степени их выветрелости (табл. 19).

Современные почвы содержат угловатые обломки кварца и полевых шпатов в количествах, мало отличающихся от таковых более древних почв. Здесь, как и в других нижележащих почвах, гематита и лимонита всегда больше в крупных фракциях, а в мелких преобладают (почти в два раза) магнетит и ильменит. Гранит чистый, бесцветный.

Почва *C* имеет уже признаки более сильного выветривания минеральных частиц. Так, гранит, хотя и остается угловатым, но окраска его приобретает ярко-желтый оттенок. Зерна пирита вместо угловатых становятся округлыми, мелкозернистыми; последнее происходит и с гематитом.

Почва *D* претерпевает еще более значительные изменения, вероятно, в связи с высоким увлажнением того времени. Об этом свидетельствуют появившиеся на обломках пород и кварца пленки гидроокислов железа, многие зерна граната из угловатых форм преобразовались в полуокатанные, рельеф поверхности их стал более выраженный, бугристый. Появились друзы рутила, а у циркона — грани роста; пирит стал угловатым.

Наблюдаемые в некоторых шурфах признаки сульфатного засоления можно объяснить как цикл аридизации почв. Особенно ясно это наблюдается в почве *E*.

Таблица 19

Среднеарифметические данные содержания минералов легкой фракции в % (плотность менее 2,9) в погребенных почвах и суглинках Чарвакской котловины (размер частиц 0,1—0,005 мм)

Индексы суглинков и почв	Кол-во определений	Кварц	Полевые шпаты	Обломки пород	Агрегированные зерна	Мусковит	Биотит	Хлорит	Углистые частицы	Кварц / Полевые шпаты
A	1	40	23	16	18	1	1,5	—	—	1,7
B	2	42	22	8	16	5	7	—	—	2,0
b	3	39	23	7	13	7	10	0,1	—	1,8
C	11	41	27	9	14	4	5	—	Един.	1,5
c	9	41	30	8	9	4	7	Един.	—	1,4
D	6	38	27	7	21	3	4	То же	—	1,4
d	7	39	28	12	11	3	6	—	—	1,4
E	10	45	27	8	12	3	4	Един.	—	1,8
e	7	39	29	6	14	5	7	—	—	1,3
F	3	37	27	8	22	2	4	—	—	1,3
f	3	40	24	6	3	11	16	—	—	1,4
Красноцветы	5	37	22	5	22	6	7	—	—	1,5
Среднее		40	26	9	14	4	7	Един.	Един.	1,5

Почва *E* — наиболее выветрелая из погребенных почв. Об этом свидетельствует преобладание в составе минералов глин и слюд, пропитанных органическим веществом и гидроокислами железа. Гематит и магнетит впервые получают округлые очертания. Однако в суглинке *d*, расположенном выше почвы *E*, а также местами и в почве *E*, находим повышенное засоление (до 0,9% плотного остатка) сульфатами кальция, что не соответствует высокой степени увлажненности климата во время формирования этих слоев. Тем не менее, находки спор и пыльцы древесной растительности, свидетельствующие о широком развитии лесов, позволяют считать, что почва *E* пережила несколько фаз почвообразования — от влажной до аридной. Это сделало профиль почвы полигенетическим, сложным.

При сопоставлении почв и разделяющих их суглинков обнаруживается, что минералы последних всегда угловатой формы, края их зазубренные, цвет чистый. Это свидетельствует также о значительном преобразовании минералов в суглинистых слоях, но эти изменения не почвенные, а связаны с перемещением их водными и воздушными потоками.

Глинистые минералы являются продуктом выветривания и отражают обстановку геологического прошлого.

В лёссах Средней Азии и, в частности, Чарвакской котловины, глинистой фракции, состоящей из частиц размером менее

0,001 мм, не более 30%. Спектральный анализ выявил в них 29 химических элементов.

Данные электронно-микроскопического и рентгеноструктурного анализов образцов некоторых древних почв и суглинков из шурфа 39 Кишлаксайского профиля показали, что лёссы делятся на две неровные части: верхняя, молодая с почвами *A, B* преимущественно гидрослюдистого состава, а более древняя толща, начиная от суглинков *b* вплоть до почвы *E*,— преимущественно монтмориллонитовая. По всему разрезу присутствует каолинит, который мог образоваться в более влажные и жаркие климатические эпохи нижнего и среднего плейстоцена, а в более позднее время переотложен в качестве реликта.

Каолинит характеризует гумидные условия при спокойном тектоническом режиме, а монтмориллонит или гидрослюда — аридные (Зхус, 1966).

Четкое разделение лёссов Чарвакской котловины на монтмориллонитовые (древние) и гидрослюдистые (молодые) указывает на то, что в верхних молодых лёссах в последние тысячелетия происходила гидрослюдизация монтмориллонита.

По мнению И. Д. Зхуса, гидрослюдизация монтмориллонита приводит к уменьшению связи преобразованного органического вещества с глинистым субстратом, сорбционная емкость которого сильно уменьшается. Тем самым гидрослюдизация усиливает трансформацию органического вещества и способствует его первичной миграции.

Итак, минералогические описания также подтверждают ритмичное строение лёссов Чарвакской котловины, их разновозрастность и возникновение в различных биоклиматических условиях плейстоцена и голоцена.

Плодородие лёссов

Плодородие лёссов связано с их гумусностью, содержанием в них валовых форм азота и фосфора и со структурностью. Еще В. В. Докучаев (1886 г.) указывал на превосходство пашен лёссовых территорий, которые кормят «весь Китай и наш Туркестан», и относил лёсс к благодатной и лучшей из подпочв русского чернозема.

В связи с тем что лёссовые толщи Чарвакской котловины состоят из чередующихся слоев погребенных почв и разделяющих их лёссовидных суглинков, было интересно выявить плодородие тех и других, а также сравнить плодородие древних погребенных почв и суглинков с венчающей лёссовую толщу современной почвой. Для этого был произведен опыт по выращиванию проса на разновозрастных погребенных почвах, суглинках и на современной почве. Просо высевалось в лабораторных условиях в сосудах емкостью 0,35 л и высотой 3,5 см. Семена предварительно замачивались, и в каждый сосуд за-

кладывали 27 семян с последующим оставлением в них по 20 растений. Опыты проводились на незасоленных почвах и суглинках Кишлаксайского профиля (шурф 39, канава, обрыв) без применения удобрений. Продолжительность выращивания 30 дней, считая с момента массового появления всходов. В результате трех посевов проса получены цифровые материалы, приведенные в табл. 20.

Из данных табл. 20 видно, что урожай проса всегда выше в почвах, чем на подстилающих их суглинках: почва *B* 0,93 г, суглинок *b* 0,86 г; почва *C* 0,98 г, суглинок *c* 0,78 г; почва *D* 0,99 г, суглинок *d* 0,79 г; почва *E* 0,9 г, суглинок *e* 0,84 г. На повышение урожая могло оказать влияние количественное содержание гумуса, которого в погребенных почвах несколько больше, чем в суглинках. Однако большую роль сыграла структура почв: продолговатые ореховато-комковатые водопрочные комочки создают лучшие водно-физические свойства, чем не имеющие агрономически ценной структуры суглинки. Видимо, структура является одним из важнейших признаков плодородия, а в погребенных почвах она не только носитель свойств плодородия, но и их хранитель. Следует указать, что когда погребенная почва обнажается денудацией и выходит на дневную поверхность, ее свойства, особенно структура, целиком сохраняются, способствуя активному покрытию травостоем. Последний за короткий срок (25—60 лет) формирует гумусовый профиль, не отличающийся от профиля современной почвы. Выходы таких участков на поверхности склонов резко повышают их плодородие.

Не только внесение удобрений, но и улучшение структуры заметно повышает урожай культур, в этом отношении убедительны опыты К. П. Паганяс (1972 г.).

При сравнении опытных урожаев, снятых с современной и погребенных почв, выяснено, что высокий урожай почвы *A* (1,29 г) лишь ненамного выше урожая погребенных почв (0,90—0,98 г). Повышение урожая на 0,3—0,4 г в данном случае, казалось бы, обусловлено увеличением на 2,6% гумуса в современной коричневой почве. Однако сравнительно низкие урожаи на той же почве *A*, но на глубине 0,8 м, свидетельствуют, что высокий процент гумуса — 1,59% не явился причиной стимулирования роста урожая. Последний равен урожаю, полученному из почв и суглинков древних толщ лёссов, в которых гумуса содержится не более 0,4—0,5%.

Обращает внимание относительно низкий первый урожай на погребенных почвах и суглинках и резкое, почти в два раза, повышение урожая при повторных посевах на тех же почвах. При этом урожаи по количеству близки к урожаям, снятым с современной почвы. Такое быстрое (за 30 дней) превращение извлеченных с глубины 5—14 м землистых масс в высокоплодородные почвы не вполне понятно. Оно, верятно, связано со

Таблица 20

Результаты лабораторных опытов по выращиванию проса на погребенных почвах и суглинках Кишлаксайского профиля

Место взятия образца	Индекс суглинков и почв	Глубина, м	Гумус, %	CO_2 карбонатов, %	K_2O углеаммонийной вытяжки, мг/кг	Плотный остаток, %	Вес сухой массы (г) посевов			
							I	II	III	Сумма
Шурф 39	*A*	0,2	2,90	3,5	308,5	0,10	0,4124	0,4432	0,4346	1,2902
	A	0,8	1,59	15,3	188,0	0,06	0,1893	0,3562	0,3052	0,8507
	B	1,7	0,53	10,8	120,5	0,08	0,1706	0,3718	0,3879	0,9313
	b	3,5	0,40	11,1	120,5	0,06	0,1680	0,3364	0,3527	0,8671
	C	6,0	0,29	9,3	154,2	0,06	0,1793	0,3999	0,4096	0,9888
	c	8,8	0,27	6,4	120,5	0,14	0,1520	0,3365	0,3880	0,8765
Геологическая канава	*c*	9,0	0,14	9,1	190,5	0,06	0,1562	0,3091	0,3149	0,7802
	D	10,5	0,21	7,5	195,2	0,10	0,1848	0,3084	0,4097	0,9929
	D	12,0	0,58	6,5	190,0	0,10	0,1535	0,3492	0,3983	0,9010
	d	14,0	0,24	12,4	108,4	0,06	0,1525	0,3186	0,3276	0,7987
	E	17,0	0,26	11,1	120,5	0,06	0,2462	0,3270	0,3276	0,9008
	e	22,0	0,19	10,2	195,2	0,06	0,1698	0,2888	0,3817	0,8403
Обрыв	*F*	24,0	0,12	9,8	160,4	0,06	0,1797	0,2896	0,3822	0,8515

способностью погребенных почв и суглинков лёссовых толщ превращать законсервированные в них тысячелетиями питательные вещества из малоподвижных в весьма подвижные в результате воздействия на них биологических факторов (в данном случае одноразовый посев трав).

