



**СОВРЕМЕННЫЙ И ЧЕТВЕРТИЧНЫЙ
КОНТИНЕНТАЛЬНЫЙ
ЛИТОГЕНЕЗ**

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р
КОМИССИЯ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

С О В Р Е М Е Н Н Ы Й
И Ч Е Т В Е Р Т И Ч Н Ы Й
К О Н Т И Н Е Н Т А Л Ь Н Ы Й
Л И Т О Г Е Н Е З



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
МОСКВА 1966

УДК 551.79

ОТВЕТСТВЕННЫЙ РЕДАКТОР
Е. В. ШАНЦЕР

2-9-3

762-66

ПРЕДИСЛОВИЕ

Основу настоящего сборника составляют материалы Международного симпозиума, созданного Комиссией INQUA по литологии и генезису четвертичных отложений и состоявшегося в Москве 19—24 октября 1964 г.

На Симпозиуме было заслушано и обсуждено 30 докладов советских и иностранных ученых и, кроме того, 5 докладов зарубежных его участников было прислано в письменном виде, поскольку по различным причинам они не могли лично прибыть в СССР.

В программу Симпозиума входило обсуждение проблем литологии и генезиса элювиальных образований, лёссов и лёссовидных пород, ледниковых, аллювиальных, пролювиальных и склоновых отложений, а также некоторых общих методических вопросов изучения континентальных отложений.

Всего на Симпозиуме присутствовало около 100 человек, многие из которых весьма активно участвовали в обсуждении затронутых на нем проблем. К сожалению, своевременная и полная публикация материалов Симпозиума, по ряду обстоятельств оказалась невозможной. Часть рукописей поступила с опозданием. Многие доклады советских участников были сданы в печать в другие издания или явились изложением выводов и данных, в том или ином виде уже появившихся в печати ранее. В связи с этим их вторичная публикация стала нецелесообразной.

Настоящий сборник включает все доклады иностранных участников Симпозиума. Из сообщений советских участников, по указанным выше соображениям, в него не вошли доклады Е. В. Шанцера, И. П. Карташова, Н. В. Ренгартен и Н. А. Константиновой, Н. В. Ренгартен и В. П. Маслова, В. Н. Разумовой, В. П. Чичагова, А. А. Лазаренко, В. И. Елисеева и Г. А. Мавлянова. Это обстоятельство заставило отказаться также от публикации выступлений в прениях, касавшихся часто сразу нескольких докладов, в том числе и не помещенных в сборнике. В то же время представлялось рациональным включить в него статьи Н. Г. Судаковой и Б. В. Рыжова, хотя и поступившие позже, но по своей тематике соответствующие программе Симпозиума.

Таким образом, сборник нельзя рассматривать в качестве трудов Симпозиума. Хотя он и составлен в основном по материалам последнего, но не дает полного представления о всем круге обсуждавшихся вопросов и с этой точки зрения является несколько фрагментарным. Однако можно надеяться, что и в этом виде он сможет сыграть свою роль как средства обмена результатами исследований и идеями между специалистами разных стран, в чем состояла главная цель Симпозиума.

Вопросы генезиса новейших континентальных отложений являются в настоящее время совершенно недостаточно разработанными и поэтому каждая из помещенных в сборнике статей, несомненно, приобретает существенный самостоятельный интерес.

Надо надеяться, что в дальнейшем итоги работы симпозиумов, создаваемых Комиссией INQUA по литологии и генезису четвертичных отложений, которые предполагается посвящать обсуждению отдельных конкретных проблем, удастся опубликовать более своевременно и полно.

В заключение необходимо оговориться, что подавляющее большинство рукописей иностранных ученых было прислано на русском языке. Исключение составляли лишь доклады Г. Т. Смита (США) и Ю. Финка (Австрия). Поскольку сами авторы предназначали их в первую очередь для советских читателей, то мы сочли возможным перевести и их на русский язык, тем более что это сильно упростило издание сборника.

МИКРОМОРФОЛОГИЧЕСКИЙ МЕТОД В ИЗУЧЕНИИ ЛЁССОВЫХ ОБРАЗОВАНИЙ И ПЕРВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ЕГО ПРИМЕНЕНИЯ

*И. П. Герасимов, А. А. Величко,
Т. Д. Морозова, М. А. Фаустова*
(СССР)

На VI Конгрессе INQUA был представлен доклад, опубликованный позднее в журнале «Известия АН СССР, серия географическая» (1962, № 2) под названием «Лёссообразование и почвообразование». В нем шла речь о так называемой почвенной гипотезе «облессования».

В докладе указывалось, что самая сильная сторона рассматриваемой гипотезы заключается в том, что эта гипотеза строго различает два важнейших явления в сложном процессе формирования лёссов: 1) накопление минеральной массы; 2) приобретение массой свойств лёссовой породы (т. е. облессование).

Далее отмечалось, что в природе может иметь место довольно различная последовательность этих двух явлений. Принципиально возможны три основные схемы: эпигенез, сингенез и протогенез.

Сущность эпигенеза заключается в первоначальном накоплении (различным способом) исходной минеральной массы, не имеющей еще лёссовых свойств (пылеватости, известковистости и др.). Исходная масса под влиянием определенных процессов выветривания и почвообразования только после своего отложения постепенно приобретает такие характерные свойства и превращается в лёсс или лёссовидную породу (т. е. облессовывается). Сущность сингенеза заключается в одновременном накоплении минеральной массы и приобретении ею (под влиянием определенных процессов выветривания и почвообразования) типичных свойств лёсса и лёссовидных пород. Сущность протогенеза заключается в том, что накапливается (различным способом) минеральный материал, уже имеющий основные свойства лёсса благодаря предварительному воздействию процессов выветривания и почвообразования на мелкозем, который вовлекается в перенос и накопление.

Совершенно естественно, что все три возможные пути лёссообразования могут совмещаться или чередоваться. При этом во всех вероятных схемах способ накопления минеральной массы может быть совершенно различным (например, эоловым, делювиальным, элювиальным и т. д.), поскольку продукты накопления приобретают сходные литологические свойства независимо от способа накопления, под влиянием общего процесса выветривания и почвообразования. Способ накопления минерального материала в каждом отдельном случае обусловлен местными геоморфологическими условиями, благодаря чему общая мощность, площадь распространения и особенности залегания лёссовых пород оказываются весьма разнообразными, а литологический облик — однотипным.

Важно подчеркнуть, что с общетеоретической точки зрения, отмеченным выше взаимоотношениям процессов выветривания, почвообразования и накопления континентальных отложений должно быть придано универсальное значение. Они могут и должны рассматриваться как наиболее общие постоянные закономерности континентального литогенеза. В самом

деле, любой агент континентальной денудации и аккумуляции (т. е. вода, ветер, лёд и т. д.), с деятельностью которого обычно связывается образование так называемых генетических типов континентальных отложений (аллювиальных, делювиальных, пролювиальных, эоловых, ледниковых и т. д.), как правило, воздействует (при смыве, размыве, развевании и т. д.) не на абсолютно свежую поверхность какой-либо плотной горной породы (магматической, метаморфической или осадочной), а на поверхность, в той или иной степени уже разрушенную, подвергшуюся процессам выветривания и почвообразования. Эти последние процессы, таким образом, подготавливают любую плотную горную породу к континентальной денудации и одновременно с этим придают продуктам денудации вполне определенные и характерные свойства. Иначе говоря, протогенез (т. е. предварительная обработка минеральной массы процессами выветривания и почвообразования) всегда является первой ступенью континентального литогенеза.

В зависимости от характера последующих процессов (способа транспорта и накопления минеральной массы, условий среды и т. д.) первоначальные (протогенетические) свойства минеральной массы континентального осадка могут сохраняться или видоизменяться. В наиболее полной степени они будут сохраняться при ограниченных масштабах переноса и наименее существенных изменениях среды (например, при делювиальном переносе и накоплении). Самая сильная степень видоизменения, очевидно, будет иметь место при обстоятельствах противоположного характера (например, при длительном аллювиальном переносе и озерном накоплении). Однако процессы сингенеза и эпигенеза, сопровождающие накопление континентальных отложений, будут способствовать восстановлению (или новому приобретению) минеральной массой свойств, обусловленных процессами выветривания и почвообразования. Сингенез будет, очевидно, иметь наиболее важное значение при сравнительно медленном темпе накопления минерального материала, эпигенез — в фазы перерыва или завершения такого накопления. В целом, можно снова сказать, что процессы выветривания и почвообразования в форме протогенеза, сингенеза и эпигенеза должны предшествовать, сопровождать и заключать континентальный литогенез, т. е. являться его постоянным и обязательным компонентом.

Вряд ли можно привести какие-либо существенные принципиальные возражения против изложенных выше положений. Однако совершенно естественно будут замечания методического характера. Они сводятся, прежде всего, к вопросу о тех методах, при помощи которых возможно, и притом достаточно обоснованно, выявлять и диагностировать признаки континентальных отложений, связанные по своему происхождению с теми или другими процессами выветривания и почвообразования. Может показаться уместным даже известное недоверие к возможностям палеопедагогического анализа, по крайней мере, по отношению к особенно мощным толщам континентальных отложений однообразного литологического состава. В связи с этим нам снова необходимо вернуться к лёссам.

Известно, что почти постоянной особенностью лёссовых толщ является прослоенность их горизонтами так называемых погребенных почв. Под последними обычно подразумеваются темноокрашенные (гумусовые), оглиненные или выщелоченные (от карбонатов) слои в лёссовых толщах, отделенные один от другого ярусами более или менее однородной лёссовой породы. Имеются вполне достаточные основания считать столь характерные образования в лёссах за настоящие погребенные почвы, которые можно (правда, не всегда точно) определять генетически (т. е. отнести к тому или иному генетическому типу). Более того, выделение в лёссовой толще погребенных почв указанного характера дает основание разделить весь процесс ее формирования на две совершенно различные группы периодов

или циклов. В течение одной из них происходило накопление лёссового материала (т. е. образование лёссовых ярусов), в течение другой лёссонакопление прерывалось, и образовывались горизонты погребенных почв. Как известно, именно на таком толковании процесса формирования мощных толщ лёсса основана наиболее распространенная лёссовая стратиграфия в приледниковых районах Европы. Она предусматривает корреляцию ярусов лёсса с гляциальными эпохами, а горизонтов погребенных почв — с интергляциалами и интерстадиалами.

В принципе подобное толкование истории формирования лёссовых толщ является совершенно правильным, хотя применяемые до сих пор методы генетической диагностики и возрастной корреляции горизонтов «погребенных почв» во многих случаях еще лишены достаточной научной обоснованности. Но совершенно неверным было бы ограничить палеопедагогический анализ лёссовых толщ лишь рассмотрением горизонтов вышеуказанных «погребенных почв» (что делается в большинстве случаев). Подобный анализ необходимо применить и к лёссовым ярусам, разделяющим горизонты «погребенных почв», поскольку эти ярусы сложены минеральной массой лёсса, т. е. типичного континентального отложения, сформированного с неперменным участием процессов выветривания и почвообразования. Однако для того, чтобы осуществить такое изучение, необходимо, прежде всего, отказаться от ложного, но очень распространенного представления о литологическом однообразии лёссовых ярусов.

Летом 1964 г. одному из авторов статьи (И. П. Герасимову) довелось побывать в Моравии и, благодаря любезному содействию чехословацких коллег, ознакомиться с условиями залегания и литологией мощных толщ среднеевропейского лёсса. В 40 км к югу от г. Брно были показаны, в частности, искусственные карьеры в 20-метровой толще типичного лёсса, в которой найдена богатейшая коллекция превосходного палеолитического кремневого инвентаря (Клима и др., 1961). В естественных обнажениях мы видим здесь обычную картину однородных лёссовых ярусов, разделенных двумя-тремя горизонтами темноцветных погребенных почв. Картина резко изменяется в искусственных карьерах, т. е. при осмотре свежей поверхности лёсса. Чехословацкий археолог Б. Клима вместе со своими сотрудниками проделал поистине героическую работу, тщательно изучив и точно зафиксировав (что потребовало нескольких месяцев ежедневной работы) все мельчайшие детали строения лёссовой толщи. Он опубликовал результаты своей работы, обогатив научную литературу исключительно ценным материалом. Вместо привычной схемы гомогенной лёссовой толщи мы видим сложный полигенетический нанос. Для более полной картины были приведены также результаты аналитического изучения профиля, включающие данные цветового анализа, содержания карбонатов и гумуса, изотопных возрастных определений, хронологическую интерпретацию и некоторые дополнительные сведения. Взятые в совокупности, они полностью подтверждают генетическую разнородность лёсса.

Базируясь на столь основательных материалах, чехословацкие геоморфологи уже давно отказались от классической традиции трактовать свои лёссовые отложения как литологически-гомогенную эоловую толщцу. Они называют эти отложения ритмично-слоистыми отложениями склонов, а главную роль в их образовании приписывают процессам: 1) выветривания, 2) плоскостного смыва, 3) солифлюкции, 4) эоловой деятельности, 5) выпадения и таяния снега. На этом основании большинство среднеевропейских лёссов относится ими к особому типу «нивеозоловых» (снежно-эоловых) образований (Czudek и др., 1963).

Мы рассказали об интересных наблюдениях чехословацких специалистов для того, чтобы показать, как меняются наши привычные, но, увы, слишком поверхностные представления о свойствах и особенностях континентальных отложений при более углубленных, чем обычно, методах изу-

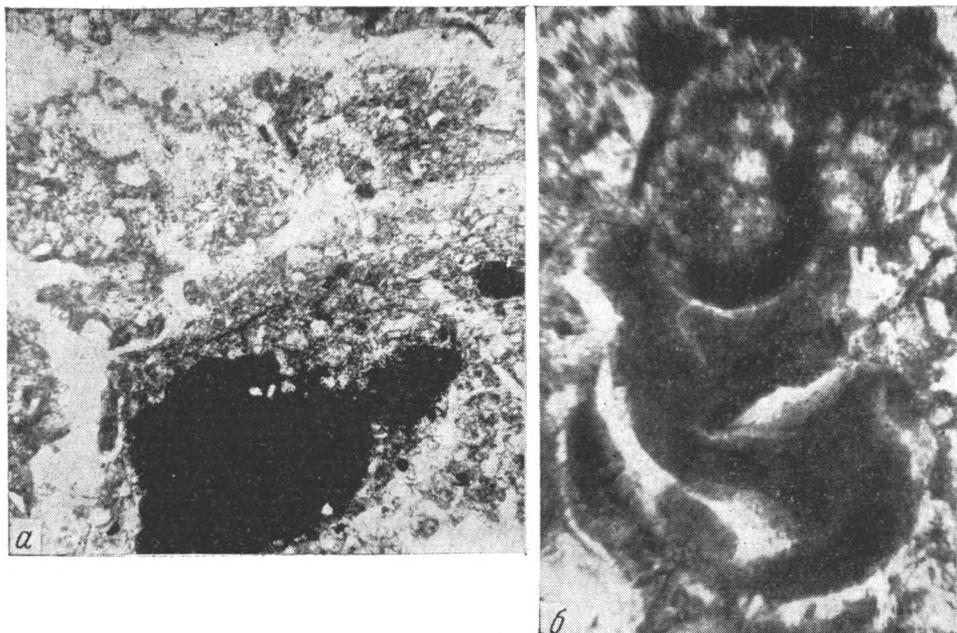


Рис. 1. Микростроение ископаемой подзолистой почвы микулинского времени (Брянск)
 а — микростроение горизонта А₂, увел. 60 при одном никеле; б — натек оптически ориентированной глины в иллювиальном горизонте, увел. 420 при одном никеле

чения. Особенно заманчивые перспективы в этом отношении открываются, по нашему мнению, путем применения к исследованию отложений подобного характера методов микроморфологического анализа. Эти методы первоначально были разработаны и применены в сфере почвоведения, т. е. изучения современных почв. Их основоположники — советский ученый акад. Б. Б. Полынов и австрийский ученый проф. Кубиена — использовали обычный поляризационный микроскоп не только для классического минералогического анализа почвенной массы. Главным предметом исследования они сделали так называемое микростроение почвы (soil fabric). В нем было предложено различать основную массу, так называемую почвенную плазму, состоящую из тонкодисперсного материала, в который погружены различные элементы скелета почвы, т. е. обломки первичных минералов, отдельные кристаллы солей или их сростки, микроорганизмы или остатки органических веществ и т. д. При этом очень важное значение придавалось различным типам строения плазмы (Кубиена, 1938), характеризующим ее различный генезис, обусловленный неодинаковым физическим состоянием дисперсного материала (пептизированного или скоагулированного), и его связями со скелетом. Особое внимание было уделено также изучению структуры микроагрегатов почвенной массы, формам выделения водорастворимых солей, типам пористости и особенностям веществ, заполняющих поры, характеру гумусовых веществ и т. д. Считалось (и это было доказано в ходе проведенных исследований), что разные генетические типы почв обладают весьма различными характеристиками своей микроморфологии, причем изучение особенностей последней даст возможность более полно охарактеризовать сущность физических и физико-химических явлений, протекающих в разных почвах.

Микроморфологический метод изучения почв, выдвинутый Б. Б. Полыновым и развитый Кубиеной, превратился в течение последних 20—30 лет в особое направление почвенных исследований. В текущем году в

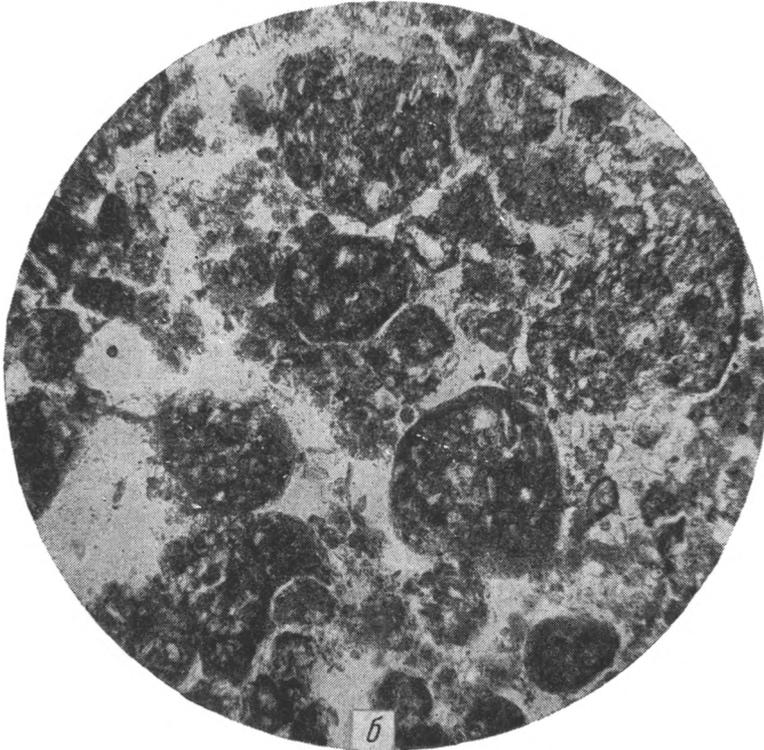
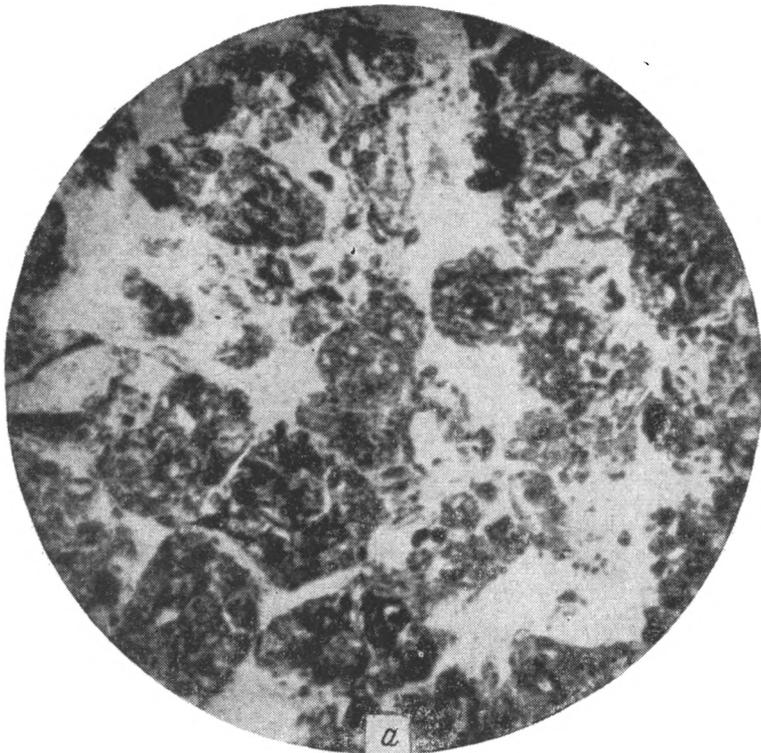


Рис. 2. Микростроение агрегатов в почвах, затронутых криогенными процессами:
а — в палевой мерзлотной почве Центральной Якутии; увел. 60 при одном никеле; **б** — в брянской
ископаемой почве, с. Гуньки, увел. 60 при одном никеле

Голландии было проведено уже второе международное совещание по микроморфологии почв, в котором были рассмотрены результаты проведенных работ по вопросам биологии почв (разложению органических веществ и образованию гумуса), почвообразовательным процессам и классификации почв, палеопедологии, методу и его применению (Soil Micromorphology, 1964). Учитывая высокую перспективность этого метода для выявления признаков выветривания и почвообразования при образовании континентальных отложений, Институт географии АН СССР организовал специальную группу, которая применила микроморфологический метод для изучения погребенных почв и континентального литогенеза. Ниже будут охарактеризованы первые результаты работ, полученные этой группой.

