

3. *Лазуков Г. И.* Антропоген северной половины Западной Сибири (палеогеография). М.: Изд-во МГУ, 1972. 127 с.
4. *Трофимов В. Т., Филькин Н. А.* Инженерно-геологические особенности аллювиальных и озерно-аллювиальных отложений долин крупных рек центральных районов севера Западно-Сибирской плиты / Природные условия Западной Сибири. М.: Изд-во МГУ, 1976. С. 13—51.
5. *Левковская Г. М.* Новые палинологические данные по позднеледниковым и голоценовым отложениям севера Западной Сибири // Верхний плейстоцен (стратиграфия и абсолютная геохронология). М.: Наука, 1966. С. 182—184.
6. *Григорьева А. К.* Палинологическая характеристика отложений позднего плейстоцена полярных районов Западной Сибири: Автореф. дис. ...канд. геогр. наук. М.: МГУ, 1987. 18 с.
7. *Авдалович С. А., Биджиев Р. А.* Каргинские морские террасы на севере Западной Сибири и проблема сартанского оледенения // Изв. АН СССР. Сер. географ. 1984. № 1. С. 89—100.
8. *Васильчук Ю. К., Серова А. К., Трофимов В. Т.* Новые данные об условиях накопления каргинских отложений на севере Западной Сибири // Бюл. комиссии по изуч. четвертич. периода. М.: Наука, 1984. № 53. С. 28—35.
9. *Данилов И. Д., Парунин О. Б.* Сравнительные результаты радиоуглеродного датирования карбонатных конкреций и растительных остатков из верхнеплейстоценовых отложений каргинской террасы низовьев Енисея // Докл. АН СССР. 1982. Т. 262. № 2. С. 402—404.
10. *Макеев В. М.* Колебание уровня Обской губы в голоцене // Географические и гляциологические исследования в полярных странах. Л.: Гидрометеиздат, 1988. С. 137—146.
11. *Макеев В. М., Большаков Д. Ю., Медкова О. Н. и др.* Особенности морфологии долины устьевоего участка р. Оби и история формирования современной дельты // Географические и гляциологические исследования в полярных странах. Л.: Гидрометеиздат, 1988. С. 125—137.
12. *Каплин П. А.* Новейшая история побережий Мирового океана. М.: Изд-во МГУ, 1975. 265 с.
13. *Иванов В. В., Макеев В. М.* Роль долгопериодных колебаний уровня океана и вертикальных движений земной коры в развитии устьевых областей рек арктической зоны // Водные ресурсы. 1987. № 4. С. 123—128.
14. *Шешина О. Н.* Реконструкция голоценовых фитоценозов севера Западно-Сибирской низменности по палинологическим данным. Автореф. дис. ...канд. геогр. наук. М.: МГУ, 1981. 19 с.
15. *Кушелевский Ю. И.* Путевые заметки, веденные во время экспедиций 1862, 1863 и 1864 гг., предпринятых для открытия сухопутного и водяного сообщения на севере Сибири от р. Енисея через Уральский хребет до п. Печоры. Тобольск, 1864. 168 с.

Московский государственный
университет
Географический факультет

Поступила в редакцию
23.XI.1989

PALEOGEOMORPHOLOGICAL ANALYSIS OF RIVER DELTAS WITHIN TAZOWSKAYA GUBA

KOROTAYEV V. N., SIDORCHUK A. Yu., TARASOV P. E.

Summary

Deltas of Pur, Taz and Messoyakhi rivers were formed during the Late Pleistocene and Holocene under conditions of reduced river discharge (by factor of 1,1 to 1,8) and solid runoff (by factor of 3 to 4), rising oceanic level and active differentiated tectonic uplift of the area (up to 11,2 mm per year). Geomorphological mapping of low terraces and floodplain levels together with radiocarbon dating of the sediments permit to reconstruct main stages of the deltas' relief formation in the process of infilling of narrow ingression bay.