Существует мнение (Булавин, 1972) о том, что лёсс не обладает свойством плодородия. Наблюдаемые же высокие урожаи в лёссовых провинциях приписываются не плодородию лёссов, а почвам: сероземам, серо-коричневым и др., развитым на лёссовых отложениях. Именно эти почвы, а не лёссы, обладают плодородием, именно они принесли мнимую славу лёссам. Приведенные нами данные свидетельствуют о высоком плодородии слагающих лёссовые толщи отложений — погребенных почв и суглинков и особенно погребенных почв.

Изображение на карте погребенных почв лёссовых толщ

В настоящее время в связи с интенсивным освоением лёссовых территорий под орошение, строительством зон отдыха и гидротехнических сооружений в Средней Азии ведутся геологические исследования четвертичных отложений. При этом лёссы картируются особенно тщательно, так как на них возникают явления (суффозия, просадки, оползни), приносящие большой ущерб сельскому хозяйству и промышленно-гражданскому строительству.

Картирование лёссовых толщ производится по террасовым уровням согласно представлениям и схемам, разработанным Ю. А. Скворцовым и его последователями. При этом методе картирования площадь распространения лёссового покрова любой мощности (5—30 м) ограничивается в пространстве и определяется в возрастном отношении по цоколю того террасового уровня, на котором она залегает. Следующая возвышающаяся над ней терраса имеет лёссовый чехол уже другого возраста и состава. Однако попытки расчленения лёссовых толщ по вещественному составу, за небольшим исключением, не дали положительных результатов. Это обусловлено тем, что в лёссовых толщах не было выявлено четких диагностических свойств, которые позволили бы сопоставлять и различать отдаленные друг от друга литологические разрезы. Лёссовые толщи разного возраста условно считались одинаковыми, так как формировались в близких экологических средах — в водных потоках аридного климата. Такой подход к генезису лёссов ограничивал возможности использования карт для палеогеографических целей и особенно прогнозирования явлений, приносящих ущерб народному хозяйству.

Выделение в лёссовых толщах разновозрастных почв, четко отличающихся по морфологическим, микроморфологическим, инженерно-геологическим, химическим, минералогическим и т. п.

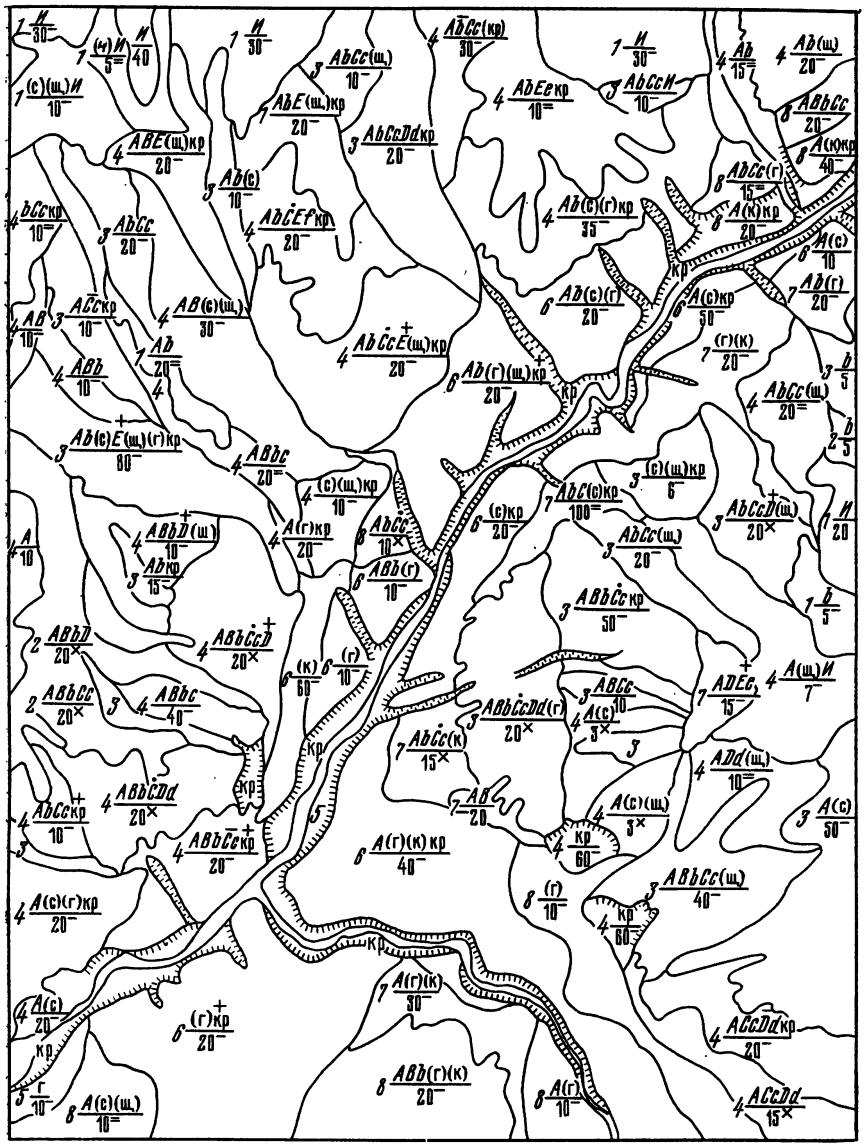

Рис. 29. Карта-схема погребенных почв лёссовых толщ. Центральная часть Чарвакской котловины

1 — водоразделы; *2* — плато; *3* — склоны северной и западной экспозиции (гумидные); *4* — склоны южной и восточной экспозиции (аридные); *5* — пойма; *6* — надпойменные террасы; *7* — плохо выраженные террасовые уровни; *8* — конусы выносов; *А, а, В, в, С, с* и т. п. — разновозрастные почвы и разделяющие их суглинки; кр — нерасчлененные почвы и суглинки красноцветов неогена; г — галечники; и — известняки и другие плотные породы; к — конгломераты; с — суглинки нерасчлененные; ч — чередование щебня и суглинков; ш — шох и шохообразные слои; щ — щебень. Цифры и знаки в знаменателе обозначают мощность лёссовой толщи, выявленную по шурфам (×), по стенкам оползней (—) и по аналогии с близлежащими шурфами, оползнями (=); знаки над буквенными выражениями в числителе обозначают засоленность (+), повышенную плотность (·)

свойствам, раскрывает неограниченные возможности для последовательного изучения ритмично изменявшихся основных признаков природы конкретной территории в течение голоцена и плейстоцена. Поэтому при картировании лёссовых толщ, особенно при инженерно-геологическом, важно показать на карте распространение и характер залегания тех или иных комплексов разновозрастных погребенных почв. Тогда на этих картах будет отражена закономерность формирования лёссовой толщи и, главное, возрастная ритмичность, присущая осадконакоплению.

Предлагаемый способ картирования лёссовых толщ Средней Азии с учетом разновозрастных погребенных почв и суглинков позволяет при помощи буквенных индексов показать их характер и свойства на террасах, межтеррасных склонах и водоразделах. Этот способ отображен на составленной нами так называемой карте погребенных почв лёссовых толщ для части Чарвакской котловины (рис. 29).

Отображение на карте различных сочетаний погребенных разновозрастных почв может быть различным в зависимости от масштаба исследования. При детальных съемках можно показать не только сочетание почвенных слоев разного возраста, но и толщину каждого из них, а также при этом указать присущие этим слоям те или иные инженерно-геологические, химические и прочие свойства в виде значков. Такими значками можно отмечать повышенное содержание в той или иной почве (или в комплексе) солей, поглощенных оснований, присутствие соды, высокую пористость и просадочность.

Проведенное детальное картирование лёссов в различных районах Средней Азии показало, что в природе существует множество сочетаний погребенных почв и их корреляций с подстилающими горными породами. Картирование позволило зафиксировать и нанести на карты выходы на дневную поверхность склонов наиболее древних погребенных почв среднего и нижнего плейстоцена, в других случаях — перекрытие их новейшими отложениями и почвами с выпадением погребенных почв верхнего плейстоцена и т. п. Появилась возможность более точно коррелировать возраст террасовых поверхностей с залегающими на них лёссовыми покровами по преобладанию в них тех или иных погребенных почв.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКАЯ РЕКОНСТРУКЦИЯ ЛЁССОВ ЧАРВАКСКОЙ КОТЛОВИНЫ

Доплейстоценовые события. После отступания палеогенового моря, по данным Г. А. Беленького и С. Х. Миркамаловой (1965), на территории нынешней Чарвакской котловины сохранились толщи красноцветных отложений. Они формировались в условиях теплого влажного климата и интенсивного речного стока (рис. 30).