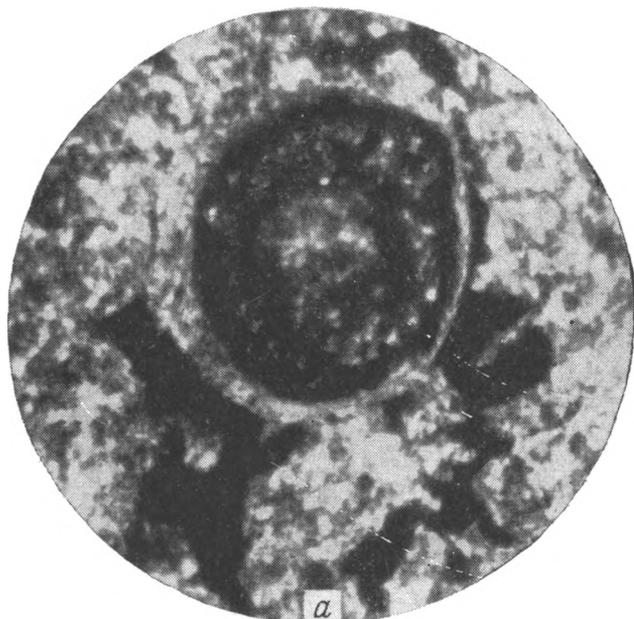
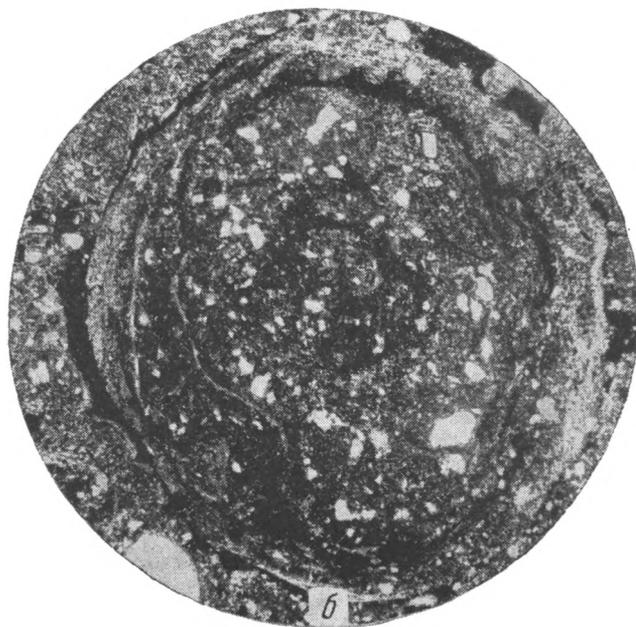


Рис. 3. «Кольцевое» микро-
строение оптически ориен-
тированной глины вокруг
микроорштейна в почвах
и покровных суглинках,
затронутых криогенными
процессами

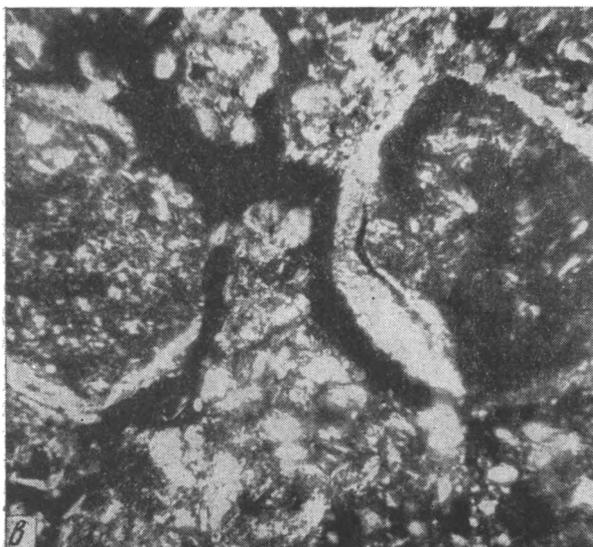
а — «кольцо» из оптически ориентированной глины вокруг микроорштейна в мерзлотной палеовой почве Центральной Якутии, увел. 210, николи скрещены; *б* — то же, в брянской ископаемой почве, увел. 96, николи скрещены; *в* — кольцевое микростроение ориентированных глин в покровных суглинках Вольшеземельской [тундры, увел. 96, николи скрещены



Первое применение микроморфологический метод в Институте географии АН СССР нашел при исследовании ископаемых почв в лёссовых толщах. Выше уже было отмечено, что ископаемые почвы являются одним из наиболее интересных и в то же время сложных объектов четвертичной геологии.

Погребенные почвы представляют собой древние, мертвые образования, которые длительное время подвергались действию вторичных диагенетических процессов уже после своего захоронения в лёссовой толще. Эти процессы преобразовали и замаскировали первоначальные свойства ископаемых почв настолько, что не всегда можно определить их генетические типы, даже применяя современные физико-химические и химические методы исследования, разработанные в почвоведении. Именно с таким сложным случаем встретились мы в первых микроморфологических исследованиях, примененных к изучению мощной ископаемой почвы микулинского межледниковья в лёссовых толщах средней части Русской равнины (Брянск). Только на основании результатов общего химического изучения невозможно объяснить такие важные особенности этой почвы, как, например, повышенное содержание ила и полуторных окислов в ее гумусовом горизонте по сравнению с горизонтом вымывания, накопление углекислоты карбонатов в верхней части профиля и ряд других особенностей.

Микроморфологический анализ генетического профиля микулинской ископаемой почвы показал, однако, что профиль этот четко дифференцирован по микростроению на гумусовый, подзолистый и иллювиальный горизонты. Горизонт A_2 оказался обедненным глинистым веществом, переместившимся в нижележащий иллювиальный горизонт (рис. 1, а), которое отложилось здесь в виде скорлуповатых натеков оптически ориентированной глины по порам, трещинам, в свободных пространствах между минеральными зернами (рис. 1, б). Так же, как и в современной дерново-подзолистой почве, в ископаемой было констатировано обилие плотных непрозрачных микроортштейнов, приуроченных к подзолистому горизонту. Натёки оптически ориентированных глин были прозрачны, с незначительным содержанием гумусовых частиц, желатиноподобны, однородны. При этом морфологические свойства натеков подтверждали, что иллювиальные процессы, принимавшие активное участие в формировании ископаемой почвы, качественно были близки к тем, которые наблюдаются в современных почвах, распространенных в южной части таежной зоны. Одновре-



менно с этим общим выводом, данные проведенного микроморфологического анализа позволили выявить и некоторые специфические особенности в эволюции изученных межледниковых почв. Так, по строению микулинских почв можно было с уверенностью говорить о двух стадиях в их развитии — более ранней подзолистой и более поздней — дерновой. Об этом свидетельствовало своеобразное строение ископаемых почв и прежде всего наличие мощного дернового горизонта, наряду с хорошо выраженными подзолистым и иллювиальным горизонтами. На этом основании был сделан вывод

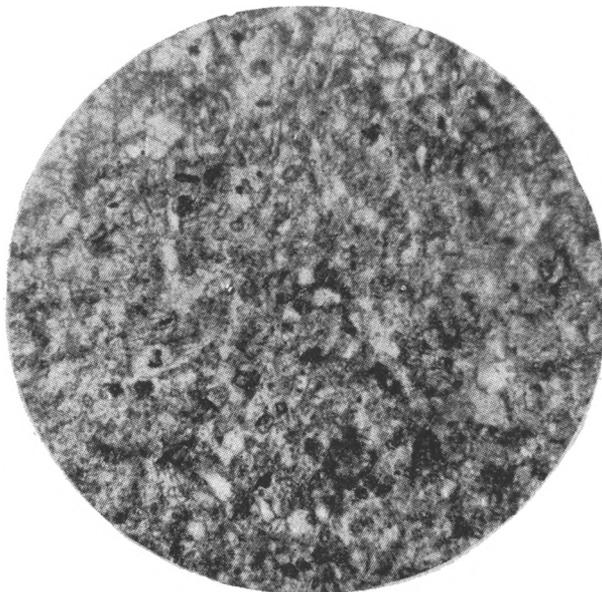


Рис. 4. Микростроение валдайского лёсса в разрезе Араповичи (глубина 5 м), увел. 60, при одном никеле

о том, что более или менее типичные подзолистые почвы, очевидно, были широко распространены в первую фазу межледниковья, а во вторую они подверглись ясно выраженному одернению (Величко, Морозова, 1963).

Еще более сложным оказался другой объект нашего изучения. Мы имеем в виду брянский горизонт ископаемой почвы, разделяющий толщу валдайского лёсса на горизонты лёсс I и лёсс II. Эта почва изучалась по меридиональному профилю, заложенному на Русской равнине в серии последовательных разрезов. Во всех разрезах этого профиля брянская ископаемая почва имела ряд общих специфических микроморфологических особенностей, которые свидетельствовали о том, что эта почва значительно отличается по своему строению как от современных, так и от межледниковых почв рассматриваемого района. Изучение почвы в шлифах выявило своеобразное агрегатное микростроение ее почвенной массы. В гумусовом горизонте тонкодисперсная, гумусово-глинистая плазма была стянута в округлые агрегаты (рис. 2, а, б), оконтуренные оболочками из оптически ориентированной глины, иногда состоящими из нескольких concentрических слоев (рис. 3, а, б, в). Основная масса частиц первичных минералов, составляющих твердый скелет, располагалась по периферии агрегатов и в межагрегатных промежутках; внутри агрегатов отмечалось чешуйчатое микростроение глинистого вещества. В нижней части гумусового горизонта агрегатность уменьшалась, при этом какие-либо признаки иллювирирования органо-минеральной массы в почве отсутствовали. Генетический профиль почвы заканчивался иллювиальным карбонатным гори-

зонтом, насыщенным микрокристаллическим кальцитом. Все эти признаки ископаемой почвы нельзя объяснить только процессами, свойственными современным почвам рассматриваемого района. Лишь после проведения специальных дополнительных работ удалось подойти к их обоснованному истолкованию (см. ниже). Микроморфологический анализ был использован нами для изучения не только ископаемых почв, но и разделяющих их лёссовых ярусов. Было известно, что в валдайских лёссах Русской равнины хорошо прослеживается особый ярус лёсса (так называемый лёсс II), который по своей макроструктуре является достаточно специфическим. Однако химические и механические исследования этого лёсса не позволили получить какие-либо определенные указания на условия его накопления. В то же время при помощи микроморфологического метода были установлены заметные изменения в климатической обстановке периода формирования этого лёсса. Так, изучение шлифов из горизонта лёсса в разрезе Араповичи показало, что по микростроению он весьма неоднороден. В верхней части лёссовой толщи почвообразовательные процессы в нем проявляются весьма слабо (рис. 4). На их наличие указывает лишь некоторая гумусированность толщи, редкие находки гумифицированных растительных остатков и фитолитарий, древние корнеходы, перераспределение микрокристаллического вторичного кальцита, приуроченность отложений микрокристаллического кальцита к корнеходам. Нижняя часть лёссовой толщи, несомненно, формировалась при более активном участии почвообразования, о чем свидетельствуют большая гумусированность лёсса в этой части толщи, хорошо выраженные агрегаты с гумусово-глинистым цементом, обилие корнеходов и другие признаки.

Микроморфологический метод позволяет выяснить не только долю участия почвенных процессов в формировании этих отложений, но и сущность некоторых процессов почвообразования и выветривания того времени. В частности, в ходе наших работ были получены интересные данные для изучения мерзлотных процессов, свойственных перигляциальным областям. Признаки древних мерзлотных процессов оказались заметными не только в виде крупных макроструктур, но также и в микростроении пород, подвергшихся действию многолетней мерзлоты. Так, например, в строении горизонта микулинской ископаемой почвы были отмечены некоторые особенности, возникновение которых нельзя объяснить процессами почвообразования, протекавшими в теплую межледниковую эпоху. Это были макроструктурные деформации различного типа. Если судить по макростроению ряда разрезов (например, в Брянске), то ископаемая почва была нарушена в основном деформациями типа криотурбаций в виде языков, завихрений, смятий и т. д. При этом микроморфологическое изучение показало, что первичное (домерзлотное) микростроение в почвах с макротекстурными деформациями сохранилось весьма слабо. Здесь появились новые признаки, в частности, своеобразная дифференциация почвенной массы и обломочных частиц (рис. 5, а). Песчаные и крупнопылеватые частицы оказались собранными в кольца, центр которых выполнен преимущественно глиной. Как выяснилось позднее, подобные явления можно наблюдать в современных отложениях, которые подвергаются сезонному промерзанию. Таким образом, было установлено, что систематическое промерзание является одной из главных причин, вызвавших существенную перестройку микростроения рыхлых отложений в изученных разрезах.

Для проверки такого предположения было проведено специальное микроморфологическое изучение почвенной массы в северных районах нашей страны. Оно дало очень интересные результаты. Так, например, ряд особенностей микростроения покровных суглинков Большеземельской тундры был обусловлен перераспределением обломочного материала в результате давления, развивающегося при промерзании породы и превращении воды в лед. Обломочный материал, представленный в основном кварцем,

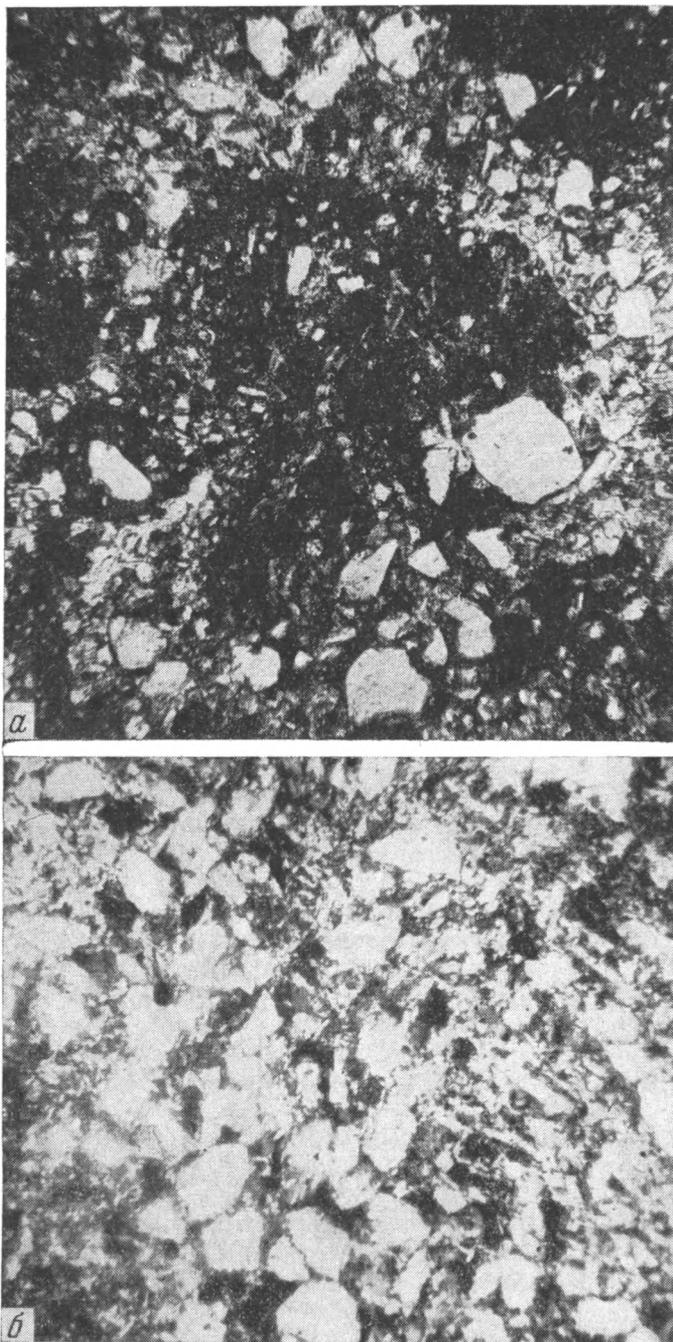


Рис. 5. Дифференциация обломочного материала под влиянием криогенных процессов

а — «кольца» из несчаных и крупно-пылеватых частиц в горизонте A_1 мякулинской почвы с макротекстурными мерзлотными деформациями, Новая Салынь; увел. 60, николи скрещены; *б* — скопление обломочных зерен в трещине (покровные суглинки Большеземельской тундры); увел. 60, николи скрещены,

оказался здесь отжатым в «свободные пространства» и образовал скопления в порах и вдоль трещин (рис. 5, б). Размеры зерен, концентрирующихся в порах и трещинах, колебались от 0,03 до 0,07 мм, в то время как основная масса зерен имела размеры 0,03—0,01 мм. В шлифах из покровных суглинков наблюдались также «кольца», составленные из зерен кварца (рис. 5, в), но с алевритово-глинистым материалом внутри. Дальнейшие работы показали, что точно такие же формы микростроения часто наблюдались в моренах как древних, так и современных ледников. При этом в современной донной морене ледника Семенова (Тянь-Шань), по материалам проведенных работ, такие формы имеют более крупные размеры, чем те, которые встречались в древних моренах. Существование таких форм объясняется тем, что они имеют тенденцию хорошо сохраняться при последующем оттаивании породы (Korina, Faustova, 1964).

В целом, можно сказать, что влияние криогенных процессов, которое может быть выявлено при помощи микроморфологического метода, не только сказывается в перераспределении обломочного материала, но объясняет, по-видимому, и многие другие черты микростроения почв и рыхлых отложений, замеченные в ходе наших исследований. Сюда относятся, например, особенности микростроения тонкодисперсного глинистого вещества и характер агрегированности. Так, в современных почвах Центральной Якутии, развивающихся в условиях вечной мерзлоты, была установлена хорошая агрегированность почвенной массы (рис. 2, а), вероятно, связанная с криогенезом. При этом в образовании агрегатов принимали участие преимущественно высокодисперсная часть почвы и пылеватые частицы минералов (Морозова, 1964). Надо отметить, что криогенные агрегаты в этих почвах образуются в условиях высокой гумусированности и насыщенности поглощающего комплекса почв Са и Mg, при оптимальном содержании влаги. Однако такие же агрегаты, по данным М. А. Фаустовой, наблюдались и в верхних горизонтах покровных суглинков, затронутых процессами почвообразования.

Согласно полученным данным, особый интерес представляют формы микростроения глин в мерзлотных почвах и породах. Как известно, иссле-

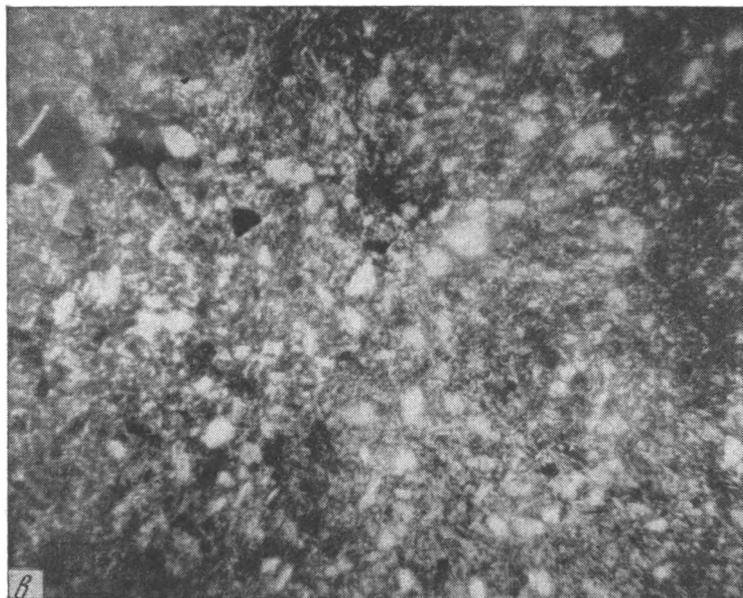


Рис. 5 (продолжение)

в — «кольца», образованные песчаными частицами покровные суглинки Большеземельской тундры; увел. 210, николи скрещены

дования гидродинамического режима мерзлотных грунтов показывают, что там создаются условия, благоприятные для диспергации коллоидов, которые при последующем их осаждении образуют глины с высокой степенью ориентации глинистых частиц. Поэтому, очевидно, в микростроении почв и рыхлых отложений, подвергшихся криогенному влиянию (при высоком содержании в грунте глинистых частиц и оптимальном содержании влаги), наблюдаются оптически ориентированные глинистые агрегаты кольцевого микростроения. Такие кольца часто концентрического строения наблюдаются вокруг отдельных обломочных зерен или их скоплений, глинистых агрегатов, растительных остатков и т. д. Именно такие формы наблюдались в мерзлотных почвах Якутии (рис. 3, а), в покровных суглинках Большеземельской тундры (рис. 3, б) и в брянской ископаемой почве (рис. 3, в). Это позволяет утверждать, что формирование последней происходило при участии криогенных процессов.

В представленном на VI Конгресс INQUA докладе на тему «Лёссообразование и почвообразование» говорилось о том, что было бы неосторожно переоценивать полученные результаты начатых исследований по изучению микроморфологических особенностей лёссов и погребенных почв. Однако один общий вывод из них беспорен. Он заключается в том, что гомогенные, на первый взгляд, толщи лёссов или других типов континентальных образований, казавшиеся долгое время мало доступными для деятельного литологического изучения и расчленения, обнаруживают, при микроморфологическом изучении, очень сложное гетерогенное строение с совершенно бесспорными признаками различных древних процессов выветривания и почвообразования. Да и трудно представить себе, что могло быть иначе. Лёсс (так же, как и морена, аллювиальный или делювиальный нанос и другие типы континентальных образований) — это типичное континентальное отложение, формировавшееся на земной поверхности, под непосредственным воздействием всех тех физико-географических процессов выветривания, почвообразования, денудации и аккумуляции, которые действуют здесь сейчас и действовали ранее. Все эти процессы не могли не участвовать в формировании столь распространенной поверхностной горной породы, как лёсс (добавим также — морены, аллювия, делювия и т. д.); не могли не оставить тех или других следов своей деятельности в составе и строении этой (и других) горной породы континентального происхождения. Поэтому все те методы исследования подобных горных пород и в первую очередь методы палеопедологического анализа не могут не иметь очень важного значения при их изучении. Даже самые первые результаты подобного изучения, в очень краткой форме изложенные выше, как нам кажется, показывают справедливость такого утверждения.

ЛИТЕРАТУРА

- В е л и ч к о А. А., М о р о з о в а Т. Д. Микулинская ископаемая, почва, ее особенности и стратиграфическое значение. — В кн. «Антропоген Русской равнины и его стратиграфические компоненты». Изд-во АН СССР, 1963.
- Г е р а с и м о в И. П. Лёссообразование и почвообразование. — Изв. АН СССР, серия геогр., 1962, № 2.
- М о р о з о в а Т. Д. Микроморфологические особенности мерзлотных палеовых почв Центральной Якутии. — Изв. АН СССР, серия геогр., 1964, № 6.
- С ž u d e c T., D e m e k F. J., P a n o š. V., S e i c h t o r o v a H. The Pleistocene rhythmically bedded slope sediments in the Hornomoravsky úval. — Antropozoikum, Rada A., 1963, v. 1.
- K l i m a B., K u k l a J., L o ž e k V., D e V r i e s H. Stratigrafie des Pleistozäns und Alter des paläolitischen Rastplatres in der Ziegelei von Dolní Věstonice. Antropozoikum, 1961, N 11.
- K o r i n a N. A., F a u s t o v a M. A. Microfabric of modern and old morains. — Soil Micromorphology. Proc. Second Internat. Working Meeting of Soil Micromorphology. Nederlands, 1964.
- K u b i e n a W. Micropedology. Ames, Iowa, 1938.
- Soil Micromorphology. — Proc. Second Internat. Working Meeting of Soil Micromorphology. The Netherlands, 1964.

СОВРЕМЕННОЕ ЛЁССООБРАЗОВАНИЕ В ВЫСОКОГОРНЫХ СТЕПЯХ ВНУТРЕННЕГО ТЯНЬ-ШАНЯ

А. Г. Черняховский
(СССР)

Современные лёссы делювиального происхождения были обнаружены в высокогорных районах Внутреннего Тянь-Шаня, в горах Байдулла, в районе перевала Долон на высоте 2900—3150 м и на северо-западном склоне юго-западного окончания хребта Атбаши в верховьях р. Карасу — левого притока р. Каракоюн. Делювий развит здесь в районе перевала Акбеит и на склонах гор Ортактау на высоте от 3100—3120 до 3280—3360 м над ур. моря. Развитие делювия приурочено к зоне холодных высокогорных степей, занимающих верхние части субальпийского горного пояса. В пределах вышележащего альпийского пояса и нижележащей зоны высокогорных полупустынь делювий замещается грубыми глыбово-щебенчатыми и пылевато-щебенчатыми склоновыми образованиями. Вертикальный интервал распространения делювия достигает 200—250 м.