УДК 551.435.74 (575.3)

А. Ф. МАШКОВ

ЭОЛОВО-АККУМУЛЯТИВНЫЙ РЕЛЬЕФ ТАДЖИКСКОЙ ДЕПРЕССИИ

Северо-восточная часть Афгано-Таджикской впадины, расположенная к северу от р. Пяндж, известна в геолого-географической литературе под названием Таджикская депрессия. В новейший тектонический этап Таджикская депрессия являлась областью преимущественных прогибаний и аккумуляции, хотя еще в миоцене возникли выраженные в рельефе внутридепрессийные антиклиналь-

ные поднятия. В предподзднеплиоценовую фазу диастрофизма вертикальная расчлененность описываемого региона резко возросла, площади областей седиментации сократились. По-видимому, по завершении этой фазы орогидрографический план территории был во многом сходен с современным. В позднеплиоцен-четвертичное время в поднятие втягивались все новые участки. К настоящему времени аккумулятивные равнины, приуроченные к зонам синклинальных прогибов и ограниченные хребтами-антиклиналями, занимают лишь четвертую часть площади Таджикской депрессии. Субмеридиональные хребты с относительными превышениями от 400 до 1500 м сложены мезозой-кайнозойскими образованиями.

Одной из особенностей, отличающих Таджикскую депрессию от сопредельных геоморфологических областей, является широкое развитие аккумулятивных поверхностей, образованных плейстоценовыми лёссами. Возрастное расчленение последних основано на комплексе геолого-геоморфологических данных, а также на результатах палеомагнитного и термолюминесцентного анализов [1, 2]. В полных разрезах плейстоценовых лёссов мощностью 80—100 м насчитывается 10 недокомплексов (без современной почвы). Лёссы распространены на водораздельных частях и склонах хребтов на абс. высотах от 400 м на юго-западе Таджикской депрессии до 2300—2600 м на ее восточной периферии. Лёссы различных возрастных генераций облачают разнообразные формы рельефа как денудационного, так и аккумулятивного происхождения. Эоплейстоценовые лёссово-почвенные образования в отличие от плейстоценовых не образуют синхронных форм аккумулятивного рельефа. Повсеместно в эоплейстоценовых отложениях Южного Таджикистана независимо от их генезиса и гипсометрического положения выработаны различные формы денудационного рельефа.

Характеризуя аккумулятивные поверхности, сложенные плейстоценовыми лёссами, необходимо остановиться на проблеме происхождения последних. Следует уточнить, что мы вслед за Н. И. Кригером [3], В. И. Елисеевым [4] и другими исследователями видим необходимость строго различать понятия «лёсс» и «лёссовидная порода». Ниже речь пойдет о рельефе, образованном типичными лёссами. Лёссы, по представлениям многих исследователей, в том числе и автора [5], сформировались при ведущей роли процессов эоловой аккумуляции. Однако распространена и точка зрения о субаквальном генезисе лёссов. Например, Н. П. Костенко [6] приписывает лёссам Таджикской депрессии аллювиально-пролювиальное происхождение. Согласно ее геоморфологическим построениям, водораздельные лёссы отнесены к нижнему плейстоцену, а «основной лёссовый комплекс», залегающий гипсометрически ниже, — к среднему плейстоцену. По А. А. Лазаренко [7], основным фактором при накоплении лёссов Южного Таджикистана были делювиально-пролювиальные процессы.