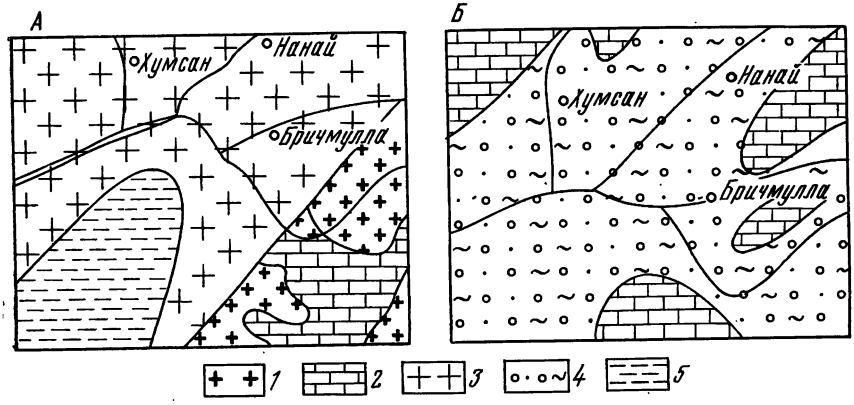

Рис. 30. Литолого-палеогеографические условия Чарвакской котловины в палеоцене (*А*) и в плиоцене — раннем плейстоцене (*Б*)

1 — изверженные породы; *2* — осадочные породы области интенсивной денудации; *3* — впадины, заполненные красноцветными мелкоземистыми осадками, область аккумуляции; *4* — область аллювиально-пролювиального подгорного пояса, галечники с песком и редкими прослоями глин; *5* — мелководное соленое море с тонкостенными моллюсками

Отложения палеоценового моря сменяются континентальными осадками, накопление которых с некоторыми перерывами продолжается до наших дней. В долине р. Чирчик распространена мощная континентальная толща, основная часть которой определяется как чогатайский отдел неогена О. С. Вялова. Низы ее представлены преимущественно красными глинами и мергелями с подчиненными песчаниками и мелкогалечными конгломератами. Кверху их окраска переходит в бурую, желтоватую и серую. В пластах красных мергелей и глин верхних частей конгломератов присутствуют кости двухрезцовых грызунов и парнокопытных (Кушнарь, 1937), подтверждающие неогеновый возраст осадков. Общая мощность континентальной третичной толщи достигает 1500—2000 м. Характерной особенностью этих осадков является их согласное залегание на морском палеогене

и все большее замещение, по мере приближения к горам, глинистых отложений песчаниками и конгломератами.

События конца плиоцена и начала плейстоцена характеризуются резким изменением соотношения тепла и влаги, связанным с перемещением географических зон. В то же время выработанные ранее долины крупных рек ввиду ослабления речного стока заполнялись разнообразными осадками (рис. 30).

Ранний плейстоцен (Q_1). В раннем плейстоцене на территории Западного Тянь-Шаня и, в частности, в Чарвакской котловине лёссы не образовывались; здесь аккумулировался валунно-галечниковый материал (рис. 31), а на юге Таджикистана — континентально-озерные лёссовидные красноцветы с погребенными почвами, подобными плиоценовым. Последнее свидетельствует о том, что теплые и влажные условия, имевшие здесь место в плиоцене, сохранились и в нижнем плейстоцене. Смягчающее влияние на климат нижнего плейстоцена оказывали озера в депрессиях, унаследованных от неогена. Горы были низкими, а потому вертикальная поясность почв и растительности не имела столь четкой выраженности. Судя по замерам углов наклона шоховых и галечниковых слоев, в то время преобладали склоны крутизной 10—12°.

Чарвакская котловина в течение плейстоцена испытала четыре оледенения, включая современное, причем самым мощным было первое (Иванов, 1932 г.). Это согласуется и с данными И. И. Трофимова (1953), который также признает первое оледенение самым мощным.

В Западном Тянь-Шане самые древние почвы (*E, F*), относящиеся к среднему плейстоцену, лежат на мощных конгломератах соха или наная (Q_1), тогда как на юге Таджикистана они разделяют верхние более молодые серо-желтые лёссовые толщи от нижних, древних, нижнеплейстоценовых красноватых лёссов. Это подтверждается И. И. Трофимовым (1953), по мнению которого к началу плейстоцена в Средней Азии основные формы рельефа имели очертания, близкие к современным. Хотя горы были и не такими высокими, но долины главных рек уже наметились. По его сведениям, в то время когда на Западном Тянь-Шане формировались «адырные» конгломераты, в Таджикской депрессии аккумулировались красноватые слабо пылеватые лёссы; и те и другие соответствовали времени первого оледенения. Однако лёссы нижнего плейстоцена, кроме Таджикской депрессии, а также Бадхыза и Карабиля, не получили распространения в Средней Азии. Слабое их развитие в то время объясняется тем, что климат не был достаточно сухим даже в фазу максимального развития ледников. Конгломераты, подобные Чарвакским, распространены повсеместно в Евразии, лежат несогласно на более древних породах и связаны с эпохой оледенения. Последняя, в свою очередь, обусловлена крупными климатическими и тектоническими изменениями,

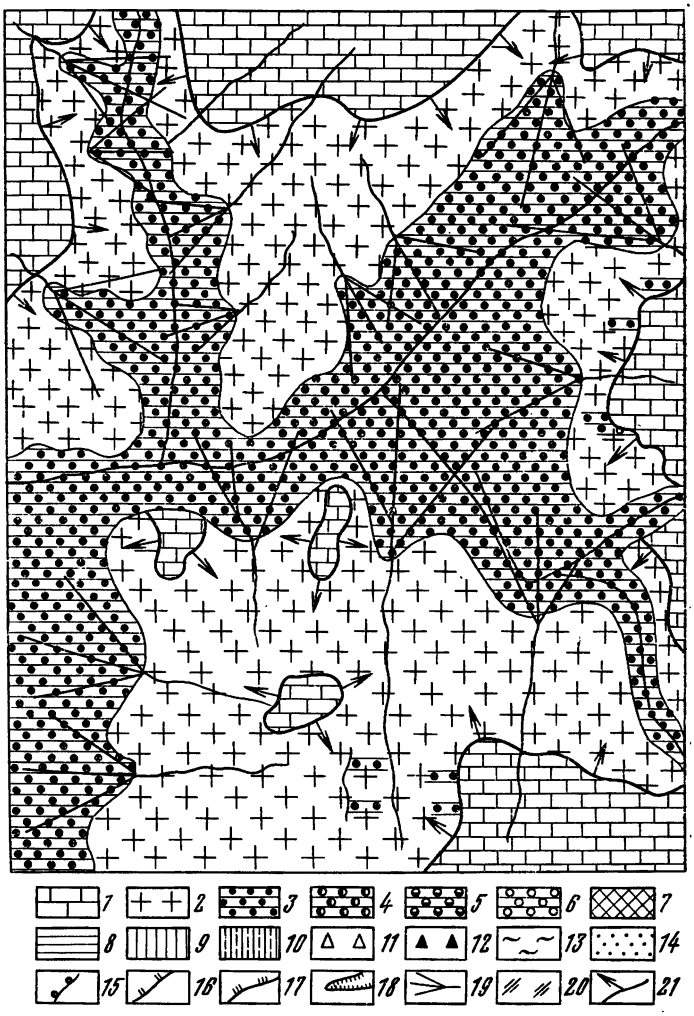

Рис. 31. Литолого-палеогеографические условия конца раннего плейстоцена Чарвакской котловины

Условные обозначения к рис. 31, 33, 34, 36

Область интенсивной денудации и выноса обломочного материала: *1* — осадочные породы. Область активной аккумуляции и частично транзита; *2* — впадины, заполненные мелкоземисто-щебнистыми красноцветами неогена, палеогена и мела, развитие шохов в луговых условиях; *3* — накопление и частичный вынос валунно-галечникового материала, широкое развитие конусов выноса с гидроморфными почвами и тугайными лесами (Q_1); *4* — то же, Q_2; *5* — то же, Q_3; *6* — то же, Q_4; области транзита по местам обсыхающих древних пойм и территорий с временным избыточным и атмосферным увлажнением; *7* — площади развития лесных коричневых почв (*E* и *F* времени Q_2), прошедших фазы первоначального значительного увлажнения, а на заключительном этапе — иссушения; *8* — то же, почвы *D* и *C* времени Q_3; *9* — то же, почва *B* времени формирования конца Q_3 — начала Q_4; *10* — то же, но сформированные на более увлажненных склонах северной и западной экспозиции; *11* — брекчии; *12* — щебнистые склоны; *13* — нерасчлененные суглинки; *14* — супесь, песок; *15* — отдельные выходы конгломератов по оврагам и на денудированных склонах; *16* — границы нижнеплейстоценовых эрозионных долин; *17* — границы среднеплейстоценовых эрозионных долин; *18* — эрозионные долины; *19* — конусы выноса; *20* — солончаки; *21* — направление активного выноса стока

приведшими к мощному циклу денудации, начавшемуся после активных поднятий гор и происходившему на границе третичного и плейстоценового времени.

Конгломераты, как отмечает О. С. Вялов (1953), в течение раннего плейстоцена постепенно продвигались из понижений на склоны, все ближе проникая к области размыва, которая отступала в глубь гор. Поэтому они не являются одновозрастными в различных частях гор: в понижениях конгломераты более старые, чем на склонах. Такой же точки зрения придерживается С. А. Несмеянов (1965). В последующие денудационные циклы конгломераты были размыты и вынесены за пределы первоначального залегания. В настоящее время их остатки сохранились в виде небольших останцов. Они обнаружены у селения Нанай в долине реки Пскем, где возвышаются над поймой на 800 м и условно принимаются за самую древнюю четвертичную террасу в бассейне реки Чирчик. Толща террасы сложена угловатой и угловато-окатанной галькой размером 10—15 см, скрепленной карбонатным цементом. И. В. Рубановым (1964), Х. Ш. Шапеновым (1970) доказано, что данные отложения являются конусом выноса бокового ущелья — Аскарсая. В шурфах, заложенных нами на поверхности нанайской террасы, выше конгломератов следует шоховая толща и самые древние почвы *E* и *F*, возраст которых определен как среднеплейстоценовый. Это противоречит широко распространенному мнению о том, что конгломераты и венчающие их лёссы относятся к одному и тому же возрасту. В лёссах нанайской террасы нами обнаружены погребенные почвы, имеющие возраст от среднего плейстоцена до голоцена включительно, так как после образования террасы в нижнем плейстоцене (нанайский цикл) она служила поверхностью, на которой могли формироваться разновозрастные лёссовые суглинки и почвы.

Средний плейстоцен (Q_2). В среднем плейстоцене в Чарвакской котловине также обнаружены заметные следы неоднократных резких изменений климата. И. А. Волковым (1969) прослежен этап оживления речного стока в средне- и позднеплейстоценовое время; серия осадков данного возраста под названием «диагональных песков» в Западной Сибири залегает на древних образованиях с резким размывом. Сходные по возрасту, составу и условиям залегания отложения присутствуют и в Чарвакской котловине. Здесь карбонатные суглинки и шохи по линии размыва ложатся на конгломераты (Q_1) и породы неогена (рис. 32), а на юге Таджикистана буроватые почвы и суглинки (Q_1) вверх по профилю резко сменяются серыми лёссами с погребенными структурными почвами (Q_2).