Каракоюнский район современного лёссообразования отличается суровым климатом. Ночные заморозки, когда толщина льда на поверхности непроточной воды достигала 1,5 см, наблюдались нами ежедневно в конце июня 1964 г. Нередко в середине лета здесь выпадает снег, который обычно сразу же тает. Многолетняя мерзлота в долинах заболоченных речек начинается уже на глубине 50—60 см. По данным В. М. Чухакина (1959), минимальная зимняя температура поста Каракоюн, имеющего высотную отметку 2420 м, т. е. расположенного ниже зоны развития лёссов, достигает минус 38, минус 40°. Летом дневная температура может быть довольно высокой. Так 14 июля 1955 г. отмечена температура воздуха + 30°. Осадки выпадают преимущественно в весенне-летний период в виде дождей и дождей со снегом. Снежный покров слабый, и район используется в качестве зимних пастбищ. В естественно-растительном покрове доминирует разряженная типчаково-ковыльно-овсецовая степная растительность с примесью эдельвейса, мятликов, полыни, эфедры и т. п.). Растительность развивается на горных лугово-степных (черноземовидных) почвах.

Аналогичные климатические условия характерны и для другого района современного лёссообразования у перевала Долон.

В отличие от резких угловатых форм рельефа нивального и альпийского поясов с обилием скальных выходов пород, лишь слегка прикрытых щебенчато-глыбовыми осыпями и почти лишенной растительности, пояс развития современного делювия на тех же коренных породах характеризуется плавными очертаниями вершин и склонов. Скальные обнажения встречаются в этой зоне лишь в виде отдельных изолированных останцов, которые дают при разрушении небольшие щебенчатые шлейфы, быстро исчезающие на склоне под тонким плащом делювиального материала. Источником тонкого материала, который в процессе переноса, отложения и последующего диагенетического преобразования в условиях данной климатической зоны превращается в делювиальный лёсс, является непрерывно образующийся на коренных породах вдоль склона глинисто-дресвяный

элювий. В Каракоюнском районе глинисто-дресвяный элювий формируется за счет зеленоватых серицито-хлоритово-полевошпатово-кварцевых карбонатных, обогащенных рутилом метаморфических сланцев силура. Элювий обычно имеет двучленное строение. Плотные сланцы в нижних горизонтах выветрелой зоны распадаются по плоскостям сланцеватости и трещинкам отдельности на глыбы и разрыхленный щебень. В верхних, глинисто-дресвяных горизонтах элювия происходит дальнейшая дезинтеграция и разрыхление сланцев. Основной тон окраски породы в элювии остается почти без изменения. В нижних частях склонов верхние горизонты элювия, образованные сильно разрыхленными сланцами, сохраняя структуру материнской породы в целом, пропитываются тонкодисперсными продуктами выветривания, представленными гидратированными и слабоокисленными чешуйками хлоритов, серицита и обломками пород с сеткой белого порошкового карбоната, который местами образует отчетливый иллювиальный горизонт мощностью 20—30 см. Карбонатное вещество иллювиального горизонта ведет себя достаточно агрессивно, растворяя и корродируя вмещающую минеральную массу. В пределах иллювиального горизонта выветрелые сланцы приобретают характерную макропористость, которая, совместно с ветвящимися порами плохо разложившихся корешков растений, придает верхним горизонтам элювия лёссовидный облик и делает их весьма схожими с нижними щебенчатыми горизонтами развитого на них лёссовидного делювия. В верхних и средних частях склонов карбонатный иллювиальный горизонт среди элювия сланцев, как правило, отсутствует. Карбонаты, содержащиеся в свежих сланцах, в верхних горизонтах развитого здесь элювия выщелачиваются и в форме бикарбоната кальция переносятся на более низкие отметки склона. Таким образом, источником обогащения карбонатом кальция элювия нижних частей склона и развитого там делювия является кальцит, находящийся в свободном виде в материнской породе.

Таблица 1

Механический состав и состав глинистой фракции современного глинисто-дресвяного элювия сланцев силура у перевала Акбейт

Размер частиц, мм	Содержание фракции, %				
	Нижние горизонты		Верхние горизонты		
	Образец 152-3	Образец 152-4	Образец 178-4	Образец 178-10	Образец 178-16
>1	59,5	55,4	12,8	11,2	6,3
1—0,5	3,9	3,8	5,8	2,6	1,2
0,5—0,25	9,2	5,1	11,9	4,3	2,1
0,25—0,1	13,1	6,7	19,8	8,6	5,2
0,1—0,05	5,9	6,5	17,4	12,0	17,8
0,05—0,01	2,7	4,3	11,5	24,6	23,1
0,01—0,001	3,9	10,4	16,5	36,7	31,1
<0,001	1,8	7,6	4,3		13,2
Карбонатность, %	4,4	5,0	6,3	35,1	14,7
Состав глинистой фракции	Гидромусковит + джефферизит				
Ng'	1,589	1,596	—	—	1,593
Np'	1,574	1,572	—	—	1,669
Ng'—Np'	0,015	0,024	—	—	0,024

Мощность выветрелых сланцев достигает 2—3 м.

Механический состав глинисто-древяного элювия характеризует табл. 1.

Микроскопическое изучение глинисто-древяного элювия сланцев позволяет установить причину дезинтеграции породы. Выветривание приводит к слабой гидратации и частичному окислению легко выветривающихся хлоритов и гидратации серицита. Оба эти процесса сопровождаются изменением объема выветривающихся минералов и способствуют дезинтеграции породы в целом. Полевые шпаты заметного изменения в



Рис. 1. Термограмма гидромусковитово-джефферзитового глинистого вещества, выделенного из верхних горизонтов элювия сланцев перевала Акбейт (образец 152-4)

элювии не претерпевают и лишь растрескиваются по трещинам спайности. За счет выветривания хлоритов и серицита в верхних горизонтах элювия образуются близкие по оптическим свойствам высокоинтерферирующие, лишенные ясных кристаллографических форм минералы джефферзитового и гидрослюдистого (гидромусковитового) состава с $Ng' = 1,589 - 1,596$; $Np' = 1,569 - 1,574$; $Ng'' = 0,015 - 0,024$. Термограмма начальных продуктов выветривания слюд и хлоритов (рис. 1) отличается еще

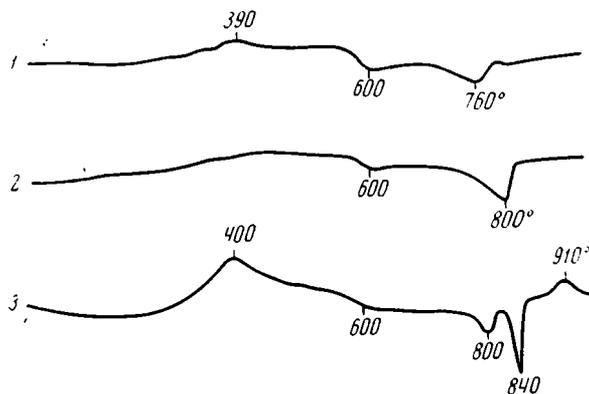


Рис. 2. Термограммы пород элювия сланцев перевала Акбейт
1 — свежий серицито-хлоритово-полевошпатово-кварцевый слабокарбонатный сланец (образец 152-1); 2 — выветрелый сланец из глинисто-древяной зоны (образец 152-3); 3 — выветрелый сланец из карбонатного иллювиального горизонта (образец 152-4)

очень слабой дифференциацией с едва намечающимися термическими эффектами. Выветривание хлоритов сопровождается выделением небольшого количества гидроокислов железа, которые придают элювию отчетливо буроватый оттенок.

Немалую роль в процессе дезинтеграции породы играет расклинивающее действие тонких водных пленок, проникающих по волосяным трещинкам (Дерягин, 1943).

Термические анализы, характеризующие процесс выветривания сланцев (рис. 2), отчетливо показывают, что весьма ощутимые изменения физических свойств породы в элювии сопровождаются в общем незначи-

тельным минералогическим изменением породообразующих минералов. Кривая 3 отличается от кривой 1 появлением экзотермического пика при 400°, связанного в данном случае с разложением органического коллоидного вещества и отдельных мелких корешков растений, а также увеличением интенсивности высокотемпературного эндотермического эффекта при 800—840°. Последний регистрирует повышенное содержание кальцита в элювии. На кривой 2 отсутствует, а на кривой 3 лишь намечается низкотемпературный эндотермический эффект глинистых минералов. Отсюда видно, что даже такие наиболее легко выветривающиеся минералы, как хлориты и серицит, в начальной стадии гидратации имеют еще достаточно крепкие связи между слоями кристаллической решетки и потому не содержат межслоевой воды.

Таблица 2

Химический состав свежих и выветрелых сланцев перевала Акбейт (%)
Аналитик В. И. Карасева

Окислы	Свежий сланец	Выветрелый сланец глинисто-дресвяной зоны	Выветрелый сланец иллювиального горизонта	Окислы	Свежий сланец	Выветрелый сланец глинисто-дресвяной зоны	Выветрелый сланец иллювиального горизонта
	Образец 152-1	Образец 152-3	Образец 152-4		Образец 152-1	Образец 152-3	Образец 152-4
SiO ₂	65,54	66,05	62,25	Na ₂ O	1,63	1,77	2,08
TiO ₂	0,81	0,81	0,85	K ₂ O	3,68	3,60	3,38
Al ₂ O ₃	13,61	13,84	13,93	P ₂ O ₅	0,18	0,18	0,18
Fe ₂ O ₃	0,96	0,85	1,82	H ₂ O ⁺	3,21	2,70	3,27
FeO	3,70	3,81	2,46	H ₂ O ⁻	Нет	Нет	0,46
MnO	0,06	0,06	0,06	CO ₂	1,76	1,38	2,56
CaO	2,53	2,00	3,82	C	0,07	0,08	0,40
MgO	2,34	2,31	2,13				
				Сумма	100,08	99,44	99,65
				Кварц	33,46	33,56	29,90
				SiO ₂ /Al ₂ O ₃	3,99	3,94	3,97
				CaO/Al ₂ O ₃	0,34	0,26	0,5

В табл. 2 приводятся химические анализы свежих и выветрелых сланцев. Из таблицы видно, что выветрелые породы из глинисто-дресвяной зоны по химическому составу практически не отличаются от свежих сланцев. Здесь наблюдается лишь некоторое уменьшение количества CaO и CO₂ за счет выщелачивания первичного кальцита. В иллювиальном карбонатном горизонте элювия сохраняется та же картина, но значительно увеличивается содержание CaO и CO₂. Молекулярное отношение SiO₂ к Al₂O₃ по всему профилю выветривания практически остается без изменения. Отношение же CaO к Al₂O₃ в глинисто-дресвяной зоне уменьшается от 0,34 до 0,26, а в иллювиальном горизонте увеличивается до 0,5.

Аналогичный тип элювия развит и в районе перевала Долон.

Молодой возраст элювиального процесса доказывается распространением глинисто-дресвяного элювия вдоль склона на всем высотном интервале данного вертикального климатического пояса и отсутствием такового в вышележащих и нижележащих вертикальных ландшафтно-климатических зонах. Образование элювия происходит и в настоящее время. Тонкий глинисто-дресвяный элювий с гидратированными хлоритами и серицитом



Рис. 3. Такыровидная поверхность склонов в районе развития современного делювия у перевала Акбейт

был обнаружен на стенах, сложенных из плит серицито-хлоритовых сланцев караван-сарая Таш-рабат, сооруженного в XV в. (Бернштам, 1945) перед одноименным перевалом на юго-западном окончании хребта Атбаши, в пределах описываемой здесь зоны (высота 3120 м над ур. м.).

За счет непрерывного размыва и переотложения, описанного выше, тонкого элювия в средних и нижних частях склонов происходит накопление делювия. Делювиальный шлейф, развитый в районе перевалов Акбейт и Долон, характеризуется трехчленным строением (сверху вниз):

	Мощность, м
1. Такыровидная корка или почва	0,03-0,4
2. Лёссовый горизонт	0,0-2
3. Дресвяный, или щебенчато-пылеватый горизонт	0,0-1,5

В каждом из этих горизонтов замечается закономерная смена литологического состава отложений от верхних участков склона к нижним.

Образованию делювия в описываемых районах способствуют специфические физико-географические условия. Суровый климат высокогорных степей, большое количество тонкого элювиального материала, который легко передвигается вниз по склону даже небольшими дождевыми струйками, подавляют рост травянистой растительности. Вследствие этого поверхность горных склонов покрыта редкими, высотой не более 10—15 см, кустиками трав. Кустики располагаются на расстоянии 25—30 см один от другого. Промежутки между ними лишены всякой растительности и имеют вид такыра, сложенного палево-серыми, иногда со слабо разложившимися корешками растений, пористыми суглинками. Полигоны такыровидной поверхности имеют неправильную форму; величина их достигает 5—12 см в диаметре (рис. 3), глубина трещинок между ними — 3—4 см при ширине 1—0,5 см. Толщина такыровидной корки не превышает 3—5 см. Суглинки такыровидной корки очень неравномерны по грану-

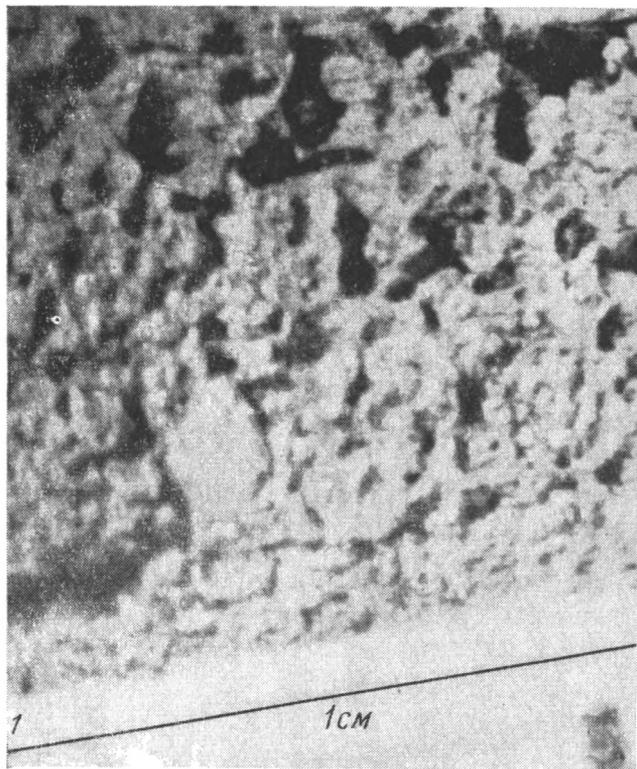


Рис. 4. Микроструктура современных делювиальных лёссов перевала Акбейт
1 — пористость, образованная пузырьками водяного пара высыхающей грязевой кашицы свежего делювиального наноса, увел. 8,5; 2 — структура лёсса, увел. 8,5;

лометрическому составу. В начале делювиального шлейфа, особенно ниже сурчиных нор, они бывают наполнены выветрелым щебнем сланцев. Ниже по склону грубый материал среди суглинков отсутствует, и по гранулометрическому составу они мало отличаются от подстилающих лёссов (табл. 3). Аналогичен также их минералогический состав. Такыровидные корки отличаются малой уплотненностью и вследствие этого имеют значительно больший, чем в лёссах, процент макропор. Преобладают поры неправильной формы и разнообразного размера (до 0,5 см), обусловленные неплотной упаковкой обломочных частиц и агрегатов. Наряду с этим,

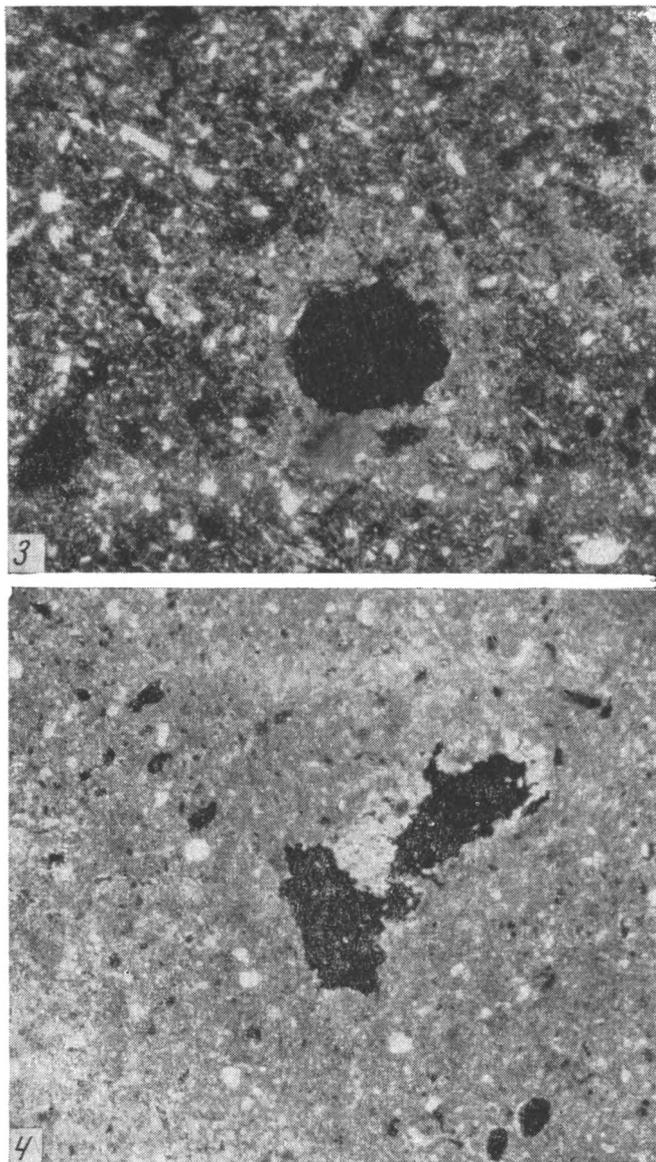


Рис. 4 (продолжение)

3, 4—микроструктура лёсса, видны многочисленные поры (темное), окруженные бордюром пелитоморфного кальцита, увел. 40, николи скрещены

встречаются фитогенные поры и особенно округлые и эллипсоидальные, вертикально ориентированные поры, размером до 0,3 см, образованные пузырьками воздуха, захваченного при движении грязевой кашицы свежего делювиального наноса по склону (рис. 4). У самой поверхности поры заилены тончайшей пленкой палевого карбонатного суглинка.

Таблица 3

Гранулометрический состав и состав глинистой фракции такыровидных корок в районе перевала Акбейт

Размер частиц, мм	Содержание фракции, %		
	Образец 178-3	Образец 178-9	Образец 177-1
>3	32,6	5,8	2,5
3—1	10,8	5,3	1,8
1—0,5	1,9	1,8	1,0
0,5—0,25	2,3	2,6	1,6
0,25—0,1	3,7	3,9	3,7
0,1—0,05	9,4	13,3	15,9
0,05—0,01	12,8	23,1	22,6
0,01—0,001	15,9	30,0	32,7
<0,001	10,6	14,2	18,2
Карбонатность, %	10,9	19,0	15,6
Пористость, %	41,6—46,4	—	—
Состав глинистой фракции	Гидрослюда + гидрохлорит		
Ng'	1,582	1,588	1,573
Np'	1,562	1,565	1,556
Ng' — Np'	0,020	0,023	0,017

Расположение такыровидных пятен и кустиков трав на поверхности склона все время меняется. Делювий засыпает траву, которая в результате этого отмирает. Такие отмершие или еще живущие, но угнетенные кустики трав, примятые либо почти засыпанные делювием, встречаются постоянно.

Сплошной почвенный покров в местах интенсивного смыва материала и в месте накопления делювия отсутствует. На выположенных участках склонов или под защитой скальных останцов, т. е. в местах, где по какой-нибудь причине снос или накопление делювия замедляется, развитие растительности опережает и подавляет делювиальные процессы. В результате формируется горно-лугово-степная черноземовидная почва, которая состоит из трех горизонтов: 1) темноокрашенной, бескарбонатной, переполненной корешками растений дерновины, мощностью до 20 см; 2) слабо выраженного, сливающегося с подстилающими лёссами светлоокрашенного элювиального горизонта, мощностью около 15 см; 3) иллювиального горизонта, расположенного среди лёссов и выраженного в виде белесых ветвящихся прожилок карбонатного «лжемицелия», мощностью 10—15 см.

Образование почвы в благоприятных условиях происходит очень быстро. Почва, не отличающаяся по степени развития и мощности от почвы естественных склонов, развита на частично засыпанной делювием крыше упомянутого выше караван-сарая Таш-рабат, т. е. образовалась менее чем за 500 лет.

Механический состав, состав глинистой фракции и пористость современных делювиальных лёссов Внутреннего Тянь-Шаня

Размер частиц, мм	Содержание фракции, %														
	Перевал Акбейт													Перевал Долон	
	Верхние части шлейфа					Средние части шлейфа							Нижние части шлейфа		
	образец 178-6	образец 178-7	образец 178-8	образец 178-11	образец 178-12	образец 178-19	образец 178-20	образец 178-21	образец 178-22	образец 178-23	образец 178-24	образец 178-25	образец 152-7	образец 181-1	образец 181-2
>1	9,9	13,0	2,8	0,7	0,1	5,1	1,3	1,6	0,40	0,2	1,9	0,9	—	2,9	0,1
1—0,5	1,3	1,6	0,2	0,1	0,1	1,2	0,5	0,8	0,3	0,2	0,3	0,4	0,3	0,1	Следы
0,5—0,25	1,9	2,2	0,3	0,1	0,3	2,9	1,8	1,3	0,6	0,4	0,4	0,6	0,1	0,1	0,1
0,25—0,1	4,3	4,4	1,5	0,7	0,4	8,7	6,5	5,8	3,6	2,4	2,7	3,3	0,1	0,3	0,3
0,1—0,05	15,0	13,1	12,9	13,0	14,2	24,2	30,5	21,3	23,3	17,6	20,7	18,1	15,5	8,5	7,8
0,05—0,01	22,4	21,0	28,2	30,6	24,0	24,8	24,9	26,9	28,9	28,2	26,8	26,5	33,8	35,0	32,5
0,01—0,001	30,2	30,6	33,3	35,1	34,9	23,7	22,5	29,8	31,1	32,9	30,6	34,4	33,8	31,3	35,1
<0,001	15,0	14,1	20,8	19,7	26,0	9,4	12,0	12,5	11,8	18,1	16,6	15,8	16,4	21,8	24,1
Карбонатность, %	16,0	17,7	26,7	24,9	23,0	16,9	31,5	24,6	33,3	16,7	30,5	20,4	26,5	28,5	31,0
Пористость, %	—	51,8	59,5	57,7	—	—	52,8	47,6	—	—	—	—	61,00	58,4	—
С органическое, % от фракции < 0,1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,54	—	—
Состав глинистой фракции	Гидрослюда + гидрохлорит													Гидрослюда	
Ng	1,581	1,582	1,576	1,581	1,576	1,586	1,574	1,582	1,582	1,571	1,579	1,582	1,581	1,569	1,573
Np	1,563	1,565	1,560	1,561	1,559	1,563	1,554	1,566	1,558	1,544	1,560	1,561	1,558	1,544	1,553
Ng — Np	0,018	0,017	0,016	0,020	0,017	0,023	0,020	0,016	0,027	0,027	0,019	0,021	0,023	0,025	0,020

Делювиальные лёссы в районе перевалов Долон и Акбеит представлены палевой или палево-серой, пылеватой, отчетливо пористой карбонатной породой без заметной слоистости. Лёссы содержат довольно большое количество не совсем разложившихся корешков растений и раковинки наземных гастропод. Изредка в них встречаются отдельные мелкие обломки пород склона. Количество таких обломков очень незначительно. По внешнему виду современные делювиальные лёссы описываемых районов отличаются от плейстоценовых лёссов Средней Азии несколько меньшей уплотненностью, хотя и держат вертикальную стенку.