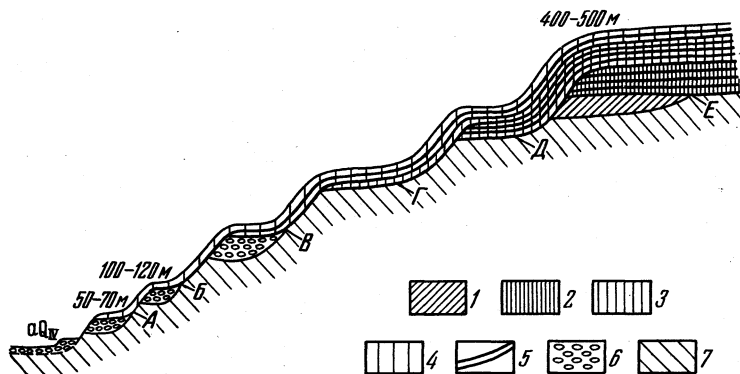
Однако ряд фактов свидетельствует в пользу эолового происхождения исходного пылеватого материала, преобразованного в ходе диагенеза (главным образом за счет почвообразовательных процессов) в лёсс. Один из них — присутствие на водораздельных пространствах многих хребтов Таджикской депрессии различных возрастных генераций лёссов. Чаще всего на водоразделах развиты лёссы самой молодой генерации, накопление которых шло во второй половине позднего плейстоцена, о чем свидетельствуют термолюминесцентные датировки [2]. На юго-востоке депрессии на вершинной поверхности хребта Кыбла эти лёссы располагаются на абс. высотах до 2600 м. Сторонники флювиального происхождения лёссов объясняют их распространение на водоразделах процессами «послелёссовой» тектоники, из чего неизбежно должен следовать вывод о голоценовом возрасте хребтов Таджикской депрессии. Однако рост внутридепрессионных поднятий начался еще в раннем миоцене. В континентальных миоценовых толщах встречаются обломки местных меловых и палеогеновых пород, снесенных с этих поднятий. К позднему плиоцену абсолютные высоты хребтов Таджикской депрессии равнялись 1000—1200 м, а в северо-восточной части достигали 2000 м [8, 9]. В плейстоцене процессы роста хребтов продолжались, так что факт существования водораздельных

лѣссов, в частности их позднеплейстоценовых генераций, лучше всего согласуется с эоловой теорией их происхождения.

Другой признак эолового генезиса лѣссов Южного Таджикистана — облекание ими форм рельефа, образованных до того или иного этапа лѣссового накопления. Изучение условий залегания ископаемых почв показало, что палеопочвы и разделяющие их горизонты лѣссов залегают субпараллельно очертаниям захороненного под ними рельефа, повторяя все его неровности. Связь между подобным залеганием и новейшими тектоническими структурами отсутствует. Облекание характерно для лѣссово-почвенных образований всех возрастных генераций, в том числе и для эоплейстоценовой. Так, например, на юго-востоке Таджикской депрессии в водораздельной части хр. Кичиктирйя элементы эрозионного позднеплейстоценового рельефа облекаются эоплейстоценовыми лѣссово-почвенными образованиями мощностью 30—70 м. Горизонты лѣссов и почв наклонены здесь под углами от 3—5 до 30—35° в различных направлениях в зависимости от экспозиции и крутизны погребенных позднеплейстоценовых склонов. Последние выработаны в миоценовых конгломератах, падающих под углом 10° на запад. Наиболее широко развиты в депрессии лѣссы молодой генерации с ископаемыми почвами I педокомплекса в основании (нумерация педокомплексов по А. А. Лазаренко [2]). Формированию их предшествовал этап активизации тектонических движений, сопровождавшийся региональным размывом, поэтому эти лѣссы облекают формы сложного эрозионного рельефа на водоразделах и склонах долин. В Ховалинской и Муминабадской частях впадинах лѣссы молодой генерации погружаются под голоценовые пролювиально-аллювиальные образования. Покровные лѣссы, по всей видимости, практически не изменяют облик погребенного рельефа. Последний на контакте с лѣссами законсервирован и почти не подвержен воздействию экзогенных процессов. Уничтожение погребенных поверхностей в областях современных поднятий процессами линейной эрозии идет одновременно с размывом лѣссовых покровов.

Согласно палеогеографическим реконструкциям А. Е. Додонова [1], лѣссы Таджикской депрессии были образованы за счет привноса пылеватого материала из пустынных областей южными и юго-западными ветрами. Наиболее тонкие и легкие пылеватые частицы должны были при этом переноситься на более дальние расстояния по сравнению с частицами, представленными тяжелыми минералами, или относительно крупными. Это подтверждается данными гранулометрического и минералогического анализов. Так, повышенное содержание частиц размером более 0,05 мм отмечается в лѣссах юго-западной части депрессии (до 35% на хр. Койкитау). На северо-востоке региона оно сокращается до первых процентов. Количество частиц лѣссовой фракции (0,01—0,05 мм), наоборот, увеличивается от 40% на юге депрессии до 70% на ее северной периферии. Минеральный состав лѣссов Южного Таджикистана в целом однообразен, что говорит об отсутствии его связи с подстилающими породами. Тяжелые минералы представлены главным образом гематитом и лимонитом, амфиболами и пироксеном, эпидотом, лейкоксеном, гранатом, турмалином, цирконом. Повышенное содержание тяжелых минералов во фракции 0,05—0,025 мм отмечается на юге рассматриваемой территории (0,8—2%), в центральной части депрессии оно сокращается до 0,1—0,4%, а на севере, на хребтах Северный Каратау, Кугитек, Джилянтау, не превышает сотых долей процента (0,01—0,08%).