Литолого-геоморфологический анализ среднего плейстоцена Чарвакской котловины показывает, что в то время сток по магистральным долинам был более обильным, чем сейчас, а дно рек располагалось на несколько десятков метров выше, чем

поймы современных речных долин. Фаза оживления стока среднеплейстоценового времени имела повсеместный внутриконтинентальный характер.

Как видно из рис. 33, ландшафты Чарвакской котловины становятся более разнообразными. Наряду с автоморфными условиями развития обширных припойменных участков большое распространение получил также и гидроморфный тип поч-

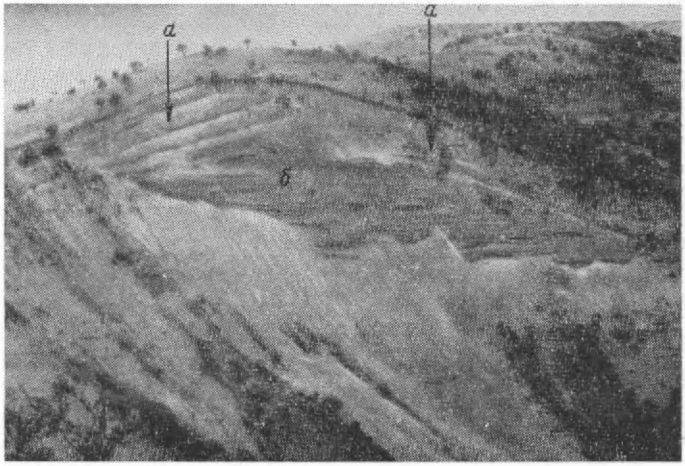

Рис. 32. Характер залегания плейстоценовой лёссовой толщи с погребенными почвами (*а*) на красноцветных косослоистых отложениях плиоцена (*б*). Правый приток р. Угам, водораздельный гребень Оркутсая. Видимая мощность стенки оползня около 150 м

вообразования. Наличие окрашенных в серый цвет суглинков неокисленными минералами группы магнетит-ильменита и гематит-лимонита указывает на то, что в пределах высоких террас котловины в эпоху формирования лёссов рельеф был слаборасчлененным и покрыт заболоченностями, где господствовали восстановительные условия.

По данным химических, микроморфологических, спорово-пыльцевых анализов, а также по распространению лесных типов наземных моллюсков можно предположить более влажный и теплый климат котловины во время развития почв *E* и *F*. Почвы формировались под густыми хвойными и широколиственными лесами в условиях активного выноса из их верхних горизонтов в нижние продуктов выветривания, что подтверждается наличием глинистых натеков на гранях структурных комков.

Гумидная лесная стадия в конце эпохи сменилась аридной, о чем свидетельствует присутствие в почвах гипса. В поймах

рек формировались сульфатные солончаки. Мощность лесных почв достигала 1—2 м, они имели буроватую окраску и прекрасную, очень водопрочную орехово-зернистую структуру, которая сохранилась в слабо измененном состоянии до наших

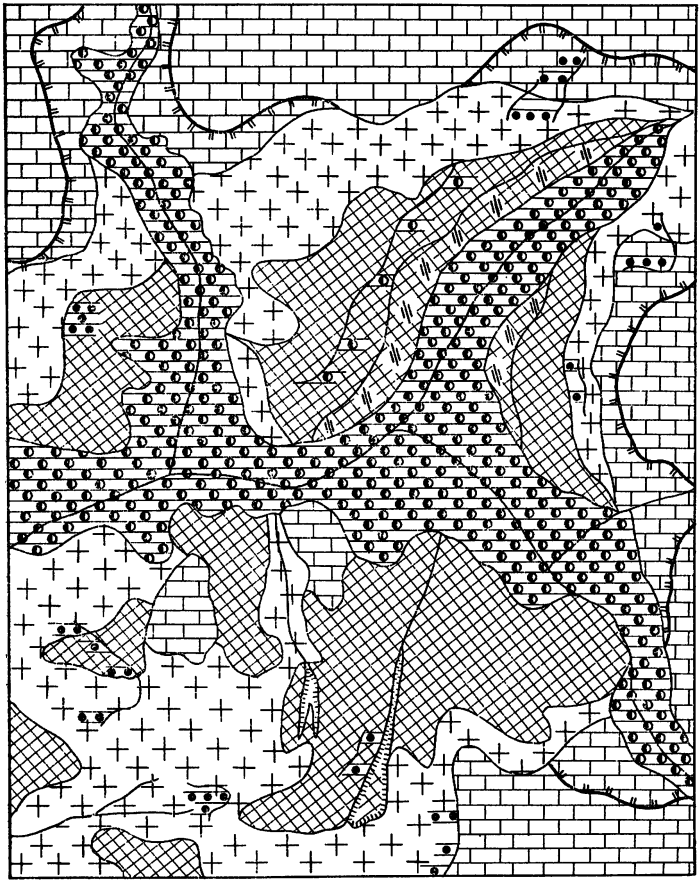

Рис. 33. Литолого-палеогеографические условия конца среднего плейстоцена Чарвакской котловины времени накопления почвенно-суглинистых комплексов *Ee* и *Ff*.

Условн. обозначения см. рис. 31

дней. Эти почвы в начальной стадии отражали биоклиматические условия влажного умеренного климата, и их, вероятно, можно сопоставлять с буроземами Раманна в Западной Европе. Последующая аридизация климата способствовала эволюции бурых лесных почв в коричневые лесные. Однако даже при самой значительной аридизации среднегодовое количество атмосфер-

ных осадков не опускалось ниже 700 мм, о чем свидетельствует характер распределения карбонатов, а также их глубокое залегание.

Поздний плейстоцен (Q_3). Позднеплейстоценовая эпоха по литологическому составу осадков Чарвакской котловины озна-

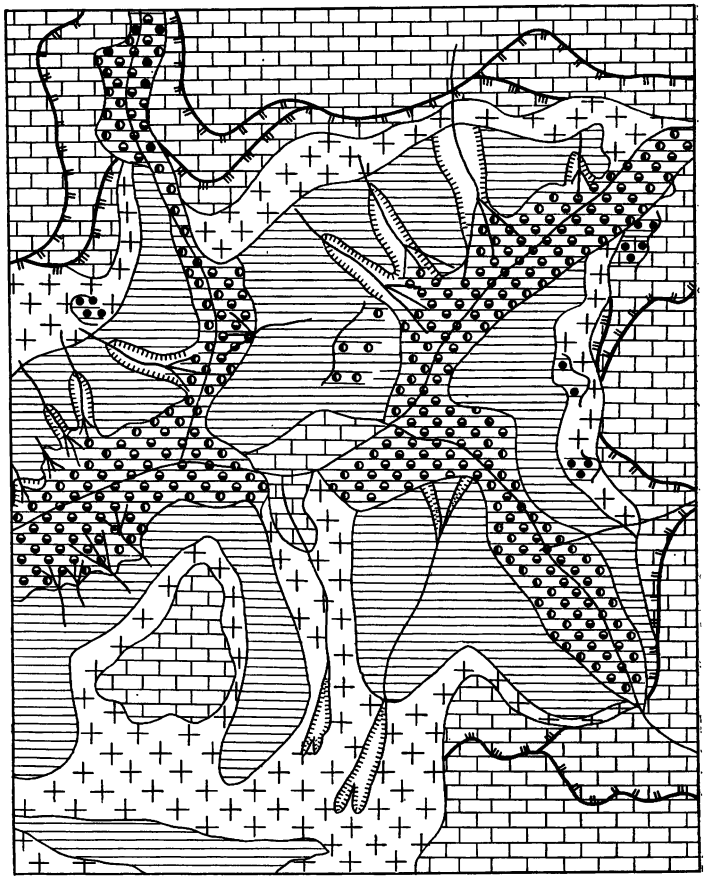

Рис. 34. Литолого-палеогеографические условия конца позднего плейстоцена Чарвакской котловины времени накопления почвенно-суглинистых комплексов *Dd* и *Cc*.

Условн. обозначения см. рис. 31

меновалась резким иссушением климата в ее начале и значительным увлажнением в конце. За это время сформировалась только одна аллювиально-пролювиальная терраса — голодностепская, или хумсанская, тогда как в другие эпохи — целая серия террасовых уровней. Состав отложений данной террасы свидетельствует о том, что русла рек испытывали резкое пере-

мещение не только в горизонтальном направлении, что было связано с подпружиниванием главного потока огромными конусами выноса боковых саев, но и в вертикальном.

Как видно из рис. 34, в позднем плейстоцене одновременно с накоплением лёссов в котловине широко была развита на склонах линейная и плоскостная эрозия.

К нижней половине верхнего плейстоцена отнесен почвенно-суглинистый комплекс *Dd*. Свойства лёссового суглинка *d* свидетельствуют о его делювиальном происхождении. Среднее содержание CO_2 карбонатов 15%, общего гумуса 0,3%, илистых частиц 10—17%. Сравнение относительной выветрелости минералов суглинка *d* со слоями иного возраста показывает, что он более выветрелый.

Почва *D* отличается от других по более темной окраске и плотному сложению. На гранях структурных ноздреватых комочков во влажном состоянии видны темные пятна. Среднее содержание CO_2 карбонатов 7%, общего гумуса 0,2—0,4%, ила 13—14%. Мощность почвы 1—2 м. Как видно, почва *D* менее карбонатна, чем другие погребенные почвы. Она, вероятно, формировалась в условиях промывного водного режима под лесом. В ней отмечается заметная аккумуляция окисей железа, титана и марганца. Все это позволяет почву *D* сравнивать с современными коричневыми почвами Западного Тянь-Шаня. Однако в завершающей стадии развития под влиянием аридизации в ней повысилось содержание карбонатов.

К верхней половине верхнего плейстоцена относится почва *C*. От других погребенных почв она отличается четко выраженной ореховатой структурой, большой мощностью (до 3—4 м). Среднее содержание CO_2 карбонатов 5—10%, общего гумуса 0,3%, ила до 20%. Все это в совокупности с данными других анализов позволяет считать почву *C* сформированной во время наиболее продолжительного и мощного по силе гипергенного процесса. Несмотря на следы лесного почвообразования, эта почва весьма напоминает мощный чернозем.

Повышенная увлажненность во времена формирования *Dd* и *Cc* зафиксирована не только в отложениях гор Средней Азии (Трофимов, 1953; Чедия, 1962 и др.), но и в толщах Туранской низменности (Федорович, 1957, 1968; Волков, 1969). Довольно резкие колебания климата отмечаются для Памира А. К. Трофимовым (1969).