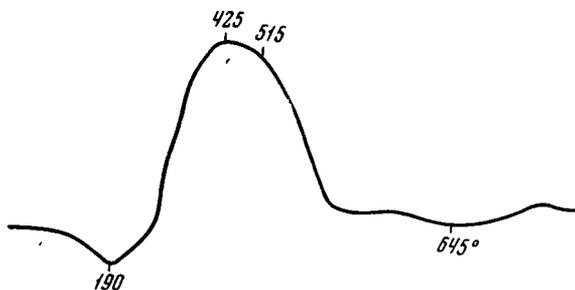


Рис. 5. Термограмма гидрослюдисто-гидрохлоритового глинистого вещества, выделенного из делювиальных лёссов перевала Акбеит (образец 152-7)

Наблюдения над образованием современных лёссов показывают, что лёссы как горная порода формируются в результате многообразных процессов, которые начинаются в элювии склонов, продолжают во время переноса и после отложения делювиального материала.

Терригенная составляющая лёссов по минералогическому составу точно соответствует выветрелым коренным породам склона. Таким образом, выясняется роль элювиального процесса как поставщика тонкого обломочного материала в делювии. В лёссах перевала Акбеит определены угловатые и беспорядочно ориентированные мельчайшие обломки выветрелых сланцев, алевритовые частицы кварца, полевых шпатов, кальцита, чешуйки слюд и хлоритов. Легко выветривающиеся чешуйки слюд и хлоритов часто сильно изменены и превращены в бурые глинистые агрегаты гидрослюдистого и джефферизитового состава. Обломки карбонатов корродированы и частично перекристаллизованы. В делювиальных лёссах перевала Долон, в соответствии с составом развитых здесь на склонах полимиктовых песчаников, преобладают зерна кварца, полевых шпатов, биотита, роговых обманок, эпидота, кальцита и т. п. Механический состав лёссов приведен в табл. 4. Если судить по механическому составу, то описываемые породы являются глинисто-карбонатными алевритами. Глинистое вещество в лёссах тесно ассоциирует с пелитоморфным карбонатом и плохо доступно петрографическому изучению. Если же судить по показателям преломления ($N_g = 1,582-1,576$; $N_p = 1,565-1,558$; $N_g - N_p = 0,023-0,016$) и термокривой (рис. 5), на которой помимо резкого экзотермического пика, связанного с присутствием органического вещества, отчетливо проявляется низкотемпературный эндотермический эффект, то глинистое вещество в лёссах у перевала Акбеит имеет смешанный, гидрослюдисто-гидрохлоритовый состав. Этот вывод подтверждается наличием в лёссах большого количества гидратированных и почти лишенных кристаллографических форм чешуек хлоритов и слюд.

Глинистое вещество лёссов перевала Долон по показателям преломления ($N_g = 1,573-1,569$; $N_p = 1,553-1,554$; $N_g - N_p = 0,020-0,025$) имеет гидрослюдистый состав.

Близкий состав лёссов и развитых здесь выветрелых пород склона подчеркивается тождеством их химического состава (табл. 5). Из таблицы видно, что соотношение основных окислов в лёссах и подстилающем их элювии одинаково. В лёссах наблюдается лишь увеличение количества

Таблица 5

Химический состав выветрелых сланцев перевала Акбейт и образованного за счет их ближайшего переотложения делювиального лёсса (%)
Аналитик В. И. Карасева

Окислы	Выветре- лый сланец	Лёсс	Окислы	Выветре- лый сланец	Лёсс
	Образец 152-3	Образец 152-7		Образец 152-3	Образец 152-7
SiO ₂	66,05	46,32	H ₂ O ⁺	2,70	2,89
TiO ₂	0,81	0,65	H ₂ O ⁻	Нет	0,05
Al ₂ O ₃	13,84	10,91	CO ₂	1,38	10,46
Fe ₂ O ₃	0,85	2,11	C	0,08	1,41
FeO	3,81	2,14	C _{орг.}	Нет	1,02
MnO	0,06	0,08			
CaO	2,00	14,40	Сумма	99,44	99,85
MgO	2,31	2,52	Кварц	33,56	21,28
Na ₂ O	1,77	1,49	SiO ₂ /Al ₂ O ₃	3,94	3,90
K ₂ O	3,60	2,32	CaO/Al ₂ O ₃	0,26	2,40
P ₂ O ₅	0,18	0,18			

окисного железа за счет дальнейшего выветривания хлоритов. Кажущееся уменьшение количества SiO₂ и Al₂O₃ в лёссах объясняется увеличением содержания CaO и CO₂ вследствие обогащения лёссов кальцитом. Молекулярное отношение SiO₂ к Al₂O₃ остается без изменения. Отношение CaO к Al₂O₃ в лёссах в сравнении с подстилающим элювием сланцев увеличивается почти в 10 раз. Среди первичных силикатных пород в природе такие высокие отношения CaO к Al₂O₃ неизвестны. Отсюда видно, что основная часть CaO в лёссах образовалась не в нем самом в результате «выветривания и почвообразования», а была внесена извне в процессе отложения и после его отложения. Этот важный факт был отмечен еще в начале тридцатых годов Б. Б. Полюновым (1934).

Карбонатное вещество в лёссах представлено главным образом кальцитом (табл. 6). Кальцит находится в форме пелитоморфных скоплений, обломочных зерен, заимствованных из элювия сланцев, обломков кальцитизированных клеток субаэральных водорослей и обломков створок раковин гастропод. Количественно преобладают и имеют порообразующее значение пелитоморфные выделения кальцита, которые более или менее

Таблица 6

Химический состав карбонатной части делювиальных лёссов перевала Акбейт (%)

Порода	М. н. о.	R ₂ O ₃	CaO	MgO	CO ₂	Сумма	CaCO ₃	MgCO ₃	MgO избыток
Палево-серый лёсс (образец 152-7)	59,74	5,80	14,31	1,71	11,38	92,94	25,54	0,28	1,58

равномерно пропитывают всю породу. Они обладают микросгустковой текстурой, часто тонким бордюром окружают ветвящиеся капиллярные поры, иногда заполняют эти поры почти целиком. Внутри сгустков карбонатное вещество довольно агрессивно по отношению к терригенным частицам. Наиболее мелкие из них замещаются карбонатом полностью. Пелитоморфный кальцит обволакивает минеральные зерна лёсса, скрепляет их одно с другим и таким образом участвует в строении характерных карбонатно-глинисто-алевритовых микроагрегатов. Помимо этого, карбонатные сгустки, цементируя алевритовую массу, образуют агрегаты другого рода, возникновение которых надо связывать с отложением солей кальция в процессе диагенетического преобразования лёссов. Подобные сцементированные хемогенным пелитоморфным кальцитом микроагрегаты алевритовых зерен оказываются довольно устойчивыми и способны перемещаться по склону при местном переотложении делювиального лёсса. В шлифах такие вторично переотложенные алевритово-карбонатные микроагрегаты наблюдаются в виде мельчайших (до 0,5 мм) округлых катунов, резко отличающихся по микроструктуре от окружающей массы лёссов.

Источником пелитоморфного кальцита в лёссе является кальцит, находящийся в свободном виде в выветривающихся породах склона. Ионы кальция, высвобождающиеся при выветривании силикатных пород, имеют подчиненное значение, так как процессы химического выветривания в данной климатической зоне идут слабо. Выветривание сводится главным образом к слабой гидратации и окислению минералов и их дезинтеграции расклинивающим действием гидратных пленок. При этом полевые шпаты и даже сравнительно легко выветривающиеся роговые обманки, т. е. основные, содержащие кальций, минералы в массе остаются свежими.

Выщелачивание кальцита происходит из верхних горизонтов элювия склонов во время таяния снежников и кратковременных весенне-летних дождей. Насколько интенсивно идет процесс выщелачивания карбонатных пород атмосферными водами, видно из экспериментов, проведенных А. А. Колодяжной (1963) в Лаборатории гидрогеологических проблем АН СССР. А. А. Колодяжная анализировала воду свежеснеговывающего снега и водные вытяжки раздробленных до размера меньше 1 мм карбонатных пород после 5-минутного взбалтывания при температуре 18—20° С. При взаимодействии атмосферной воды с известковым туфом содержание Ca^{2+} и HCO_3^- повышалось более чем в 100 раз, а общая минерализация возрастала — с 23,6 до 512 мг/л. Концентрация водородных ионов несколько уменьшалась и, раствор приобретал щелочной характер. Вода становилась гидрокарбонатно-кальциевой. В холодных водах районов современного лёссовобразования этот процесс должен идти еще более интенсивно. Формирующиеся в верхних частях склонов за счет растворения кальцита выветривающихся сланцев, а на более низких отметках и вторичного кальцита самих лёссов гидрокарбонатно-кальциевые воды высаживают часть кальцита еще в процессе транспортировки минеральной мути, а позднее — в результате испарения влаги из только что отложенной грязевой кашицы делювиального наноса.

Таким образом, новейшие наслоения делювиального материала оказываются пропитанными хемогенным пелитоморфным кальцитом и имеют лёссовый облик. Другая и, по-видимому, основная часть кальцита в растворенной форме инфильтрируется в более глубокие горизонты делювия и на более низкие отметки склона. Процессам инфильтрации способствует трещиноватая, такыровидная поверхность склона и значительная порозность поверхностных суглинистых корок. Осаждение кальцита из насыщенных гидрокарбонатно-кальциевых грунтовых вод в толще делювиального лёсса, помимо простого повышения концентрации в результате внутрigrунтового испарения, по-видимому, осуществляется в силу законов

состояния и движения жидкости в пористых грунтах. Пористые грунты представляют собой сложную систему капилляров с переменным сечением. По данным Н. Н. Федякина (1963), перемещение жидкости в утолщениях тонких капиллярных каналов происходит в виде тончайших пленок или пара. Одновременно вдоль стенок капилляров возникают упорядоченные структуры пленок жидкости. Такое состояние жидкости в утолщениях капилляров должно вызывать выпадение растворенных в ней солей, что и наблюдается в лёссах в форме инкрустаций расширяющихся каналов бордюром пелитоморфного кальцита (см. рис. 4).

Совокупность всех этих явлений приводит к закономерному изменению содержания карбонатов в делювии. В вертикальном разрезе верхних частей делювиального шлейфа максимальное количество карбоната кальция находится в верхних частях разреза непосредственно ниже такыровидной корки. Вниз по разрезу содержание карбоната постепенно падает

Таблица 7

Содержание карбоната кальция в вертикальном разрезе лёссов верхней части делювиального шлейфа перевала Акбейт

Номер образца	Порода	Мощность, м	Карбонатность, %
178-9	Такырная корка . . .	0,05	19,0
178-8	Палевый лёсс (верхние части разреза)		
178-7	Палевый лёсс (средние части разреза)	0,9	17,7
178-6	Палевый лёсс (нижние части разреза)		
178-5	Пылевато-щебенчатый суглинок основания разреза		
178-4	Разрыхленный элювий сланцев	Видимая 0,2	6,3

(табл. 7). В данном случае очевидно отсутствие связи повышенных концентраций кальцита в верхних частях делювия с почвой, так как она в этих частях склона совершенно не развита. Повышенное содержание карбоната кальция в верхней части делювиального разреза объясняется притоком его в связи с инфильтрацией поверхностных гидрокарбонатнокальциевых вод. Количество карбоната здесь еще сравнительно невелико.

На более низких отметках в связи с выполаживанием склона скорость бокового движения инфильтрационных грунтовых вод замедляется и хемогенное накопление карбоната кальция происходит в больших масштабах. Количество его в некоторых образцах превышает 30%. В связи с большей мощностью и, следовательно, более сложной историей развития распределение карбоната среди лёссов этой части делювиального шлейфа несколько сложнее. Однако отмеченная выше картина распределения кальцита в вертикальном разрезе лёссов сохраняется (табл. 8). Увеличение количества карбонатов в породе приводит к ее связыванию и еще большему «облёссованию». В данном случае подсчеты баланса также заставляют отбросить представления о почвенной природе карбонатов в лёссе. Почва развивается на таких участках склона, где по какой-нибудь причине замедляется снос или поступление делювиального материала.

Содержание карбоната кальция в вертикальном разрезе лёссов средней части делювиального шлейфа у перевала Акбеит

Номер образца	Порода		Мощность, м	Карбонатность, %
178-15	Горная лугово-степная почва	Дерновый горизонт	0,25	0,0
178-14		Элювиальный горизонт		
178-13		Иллювиальный горизонт		
178-25	Палево-серые делювиальные лёссы (верхние части разреза)		0,9	20,4
178-24				30,5
178-23				16,7
178-22	Белесо-палево-серые делювиальные лёссы (нижние части разреза)		1,10	33,3
178-21				24,6
178-20				31,5
178-19				16,9
178-18	Пылевато-щебенчатые суглинки	Верхи разреза	0,5	17,1
178-17		Низы разреза		15,6
178-16	Разрыхленный элювий сланцев		Видимая 1,5	14,7

Она формирует свои горизонты профиля среди минеральной массы самих лёссов. Таким образом, маломощный почвенный иллювиальный горизонт, выраженный в виде неясного карбонатного лжемицелия, образуется за счет выщелачивания и переотложения на более низких горизонтах профиля кальцита самих лёссов. Следовательно, почвенный процесс не создает, а разрушает лёссы.

Процесс обызвесткования осадка в ходе осадконакопления, а также в раннедиагенетическую и диагенетическую стадию в субаэральных условиях холодной степи под воздействием гидрокарбонатно-кальциевых поверхностных и неглубоко залегающих грунтовых вод является необходимой, но не единственной предпосылкой для образования лёссов. Поэтому часто наблюдающиеся в природе субаэральные образования в местах накопления хемогенных карбонатов, в частности в иллювиальных горизонтах почвенных и элювиальных профилей, хотя и напоминают иногда по некоторым своим признакам лёссы, но никогда не приобретают всех свойств этой характерной породы. К таким, не имеющим прямого отношения к диагенетическим процессам, свойствам лёссов относятся: агрегатность, пористость, отчасти отсутствие слоистости и вертикальная отдельность. Эти признаки формируются в процессе переноса и накопления осадка, т. е. в стадии сингенеза.

Агрегаты в лёссах перевала Акбеит и Долон представлены двумя типами: карбонатно-алевритовыми и глинисто-карбонатно-алевритовыми. Первый тип агрегатов, описанный выше, возникает в результате цементации материала лёссов хемогенным кальцитом в диагенетическую стадию преобразования осадка. Эти агрегаты не имеют большого значения в становлении лёссовых свойств породы. Второй тип агрегатов представлен мельчайшими, размером 0,5—0,05 мм, округлыми или неправильной фор-

мы скоплениями алевроитовых обломков, сцементированных глинистым или глинисто-карбонатным цементом, который обволакивает все частицы этих агрегатов. Подобные глинистые или глинисто-карбонатные рубашки вокруг обломочных частиц кварца, полевых шпатов видны в лёссах при большом увеличении.

Агрегаты второго типа слагают всю массу породы и во многом определяют ее специфические свойства. Морфология этих агрегатов и присутствие их в только что образованных такыровидных корках свидетельствует о том, что они формируются в процессе переноса алевроитового материала вдоль склона. Причину возникновения глинисто-алевритовых агрегатов, являющихся основой структурных связей в лёссах, следует искать в специфических свойствах глинистых минералов. В результате изоморфного замещения Si на Al в тетраэдрической координации и Al на Mg и Fe — в октаэдрической координации глинистых минералов в участках замещения высвобождается заряд со знаком минус (Попов, Зубкович, 1963). Это обстоятельство приводит к возможности адсорбции глинистым веществом из среды посредством электрических сил одного катиона на один адсорбционный центр. Поскольку в данном случае мы имеем дело с водами гидрокарбонатно-кальциевого состава, таким катионом будет двухвалентный катион кальция. Адсорбция катионов кальция приведет к перезарядке активных центров и всей глинистой частицы. Таким образом, в системе оказываются противоположно заряженные частицы: терригенные со знаком минус (Цехомский, 1960) и коллоидные глинистые со знаком плюс. Электростатические силы взаимодействия этих зарядов приводят к облеканию обломочных алевроитовых частиц упомянутыми выше глинистыми рубашками. Одновременно, в связи со стремлением системы сократить свободную энергию, идет процесс использования одного катиона двумя поверхностями в местах совпадения адсорбционных центров. Так образуется двухсторонняя электровалентная связь, которая приводит к дальнейшему наращиванию толщины глинистых пленок вокруг обломочных зерен и прочному связыванию глинистых рубашек соседних зерен между собой, т. е. к образованию сложной системы глинисто-алевритовых агрегатов. Последние цементируются пелитоморфным хемогенным кальцитом, выпадающим в процессе раннего и более позднего диагенеза. Пелитоморфный кальцит, выпадающий в момент осадконакопления, обычно тесно ассоциирует с глинистым веществом и, по-видимому, сам является цементируемым компонентом.

Пористость молодых лёссов Внутреннего Тянь-Шаня достигает 61%.

Встречаются три типа пористости: фитогенная, пористость неплотной упаковки и пористость пузырьков газа. Все три типа пористости возникают в момент отложения лёссов и при дальнейшем преобразовании осадка, в результате просадок и цементации карбонатом, частично нарушаются.

При осмотре образца прежде всего бросаются в глаза округлые ветвящиеся поры, образованные многочисленными стебельками и корешками растений. Поры этого типа имеют диаметр от долей миллиметра до 1 мм и почти всегда заняты разложившимися или кальцитизированными остатками растительной ткани.

Основная масса пор в лёссах обусловлена неплотной упаковкой отдельных обломочных частиц и агрегатов. Поры неплотной упаковки имеют неправильную форму и размеры от 0,25 до 0,02 мм и меньше. Многие из этих пор в момент образования лёссов и в процессе их диагенетического преобразования служили проводящими каналами для минерализованной грунтовой влаги. Стенки их часто укреплены бордюром пелитоморфного гемогенного кальцита.

Помимо перечисленных главных типов пор, в лёссах имеются поры, возникшие при захвате грязевой кашицей делювиального наноса пузырь-

ков воздуха, и поры, связанные с выделением CO_2 разрушающихся бикарбонатов кальция в момент садки хомогенного кальцита. Поры этого типа имеют вид округлых, беспорядочно разбросанных полых пузырьков или вертикально ориентированных цепочек пузырьковых камер до 2 мм в диаметре. Они особенно часто встречаются в верхней такыровидной корке делювия склонов. Такие поры не очень прочны, легко разрушаются вследствие просадок и в лёссах более глубоких горизонтов делювия; за исключением сильно карбонатизированных разностей, в типичном выражении почти не встречаются.

Отсутствие видимой слоистости является в основном первичным признаком лёссов и объясняется однородностью и тонкостью поступающего материала и микроморфологией поверхности склона. Новые порции делювиального материала очень неровно, с многочисленными затеками по трещинкам, ложатся на трещиноватую и поросшую низкими кустиками трав такыровидную поверхность склона. Возникновению слоистости мешает и постоянно меняющееся в процессе накопления лёссов расположение трещин и кустиков. Та слоистость, которая все же образуется, нарушается просадками в результате разрушения крупных пор, главным образом пор, образованных пузырьками воздуха.

Вертикальная отдельность лёссов, по-видимому, объясняется рядом причин: вертикальным расположением трещинок многоярусных погребенных корок такыровидной поверхности, преобладающей ориентировкой фитогенных пор и нисходящим движением цементирующих лёссы гидрокарбонатно-кальциевых поверхностных вод.

Палево-серая и белесо-палево-серая окраска лёссов определяется комплексом причин, обусловленных сложным минералогическим составом породы и теми гидрохимическими условиями, в которых она формируется. Палевые тона лёссы приобретают в результате смешения тончайших красновато-бурых глинистых коллоидов и частиц гидратированных и окисленных железосодержащих минералов (хлоритов, биотита и т. п.) со светло-серым пелитоморфным кальцитом и кварцево-полевошпатовыми частицами. Серые тона окраски обусловлены примесью органического вещества.

Нижние, пылевато-щебенчатые горизонты делювия, за исключением своего грубого состава ничем существенно не отличаются от вышележащих лёссов, поэтому описание их здесь не приводится.

Возраст делювиальных лёссов перевала Акбеит и Долон, помимо непосредственных наблюдений геологического и геоморфологического порядка, определяется находками фауны и пыльцы. В лёссах часто встречаются ныне живущие формы гастропод *Bradybaena semenovi* Mart. (определение А. А. Стеклова). В районе перевала Долон, на высоте 3000 м над ур. м., в делювиальных лёссах (рис. 6) была найдена берцовая кость *Camelus bactrianus* L., по заключению Э. А. Вангенгейм, датирующая вмещающие отложения голоценом. В составе пыльцевого спектра лёссов (табл. 9), по данным О. В. Матвеевой, практически отсутствует пыльца древесных пород и господствует пыльца трав. Спор нет. Травянистые растения соответствуют ассоциации горных степей и представлены: эфедрой, лебедовыми, злаками, сложноцветными и полынью. Другими словами, полученная по данным пыльцевого анализа растительная ассоциация практически не отличается от современного естественного сообщества описываемого района (Выходцев, 1945; Чупахин, 1959).

Рассмотрение частного случая процесса современного лёссообразования позволяет осветить ряд неясных вопросов происхождения лёссов. Полученные материалы свидетельствуют о том, что лёссы образуются в условиях холодной степи. Среди современных отложений любых других ландшафтно-климатических зон Средней Азии их нет (Черняховский, 1965). Источником лёссового материала в данном случае служит мелко-

земистый элювий склонов. Этот же источник материала скорее всего был широко распространен и при формировании плейстоценовых лёссов Средней Азии. Об этом свидетельствует несомненная связь древнего антропогенного дресвяно-глинистого элювия и лёссов. отмеченная, например, для лёссов Самарканда (Черняховский, 1963), долины Чирчика, Ангrena и многих других районов Среднеазиатского горного обрамления.

Анализ материалов, полученных при изучении современного делювия Внутреннего Тянь-Шаня, показывает, что образование лёсса как горной породы происходит не в результате какого-то единого постгенетического процесса «облессования», а в течение всего цикла формирования породы, т. е. начинается в элювии и продолжается во время переноса и после отложения осадка. Другими словами, в процессе лёссообразования следует различать протогенетическую, сингенетическую и диагенетическую стадии, причем основное значение приобретает сингенетическая стадия. Элювий склонов служит поставщиком мелкозема и карбонатов в лёссе. Во время переноса материала, несомненно, происходящего водным путем, но в субаэральных условиях (делювий, пролювий), оформляется агрегатное строение лёсса, которое служит основной предпосылкой его значительной пористости. Последняя возникает сразу же по мере отложения осадка. Дальнейшее преобразование осадка, уже имеющего лёссовый облик, сводится к его уплотнению и дальнейшему обызвесткованию под воздействием гидрокарбонатно-кальциевых поверхностных и грунтовых вод. Каждый из этих процессов не является исключительной принадлежностью лёссообразования, и лишь их совокупность, возможная только в специфических климатических условиях, приводит к формированию лёсса.

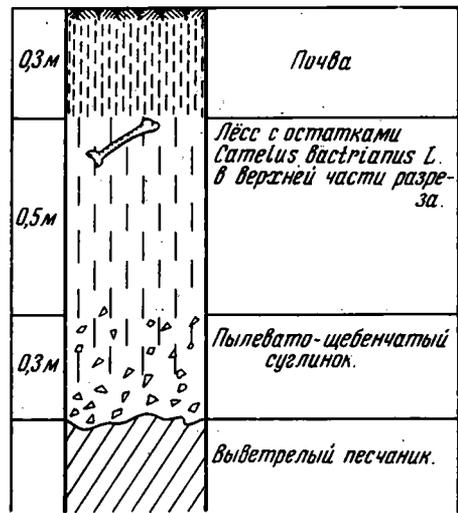


Рис. 6. Местоположение остатков *Camelus bactrianus* L. в разрезе делювиального лёсса перевала Долон.