Поверхности эоловой аккумуляции Таджикской депрессии сложены плейстоценовыми лѣссо-почвенными образованиями различных возрастных генераций. На водораздельных пространствах хребтов Северный Каратау, Кугитек, юго-западных отрогах Каратегинского хребта, в верховьях бассейна р. Кызылсу развиты лѣссовые покровы мощностью 80—100 м. Разрезы плейстоценовых лѣссов характеризуются на указанных участках наибольшей полнотой, здесь ими перекрыта денудационная поверхность, выработанная в эоплейстоценовых лѣссово-почвенных образованиях (рисунок). Она фиксируется по угловому



Сводная схема взаимоотношений покровных эоловых лёссов с элементами погребенного рельефа: 1 — эоплейстоценовые лёссово-почвенные образования; 2 — нижнеплейстоценовые лёссы; 3 — среднеплейстоценовые; 4 — верхнеплейстоценовые; 5 — погребенные плейстоценовые почвы; 6 — аллювиальные и пролювиально-аллювиальные отложения; 7 — коренные мезозой-кайнозойские породы. А—Е — элементы погребенного рельефа: А—Б — нижняя и верхняя позднеплейстоценовые террасы; В — нижняя среднеплейстоценовая терраса; Г—Д — поверхности среднеплейстоценовых и раннеплейстоценовых педиментов; Е — денудационная поверхность, сформированная в конце эоплейстоцена

несогласию в основании X педокомплекса (нижний плестоцен), на основании чего можно сделать вполне определенный вывод о том, что эта денудационная поверхность сформирована в конце эоплейстоцена, по-видимому, во время сравнительно длительного перерыва в лёссонакоплении путем педиментации. Рассматриваемая поверхность имеет региональное распространение, в большинстве случаев она выработана в дислоцированных меловых, палеогеновых и неогеновых породах и развита на абс. высотах от 1200 м в частных впадинах до 3000—3200 м на северо-восточной периферии Таджикской депрессии. Зачастую эта поверхность перекрыта сокращенным разрезом плейстоценовых лёссов, а на абс. отметках выше 2200 м она совершенно лишена лёссового покрова.

Раннеплейстоценовые и среднеплейстоценовые поверхности перекрыты лёссами, характеризующимися сокращенным разрезом. Распространение тех или иных возрастных генераций лёссов на каждой конкретной поверхности зависит от возраста последней. Например, раннеплейстоценовые педименты, выработанные в коренных мезозой-кайнозойских отложениях, местами перекрыты толщей лёссов мощностью 50—70 м с I—VI педокомплексами (средний—верхний плейстоцен). Поверхности высоких среднеплейстоценовых педиментов и террас могут перекрываться лёссами с почвами I—IV педокомплексов, низкая среднеплейстоценовая терраса погребена под лёссами с почвами I—II педокомплексов, либо под лёссами молодой генерации (с почвами I педокомплекса в основании). Нижняя часть разреза террас представлена инстративным и перстративным аллювием (хорошо сортированные валуно-галечники, пески), верхи разреза представлены обычно констративным аллювием со значительной примесью пролювиального материала. Эта закономерность отмечена ранее А. Е. Додоновым [1], который рассматривает инстративный аллювий нижней пачки как «теплый», верхняя же пролювиально-аллювиальная часть разреза соответствует холодным ледниковым эпохам. Подобное строение характерно и для позднеплейстоценовых террас.