М. М. Маматкуловым (1959) речные отложения голодностепского комплекса сопоставляются с мореной долинного оледенения верховьев р. Сандалаш — крупного притока р. Чаткал.

Голоцен (Q_4). В течение голоцена (10—12 тыс. лет) климат, судя по литологическим изменениям поверхностных отложений, был сравнительно однообразным. Почвоведы и геоморфологи (Виноградов, Мамедов, Степанов, 1970) по почвенно-литологическим реликтам находят в первой половине голоцена призна-

ки увлажнения и потепления. Во второй половине голоцена произошли литологические изменения, связанные с наступлением аридных и прохладных условий на общем сухом континентальном фоне. Климатологи, геоботаники и гидрологи Средней Азии, оперирующие с еще более чуствительными показателями, чем предыдущие, находят на этом же сухом фоне малые фазы увлажнения и аридизации, которые заметно не сказались на литологии пород и почв, но влияли на динамику ледников (Агаханянц, 1965; Трофимов, 1969), повышение и понижение расходов и уровней рек и озер (Шнитников, 1953; Самсонов, 1963 и др.). Вероятно, в голоцене сменилось несколько клима-

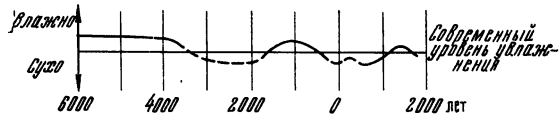

Рис. 35. Вековые колебания атмосферных осадков в голоцене в Средней Азии

тических циклов, обусловленных общепланетарными и региональными причинами.

В литологическом отношении голоцен дал карбонатные, местами засоленные, пылеватые наносы, которые повсеместно кажутся одинаковыми. Однако если внимательно приглядеться, то можно выделить хорошо развитые почвы как в лёссах предгорий и гор (почва *B*), так и в пустынях (бурые суглинки с белоглазкой карбонатов), они имеют нижне-среднеголоценовый возраст. Их формированию предшествовала мощная фаза денудации, которая проявляется как в горах, так и на равнине и связывается с общеклиматическими изменениями. В одних местах переход от почв нижнего и среднего голоцена к современным почвам происходил постепенно, в других — резко по денудационной линии, но в одном направлении — в сторону аридизации в пустынях и остепнениях — в горах (вместо лугово-лесных и лесостепных). После этого возник еще один денудационный цикл.

Зафиксированы колебания климата в течение последних 4—5 тыс. лет (некоторое увлажнение, затем снова аридизация, рис. 35). Однако следы влияния влажного климата на почвы пока не изучены достаточно полно. Можно сейчас утверждать, что в голоцене рельеф Чарвакской котловины испытал значительные изменения в связи с климатическими колебаниями на общем фоне тектонического подъема гор.

Самыми молодыми осадками голоцена (или сырдарьинского комплекса) являются пойма и нижние террасы, а также дельты и конусы выноса. В горах к голоцену относят также IV и

V террасы, которые увязываются с моренами современных ледников. На примере изучения истории развития Ходжикентской террасы (возраст которой определяется как раннеголоценовый) можно проследить связь колебаний климата со строением слагающей террасу лёссовой толщи. До формирования Ходжикентской террасы (Q_3) существовал сухой климат; по дну главной долины проходил скудный сток. Река не в состоянии была выносить пролювиальный материал, поступавший из боковых долин и накапливавшийся в виде конусов выноса. При этом наиболее крупные конусы перегораживали главную долину почти до ее противоположного склона; если мысленно восстановить первичную поверхность этих древних конусов выноса, легко заметить, что их внешние пониженные части кулисообразно заходили одна за другую. Дно потока располагалось значительно выше современного его уровня, а также выше сформировавшейся позже поверхности Ходжикентской террасы.

Последующее увлажнение климата привело к возрастанию водности рек. Потоки мелких боковых долин прорезали конусы выноса и стали впадать в главный водоток. Последний также врезался в толщу рыхлых наносов осевой части долины и в более древние породы. За счет выноса значительной массы аллювия вниз по течению в горах формировалась полая эрозионная долина. Дальнейшее увеличение водности потоков и общее поднятие территории способствовали их эрозионной активности, углублению основного русла в тело Ходжикентской и Хумсанской террас с образованием глубокого каньона. Река вскрыла отложенный ранее аллювий, пролювий, а местами и более древние коренные породы на глубины несколько десятков метров. Обломочный материал выносился вниз по течению. В результате этого нового оживления процессов стока долины главной реки и ее притоков приобрели современный облик.

Геологическое строение наносов Ходжикентской и Хумсанской террас также ясно свидетельствует о наличии в прошлом этапов резкого увеличения и ослабления стока речных вод, связанных с увлажнением или аридизацией. Так, каньон, прорезающий тело Ходжикентской террасы (Q_4), лишь изредка и на ограниченном протяжении обнажает коренные породы. Чаще всего он целиком выработан в толще древних речных и пролювиальных отложений значительной мощности. Это свидетельствует о том, что в некоторые эпохи плейстоцена русло главной реки располагалось ниже его современного положения, т. е. долина была несколько переуглублена. В заключительный этап формирования этой террасы, наоборот, отложилась толща аллювия и пролювия, которая погребла древнюю долину. Погребение переуглубленной долины, вероятно, не связано непосредственно только с этапом формирования Ходжикентской террасы. Тем не менее ясно, что в заключительный этап ее образования русла главной реки и ее притоков располагались

на десятки метров выше их современного уровня, а существовавшие ранее переуглубленные долины были погребены (Абдуназаров, Волков, Степанов, 1974).

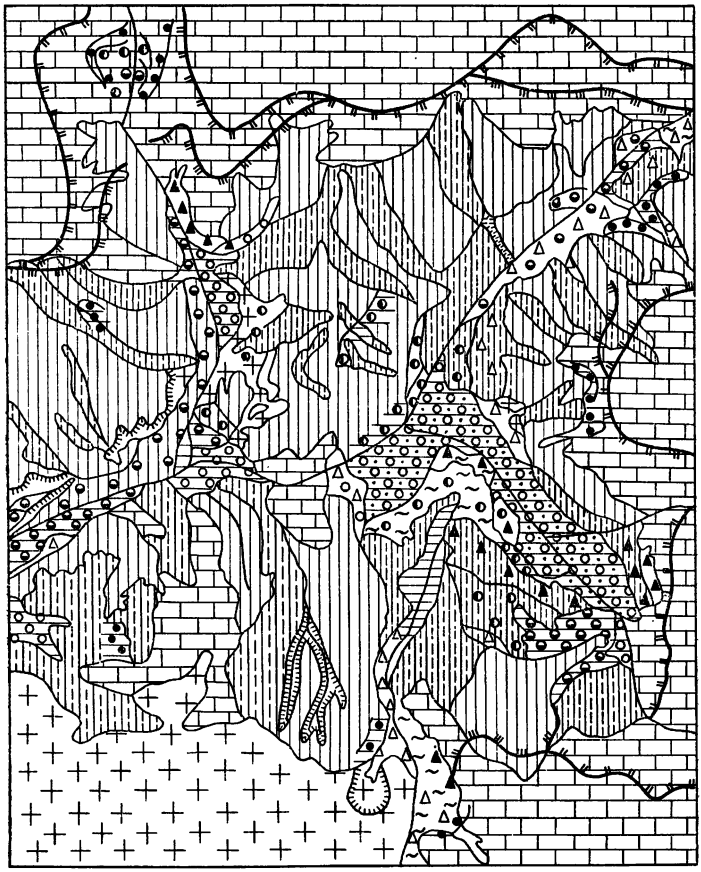

Рис. 36. Литолого-палеогеографические условия в начале голоцена — времени накопления почвенно-суглинистого комплекса *Bb* Чарвакской котловины

Условн. обозначения см. рис. 31

Геоморфологические, геологические данные и изучение древних почв свидетельствуют о том, что формирование рельефа и накопление осадков Чарвакской котловины происходили в условиях неоднократных глубоких изменений климата плейстоцена, протекавших на фоне общего тектонического поднятия. В сухие эпохи замедлялся вынос обломочного материала за

пределы гор. В мелких долинах накапливались гравитационные, делювиально-пролювиальные осадки, крупные долины заполнялись пролювием, аллювием и иными рыхлыми осадками, русла поднимались вверх. На горных склонах и иных других древних формах рельефа отлагался очередной покров лёссов. Во влажные эпохи эрозионная и транспортная способность рек резко усиливалась, в связи с этим существенно возрастал и вынос материала за пределы гор. Русла углублялись в ранее отложенные осадки, на склонах формировались мощные лесные почвы. Активизировались оползневые и иные склоновые процессы. Влажная эпоха постепенно сменялась сухой.

В начале голоцена осадки котловины почти приобрели современный облик (рис. 36). В развитии и распространении почвы *В*, относимой нами к верхам плейстоцена и низам голоцена, большую роль играли плоскостный смыв и аккумуляция мелкозема. Наличие почвы *В* на плокорах и на возвышенных участках, где плоскостная аккумуляция не могла происходить, позволяет думать о возможном участии эоловых процессов в накоплении пылеватого мелкозема.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изучение лёссовых толщ в низкогорных и среднегорных районах Средней Азии, показало, что они состоят из ясно выраженных чередующихся между собой слоев погребенных структурных почв и бесструктурных суглинков. Почвы окрашены в коричневые, буроватые тона, имеют прекрасно выраженную продолговато-ореховатую агрономически ценную и водопрочную структуру, слабопористые, не просадочные. Почвы постепенно или резко переходят в подстилающие серые, пылеватые, пористые, просадочные лёссовые суглинки, которые всегда содержат различные по форме и размерам конкреции.

Карбонатные конкреции лёссовых суглинков закономерно изменяют свои формы и размеры: в нижних, более древних слоях лёссов они крупные, разветвленные, в более молодых верхних слоях становятся мельче и более округлыми. Это свойство конкреций изменять размеры и формы использовано для определения по ним возраста погребенных почв. Каждой разновозрастной почве соответствовали конкреции определенного размера. Размеры и формы конкреций хорошо выдерживаются

на больших расстояниях, по всей Средней Азии, а поэтому могут явиться надежными диагностами той или иной погребенной почвы.