Таблица 9

Пыльцевые спектры современных делювиальных лёссов перевала Акбейт (содержание зерен, %)

Пыльца	Пылевато-щебенчатый суглинок нижних горизонтов делювия	Лёсс	Пыльца	Пылевато-щебенчатый суглинок нижних горизонтов делювия	Лёсс
	Образец 152-6	Образец 152-7		Образец 152-6	Образец 152-7
Chenopodiaceae . . .	57	72,5	Pinus	—	0,5
Ephedra	18	6,0	Неопределенная . .	7,0	5,0
Gramineae	12	3,0			
Artemisia	4,5	3,5			
Compositae	1,5	8,0			
Betula	—	1,5	Всего сосчитано зерен:	200	200

ЛИТЕРАТУРА

- Бернштам А. Н. Археологические контуры Тянь-Шаня и Алая.— Изв. Киргиз. фил. АН СССР, 1945, вып. 2—3.
- Выходцев И. В. Геоботанические ландшафты Киргизии.— Изв. Киргиз. фил. АН СССР, 1945, вып. 2—3.
- Дерягин Б. В. Расклинивающее действие жидких пленок и его практическое значение.— Природа, 1943, № 2.
- Колодзяжная А. А. Режим химического состава атмосферных осадков и их метаморфизация в зоне аэрации. Изд-во АН СССР, 1963.
- Полынов Б. Б. Кора выветривания. Ч. 1. Л., Изд-во АН СССР, 1934.
- Попов И. В., Зубкович Г. Г. К вопросу о кристоструктуре глин.— В кн. «Современное представление о связанной воде в природе», Изд-во АН СССР, 1963.
- Федякин Н. Н. Изменение структуры воды в результате пленочного движения.— В кн.: «Современное представление о связанной воде в природе», Изд-во АН СССР, 1963.
- Цехомский А. М. О строении и составе пленок на зернах кварцевых песков.— В кн.: «Кора выветривания», вып. 3. Изд-во АН СССР, 1960.
- Черняховский А. Г. Об одном из возможных источников лёссового материала в Средней Азии.— Бюлл. Комиссии по изуч. четверт. периода АН СССР, 1963, № 28.
- Черняховский А. Г. Четвертичный элювий юго-западных районов Советской Азии и продукты его ближайшего перераспределения.— В кн.: «Генезис и литология континентальных антропогенных отложений», Изд-во «Наука», 1965.
- Чупахин В. М. О таксономических единицах физико-географического районирования Тянь-Шаня и пример характеристики Атбаши-Каракоюнского физико-географического района.— Труды геогр. фак-та Киргиз. ун-та, вып. 3. Фрунзе, 1959.

Ю. Финк

(Австрия)

Автор статьи, к сожалению, не смог принять участия в проводившемся в Москве Симпозиуме, созданном Комиссией INQUA по литологии и генезису четвертичных отложений. Однако как председатель Подкомиссии INQUA по стратиграфии лёссов он заинтересован в том, чтобы между этими Комиссиями существовал хороший деловой контакт, так как многие вопросы могут быть разрешены только при совместной работе обеих Комиссий. В связи с этим автор представляет настоящее сообщение, которое базируется отчасти на результатах работы, проводимой Подкомиссией по стратиграфии лёссов, отчасти на данных его личных многолетних исследований в Австрии и знакомстве с важнейшими лёссовыми районами Европы. Лёссовые области Советского Союза ему лично неизвестны, поэтому он их здесь касаться не будет.

Подкомиссия INQUA по стратиграфии лёссов была основана на VI Конгрессе INQUA в сентябре 1961 г. в Варшаве. Этому способствовало удачное предложение польских коллег собрать перед Конгрессом в форме Симпозиума исследователей, занимающихся всесторонним изучением лёссов. В Симпозиуме приняло участие около 60 зарубежных ученых, что указывает на большой интерес, который вызвало это мероприятие, прекрасно подготовленное и проведенное в г. Люблине проф. Малицким и его сотрудниками.

В сообщениях, сделанных на Симпозиуме, касавшихся различных регионов, было достигнуто хорошее взаимопонимание. К. Бруннакер сообщил о стратиграфии баварско-франкских, Р. Руске — тюрингских, И. Либерот — саксонских лёссов. В. Ложек дал обобщение по лёссах Чехословакии, Ю. Финк — Австрии, Е. Маркович-Марьянович — Югославии. Данные о южно-русских лёссах были сообщены в выступлениях И. К. Ивановой и А. И. Москвитина.

Наряду с заседаниями, были проведены экскурсии на Люблинское плато, которые дали возможность хорошо ознакомиться с лёссами (и ископаемыми почвами), развитыми близ северных границ их распространения. При этом было установлено, что в методике и направлении работы, а также во взглядах вышеуказанных исследователей много общего, так что необходимость постоянного контакта между ними и создание самостоятельной Комиссии стали само собой разумеющимися.

В качестве основы была избрана стратиграфия лёссов, позволяющая разрешать ряд актуальных проблем. Однако это не исключает возможности обсуждения и других важных вопросов, связанных с изучением лёссов. Вопросы происхождения лёссов и номенклатуры эоловых образований также являются предметом работы Подкомиссии. Так, например, на собрании 1963 г. в Чехословакии член Подкомиссии М. Печи, по данным изучения венгерской территории, поставил вопрос о делювиальных компонентах в лёссах.

¹ Перевод с немецкого И. К. Ивановой.

Особый интерес проявляет Подкомиссия вопросу о фаціальном расчленении лёссов (и других эоловых образований), так как с ним тесно связан вопрос о типологической дифференциации ископаемых почв. Уже давно К. Бруннакер (Brunnacker, 1956) на баварско-франкской территории выделил «фациальные области», а Ю. Финк (Fink, 1956) в Австрии — «палеопедагогические провинции». Из всех последних работ видно, что палеоклиматические провинции везде хорошо выражены, и их границы часто совпадают с современными климатическими областями.

Исследователи лёссов, бывшие на Конгрессе в Варшаве и занимающиеся главным образом вопросами региональной стратиграфии, образовали ядро Подкомиссии, официально утвержденной на заключительном заседании Конгресса INQUA. Было решено проводить большие совместные экскурсии не менее одного раза в год для того, чтобы иметь возможность сравнить разрезы разных стран и к следующему Конгрессу INQUA представить (пока предварительно) стратиграфию европейских лёссов.

Отправными пунктами таких экскурсий должны быть хорошо изученные восточные районы Средней Европы, с которыми следует коррелировать области, расположенные восточнее и западнее.

Первое Собрание Подкомиссии было предложено провести в Австрии, где на сравнительно небольшой территории расположены стратотипические местонахождения (Кремс, Готтвейг, Паудорф, Штиллфрид), давшие наименования европейским интерстадиальным почвам (имело значение также и географическое положение Австрии в центре Европы, куда легко могли бы приезжать члены Комиссии из соседних стран).

В 1963 г. была проведена большая экскурсия в Чехословакии, во время которой были осмотрены важнейшие разрезы в Чехии, Моравии и Западной Словакии. В 1964 г. местом Собрания была избрана Германская Демократическая Республика, где изучались разрезы Саксонии, Тюрингии и области Заале — Унштрут. В 1965 г. была встреча членов Подкомиссии в Венгрии. На этом Собрании кроме осмотра важных разрезов были подведены итоги всей работы, проделанной Подкомиссией.

Ежегодно поддерживающийся контакт позволил достичь значительных успехов в общей работе. Мы можем заявить, что отдельные стратиграфические вопросы, которые долгое время служили предметом споров, в настоящее время практически разрешены. Так это обстоит, например, с важнейшим вопросом о положении последней межледниковой ископаемой почвы (рис-вюрм, эем, готтвейг). В отдельных странах независимо друг от друга были получены данные, легко сопоставимые между собой. Межледниковая почва представлена хорошо выраженной почвой лесного типа даже в тех областях, где в настоящее время развиты степные почвы. Ее автохтонное положение подтверждается ненарушенной связью с соответствующей материнской породой, которая представлена главным образом лёссом. Верхняя часть этой почвы обычно нарушена или снесена, что хорошо объясняется солифлюкционными процессами ранневюрмского времени.

В отдельных европейских палеоклиматических областях (фациальных областях) имеются соответствующие различия в типологическом выражении ископаемых почв и отложений.

В качестве примера фациального расчленения приведена территория Австрии, где (для вюрмского времени) может быть выделено четыре фациальные области:

- 1) сухой лёссовый ландшафт;
- 2) переходная область;
- 3) влажный лёссовый ландшафт;
- 4) ландшафт пылеватых глин (Stablehm)¹.

¹ Соответствует в широком смысле применяемому советскими учеными термину «суглинка» (Примечание переводчика.)

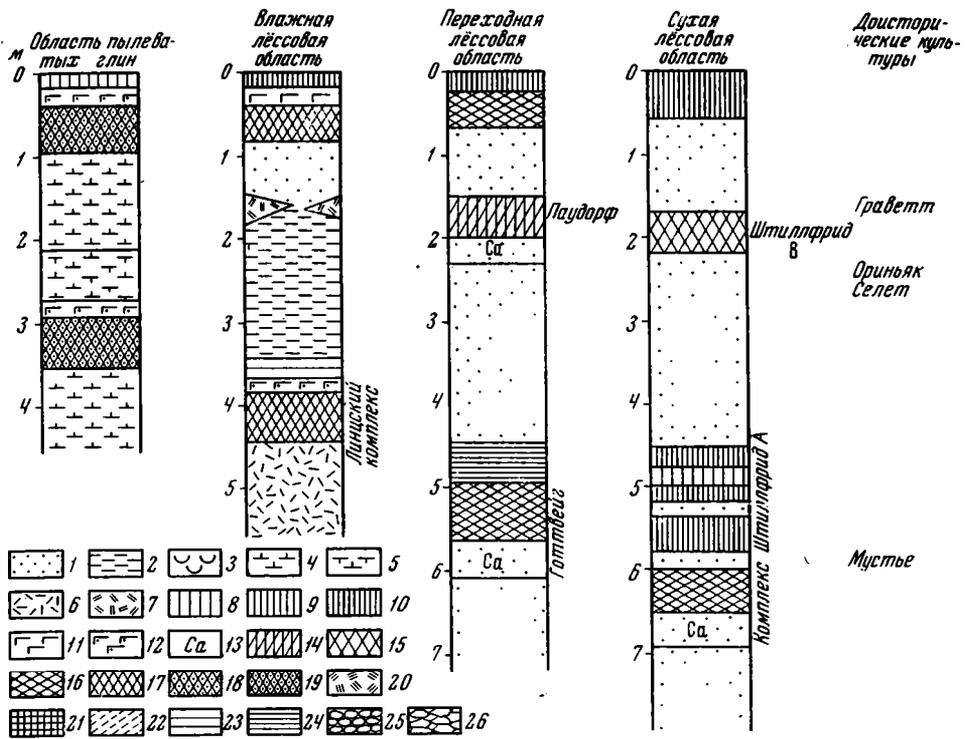


Рис. 1. Стандартный (средний) профиль четырех фациальных областей Австрии. Справа дана типичная для Средней Европы последовательность палеолитических культур

1 — типичный лёсс; 2 — пластинчатый структурный лёсс; 3 — слоистый лёсс; 4 — пылеватые глины; 5 — лёсс с ходами червей; 6 — глеевый лёсс; 7 — зона глеевых пятен (Nassboden); 8 — слабо гумусированная почва (черноземовидная); 9 — гумусированная почва (черноземовидная); 10 — сильно гумусированная почва (тирзюидная); 11 — элювиальный горизонт; 12 — элювиальный горизонт с глеевыми конкрециями; 13 — аллювиальный известковый горизонт; 14 — черный и коричневый пятнистый горизонт; 15 — слабо развитая бурая почва; 16 — бурая почва; 17 — «Parabgaunerde»; 18 — оглеенная «Parabgaunerde»; 19 — «псевдоглей»; 20 — горизонт оглеения (грунтовые воды); 21 — коричневая глина; 22 — солифлюкционный материал; 23 — слабо гумусированный солифлюкционный материал; 24 — «Fließerde» текучий горизонт; 25 — галечники; 26 — щебень

Для каждой фациальной области дан опорный разрез, типичный для всех разрезов данной области. На рис. 1 схематически представлены стандартные (или опорные) разрезы для четырех австрийских фациальных областей, а именно их верхняя часть с включением рисс-вюрмской почвы. Ясно, что в сухих лёссовых областях происходило наибольшее расчленение, и лёссы (вюрмские) достигали наибольшей мощности. Напротив, в областях развития пылеватых глин, где во время накопления эоловых образований преобладали влажные условия, мощность их невелика и строение сравнительно просто.

На прилагаемой карте (рис. 2) показано распространение эоловых отложений в Австрии, причем области распространения лёссов в сухих, переходных и влажных условиях даны вместе и им противопоставлена область распространения пылеватых глин. Эти разрезы схематически представлены на рис. 3. Не составляет труда сопоставить их, несмотря на местные особенности, с опорными разрезами фациальных областей.

В каждой фациальной области почва рисс-вюрмского межледниковья представлена в определенном типологическом выражении: в областях развития пылеватых глин — как псевдоглей, во влажных лёссовых обла-

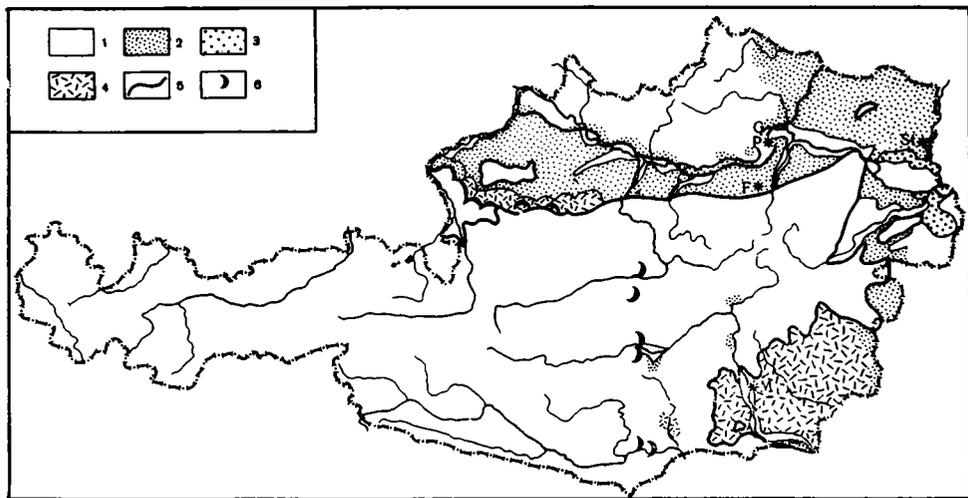


Рис. 2. Карта распространения эоловых плейстоценовых образований Австрии.

1 — безлессовая область и голоценовые террасы; 2 — лёсс; 3 — эоловый песок; 4 — пылеватые глины;

5 — край гор; 6 — вюрмская конечная морена.

Местоположение важнейших опорных разрезов: М — Мессендорф; F — Фейлендорф; Р — Паудорф; G — Готтвейг; St — Штиллфрид

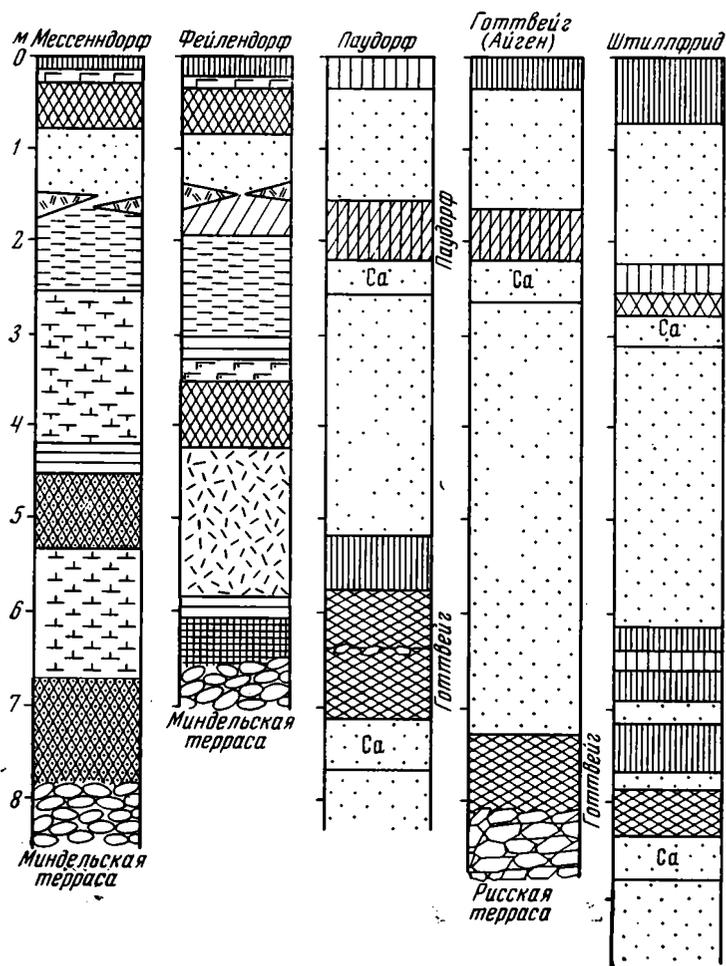


Рис. 3. Стратотипические профили опорных разрезов из различных фациальных областей Австрии.

Условные обозначения см. на рис. 1

стях — как парабурозем (Parabraunerde), в переходных и сухих лёссовых областях — как бурая почва (Braunerde). За исключением сухих лёссовых областей, это согласуется с характером современных почв. Отложения разных фацциальных областей времени первого похолодания в вюрме ясно отличаются друг от друга. В сухих лёссовых областях — это нормальный чернозем и лёссы; в переходной области — тропический (tirsoid) чернозем и сильногумусированные солифлюкционные образования (Fließerden); во влажных лёссовых областях — слабогумусированные солифлюкционные образования и, наконец, в областях развития пылеватых глин — образования пластинчатой структуры с многочисленными глинистыми прослоями, ходами и экскрементами дождевых червей. Автор называет их лёссами с ходами дождевых червей («Wurmöhrenlösse»). Они указывают на то, что в раннеледниковое время в областях, покрытых пылеватыми осадками, еще могло происходить образование почв, соответствующих черноземам и солифлюкционным почвам других фацциальных областей.

В последующих отложениях также прослеживается фацциальная дифференциация. В то время как в областях сухих и переходных лёссовых ландшафтов происходило образование настоящих лёссов, в гумидных областях отлагались частично слоистые породы, или известковистые лёссы, т. е. суглинки (Staublehme). Затем следует важнейший перерыв внутри вюрмских отложений. В сухих лёссовых областях образовывались светло-коричневые степные почвы (штиллфрид В), в переходных областях — своеобразная пятнистая почва с гумусовыми и бурыми пятнами (паудорф), и во влажных областях зона с оглеенными участками. В областях развития пылеватых глин (Staublehme), где вюрмские отложения имеют мощность 2—2,5 м, нет определенного маркирующего горизонта. После этого перерыва как во влажных, так и в сухих лёссовых областях отлагались настоящие известковистые лёссы. Это подтверждает, что в то время даже в областях влажного лёссового ландшафта господствовали сухие условия. В областях развития пылеватых глин это время фиксируется суглинками, разбитыми вертикальными полигональными трещинами. Суглинки образуют подпочву современного псевдогляя, где призматические тела, возникшие благодаря полигональным трещинам, покрыты толстой редукционной корой. Полигональные трещины указывают на то, что на этом отрезке вюрма в областях развития пылеватых глин господствовали исключительно холодные условия. Интересна окраска лёссов переходной области: ниже паудорфской почвы залегают коричневатые, в верхней части — серые лёссы. Это характерно и для других европейских областей и указывает на четкие изменения климата внутри вюрма в общих чертах: первый отрезок был прохладно-влажным, а второй холодным и сухим (Büdel, 1950).

Ясная последовательность отложений и ископаемых почв, а также их связь с террасовыми галечниками позволяет установить стратиграфические взаимоотношения. В последнее время важнейшие лёссовые разрезы Австрии изучены Б. Френцелем палинологически (Frenzel, 1964). Они подкрепляют геологические наблюдения. С некоторых пор могут привлекаться также и данные радиоуглеродных анализов (Felgenhauer, Fink, de Vries, 1959; Fink, 1962).

Вюрмское время делится в целом на два больших отрезка. Время максимального распространения льдов соответствует времени после паудорфа, когда даже во влажных фацциальных областях могли отлагаться настоящие известковистые лёссы. Во время максимальной фазы оледенения большие массы воды были скованы льдом, уровень Мирового океана понижался, холодные и сухие условия господствовали и в областях где ранее преобладал влажный климат. Перед паудорфом, напротив, существовали в целом прохладно-влажные условия, в связи с чем накопление лёссов неоднократно прерывалось образованием ископаемых почв. Эти почвы, как видно на

примере черноземов сухих лёссовых областей, указывают на небольшую интенсивность процессов выветривания. Раннеледниковые черноземные почвы, как это подтверждается и палинологическими анализами, соответствуют, по-видимому, интерстадиалам амерсфорт и брёруп.

«Двучленное» деление вюрма, предлагаемое автором, сильно отличается как от воззрений А. Пенка и других исследователей, не расчленявших вюрм совсем, так и от схемы В. Зергеля (Soergel, 1919), постулировавшего «трехчленное» деление вюрма, принявшегося многими исследователями в качестве стратиграфической концепции и в настоящее время внесшего в литературу много путаницы.

Значительную помощь при выделении ископаемой почвы последнего межледниковья оказывает тот факт, что она во многих местах залегает на верхней части галечников рисской террасы. Таким же образом фиксируется почва миндель-рисского межледниковья. Последнее было названо А. Пенком и Е. Брюкнером (Penck und Brückner, 1909) «большим межледниковьем», так как оно занимало длительный промежуток времени и было представлено такими характерными образованиями, как, например, гёттингенская брекчия у Инсбрука. Встреченная в гёттингенской брекчии флора указывает на более теплый климат, чем современный (и чем климат последнего межледниковья). Это обстоятельство полностью подтверждается палеопедологическими данными. Везде в предгорьях Альп верхняя часть отложений миндельской террасы (молодой покровный галечник) имеет следы выветривания, которые к югу от Альп описаны как «ферретто». Это так же относится к долине Роны, как и ко всем северным, альпийским предгорьям, где хорошо прослеживается этот маркирующий горизонт.

В переходной области и в области сухих лёссовых ландшафтов Австрии связь с террасами не так ясна. Зато здесь имеется хорошо выраженный почвенный горизонт соответствующего возраста. Ниже готтвейгской (рисс-вюрмской, земской) красновато-бурой лесной почвы залегает «кремская почва», скорее почвенный комплекс, состоящий из нескольких почв и нарушенных солифлюкцией почвенных образований. Главная почва этого комплекса всегда сильно глиниста и интенсивно окрашена в красный цвет. Она должна сопоставляться с зоной выветривания верхней части отложенной миндельской террасы.