Наиболее распространены в Южном Таджикистане поверхности эоловой аккумуляции, сложенные 10—15-метровой толщей лёсса с двумя или тремя горизонтами красновато-бурых погребенных почв I педокомплекса в основании. Как уже упоминалось, эта пачка лёссов сформирована во второй половине позднего плейстоцена. Образованию ее предшествовал значительный врез,

проявившийся на территории Таджикской депрессии практически повсеместно. Лёссы рассматриваемой генерации облекают склоны предшествующего этапа врезания, поверхность верхней позднечетвертичной террасы, а также более древние геоморфологические уровни. Почвы I педокомплекса в толще лёсса, перекрывающей нижнюю позднеплейстоценовую террасу, отсутствуют, они синхронны инстративному аллювию этой террасы. Масштабы эолового лёссонакопления во второй половине позднего плейстоцена были более значительными по сравнению с ранними этапами. Лёссы молодой генерации распространены на абсолютных отметках и свыше 2000 м, правда, на предельных для эолового накопления высотах 2200—2600 м мощность лёссов сокращается, а погребенные почвы отсутствуют. На высотах менее 2000 м лёссы молодой генерации на склонах крутизной до 30° отличаются выдержанной мощностью.

Таким образом, распространение лёссов на водораздельных пространствах, обложение ими форм рельефа различного возраста и генезиса, особенности вещественного состава лёссов говорят о том, что ведущую роль в их образовании играли процессы эоловой аккумуляции. Изучение пространственных взаимоотношений между лёссовыми покровами, для которых в последние 15 лет создана детальная стратиграфическая шкала, и элементами погребенного рельефа позволяет надежно датировать последние. Благодаря этому была выделена поверхность выравнивания, сформированная в конце эоплейстоцена, которая является в Таджикской депрессии важным геоморфологическим репером. По ее деформациям можно судить о скорости и направленности тектонических движений в плейстоцене.

ЛИТЕРАТУРА

1. Додонов А. Е. Антропоген Южного Таджикистана. М.: Наука, 1986. 168 с.
2. Лазаренко А. А., Пахомов М. М., Пеньков А. В. и др. О возможности климатостратиграфического расчленения лёссовой формации Средней Азии // Поздний кайнозой Северной Евразии. М.: ГИН АН СССР, 1977. Т. 1. С. 70—133.
3. Кригер Н. И. Лёсс, его свойства и связь с географической средой. М.: Наука, 1965. 296 с.
4. Елисеев В. И. Закономерности образования пролювия. М.: Недра, 1978. 232 с.
5. Машков А. Ф. Главные признаки эолового генезиса рельефа лёссовой аккумуляции Таджикской депрессии // Географические системы: проблемы моделирования и управления. Тез. докл. Всесоюз. науч. конф. молодых ученых-географов. Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1987. С. 157—158.
6. Костенко Н. П. Лёссовидные породы горных стран юга Средней Азии // Новейший этап геологического развития территории Таджикистана. Душанбе: Полиграфкомбинат, 1962. С. 119—141.
7. Лазаренко А. А. Основные черты строения и неотектоники лёссовой формации Таджикской депрессии в связи с вопросами ее генезиса // Процессы континентального литогенеза. М.: Наука, 1980. С. 186—194.
8. Меламед Я. Р. Афгано-Таджикская депрессия в неогеновом периоде (палеогеографический очерк) // Проблемы нефтегазоносности Таджикистана. Душанбе: Ирфон, 1969. Вып. II. Ч. II. С. 134—191.
9. Чедия О. К. Юг Средней Азии в новейшую эпоху горообразования. Кн. 2. Фрунзе: Илим, 1972. 225 с.

ПО «Таджикгеология»

Поступила в редакцию
27.II.1989

EOLIAN BUILT-UP LANDFORMS OF THE TAJIK DEPRESSION

MASHKOV A. F.

Summary

Studies of numerous sections in the loess in watersheds in the Tajik Depression revealed the eolian sedimentation to have been the main process in the loess formation. Loess deposits analysis permits to date various elements of buried topography. A planation surface is identified which had been formed at the end of the Eopleistocene. It serves now as an important geomorphological marker, its distortions provide information on direction and rate of tectonic movements during the Pleistocene.