Изучение химических, минералогических, инженерно-геологических свойств погребенных почв показывает, что каждая из них обладает специфическими, присущими только ей свойствами. Почвы отличаются друг от друга по размерам и водопрочности агрегатов, степени и характеру засоления, по содержанию ила, физической глины, составу поглощенных оснований (преобладание магния или кальция), по минералогическому составу и т. п. Также различны свойства разделяющих погребенные почвы суглинков. Поэтому при картировании лёссовых толщ важно указывать наличие тех или иных погребенных почв, их сочетание и преобладание суммарной толщины почв над суммарной толщиной суглинков. Это важно не только для генетических целей, но и для инженерно-геологических.

Комплексное изучение погребенных почв с использованием новейших методов спорово-пыльцевого анализа позволило реконструировать условия формирования их в различные эпохи плейстоцена и голоцена. Выяснилось, что лёссовые покровы Средней Азии формировались в течение всего плейстоцена в изменчивых климатических условиях на фоне усиливающейся аридизации. Почвы формировались в эпохи увлажнения климата, а лёссовидные суглинки — в более сухом климате. Если принять, что лёссы Средней Азии формировались в тех же условиях, какие были в других лёссовых районах, то время формирования почв следует приурочить ко второй половине ледниковой стадии и связывать с интерстадиалом, или межледниковьем.

Морфологические, физико-химические и другие свойства почв показывают, что они пережили несколько стадий почвообразования, последовательно сменявших друг друга: 1) отложение мелкоземистого наноса во влажных и холодных условиях, 2) активное преобразование этого наноса в хорошо выраженную почву в умеренно влажном и теплом климате, т. е. прохождение почвой начальной гидроморфной стадии, 3) разрушение и переотложение почв за счет делювиального, мерзлотно-солюфлюкционного перемещения материала вниз по склону в результате похолодания, 4) переход почвы из гидроморфного и полугидроморфного состояния в автоморфное по мере быстрого и значительного потепления климата, 5) накопление атмосферно-пылеватого мелкозема в условиях засушливого климата, образование лёссовидного суглинка, 6) появление новой стадии почвообразования, гидроморфной, на вновь отложенных водой и ветром наносах в холодное время.

Представление о стадиях почвообразования основано на фактах нахождения в одной и той же почве признаков как гидроморфизма (натечные глины, следы оглеения), так и арид-

Таблица 21

Сопоставление возраста погребенных почв лёссов Чарвакской котловины и Русской равнины

Возраст	Эпоха		Время образования, тыс. лет	Чарвакская котловина	Русская равнина (по Величко, Морозовой, 1969, 1972)	Западная Сибирь (по Волкову, 1969, 1971)
Голоцен Q_4	Современная		0—6	*A*	Современные почвы	Современные почвы
	Послеледниковье		6—10	*a*		
Поздний плейстоцен Q_3	Валдайская ледниковая эпоха	Межледниковье	10—15	*B* *b*	Реликтовая почва (самая молодая) Лёсс III	Суминская почва
			15—20		Уровень оглеения	Искитимско-суминский лёсс
			20—25		Лёсс II	
		Межледниковье	25—50	*C*	Брянская почва	Искитимская почва
			50—80	*c*	Лёсс I	Бердско-искитимский лёсс
		Межледниковье	80—120	*D*	Микулинская почва (или мезенский почвенный комплекс)	Бердский педокомплекс
			120—220	*d*		
Средний плейстоцен Q_2	Днепровская ледниковая эпоха		220—240	*E*		
			240—300	*e*		
			Более 300	*F*		
				f		

ного литогенеза (засоление). Эта схема развития не является универсальной и требует дальнейшего уточнения.

Сравнение возраста и свойств погребенных почв Чарвакской котловины и других районов Средней Азии с таковыми лёссов Европы, Украины и Западной Сибири позволяет считать, что картина формирования лёссов на Евразиатском материке имеет много общих черт. Видимо, протекавшие в плейстоцене физико-географические процессы на обширных пространствах Евразии были обусловлены общепланетарными изменениями климата.

Сопоставление абсолютных датировок показало, что в Чарвакской котловине древние почвы лёссов формировались в те эпохи, когда на Русской равнине ледниковый покров отступал или исчезал, т. е. в интерстадиалы и межледниковья. Это позволяет предполагать сходные экологические и временные условия образования лёссов Западного Тянь-Шаня и Русской равнины, а также разработать для них единую стратиграфическую схему. Так, например, абсолютные датировки подтвердили, что почва *С*, весьма оригинальная по строению, наиболее выраженная в вертикальном профиле и выдержанная в пространстве, формировалась в то же время, когда на Русской равнине существовала такая же своеобразная брянская почва (табл. 21).

По мнению А. К. Трофимова (1972), межледниковья в горах Средней Азии, с палеогеографической точки зрения, отвечают классическому понятию межледниковой эпохи, поскольку по термическому режиму они были подобны современному климату, хотя и более влажными, а размеры ледниковых покровов могли быть меньше современного оледенения.

Приведенные материалы позволяют считать лёссы Средней Азии образованиями, идентичными лёссам европейской части СССР. Дальнейшее более углубленное изучение погребенных почв в лёссах Средней Азии позволит уточнить предлагаемую нами палеогеографическую схему развития лёссовых покровов и тем самым углубить познания в этой сложной проблеме.

Абдуназаров У. К., Волков И. А., Степанов И. Н. Роль колебаний климата плейстоцена в формировании отложений и рельефа Приташкентского района.— «Бюлл. комиссии по изуч. четвертичн. периода», 1974, № 41, с. 99—106.

Абдуназаров У. К., Колпаков В. Н., Степанов И. Н. О погребенных почвах лёссовидных толщ плейстоцена Западного Тянь-Шаня.— «Научн. труды Таш. ГУ», 1971, вып. 416, с. 314—323.

Агаханянц О. Е. Основные проблемы физической географии Памира. Ч. 1. Душанбе, Изд-во АН Тадж. ССР, 1965, 239 с.

Антипов-Каратаев И. Н. Выветривание и почвообразование на Восточном Памире.— «Труды АН Тадж. ССР», т. 1, сер. Почвоведение и мелиорация. Душанбе, 1951, с. 3—57.

Бажанова М. В. Некоторые новые данные об ископаемой малакофауне лёссовых отложений Заилийского Алатау.— В кн.: Материалы по истории фауны и флоры Казахстана. Т. 3, Алма-Ата, 1961, с. 68—74.

Баранов К. А. Опыт использования конкреций из украинских лёссов в качестве маркирующего средства.— «Бюлл. комиссии по изуч. четверт. периода АН СССР», 1953, № 19, с. 73—75.

Беленький Г. А., Миркамалова С. Х. Палеогеография мела и палеогена Приташкентской депрессии. Л., «Недра», 1965, 115 с.

Берг Л. С. Лёсс как продукт выветривания и почвообразования. — В кн.: Избранные труды, т. III. Изд-во АН СССР, М., 1960, с. 374—528.

Булавин Б. П. Генезис и литологические фации лёсса Русской равнины. М., Изд-во МГУ, 1972, 154 с.

Быкова В. С. Типы лёссовых пород юга Украины и их инженерно-геологическая характеристика. М., Изд-во АН СССР, 1962, 115 с.

Быстров С. В. Просадочные лёссовидные грунты (лёссы) Вахшской долины.— «Труды ин-та почвоведения АН Тадж. ССР», Сталинабад, 1958, 140 с.

Васильковский Н. П. К возрастному расчленению четвертичных отложений северо-восточного Узбекистана.— «Труды Ин-та геологии АН Уз. ССР», 1951, вып. 6, с. 5—44.

Васильковский Н. П. К вопросу о происхождении лёсса.— «Труды Ин-та геологии АН Уз. ССР», 1952, вып. 8, с. 47—62.

Веклич М. Ф. Стратиграфия лёссовой формации Украины и соседних стран. Киев, «Наукова думка», 1968, 236 с.

Величко А. А., Морозова Т. Д. Строение лёссовой толщи Русской равнины.— «Изд. АН СССР, сер. геогр.», 1969, № 4, с. 18—29.

Величко А. А., Морозова Т. Д. Основные горизонты лёссов и ископаемых почв Русской равнины. В кн.: Лёссы, погребенные почвы и криогенные явления на Русской равнине. М., 1972, с. 5—25.

Виноградов А. В., Мамедов Э. Д., Степанов И. Н. Древние почвы Кызылкумов.— «Проблемы освоения пустынь», 1970, № 6, с. 8—15.

Волков И. А. Периоды обводнения и аридизации внеледниковой зоны.— В кн.: Проблемы четвертичной геологии Сибири. М., 1969, с. 17—32.

Волков И. А. Позднечетвертичная субаэральная формация. М., «Наука», 1971, 253 с.

Волкова В. С., Воробьев А. И., Задкова И. И. Строения и литологический состав четвертичных отложений запада Обь-Иртышского междуречья. Новосибирск, «Наука», 1970, 100 с.

Вялов О. С. Несколько замечаний о четвертичных отложениях Джунгарии. — «Бюлл. комиссии по изуч. четвертичн. периода», 1953, № 19, с. 81—85.

Гафуров В. О химическом составе лёссовых пород Приташкентского района.— «Изв. АН Уз. ССР», сер. геол., 1953, № 6, с. 106—107.

Герасимов И. П. Погребенные почвы и их палеогеографическое значение. В кн.: Материалы Всесоюзн совещ. по изуч. четвертичн. периода. Т. 1. М., 1961, с. 224—231.

Герасимов И. П. Лёссообразование и почвообразование. — «Изв. АН СССР, сер. геогр.», 1962, № 2, с. 3—7.

Гинзбург И. И. Кора выветривания, ее диагностические признаки и значение в фациальном анализе.— В кн.: Методы изучения осадочных пород. Т. 2. М., 1957, с. 319—348.

Глазовская М. А. Эоловые мелкоземистые накопления на ледниках Терской Алатау (к проблеме происхождения лёссов).— «Труды Ин-та географии». Вып. 49, М., 1952, с. 55—70.

Глазовская М. А. Погребенные почвы, методы их изучения и палеогеографическое значение. — В кн.: Вопросы географии. М.—Л., 1957, с. 58—68.

Гричук М. П., Лазаренко А. А. О перспективах использования данных спорово-пыльцевого анализа для выяснения стратиграфии и генезиса лёссов Приташкентского района.— В кн.: Труды международн. симпозиума по литологии и генезису лёссовых пород. Т. 1. Ташкент, 1970, с. 104—110.