Между готтвейгской и кремской почвенными комплексами в некоторых разрезах наблюдаются еще слабые следы почвообразования, обычно черноземного характера, стратиграфическое положение которых не вполне ясно. В дальнейшем, при расчленении среднего плейстоцена, к этому вопросу необходимо будет вернуться, и его разрешение может быть получено только в результате совместной работы, сопровождаемой полевыми исследованиями.

Наряду с изучением стратиграфии лёссов, наша Подкомиссия затронет также вопросы происхождения лёсса. Тот факт, что в одном лёссовом разрезе можно наблюдать такие типологически различные почвы, как парабуроземы, черноземы и другие, является первым неопровержимым доказательством того, что лежащие между ними отложения, из которых образовались соответствующие почвы, должны иметь эоловое происхождение. Этот факт настолько ясен, что он обычно даже не дискутируется во время работы нашей Подкомиссии. В тех случаях, когда не исключается участие делювиальных процессов (об этом еще будет сказано ниже), эоловая природа лёссов и лёссовидных образований все же не вызывает сомнений.

В связи с тем, что в последнее время вновь широко обсуждается вопрос о происхождении лёсса, ниже еще раз будут приведены важнейшие доказательства эолового происхождения лёсса (и лёссовидных образований). Эти доказательства более или менее легко могут быть выявлены не только на австрийской территории, но и во всех других лёссовых областях.

А. Доказательство по седиментационным признакам

1. Гранулометрические исследования показывают явное преобладание среди эоловых образований типичных фракций размером от 2 до 50 μ^2 . Степень окатанности зерен (Schluffkörner) также типична для транспортированного ветром материала.

2. Невыветрелые зерна минералов и пород, особенно преобладание извести и кальцита, что наряду с другими факторами обуславливает высокую плодородность лёссовых почв, — все это типично для эолового транспорта. При отложении водным путем легко выветривающиеся минералы значительно сильнее подвергаются выветриванию и разрушаются.

3. Имеющиеся в лёссах пустоты, которые располагаются обычно в виде беспорядочных переплетений капилляров, свидетельствующих о наличии скудной растительности во время эоловой аккумуляции. Такие капилляры наблюдаются иногда в аллювиальных осадках, в частности, в пойменных отложениях, но там они нестабильны. В лёссах же, напротив, капилляры выложены кальцитом, реже — заполнены им. Поэтому они очень устойчивы. Органические остатки, часто наблюдающиеся в капиллярах, не относятся ко времени аккумуляции, но принадлежат современным растениям, корни которых следуют по пустотам.

4. Обычная светлая окраска лёссов указывает на отсутствие процессов выветривания. Водные отложения такой текстуры имеют более или менее сильные следы оглеения, связанного с действием грунтовых вод.

В. Геоморфологические доказательства

1. Лёссы (и лёссовидные породы) меняющейся мощности покрывают все пониженные участки рельефа. Их естественная верхняя граница находится на высоте около 400—450 м. Отсутствие пылеватых отложений существенной мощности объясняется не только тем, что над этой границей при перигляциальных климатических условиях имел место очень сильный смыв, но связано также с условиями первичной аккумуляции пыли. Этот важный вопрос должен быть изучен детальнее. Не покрыты лёссами только площадки террас, с которых пыль сдувалась, а также голоценовые террасы и крутые склоны, с которых пыль смывалась. Лёссы могут отсутствовать или быть слабо развитыми на территориях областей выдувания.

2. Лёссовый покров залегает на различных породах и отложениях разного характера. Естественно, что особенно широко он развит и мощно представлен на равнинных участках, в частности на поверхности широких речных террас. Накопление лёссов происходило здесь не водным путем, как накопление галечников, а эоловым, на ровной поверхности, в условиях, защищенных от смыва и солифлюкции, в связи с чем лёссы достигали здесь большей мощности, чем на прилежащих склонах. Увеличение их мощности было обусловлено также находящейся поблизости областью выдувания. Другим доказательством эолового генезиса лёссов на террасах является наличие на поверхности галечников ископаемой почвы, соответствующей межледниковым условиям. Наличие этой почвы указывает на то, что во время ее существования река была врезана на большую глубину. Невозможно, чтобы к началу нового похолодания, а следовательно, нового этапа образования лёсса, река снова могла затоплять террасовые галечники более высокого уровня.

Закономерное строение террасы, перекрытой лёссами, показано на рис. 4. Верхняя часть лёссового покрова на галечниковой террасе, в том

² Этот факт подробно и со многими примерами описан Г. Крауссом и Ю. Данцлем (Krauss und Danzl, 1928).

случае, если она выражена хорошо и не разрушена последующим расчленением долины, имеет характерные особенности. По краям террас вдоль речной долины наблюдается увеличение мощности лёссового покрова, в то время как в средней и тыловой части террас наблюдается образование дефляционных ванн.

Лёссовый покров располагается на всех фациях перигляциального ландшафта. Простое минералогическое изучение этого покрова в каждом отдельном случае указывает на наличие в нем чуждого материала. Это подтверждает, что лёссы не связаны с рыхлым материалом, образовавшимся благодаря выветриванию местных пород (элювием). На австрийской территории хороший пример изложенных закономерностей мы имеем для края

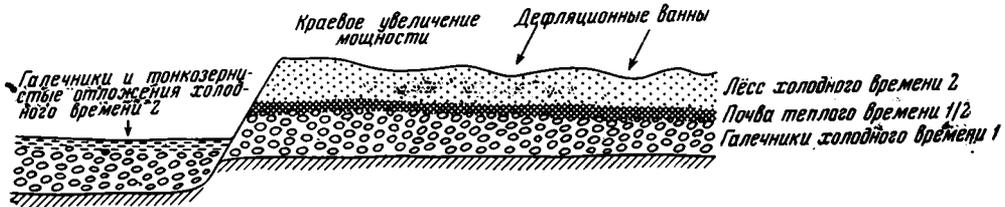


Рис. 4. Схематизированный разрез галечниковой террасы, покрытой лёссом

Богемского массива. Известковистые лёссы принесены эоловым путем из Альпийских предгорий далеко к западу и северу, где они залегают на кристаллических, кислых породах Богемского массива.

Сходные примеры могут быть приведены для всех других частей Европы.

Г. Педологические доказательства

Ископаемые почвы, залегающие в лёссах, часто имеют такую хорошую сохранность, что это может быть объяснено только консервирующим влиянием эолового покрова. Водные осадки должны были бы (сильно, или во многих случаях совсем) разрушить подстилающие породы. При этом следует отметить, что почвы являются образованиями, исключительно легко поддающимися разрушению.

Ископаемые почвы, как это указывалось выше, по своему характеру почти всегда являются наземным образованием. Почвы возникают из различных эоловых отложений. С поверхности они захватываются процессами выветривания и биологическими процессами (аккумуляция гумуса, миграция глинистого вещества, появление коричневой окраски и т. д.), а затем снова покрываются эоловой пылью. Здесь снова следует повторить, что почвы, образующиеся на поверхности при общем понижении базиса эрозии, не могут быть отложены водным путем.

Д. Археологические доказательства

Во многих местах в лёссах (и лёссовидных образованиях) обнаружены остатки поселений древнего человека. На рис. 1 представлена типичная для австрийской и средневропейской области смена культур. Люди, следы культуры которых мы находим в лёссах, наверно, выбирали только сухие места, а не речные поймы, заливавшиеся и размывавшиеся весенними половодьями.

Это краткое перечисление важнейших доказательств эолового происхождения лёссов (и лёссовидных образований) достаточно для того, чтобы полностью исключить возможность образования их водным путем. Не-

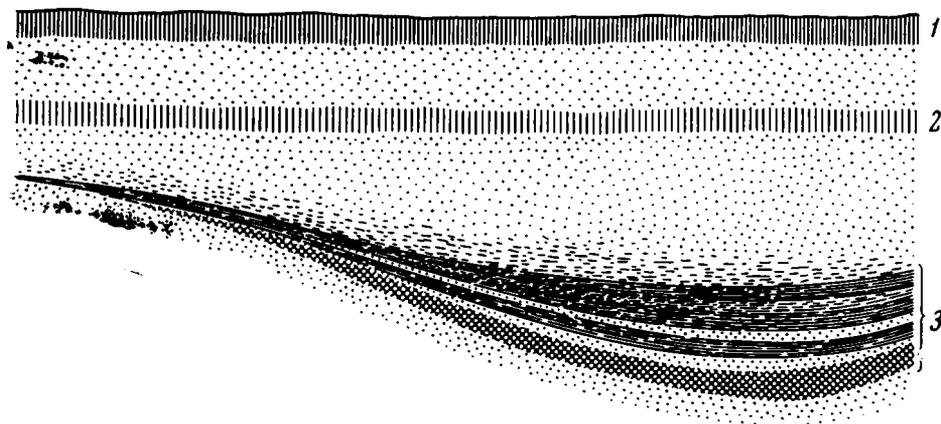


Рис. 5. Схема расположения молодых ископаемых почв в лёссах

1 — современная почва; 2 — паудорфская почва; 3 — ресс-вюрмская (готтвейгская) и ранневюрмские почвы

сколько иную роль играют при лёссообразовании делювиальные процессы. По этому поводу неоднократно высказывался член нашей Подкомиссии М. Печи, особенно в своей работе 1962 г. (Pécsi, 1962). Значение делювиальных процессов всегда отмечалось всеми членами Подкомиссии. Мощные толщи пород, часто образующиеся у подножий склонов, дают возможность изучения почв, которые здесь, находясь в так называемой «суперпозиции» (термин, предложенный членом Подкомиссии В. Ложеком), достигают особой мощности. Коллювиальные накопления у подножий в редких случаях приводят к нарушению или даже инверсии залегания. Так, например, почвенные комплексы штиллфрид или линц (см. рис. 1) всегда залегают с легким прогибанием, в то время как паудорфская почва обычно располагается параллельно современной поверхности (рис. 5).

Внутри, казалось бы, нерасчлененных лёссовых стенок часто выступают полосчатые образования, которые при ближайшем изучении оказываются горизонтально расположенными участками лёссов. Это указывает на ориентированное переотложение, которое часто встречается в лёссах, но отнюдь не является доказательством их делювиального происхождения.

Следует всегда иметь в виду, что аккумуляция пыли происходила при перигляциальных климатических условиях. Это значит, что соответствующая поверхность большую часть года находилась в замерзшем состоянии и, оттаивая, приобретала свойства текучести при совсем небольшом угле наклона. Однако прежде чем материал перемещался, он должен был быть навеван на поверхность. Поэтому при лёссообразовании эоловые процессы всегда доминируют над делювиальными.

Во время работы Подкомиссии INQUA по стратиграфии лёссов много внимания уделялось вопросу фациального расчленения лёссов и других плейстоценовых эоловых образований. Изучение фациальной дифференциации является предпосылкой для палеопедологических исследований, о которых говорилось выше. Как ископаемые почвы разных фациальных областей имеют определенное типологическое выражение, так и эоловые образования расчленяются по регионально-климатическим признакам.

Фациальные области часто переходят одна в другую, плейстоценовые эоловые отложения также часто не дают резкой фациальной смены, а образуют скользкие переходы от одной фации к другой. Между типичным лёссом, накапливавшимся в условиях сухого лёссового ландшафта и пылеватыми глинами (Staublehme), которые отлагались при очень влажном

климате, можно выделить ряд образований переходного характера. Номенклатура этих промежуточных образований в разных странах различна. Хорошо различимы крайние образования климатическо-фациального ряда — лёсс (типичный) и пылеватые глины (Staublehme). Они имеют ряд признаков, по которым существенно различаются между собой (см. таблицу в конце статьи).

Общим у этих образований является лишь высокое содержание «плюмфа» (частицы размером между 2—50 μ), так как и те и другие являются эоловыми образованиями, и, кроме того, возможно, пористость.

Визуальное различие значительно, в связи с чем термин глеевый лёсс, которым обозначают образования, имеющие «мраморовидный» характер, неудовлетворителен и для него следует найти другое наименование.

Термином пылеватые глины (Staublehme) я хотел, с одной стороны, подчеркнуть эоловый характер осадков (пыль), а с другой — отметить значительную примесь глинистой субстанции. Это является одним из важных генетических признаков изучаемых образований. Я думаю, что перевод предлагаемого понятия на другой язык не представит затруднений.

Понятие пылеватая глина (Staublehme) было введено Г. Крауссом с соавторами (Краусс и др., 1939) для лёссовидных осадков северо-западной Саксонии (ГДР). Аналогичные образования Г. Краусс и Р. Ольберг (Краусс, Olberg, 1953) отмечали на древнеплейстоценовых галечниках (покровных галечниках) швабско-баварских предгорий Альп. Они развиты также и на примыкающей австрийской территории альпийских предгорий, где, несомненно, имеют эоловое происхождение. Пылеватые глины залегают здесь непосредственно на сильновыветрелых галечниках, что дает основание считать, что в промежутке между отложением галечников и пылеватых глин существовали межледниковые условия (см. схему на рис. 5).

Доказательства эоловой природы пылеватых глин те же, что и для лёсса. Разница заключается в сингенетических изменениях, которые претерпели первые. В сухих лёссовых областях пыль отлагалась в «сухих условиях» и при этом не подвергалась выветриванию. Малое содержание гумуса, соответствующее скудной растительности, быстро растворялось, что обусловило светлую окраску лёсса. В гумидных перигляциальных областях пыль при аккумуляции подвергалась определенным изменениям. Процесс образования и перемещения глинистого вещества (иллимеризация), в настоящее время прослеживающийся по наличию глинистой кожицы (пленке), проходил до или параллельно с оглеением под влиянием атмосферной влаги. Таким образом, имел место длительный процесс почвообразования, в который все время вовлекался новый (эоловый) материал. В некоторых разрезах можно хорошо проследить, что упомянутая глинистая субстанция происходит не из современной почвы (почти всегда представленной псевдоглеем — дерновым подзолом), а возникла в результате сингенетических процессов. Явления оглеения под влиянием атмосферной влаги также проходили одновременно с отложением пыли и не связаны с современной почвой. Поэтому они равномерно пронизывают всю породу. Влажные условия во время аккумуляции осадка не давали возможности сохранению извести. Следует также отметить, что водные осадки, из которых образовалась пыль в областях развития пылеватых глин, часто сами бывают бедны известью или не содержат ее совсем.

Понятно, что эоловая природа пылеватых глин может быть установлена только путем обстоятельных полевых исследований, с привлечением всех рабочих методов смежных дисциплин. В Паннонском бассейне разные исследователи пришли к одним и тем же выводам независимо друг от друга. Ю. Шумеги (Sümegehy, 1947) правильно установил зональное распределение венгерских почв с запада на восток, соответствующее расположению с севера на юг почв Европейской части СССР. Это зональное рас-

пределение почв примерно соответствует распространению плейстоценовых эоловых отложений. Ю. Финк подробно (Fink, 1961) изложил свою точку зрения о происхождении пылеватых глин в Паннонской области и для сравнения привел примеры из других районов Европы. При этом цитировались выводы К. Бруннакера для баварской территории, который различает лёсс — лёссовидные глины — покровные глины (пылеватые глины). Д. Янекович (Janeković, 1961) описал пылеватые глины северо-хорватской области, где особо показательные примеры перехода отдельных фациальных областей имеются между Загребом и Фрушка-горой. Большое значение имели здесь первые находки в пылеватых глинах открытой палеолитической стоянки Кулаши (Basler, Janeković, 1960—1961), являющиеся доказательством эолового происхождения этих отложений.

В настоящее время во многих областях Европы имеются наблюдения, указывающие на ясную регионально-климатическую дифференциацию эоловых образований. Возникает необходимость обсуждения терминологии и разграничения отложений, представляющих собой переход от лёссов к пылеватым глинам. Понятия «лёссовая глина» («Lösslehm»), «коричневый лёсс» («brauner Löss») и им подобные не вполне удовлетворительны, так как они применяются в разном смысле.

Дальнейшее расчленение эоловых образований проводится при рассмотрении форм рельефа поверхности плейстоценовых ландшафтов.

Топогенно-фациальный ряд ведет от типичного лёсса (под которым понимается лёсс, не переотложенный делювиальным путем) к солифлюкционному лёссу и, наконец, к илистому лёссу (Schwemmlöss), который частично уже затронут водными процессами. Рельефом обуславливается образование оглеенных лёссов, возникающих на пониженных участках под воздействием грунтовых вод. Они могут быть также названы «инфузионными лёссами», по терминологии старой венгерской литературы. Ясная номенклатура будет возможна лишь при установлении всех генетических связей. Глеевый лёсс, образование которого связано с характером рельефа, нельзя сопоставить с пылеватыми глинами, образование которых обусловлено регионально-климатическими факторами, на которые указывают следы влияния атмосферной влаги. Имеется много переходов между отложениями климато-фациального и топогенно-фациального ряда. Постепенный переход наблюдается и в текстурно-фациальном ряду³. Типичный лёсс содержит 80% и более частиц размером 2—50 м, в песчанистых лёссах преобладает фракция «пылеватого песка» размером 50—100 м⁴. Одновременно пылеватый песок в типичном лёссе составляет около 10%, а в песчанистом лёссе до 20%. При этом наблюдается закономерное увеличение частиц пылеватого песка при приближении к области выдувания. Эта закономерность установлена очень давно (Schönhals, 1953) и хорошо подтверждается на австрийской территории. Она является еще одним доказательством эоловой природы лёссов. Такое же указание мы имеем для текстурного расчленения эоловых отложений в северной части Средней Европы, где поблизости от края континентального ледника находятся только эоловые пески, затем идут песчанистые лёссы и только на значительном удалении появляются настоящие лёссы. Эоловые пески, встреченные на австрийской территории (см. рис. 2), связаны по своему происхождению с резко расчлененным рельефом. Такое влияние оказывают Венские ворота на западе и Прессбургские ворота на востоке Венского бассейна, действующие как «сопло», в которых ветер имел большую скорость.

³ Понятие фация, применяемое в геологии, может быть применено здесь, так как величина зерен связана с окружающими условиями, в данном случае с большей скоростью ветра.

⁴ Пылеватый песок по шкале Копецкого, который считает, что частицы размером < 10 м — ил, 10—50 м — пыль, 50—100 м — пылеватый песок, 100—2000 м — песок.

Во многих местах мы находим переход или фациальное замещение эолового песка и лёсса.

Подводя итоги, мы можем отметить, что плейстоценовые эоловые образования представляют различные возможности для их фациального расчленения, а именно:

а) по регионально-климатическому признаку:

(типичный) лёсс — «лёссовая глина», в целом пылеватая глина;

б) по топогенному признаку:

(типичный) лёсс — солифлюкционный лёсс — илистый лёсс — оглеенный лёсс;

в) по текстурному признаку:

(типичный) лёсс — песчанистый лёсс — эоловый песок.

Автор выражает надежду, что приведенные генетические взаимосвязи различных эоловых плейстоценовых образований явятся основой для дискуссии по вопросам их номенклатуры. За любое высказывание по этому поводу он будет очень благодарен.

Т а б л и ц а

Характеристика свойств лёссов и пылеватых глин

Порода	Карбонатность, %	Структура	Микроморфология	Окраска, конкреции и т. д.
Лёсс	От 5 до 30	Отсутствие грубых структур	Частое переплетение капилляров, выполненных частично или полностью кальцитом. Минералы и обломочки пород свежие	Светлая, чаще желтоватая или охристая
Пылеватые глины	0	Призматические грубые структуры с пластинчатыми элементами, распадающиеся на агрегаты блокового строения	Редкие мелкие поры; много глинистых пленок на поверхности агрегатов; толстые корки глинистой субстанции на вертикальных поверхностях призм	Коричневая; имеются пятна и конкреции (Mn и Fe), много глеевых пятен, придающих породе мраморовидный облик. Глинистая корка на поверхностях призм редуцирована

Л И Т Е Р А Т У Р А

- Basler D. und Janeković D. Paleolitško nalazište Lušćić u. Kulašima.— «Glasnik Zemal. muzeja u. Sarajevu», Arheol., 1960—1961.
- Brunacker K. Regionale Bodendifferenzierungen in Mitteleuropa während der Würmeiszeit.— Eiszzeitalter und Gegenwart, 1956, 7.
- Büdel J. Die Klimaphasen der Würmeiszeit.— Naturwissenschaften, 1950, 37.
- Felgenhauer F., Fink J., de Vries H. Studien zur absoluten und relativen Chronologie des fossilen Bodens in Österreich. I. Oberfellabrunn.— Archaeol. Austriaca, 1959, 25.
- Fink J. Zur Korrelation der Terrassen und Lössen in Österreich.— Eiszzeitalter und Gegenwart, 1956, 7.
- Fink J. Die Südostabdachung der Alpen.— Mitt. Österr. Bodenkundl. Ges. 1961, 6.
- Fink J. Studien zur absoluten und relativen Chronologie der fossilen Böden in Österreich. II. Wetzleinsdorf und Stillfried.— Archaeol. Austriaca, 1962, 31.
- Fink J. Die Subkommission für Lößstratigraphie der Internationalen Quartärvereinigung.— Eiszzeitalter und Gegenwart, 1964, 15.
- Frenzel B. Zur Pollenanalyse von Lössen; Untersuchungen der Lößprofile von Oberfellabrunn und Stillfried.— Eiszzeitalter und Gegenwart, 1964, 15.
- Janeković D. Über das Alter und den Bildungsprozess von Pseudogley aus pleistozänem Staublehm am südwestlichen Rand des pannonischen Beckens.— Mitt. Österr. Bodenkundl. Ges., 1961, 6.

- Krauss G. und Danzl J. Beiträge zum Ausbau der mechanischen Bodenanalyse.— Tharandter Forstl. Jahrb., 1928, 79.
- Krauss G., Gärtner G., Härtel H. und Müller K. Standortsgemässe Durchführung der Abkehr von der Fichtenwirtschaft im nordwestsächsischen Niederlande.— Tharandter Forstl. Jahrbuch, 1939, 90, H. 7/9.
- Krauss G. und Ölberg E. Zeil; Standort, Wald und Waldwirtschaft im Waldburg-Zeil'schen Forst.— Mitt. Vereines Forstl. Standortskartierung, 1953, 3.
- Pécsi M. Die pleistozänen Gehängeablagerungen in Ungarn und ihre Entstehung,— Közlemények, 1962, 85.
- Penck A. und Brückner E. Die Alpen im Eiszeitalter; Tauchnitz — Leipzig. 1909.
- Schönhals E. Gesetzmäßigkeiten im Feinaufbau von Talrandlössen, mit Bemerkungen über die Entstehung des Lösses.— Eiszeitalter und Gegenwart, 1953, 3.
- Soergel W. Löss, Eiszeiten und paläolithische Kulturen. Jena, 1919.
- Sümeghy J. 1947. Eszákpannonföld talajainak földtani.— Származása; Magyar All. Földtani Internat. Évi Jelentése, 1947, 9.

СКЛОНОВЫЕ ЛЁССЫ ВЕНГРИИ И УСЛОВИЯ ИХ ОБРАЗОВАНИЯ

М. Печи

(Венгрия)

Постановка вопроса

В формировании рельефа Венгрии в плейстоцене и в образовании отложений известная роль принадлежала ряду процессов, которые невозможно причислить к категории речной эрозии или дефляции. К числу таких процессов можно отнести: перемещение материала по склону под влиянием гравитации, криофракции, солифлюкции, криотурбации под воздействием режеляции, а также плоскостной смыв (плювионивация), происходящий под влиянием талых вод и атмосферных осадков на вечной мерзлоте или на периодически замерзающей почве. Вследствие отсутствия более подходящего обобщающего термина все эти процессы в их совокупности были названы нами *деразией*.

Эти рельефообразующие процессы преобладали в перигляциальных зонах плейстоцена. В последние десятилетия в Венгрии, как и в других странах, было обнаружено и изучено большое число явлений, свойственных перигляциальной зоне.

Несмотря на это, лишь в последние годы на основе результатов отечественных и зарубежных исследований удалось собрать и систематизировать данные, которые позволили говорить о гораздо большей рельефообразующей роли перигляциальных процессов во внеледниковой части Центральной Европы, чем это представлялось ранее.

В Венгрии, действительно, рельефообразующая роль деразийных процессов получила заслуженную оценку лишь после выяснения того, что разнообразие и весьма мощные склоновые отложения являются коллювиально-делювиальными. Раньше они в основном считались речными или эоловыми образованиями. Часть их на самом деле первоначально состояла из речных и эоловых отложений, однако впоследствии эти осадки были переотложены по склону и преобразовались в делювий. Другая часть делювия возникла за счет переотложения элювия коренных пород. Часто эти два разных по своему происхождению материала в процессе перемещения по склону смешивались между собой, и их невозможно отделить один от другого.

У подножий холмистых возвышенностей и горных массивов страны, а также в обнажениях склонов в последние годы было обнаружено весьма большое количество отложений с тонкой, параллельной склону слоистостью. Она впервые была обнаружена в склоновых лёссах и суглинках. Однако в ходе дальнейших исследований были обнаружены подобного же типа образования весьма различного гранулометрического состава (глины, суглинки, склоновые лёссы, лёссовидные склоновые отложения, песчаные глины, суглинистые горные породы со щебнем и галькой (Pécsi, 1962).

Несмотря на то, что среди склоновых отложений склоновые лёссы очень часто встречаются в холмистой местности и в горных массивах, раньше уделялось недостаточно внимания изучению природы их формирования и их рельефообразующей роли.

Л. Лоци-старший (Lóczy, 1913) уже давно обратил внимание на слоистые долинные лёссы в холмистых районах Зала и Шомодь. В последнее время Криван (Kriván, 1955), Адам, Мароши, Силард (Adam, Marosi, Szilárd, 1959), Пинцеш (Pinczés), Секел (Székely, 1961) тоже обратили внимание на слоистые лёссы. В других странах также лишь в последние годы начали уделять внимание изучению общей распространенности этого явления. В лёссах и лёссовидных отложениях обнаружены следы склонового перемещения и параллельная склону слоистость (Büdel, 1959; Demek, 1965; Fink, 1960; Kukla, 1961; Suchel, 1954; Žebera, 1953; Dylik, 1960, и др.).

В своих предыдущих работах я охарактеризовал более подробно распространение и типы слоистых текстур и географическое размещение склоновых отложений Венгрии (Pécsi, 1962, 1963, 1964a). В настоящей статье коснусь этих вопросов лишь постольку, поскольку главной целью ее является обратить внимание на некоторые основные вопросы строения и особенностей накопления склоновых лёссов и лёссовидных склоновых отложений.

Слоистые склоновые лёссы, лёссовидные склоновые отложения и семипедолиты

Вопросы образования слоистых склоновых лёссов и лёссовидных склоновых отложений до сих пор не были достаточно хорошо изучены. В связи с широким распространением этих отложений на территории Венгрии мы стали заниматься исследованием процессов их накопления (Pécsi, 1962, 1964).

К числу тонкозернистых склоновых отложений относятся слоистые параллельно склону песчаные накопления, которые иногда залегают, чередуясь со склоновыми лёссами и щебнем. Раньше считалось, что они в основном возникли под воздействием речных вод. Но подобная точка зрения не учитывала условий залегания этих слоев, для которых характерна тонкая параллельная склону слоистость, падающая под углами (5—15°) и соответствующая направлению уклона современного рельефа. При этом прослой толщиной в несколько сантиметров выдерживаются на большом расстоянии. Эти обстоятельства исключают возможность накопления описанных отложений флювиальным путем. Учитывая, что в песчаных отложениях, слоистых параллельно склоновой поверхности, встречаются линзочки песка, а местами также переотложенные гумусированные слои толщиной в несколько сантиметров, мы должны исключить возможность их эолового накопления.

Такую же аналогию можно привести и в отношении склоновых лёссов. Их тонкая слоистость, по которой наблюдаются глинистые и гумусовые прослойки, а также условия залегания исключают возможность эолового происхождения, несмотря на тонкий алевритовый или алевритово-песчаный гранулометрический состав.

Против эолового происхождения глинистых, лёссовидных и суглинистых склоновых отложений с большим содержанием пелитовой фракции свидетельствуют также часто встречающиеся в них слоистые продукты переотложения ископаемых почв, или семипедолиты, а иногда крупные гальки или щебень. Их накопление флювиальным путем исключается, поскольку они обладают тонкой слоистостью, падающей под углами 15—27°, параллельно склону, и прослеживаются на значительном протяжении.

Процесс перемещения и накопления материалов

На основе геоморфологического, микростратиграфического и петрографического исследований описываемых отложений было установлено, что процесс перемещения и накопления осадков происходил относи-

тельно медленно и его темпы менялись на отдельных этапах. Образование отложений приостанавливалось, а затем возобновлялось в определенные промежутки времени. В результате склоновые отложения периодически подвергались неглубокому, но повсеместному переотложению, всегда в соответствии с уклоном склона. При этом склоны выполаживались.

По нашим данным, процесс образования склоновых отложений происходил в основном при особых перигляциальных климатических условиях, на замерзшей почве, вследствие размыва склона талыми снеговыми и дождевыми водами и желисолифлюкции.

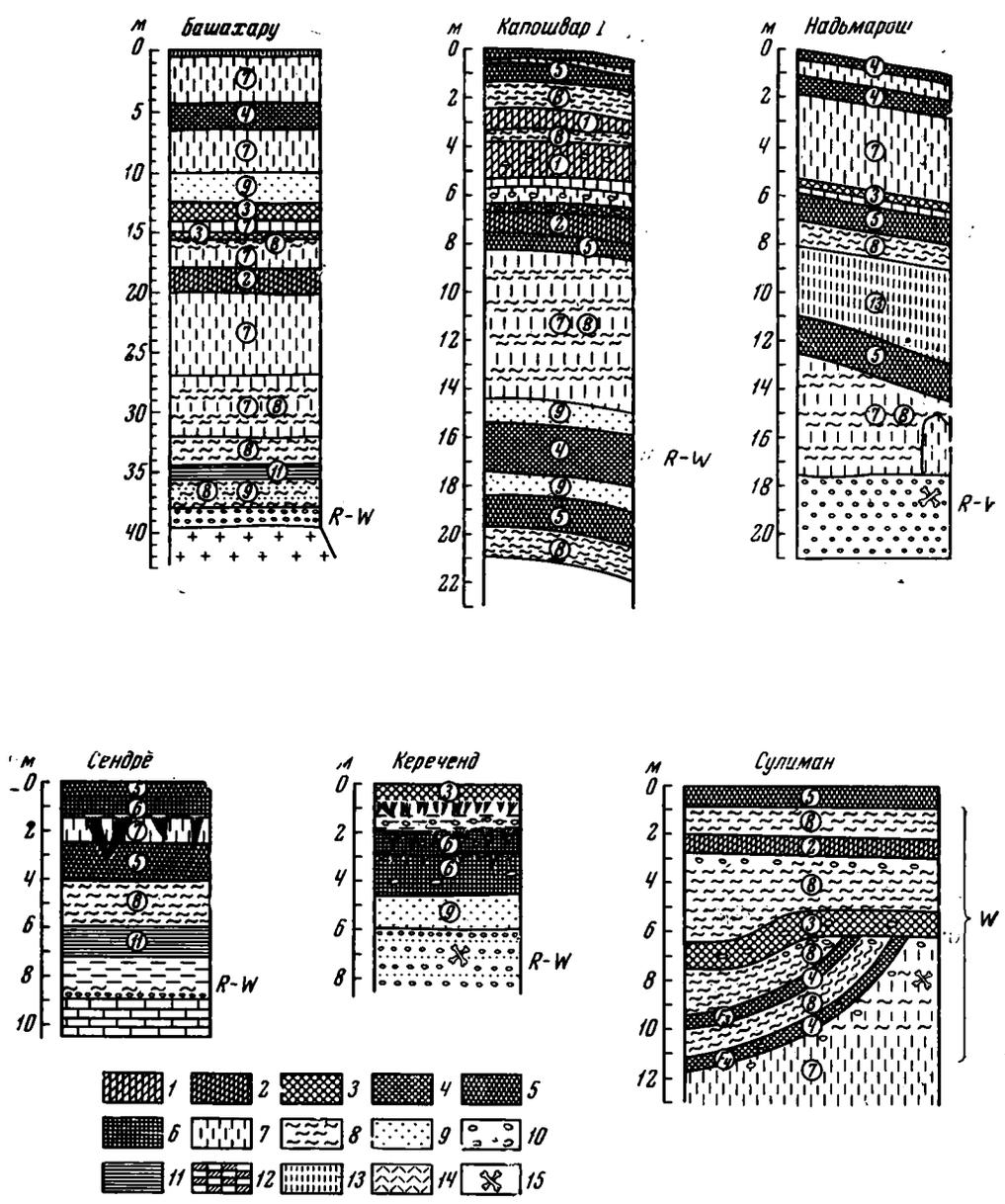
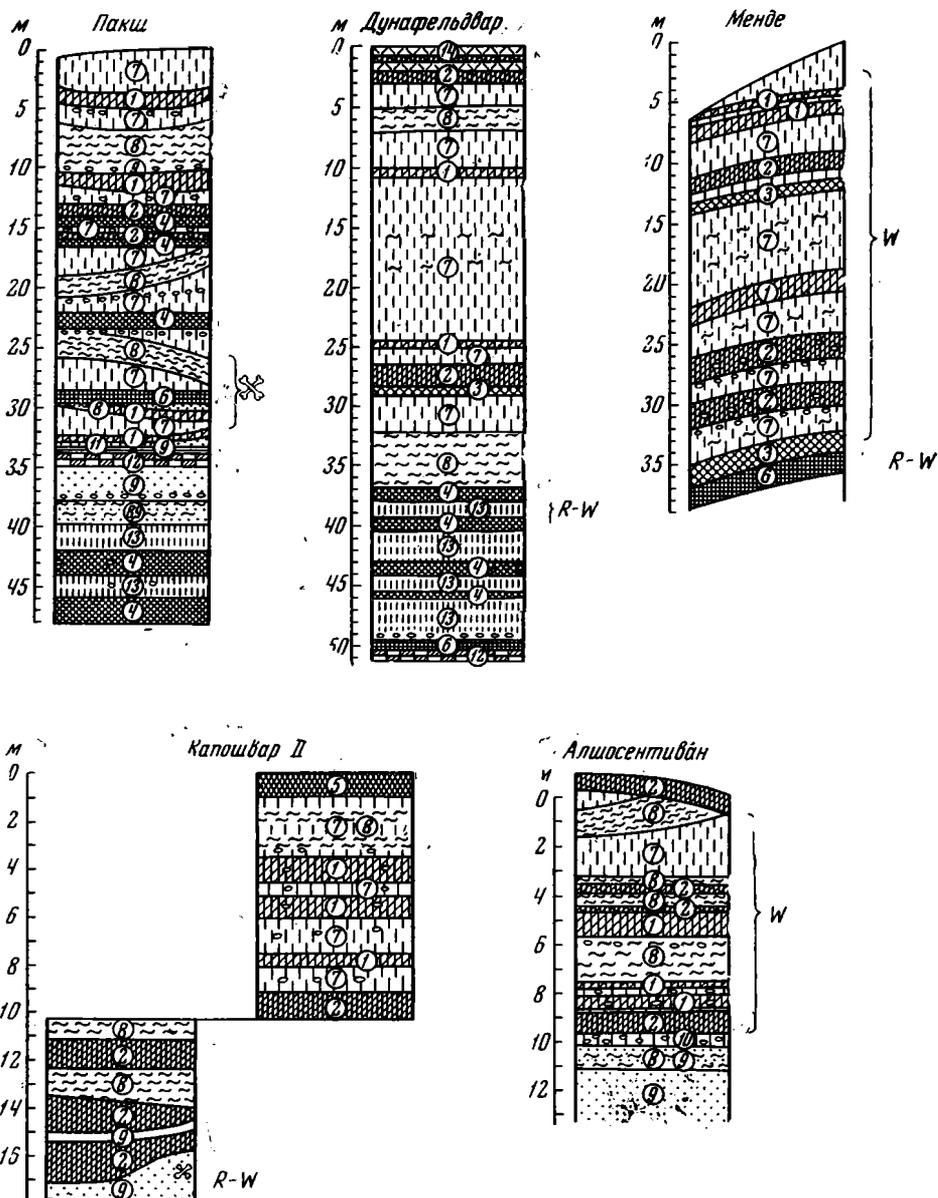


Рис. 1. Разрезы важнейших

1 — перегнойно-карбонатная почва, слабо развитые перегнойные почвы; 2 — почвы черноземного характера; 3 — черноземно-бурые лесные почвы; 4 — бурые лесные почвы «Braunerde»; 5 — бурые лесные почвы с псевдоглеем; 6 — красные почвы, красные глины; 7 — неслоистые лёссы, типичные в

Наблюдения показывают, что образование отложений с тонкой слоистостью на склонах, в деразийонных ложбинах (деллях), лишенных растительности, имеет место и в настоящее время ранней весной в условиях быстрого таяния снега. В деразийонных долинах распаханных земель смыл частиц почвы происходит под воздействием даже незначительного склонового стока при таянии снега и умеренных дождях. При этом частицы почвы медленно передвигаются водами в виде суспензии и осаждаются.

Под влиянием ливней на лиственном растительности выщурком склоне образуются небольшие эрозионные борозды (бороздовая, или рытвинная эрозия). Но в толщах склоновых лёссов следы склоновой эрозии перенося



обнажений лёсса Венгрии

песчаные и песчаные лёссы (золотые); 8 — слоистый лёсс склонов и суглинок; 9 — слоистый песок; 10 — кротовины и проходы животных; 11 — болотная почва; 12 — известняк; конкреционный слой; 13 — суглинистый лёсс; 14 — искусственная насыпь; 15 — места находок фауны

и отложения материала проточной водой обнаруживаются весьма редко.

Роль переноса талыми водами особенно велика при образовании песчаных и лёссовых отложений, поскольку слагающий их материал лишь в ограниченной мере может перемещаться путем желисолифлюкции.

Одновременно с действием талых вод желисолифлюкция способствовала разрушению дернового покрова на склонах и накоплению глинисто-суглинистых делювиальных склоновых отложений. Рыхлый водонасыщенный почвенный слой из-за своей пластичности и под воздействием силы тяжести испытывал небольшие передвижения по склону. Этот процесс при современных климатических условиях весной имеет существенное значение. В условиях перигляциального климата в плейстоцене желисолифлюкция была одним из самых сильных склонообразующих факторов.

Роль склонового смыва в накоплении лёссовидных отложений

В перигляциальных климатических условиях снос материала талыми снеговыми водами интенсивнее всего происходил ранним летом, в то время как сейчас это происходит ранней весной. Особенно интенсивно это происходило тогда, когда верхний слой почвы еще был замерзшим и талый снег только начинал «расплавлять» верхнюю пленку почвы. Под воздействием этого процесса начиналось перемещение мелкого кластического материала. До тех пор, пока верхний слой почвы окончательно не оттаивал, талые воды не могли просачиваться и, стекая по склону, переносили частицы почвы. В начале периода таяния вследствие ночных заморозков смыв материала со склона прекращался в определенные часы дня. Таким образом, перенесенный материал откладывается на самом склоне, и только определенная часть его аккумуляровалась у подножия склона. Частицы оттаявшей и перенесенной днем породы, т. е. верхней почвенной пленки, под воздействием морозных процессов в определенные часы дня претерпевали дальнейшую внутреннюю сортировку. Таким образом, талые воды оказывали воздействие на перенос материала (почвы), на обнажение склонов и накопление осадков. Процесс обнажения склона продолжительное время происходил преимущественно на частях склонов южной экспозиции. На этих склонах раньше таял снег, а талые воды продолжали поступать из лежащих выше зон склона. В результате размыва склона и солифлюкции южные выпуклые склоновые участки снижались, а на вогнутых участках склонов происходило накопление материала. Вследствие этого процесса склоны удлинялись и выполаживались.

В Средне-Дунайском бассейне Карпатских гор во время последнего оледенения период таяния снега, начинавшийся в конце весны или в начале лета, продолжался несколько месяцев. Вслед за этим проливные дожди в летние месяцы, а затем зимние ветры оказывали влияние на формирование рыхлых отложений на склонах.

Пылеватый материал, выдутый из размельченных морозом обломков горных пород в сухое холодное время года, накапливается на наветренной стороне склонов, также у подножия горных массивов. Однако большая часть материала не оставалась на месте, а вновь перемещалась по склону под воздействием деразийонных процессов, наступавших весной или ранним летом следующего года (желисолифлюкция, размыв талыми снеговыми водами). Часто при этом происходило смешение осадков с отложениями неэолового происхождения (обломочные наносы, гравий, суглинок и т. д.). В результате формировались делювиальные склоновые лёссы, среди которых мелкозем эолового происхождения играет второстепенную роль.

В Венгрии в обнажениях лёсса нередко склоновый лёсс, образованный вследствие размыва склона, чередуется с типичным лёссом эолового генезиса (рис. 1). Подробный анализ обнажений показал, что, например, за

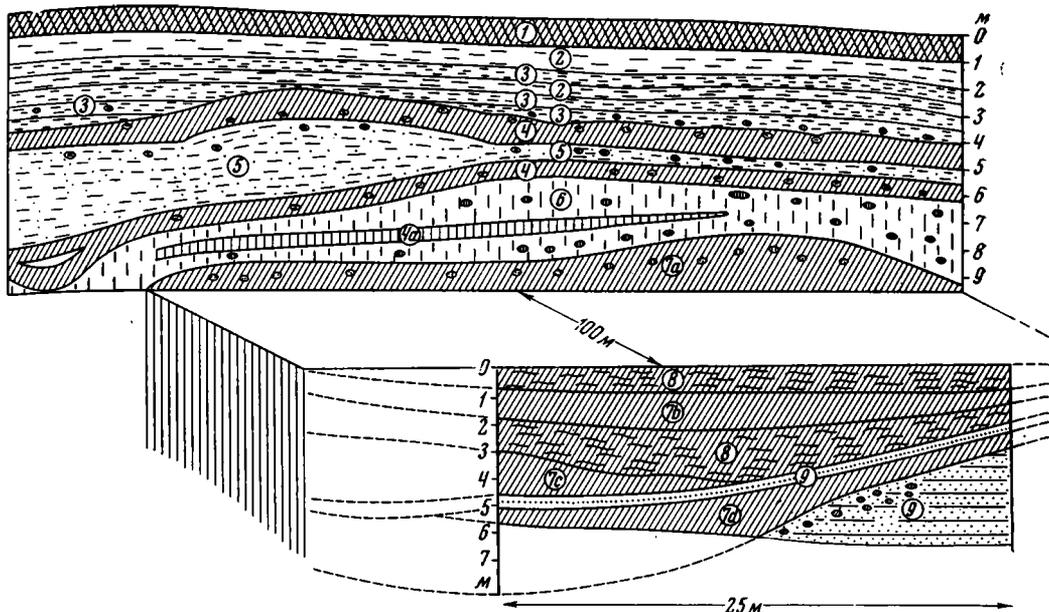


Рис. 2. Чередование неслоистых и слоистых склоновых лёссов с погребенными почвами и почвенными отложениями в разрезе Капшварского кирпичного завода.

1 — бурая лесная почва с псевдоглеем; 2 — слабослоистый склоновый лёсс с гумусными пятнами; 3 — слабослоистый склоновый лёсс с кротовинами кофейного цвета; 4 — погребенный чернозем со светлыми кротовинами; средняя степень почвообразования; 4a — зона слабогумусного лёсса, 5 — слоистый песчаный склоновый лёсс с кротовинами; 6 — светло-желтый лёсс с большим количеством кротовин темного цвета; 7a — погребенный чернозем, процесс почвообразования очень сильный; 7b, 7c — автохтонные черноземные почвы деразиионной долины; 7d — чернозем с котлованами, находящийся на дне деразиионной долины; 8 — солифлюкционный черноземный материал; 9 — тонкослоистый песок с находками остатков *Coelodonta antiquitatis*

период последнего оледенения неоднократно возобновлялся процесс образования склоновых лёссов, который чередовался с накоплением неслоистого эолового лёсса. Во время каждого ледникового цикла существовало и повторялось несколько типов перигляциального климата. В самые сухие холодные фазы накопления склоновых отложений играли второстепенную роль, и в это время преобладало эоловое накопление. В более влажные холодные фазы склоны размывались и интенсивно накапливались склоновые лёссы и склоновые отложения (рис. 2). Наряду с этим, существовали и такие климатические фазы, когда склоны были задернованы и накопление осадков почти не происходило. В этом случае формировались степные, черноземные, каштановые, лесостепные почвы.

В одном и том же обнажении нередко можно встретить чередование различных типов склоновых отложений, неслоистых лёссов и разные типы погребенных почв.

На основе подробных геоморфологических исследований и анализа текстуры отложений мы пришли к следующему общему заключению: слоистые склоновые лёссы преобладают на склонах южной экспозиции и там же часто встречаются переотложенные размывтые почвы. Подобное положение можно наблюдать и в деразиионных долинах (деллях), полностью или отчасти занесенных склоновым лёссом. В то же время на склонах северной экспозиции встречаются и более мощные, неслоистые типичные лёссы.

Приведенная картина распространения лёссов во многих местах осложняется инверсией рельефа. Этим и объясняется, что местами некото-

рые возвышенности, пологие холмы сложены полностью из склонового лёсса, хотя, как правило, склоновые лёссы имеют повышенную мощность у подножия склонов до 20—40 м. (3, а, б).

Размыв плодородных почв

С исторического времени вырубки зонального лесного покрова и использования большей части склонов холмистых районов для сельскохозяйственных целей, ранней весной, в условиях периодических заморозков, на лишенных растительности пахотных землях вновь усилилась роль склонового смыва. Этот склонообразующий процесс в основном не отличается от вышеизложенного, но был несколько слабее и меньшей продолжительности. Однако в ряде мест за относительно короткий исторический период произошел полный или частичный размыв плодородной почвы. На выпуклых участках склонов холмистого рельефа, сложенных лёссом и склоновым лёссом, происхо-

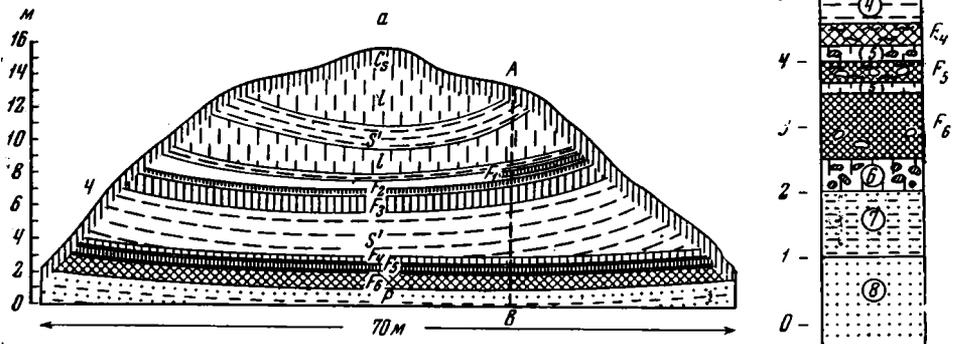


Рис. 3. Строение лёссового холма.