Гричук М. П., Шумова Г. М., Шипорина М. А. О применении нового метода выделения пыльцы из плейстоценовых лёссовидных и глинистых отложений.— «Вестник МГУ. Сер. географ.», 1967, № 3, с. 87—89.

Гуссак В. Б., Насыров Я. М., Скворцов Ю. А. Почвообразование на лёссовых аккумуляциях разного возраста и плодородие сероземов. Ташкент, «ФАН», 1961, 160 с.

Данбар К., Роджерс Дж. Основы стратиграфии. М., Изд-во иностр. лит-ры, 1962, 363 с.

Добровольский В. В. Гипергенез четвертичного периода. М., «Недра», 1966, 238 с.

Добровольский В. В. Окраска красноцветных отложений плиоценнижнеплейстоценового возраста.— «Бюлл. комиссии по изучению четвертичн. периода», 1974, № 41, с. 3—12.

Добродеев О. П. Новейшие отложения Минусинской котловины и ее горного обрамления.— В кн.: Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек. Сб. 1, М., 1969, с. 134—195.

Добродеев О. П. Основные эпохи почвообразования на территории Русской равнины в позднем плейстоцене.— «Вестник МГУ, серия географ.», 1973, № 3, с. 33—40.

Елисеев В. И. О происхождении лёссов Средней Азии и Казахстана.— «Бюлл. комиссии по изучению четвертичн. периода», М., 1973, № 40, с. 52—68.

Задкова И. И., Максенков В. Г. О возможности корреляции и выяснения возрастных взаимоотношений отложений позднего кайнозоя по данным термолюминесценций конкреций.— «Бюлл. комиссии по изучению четвертичного периода», 1969, № 36, с. 100—107.

Зхус И. Д. Глинистые минералы и их палеогеографическое значение. М., «Наука», 1966, 279 с.

Исламов А. И. Генетические типы четвертичных отложений правобережья р. Чирчик.— В кн.: Вопросы геологии Узбекистана. Ташкент, 1960, с. 206—219.

Камбариддинов Р. К., Камбариддинова Т. К. О нижней границе антропогена и стратиграфии лёссовых пород Средней Азии с фаунистическим обоснованием.— В кн.: Труды Международн. симпозиума по литологии и генезису лёссовых пород. Т. 1. Ташкент, 1970, с. 224—232.

Карпов П. М. Просадочные явления на целинных землях Голодной степи. Ташкент, «ФАН», 1964, 190 с.

Касымов С. М. Лёссовые породы Самаркандской впадины. Ташкент, «ФАН», 1970, 151 с.

Кесь А. С. К вопросу о происхождении лёссовой толщи Северного Китая.— «Труды комиссии по изучению четвертичного периода», АН СССР, т. 14, 1959, с. 80—99.

Кесь А. С. Лёссы и лёссово-красноглинистые породы как эолово-почвенные образования.— В кн.: Вопросы стратиграфии и палеогеографии четвертичного периода (антропогена). Л., 1962, с. 101—106.

Ковда В. А. Основы учения о почвах. Кн. 1. М., «Наука», 1973, 447 с.

Когай Н. А. О роли пролювия в строении долин горных рек на примере Чарвакской котловины.— «Труды САГУ, новая серия», вып. 50, книга 5, 1954, с. 83—93.

Когай Н. А. К стратиграфии четвертичных отложений Узбекистана.— «Труды Главгеологии УзССР», сб. 2. М., «Госгеолтехиздат», 1962, с. 28—34.

Когай Н. А., Мамедов Э. Д., Степанов И. Н. О характере почвообразования на разновозрастных террасах бассейна р. Пскем.— «Изв. Узб. географ. об-ва», т. XI, 1968, с. 117—120.

Кокс А., Долл Р., Далримпл Дж. Палеомагнитная стратиграфия четвертичных отложений. В кн.: Четвертичный период в США. Т. 1. М., 1968, с. 592—612.

Колпаков В. Н., Абдуназаров У. К., Морозова П. А. Опыт изучения физических свойств разновозрастных лёссовидных пород Бричмуллинской впадины в связи с их стратиграфическим положением. Научные труды ТашГУ, Ташкент, 1971, вып. 416, с. 310—313.

Колпаков В. Н., Абдуназаров У. К. Инженерно-геологические свойства генетических разностей лёссовидных пород Чарвакской впадины.— В кн.: Вопросы методики и инженерно-геологические условия отдельных регионов Узбекистана. Ташкент, 1974, с. 52—56.

Колпаков В. Н., Ерошкин А. Ф. Литологический состав и предварительная палеомагнитная характеристика лёссовидных суглинков Бричмуллинской впадины. — «Доклады АН Уз. ССР», № 11, 1974, с. 46—48.

Костенко Н. Н. Основы стратиграфии антропогена Казахстана. Алма-Ата, Изд-во АН Каз. ССР, 1963, 75 с.

Костенко Н. П., Чистяков А. А. Некоторые закономерности новейшего развития горных впадин (на примере Зеравшанской котловины).— «Бюлл. комиссии по изучению четвертичн. период», № 27, 1962, с. 107—117.

Краев В. Ф. О просадочных деформациях лессовых грунтов.— В кн.: Труды Международн. симпозиума по литологии и генезису лёссовых пород. Ташкент, т. 11, 1971, с. 3—9.

Кригер Н. И., Чумаков И. С., Терехина Г. М. К характеристике лёссовых пород Рудного Алтая.— «Труды МГРИ», т. 37. М., 1961, с. 116—130.

Кригер Н. И. Лёсс, его свойства и связь с географической средой. М., «Наука», 1965, 296 с.

Корсаков Ф. П. История тектонического развития Приташкентского района в олигоцене и неогене.— В кн.: К геохимии и литологии Средней Азии. Ташкент, 1965, с. 88—94.

Лазаренко А. А., Громов В. И. Находка палеолитического отщепа в отложениях Ташкентского комплекса в районе г. Пскента.— В кн.: Труды Международн. симпозиума по литологии и генезису лёссовых пород. Т. 1. Ташкент, 1970, с. 233—237.

Лазаренко А. А., Шелкопляс В. Н. Первые определения возраста среднеазиатских лёссов термолюминесцентным методом.— В кн.: Стратиграфия, палеогеогр. и литогенез антропогена Евразии. М., 1973, с. 202—222.

Лазаренко А. А., Ранов В. А. Новая палеолитическая стоянка Каратау 1 (Южный Таджикистан). Успехи среднеазиатской археологии, вып. 3, Л., 1975, с. 69—71.

Ланге О. К., Костенко Н. П., Иванова М. Ф. О полигенезе лёссовых пород горных стран Средней Азии.— В кн.: Труды Международн. симпозиума по литологии и генезису лёссовых пород. Т. 1. Ташкент, 1970, с. 184—193.

Лёсс — перигляциал — палеолит на территории Средней и Восточной Европы. М., Изд-во АН СССР, 1969, 741 с.

Лобова Е. В. Почвы пустынной зоны СССР. М., Изд-во АН СССР, 1960, 364 с.

Ломонович М. И. Погребенные почвы в лёссах Заилийского Алатау.— «Вестник АН Каз. ССР». 1952, № 3, с. 20—26.

Ломонович М. И. Проблема лёсса и лёссовидных пород в Казахстане.— «Вестник АН Каз. ССР», 1953, № 1, с. 55—64.

Лысенко М. П. Состав и физико-механические свойства грунтов. М., «Недра», 1972, 319 с.

Мавлянов Г. А. Генетические типы лёссов и лёссовидных пород центральной и южной частей Средней Азии. Ташкент, Изд-во АН Уз. ССР, 1958, 609 с.

Мавлянов Г. А., Гриднев Н. И. Минералогические свойства лёссов и лёссовидных пород Ферганы и связь его с составом материнских пород в ряде районов Ферганской впадины.— «Узбекский геологич. журнал», 1960, № 2, с. 28—32.

Мавлянов Г. А., Худайбердыев А. М., Шерматов М. Ш. Инженерно-геологические условия г. Чирчика. Ташкент, «ФАН», 1972, 123 с.

Македонов А. В. Современные конкреции в осадках и почвах. М., «Наука», 1966, 284 с.

Мальгина Е. А. Об интерпретации результатов спорово-пыльцевого анализа четвертичных отложений Средней Азии.— В кн.: Значение палинологического анализа для стратиграфии и палеофлористики. М., 1966, с. 85—92.

Маматкулов М. М. К вопросу о количестве древних оледенений бассейна р. Сандалаш (р. Чирчик).— «Доклады АН Уз. ССР, сер. геол.», 1959, № 11, с. 21—24.

Марков К. К. Палеогеография. М., Изд-во МГУ, 1960, 268 с.

Марков К. К., Величко А. А., Лазуков Г. И. Плейстоцен. М., «Высшая школа», 1968, 304 с.

Минашина Н. Г. Микроморфология лёсса, сероземов, хейлуту и некоторые вопросы их палеогенезиса.— В кн.: Микроморфологический метод в исследовании генезиса почв. М., 1966, с. 76—93.

Морозов Г. В. Определение относительного возраста антропогеновых отложений Украины термолюминесцентным методом. Киев, «Наукова думка», 1969, 167 с.

Москвитин А. И. Обсуждение результатов экскурсии.— В кн.: Труды Всесоюзного раб. совещ. по итогам изучения четвертичн. периода. Ташкент, 1953, с. 237—238.

Мужчинкин Ф. Ф. Опыт сопоставления антропогена Узбекистана. В кн.: — Материалы по гидрологии Узбекистана, вып. 15, Ташкент, 1933, с. 241—248.

Несмеянов С. А. О стратиграфической схеме четвертичных отложений Средней Азии.— В кн.: Жизнь Земли. М., 1965, № 3, с. 254—257.

Несмеянов С. А. Количественная оценка новейших движений и неотектоническое районирование горной области. М., «Недра», 1971, 141 с.

Обручев В. А. Проблема лёсса. — В кн.: Избранные работы по географии Азии. Т. 3. М., 1951, с. 243—275.

Обручев В. А. Лёсс Северного Китая.— «Труды комиссии по изуч. четвертичн. периода». Вып. 14, 1959, с. 18—53.

Овчинников Л. Н., Максенков В. Г. Термолюминесценция минералов и ее использование в геологии.— В кн.: Первое Уральское петрограф. совещ. (тезисы докладов). Вып. 2. Свердловск, 1961, с. 137—139.

Огнев В. Н. Баубашатинский горный узел и прилегающие части Атойнакского и Ферганского хребтов.— В кн.: Геология Узбекской ССР. Т. 1. М.—Л., 1937, с. 296—359.

Павлинов В. Н. Некоторые данные о генезисе китайских лёссов. — «Труды комиссии по изуч. четвертичн. периода». Вып. 14. М., 1959, с. 54—79.

Панков М. А., Антошина З. Н. Почвы южных склонов Каржантау и их эрозия.— «Труды Узб. филиала АН СССР», почвоведение, серия X, 1942, 100 с.

Перельман А. И. Очерки геохимии ландшафта. М., Изд-во геогр. литературы, 1955, с. 392.

Пославская О. Ю. О циклах развития рельефа равнины Приташкентского района.— «Изв. Узб. филиала геогр. об-ва СССР. Т. 2. Ташкент, 1956, с. 40—54.

Пославская О. Ю. Некоторые закономерности изменения петрографического состава галек в аллювии террас р. Чаткал.— «Изв. Узб. филиала геогр. об-ва СССР». Т. 6, 1962, с. 166—171.

Преображенский И. А. К вопросу о происхождении туркестанского лёсса.— «Почвоведение», 1914, № 1—2, с. 77—119.

Попов В. И. История депрессий и поднятий Западного Тянь-Шаня. Ташкент, 1938.

Розанов А Н. Сероземы Средней Азии. М., Изд-во АН СССР, 1951, 459 с.

Рубанов И. В. К геологии четвертичных отложений Бричмуллинской впадины (Приташкентский район).— В кн.: Геология и полезные ископаемые Узбекистана. Ташкент, 1964, 143—150 с.

Самсонов С. К. Палеогеография Западной Туркмении в новокаспийское время. М., Изд-во АН СССР, 1963, 126 с.

Северцев Н. А. Путешествие по Туркестанскому краю.— СПб., 1873, 462 с.

Скворцов Ю. А. Метод геоморфологического анализа и картирования.— «Изв. АН СССР, серия геол. и геофиз.», 1941, № 4, 5, с. 501—522.

Скворцов Ю. А. Юные тектонические движения Тянь-Шаня и генезис лёсса Приташкентского района.— В кн.: Труды Всесоюзного раб. совещ. по итогам изуч. четвертичн. периода в г. Ташкенте в 1948 г. Ташкент, 1953. с. 14—45.

Скворцов Ю. А. К характеристике среднеазиатских лёссов.— «Труды САГУ. Сер. физическая геогр.», 1957, вып. 99, кн. 10, с. 5—63.

Скворцов Ю. А. О периодичности тектонических движений как основе для стратиграфии четвертичных отложений на примере Узбекистана. — В кн.: Материалы Всесоюзн. совещ. по изучению четвертичн. периода. Т. 1. М., 1961, с. 68—75.

Скворцов Ю. А., Бабушкин Л. Н. Голодная степь. Ташкент, Изд-во АН Уз. ССР, 1957, с. 140.

Соколов С. И. О магниевой солонцеватости почв.— В кн.: Исследования в области генезиса почв. М., 1963, с. 203—215.

Степанов И. Н. Некоторые заметки к познанию генезиса почв высокогорий Тянь-Шаня.— Доклады АН СССР. Т. 130. 1960, № 5, с. 1113—1115.

Степанов И. Н. О процессах выветривания в ледовом типе литогенеза.— «Литология и полезные ископаемые», 1964, № 5, с. 109—110.

Степанов И. Н. Эколого-географический анализ почвенного покрова Средней Азии. М., «Наука», 1975, 167 с.

Спиридонов А. И. О происхождении лёссовых пород. — «Вестник МГУ, сер. географ.», 1960, № 5, с. 20—27.

Тетюхин Г. Ф. О стратиграфии четвертичных отложений Приташкентского района. В кн.: Материалы Всесоюзн. совещ. по изучению четвертичн. периода. Т. 3, 1961, с. 386—388.

Толстихин Н. И. К вопросу о террасах бассейна р. Чирчик.— «Бюлл. МОИП, отд. геолог.». Т. 7, вып. 3, 1929, с. 247—265.

Трофимов А. К. О возрасте и истории развития древних оледенений Западного и Юго-Восточного Памира.— В кн.: Новейший этап геологического развития территории Таджикистана. Душанбе, 1962, с. 253—282.

Трофимов А. К. Площадь распространения и основные этапы развития четвертичного оледенения Памира и Гиссаро-Алая.— «Изв. Всесоюзн. географ. об-ва». Т. 100. 1968, № 6, с. 503—512.

Трофимов А. К. О режиме ледников Памира в голоцене.— «Изв. Всесоюзн. географ. об-ва». Т. 101, 1969, № 2, с. 118—124.

Трофимов А. К. К методике исследования палеогеографии четвертичного периода горных стран (на примере горных областей Средней Азии).— В кн.: Проблемы изучения четвертичного периода. Комиссия по изучению четвертичного периода АН СССР. М., 1972, с. 365—372.

Трофимов И. И. Группа лёссовых пород Таджикистана (опыт комплексных исследований).— «Труды Всесоюзного раб. совещ. по итогам изуч. четвертичн. периода в г. Ташкенте в 1948 г.», Ташкент, 1953, с. 46—112.

Тюрин И. В., Тюрина Е. И. О составе гумуса в ископаемых почвах.— «Почвоведение», 1940, № 2, с. 10—22.

Федорович Б. А. Нерешенные вопросы древних оледенений.— «Вопросы географии», 1968, № 74, с. 21—33.

Федорович Б. А. Географические условия распространения лёсса в Евразии.— «Тр. Ин-та геол. наук АН УССР, серия геоморф. и четвертичн. геология». Вып. 1. 1957, с. 106—115.

Халчева Т. А. Различия минералогического состава лёссовых горизонтов Русской равнины.— В кн.: Лёссы, погребенные почвы и криогенные явления на Русской равнине. М., 1972, с. 49—59.

Храмов А. М., Шолпо Л. Е. Палеомагнетизм. Л., «Недра», 1967, 251 с.

Чедия О. К. История геологического развития территории Таджикистана в кайнозое.— В кн.: Новейший этап геологического развития территории Таджикистана. Душанбе, 1962, с. 283—309.

Черняховский А. Г. Элювий и продукты его переотложения (Казахстан и Средняя Азия). М., «Наука», 1966, 179 с.

Чупина Л. Н. Современные спорово-пыльцевые спектры южного Казахстана.— «Вестник АН Каз. ССР», 1965, № 2, с. 12—22.

Шапенов Х. Ш. Четвертичная история долины Пскема.— «Изв. Узб. географ. об-ва». Т. 13. Ташкент, 1971, с. 247—257.

Шапенов Х. Ш., Степанов И. Н. О почвах долины р. Пскем.— «Изв. Узб. геогр. об-ва». Ташкент. Т. 12. 1970, с. 139—160.

Швецов М. С. Петрография осадочных пород. М., Госгеолтехиздат. 1958, 416 с.

Шелкопляс В. Н., Морозов Г. В. Термолюминесценция кварца из лёссовой формации Украины.— В кн.: Материалы по четвертичному периоду Украины к VIII конгрессу. Киев, 1969, с. 21—28.

Шелкопляс В. Н., Морозов Г. В. Некоторые результаты исследования четвертичных отложений термолюминесцентным методом. — В кн.: Материалы по четвертичному периоду Украины. Киев, 1965, с. 83—90.

Шерматов М. Ш. Инженерно-геологические свойства лёссовых пород Чаткальской горной области. Ташкент, «Фан», 1971, с. 188.

Шнитников А. В. О внутривековых колебаниях уровня степных озер на юго-востоке центра Европейской части СССР.— «Труды Лаборатории озероведения АН СССР». Т. 2. Л., 1953, с. 93—107.

Щеглова В. В. Две находки остатков ископаемых млекопитающих в Приташкентском районе. Доклады АН Уз. ССР, 1954, № 2, с. 19—20.

Эпштейн С. В. К вопросу о стратиграфии четвертичных отложений Тянь-Шаня.— В кн.: «Труды Всесоюзн. раб. совещ. по итогам изучения четвертичн. периода в г. Ташкенте в 1948 г.», Ташкент, 1953, с. 213—224.

Юрьев А. А. К вопросу о стратиграфии четвертичных (антропогеновых) отложений Узбекистана.— «Доклады АН Уз. ССР», 1961, № 8, с. 31—35.

Юсупова С. Минералогические особенности лёссов Вахшской долины. Сталинабад, 1958, 200 с.

СОДЕРЖАНИЕ

Стр.

От редактора 3
Предисловие 4
Лёссы и их изученность 7
Распространение и морфология погребенных почв 19
Связь почв с ярусностью макрорельефа 19
Связь почв с террасовыми уровнями 24
Морфология почв 39
Микроморфология почв 45
Определение возраста погребенных почв 53
Особенности состава и свойств погребенных почв и их картографическое изображение 66
Инженерно-геологические свойства 66
Химические свойства 78
Минеральный состав 88
Плодородие лёссов 94
Изображение на карте погребенных почв лёссовых толщ 97
Палеогеографическая реконструкция лёссов Чарвакской котловины . . 100
Заключение 111
Список литературы 115

ИБ № 1138

Игорь Николаевич Степанов,
Уктам Кобилжанович Абдуназаров

ПОГРЕБЁННЫЕ ПОЧВЫ В ЛЁССАХ СРЕДНЕЙ АЗИИ
И ИХ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ

Редактор издательства *М. Д. Мирзоева*
Обложка художника *А. Е. Чучканова*
Художественный редактор *В. В. Евдокимов*
Технический редактор *О. А. Болтунова*
Корректор *Р. Я. Ускова*

Сдано в набор 25/XI 1976 г. Подписано в печать 3/V 1977 г.
Т-09611 Формат 60×90 1/16 Бумага № 2
Печ. л. 7,5 Уч.-изд. л. 8,36
Тираж 1000 экз. Заказ 821/12105—1 Цена 1 р. 25 к.

Издательство «Недра», 103633, Москва, К-12,
Третьяковский проезд, 1/19
Ленинградская картографическая фабрика
объединения «Аэрогеология»

1р.25к.

НЕДРА