а — в поперечном разрезе: C_s — черноземная почва; l — неслоистый лёсс; S' — слоистый склоновый лёсс; F_1, F_2, F_4, F_5 — смещенные почвенные слои; F_3, F_6 — погребенный чернозем, p — слоистый песок; б — разреза по линии А — В:

1 — чернозем; 2, 4 — ритмично-слоистый склоновый лёсс; 3 — неслоистый типичный лёсс; 5, 6 — лёссовидные осадки с часто встречающимися кротовинами; 7 — ритмично-слоистый лёссовый песок; 8 — ритмично-слоистый песок; F_1, F_2, F_4, F_5 — перемещенные гумусные слои; F_3, F_6 — погребенный чернозем

дит интенсивный размыв рыхлых отложений. У подножия этих склонов и в долинах накапливаются более или менее мощные делювиальные плейфы. В молодом делювии часто можно фиксировать следы раннего диагенеза осадков.

В Венгрии в условиях перигляциальных климатических фаз плейстоцена значительная часть образовавшихся ранее почвенных разновидностей неоднократно перемещалась по склону в процессе желисолифлюкции и плювионивации, причем она перемешивалась со склоновыми лёссами и другими материалами (например, суглинками, песками, обломочными породами и т. д.). В некоторых слоях этих склоновых отложений накопилось весьма много перемытых ископаемых почв, или же они полностью состояли из них. Осадки, состоящие из переотложенных почвенных горизонтов, уже не могут называться ни склоновыми лёссами, ни лёссовидными склоновыми отложениями. Нами предложен для этих образований термин семипедолит. Эти делювиальные семипедолиты в отдельных слу-

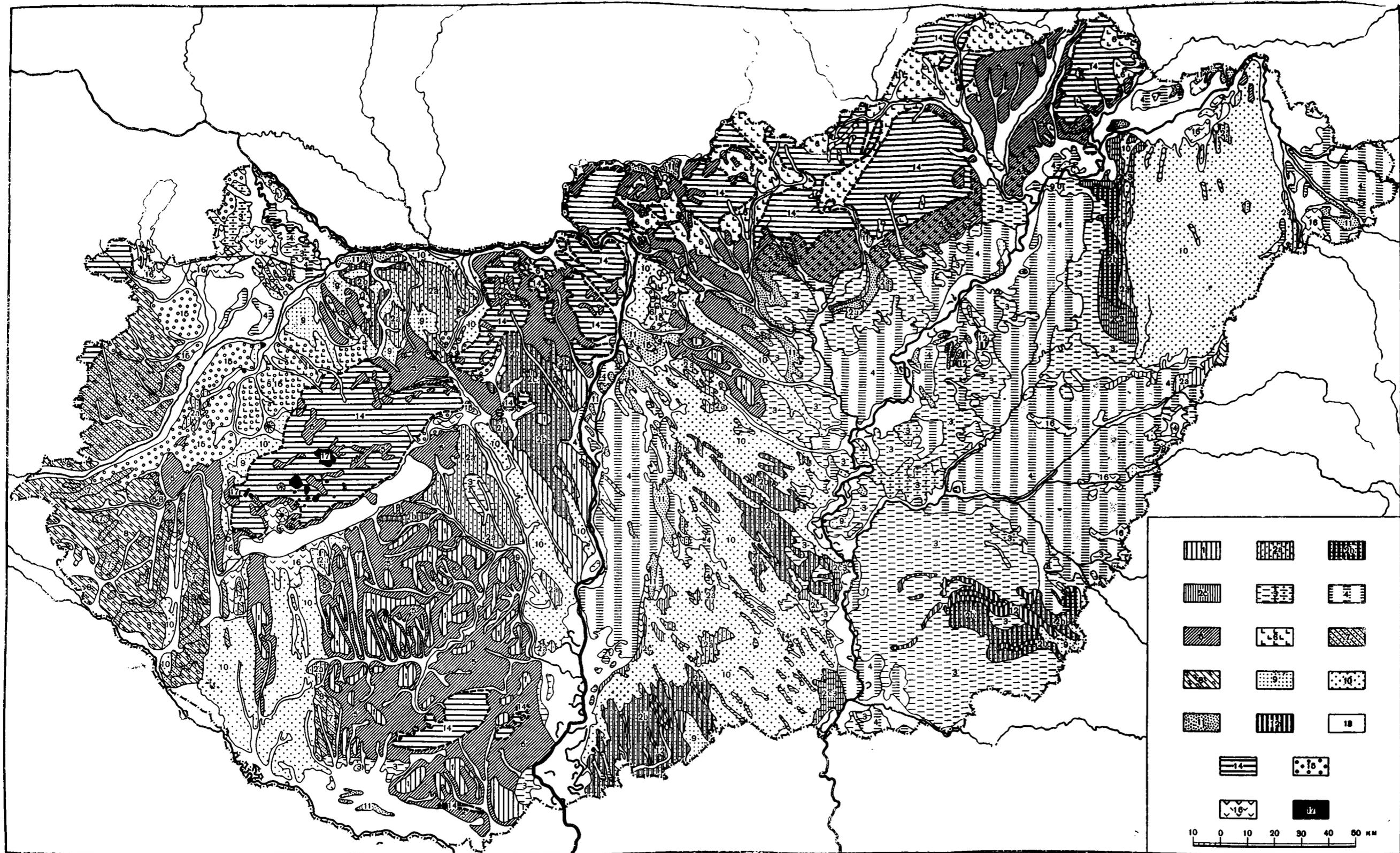
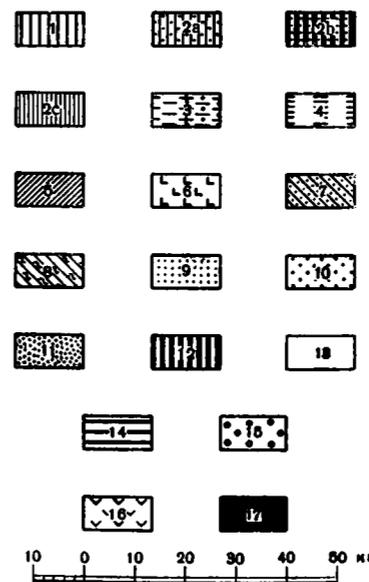


Рис. 4. Распространение основных типов лёссов и лёссовидных отложений в Венгрии

I — золотые: лёссы: 1 — мощные лёссовые платформы типичных лёссов; 2 — нетипичные, сильно песчаные лёссы; а — лёссовый песок, б — песчаный лёсс, с — компактный лёсс. II — лёссовидные образования флювиального происхождения: 3 — пойменный лёссовый плейстоценовый ил; 4 — пойменный голоценовый лёссовый ил. III — лёссовидные породы, перетолженные солифлюкционно-диффузионными процессами из отложений разного происхождения (золотого, флювиального, делювиального): 5 — склоновый слоистый лёсс, песчаный лёсс, обломочный лёсс; 6 — обычно слоистая супесь, гляциальные суглинки. IV — западно-дунайский лёссовый саман, «бурозем», перетолженный на склонах солифлюкцией: 7 — гляциальный саман, «бурозем» частично смещенный, частично нарушенный солифлюкцией; 8 — нарушенный саман, лёссовидные склоновые отложения (например, долинный лёсс). V — типы сыпучих песков; 9 — покровный песок (голоцен — плейстоцен); 10 — территории с полувзакрепленными буграми сыпучего песков; 11 — голоценовые береговые дюны; 12 — песчаные бугры, покрытые тонким песчанисто-лёссовым слоем или черноземом. VI — прочие типы отложений; 13 — наносные отложения пойм и долин небольших рек; 14 — коренные породы; 15 — галечниковые покровы и обширные галечниковые конусы выноса; 16 — торф. 17 — базальтовые останцы, покрытые склоновым лёссом и осипями



чаях залегают в сочетании со склоновым лёссом и погребенными слоями автохтонной почвы.

Склоновые лёссы, расчлененные семипедолитами и погребенными почвами, весьма благоприятны для сельскохозяйственного производства. В погребенных почвах, так же, как и в делювиальных слоях, содержащих гумусовый материал размытых почв и разрыхленные обломочные породы, содержится значительное количество питательных веществ. Наряду с этим, склоновые лёссы, разделенные погребенными почвенными и семипедолитными слоями, вследствие более плотной структуры в меньшей степени подвергаются почвенной эрозии. Даже в том случае, если современная плодородная почва уничтожена почвенной эрозией, склоновые отложения, содержащие ископаемые частицы, и погребенные почвенные слои обеспечивают для культур с глубокой корневой системой соответствующее количество питательных веществ.

Распространение склоновых лёссов, эоловых лёссов и прочих лёссовидных отложений

Территория Венгрии, как и весь Карпатский бассейн, в период четвертичного оледенения находилась в перигляциальной климатической зоне резко континентального типа.

Большая часть поверхности Венгрии покрыта лёссовыми и лёссовидными отложениями четвертичного возраста. Вплоть до последних лет этим отложениям, как правило, приписывалось эоловое происхождение. На основе проведенных в последние годы исследований лёссовые и лёссовидные отложения Венгрии могут быть разделены на следующие генетические типы (рис. 4).

1. Пойменный наилок широких пойм четвертичных рек Альфельдской низменности. Этот лёссовый наилок флювиального происхождения накопился на поймах больших рек Дуная, Тиссы, Мароша, Кереша и других во время половодий. Помимо лёссового ила голоценовых пойм на территории Большой Низменности имеются весьма большие по площади участки пойменного лёссового ила плейстоценового возраста. В них часто встречается фауна позвоночных верхнего плейстоцена. В их гранулометрическом составе преобладает более тонкий материал, чем лёсс. Они отличаются содержанием большого количества извести.

2. Лёссовые плащи, которые покрывают более или менее мощным слоем сыпучие пески конусов выноса, лежащих выше пойменного уровня, а также так называемые лёссы плато, большей частью эолового происхождения. Их гранулометрический состав близок к настоящему лёссу, но во многих местах песчаная фракция сильно увеличена (песчаные лёссы, лёссовые пески).

3. Лёссовидные отложения, покрывающие склоны средних гор и холмистых местностей, являются в большей части склоновым лёссом делювиального происхождения. Они, как правило, имеют слоистость, параллельную склонам. В одном и том же обнажении чередуются маломощные слои свойственного лёссам гранулометрического состава и слои, в которых преобладают зерна более крупных или более мелких фракций, чем лёссовые. На основе исследования их микростратиграфического и литологического состава образование этих пород на данном месте объясняется перигляциальной желисолифлюкцией, а также размывом склона.

Упомянутые склоновые лёссы в зависимости от их физического и химического состава и от их свойств могут быть разделены на несколько подтипов: а) обломочные склоновые лёссы; б) песчаные склоновые лёссы; в) слоистые склоновые лёссы; г) суглинистые склоновые лёссы (ледниковый суглинок; рис. 5, 6, 7).

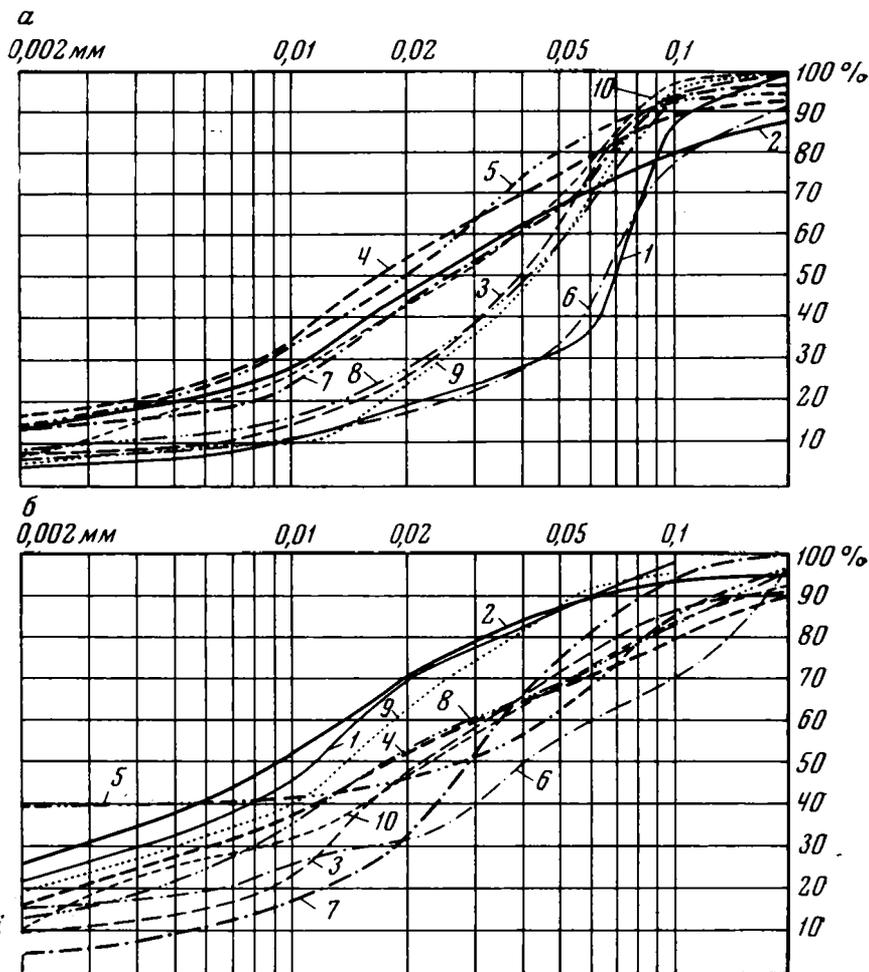


Рис. 5. Гранулометрический состав склоновых лёссов Венгрии (%)

а — склоновый лёсс; б — лёссовидный суглинок

Цифры — номера образцов

Основной материал лёссовидных склоновых отложений делювиальных склонов мог образоваться из рыхлых отложений третичного возраста, слагающих склоны, а также из речных и эоловых слоев четвертичного возраста — тонкого обломочного материала, возникшего вследствие гляциальной криофракции (например, из доломитовой пыли).

Особенности стратиграфического расчленения склоновых лёссов в Венгрии

Склоновые лёссы, как правило, образовались в период последнего оледенения, в вюрме, но, кроме них, встречаются и более древние лёссы рисского возраста. Их мощность достигает 20—30 м и более. Во время последней ледниковой эпохи накопление склоновых лёссов неоднократно повторялось (3—4 фазы). В относительно спокойное время, когда прекращалось накопление и перемещение материала по склону, происходили процессы почвообразования. Соответственно местным условиям — иногда одновременно — образовывались степные (чернозем, каштановая), лесостепные и лесные почвы различного характера. Эти почвы

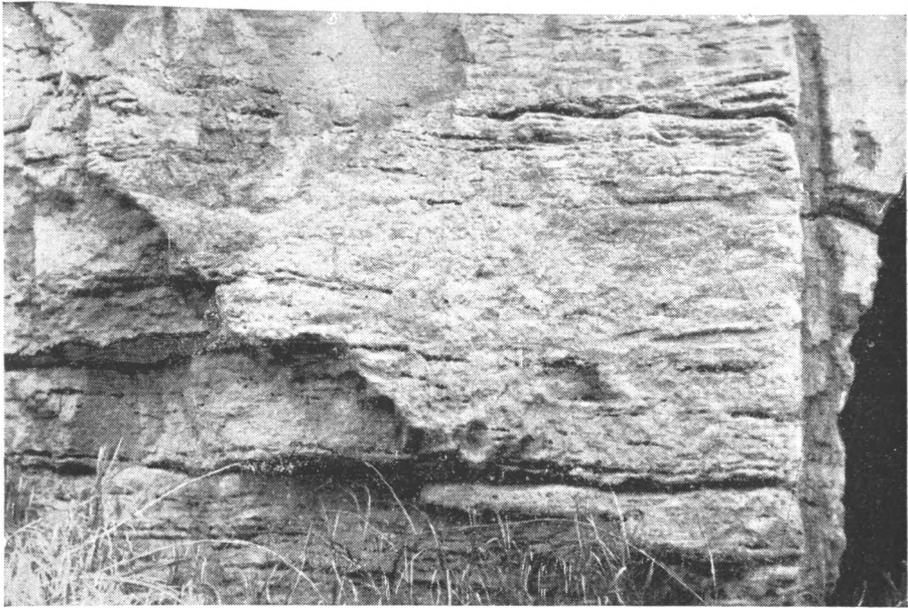


Рис. 6. Слоистый склоновый лёсс (Гёдёллэ, Цегледское холмогорье)

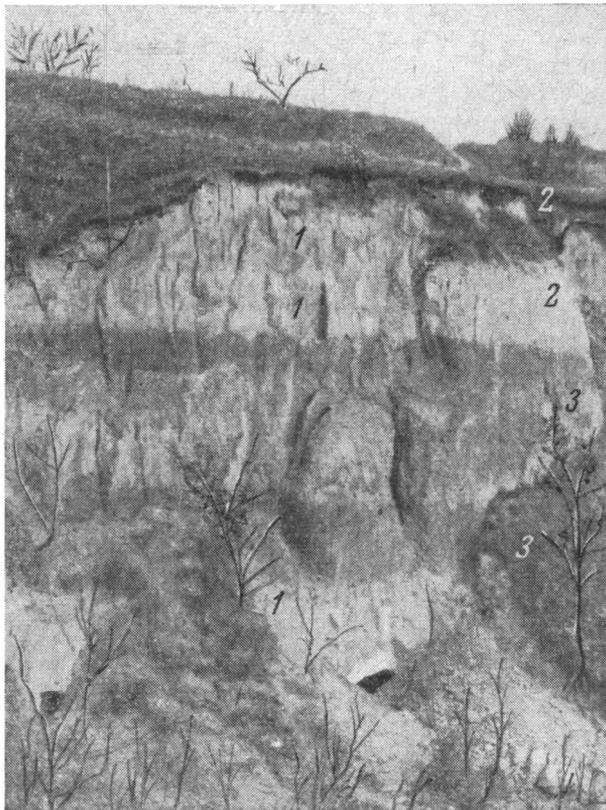


Рис. 7. Строение лёсса в разрезе у с. Надьмарош
1 — неслойный суглинистый склоновый лёсс с погребёнными лесными почвами; 2 — горизонт бурых лесных почв; 3 — горизонт лесных почв

в результате повторного поверхностного обнажения склона — деразии — смывались и откладывались у подножия склона в виде специфичных почвенных отложений — слоистых делювиальных семипедолитов. Имеются случаи, когда та или иная почвенная зона — у подножия склона или в залинии дерезионных долин — разделяется на две-три аллохтонные почвы.

Склоновые лёссы — в особенности у подножия склонов, т. е. в их более пологих частях, а также в заполненных наносами дерезионных долинах, как правило, расчленяются несколькими слоями автохтонной почвы, рыхлых почвенных пластов либо более или менее мощными семипедолитами. Их число в период последнего оледенения в основном зависело от местных геолого-геоморфологических условий. Именно поэтому хронологическое расчленение склоновых лёссов лишь на основе количества встречающихся в них почвенных зон является весьма трудным и может дать неточные результаты. При генетической оценке типов почвы также следует проявить большую осмотрительность. Палеопедологический и палеоклиматический метод, получивший в свое время всеобщее признание, согласно которому количество ископаемых почвенных зон, встречающихся в определенном разрезе лёсса, соответствует количеству интерстадиальных или интергляциальных климатических изменений, ныне уже не подходит для точной лёссовой хронологии. Причина этого, с одной стороны, заключается в том, что среди ископаемых почвенных зон, встречающихся в лёссах Венгрии, уже установлено (Récsi, 1962, 1964), что они не являются остатками влажных лесных почв, а многие из них были различными степными почвами. Последние могли образоваться и в условиях сухого холодного климата. При этом отнюдь не обязательно делать вывод о межстадиальном изменении климата. С другой стороны, на склонах и в заполненных склоновым лёссом дерезионных долинах можно наблюдать случаи, когда ископаемая почва расщепляется на несколько слоев. Это, по сути дела, остатки определенной фазы почвообразования, а слои склонового лёсса, толщиной в несколько дециметров, залегающие между почвами, не имеют существенно стратиграфического значения (см. рис. 3). Наибольшее стратиграфическое значение имеют бурая лесная почва и бурая лесная почва с псевдоглеом (Parabraunerde).

При хронологической оценке важнейших лёссовых обнажений в Венгрии (см. рис. 1) необходимо обращать внимание на геологические и морфологические особенности, археологические находки и фауна позвоночных.

Л И Т Е Р А Т У Р А

- П а в л о в А. П. Статьи по геоморфологии и прикладной геологии. Изд-во МОИП, 1951.
- A d à m L., M a r o s i S., S z i l à r d J. A. Mezőföld természeti földrajza. Budapest, 1959.
- B ü d e l J. Periodische und epizodische Solifluktion im Rahmen der klimatischen Solifluktionstypen.— Erdkunde, 1959, 13.
- C a i l l e u x A. et T a y l o r G. Cryopédologie — étude des sols gelés. In: Expéditions Polaires Françaises. T. IV. Paris, 1954.
- D e m e k J. Hangforschung in der Tschechoslowakei. Neue Beiträge zur internationalen Hangforschung. 3. Göttingen, 1963.
- D y l i k J. Rhythmically stratified slope waste deposits.— Biul. peryglacialni, 1960, N 8.
- F i n k J. Bemerkungen zur Bodenkarte Niederösterreichs.— Mitt. Österr. Bodenkundl. Ges., 1960, H. 4.
- F i n k J. Leitlinien einer österreichischen Quartärstratigraphie.— Mitt. Geol. Ges. Wien, 1960a, 53.
- G u i l l e n Y. Les grezes litées comme dépôts cyclithémiques.— Ann. Géomorphol., 1964, Suppl. Bd. 5.
- K r i v à n P. La division climatologique du pléistocène en Europe centrale et le loess de Paks.—Ann. Inst. geol. Hongrie, 1955, 43, fasc. 3.
- K u k l a J. Lithologische Leithorizonte der Tschechoslowakischen Lössprofile.— Ustředniho ústavu geol., 1961. N 5.

- Lòczy L. (Senior). A. Balaton környékének geológiája és morfológiája.
I.—A Balaton Tud. Tan. Eredm., 1913, 1, pt 1, sect. 1.
- P é c s i M. A magyarországi pleisztocénkori lejtőss üledékek és.— Földr. ért., 1962.
- P é c s i. Die periglazialen Erscheinungen in Ungarn.— Petermanns Geogr. Mitt., 1963,
N 3.
- P é c s i M. Ten years of physicogeographie research in Hungary. Budapest. 1964.
- P é c s i M. A Magyar Középhegységek geomorfologiai kutatásának újabb kérdései.—
Földr. Ért., 1964a, 13.
- S t e f a n o v i t s P. Magyarország talajai. Budapest, 1963.
- S u c h e l A. Studien zur Quartär — Morphologie des Hilsgebietes. Teil IV. Studien
über die Periglazial-Erscheinungen in Mitteleuropa.— Göttingen Geogr. Abhandl.,
1954, H. 17, Lief, 1.
- S z é k e l y A. A Mátra és környezetének kialakukása ésfelszíni formái. Kandidátusi
értekezés. Manuscript, 1961.
- S z é k e l y A. A Mátra természeti földrajza. Földr. Közl., 1964.
- Š z i l à r d J. Külső-Somogy (External Somogy).— Földr. Ért., 1962.
- Ž e b e r a K. Quelques résultats intéressants des recherches faites en 1951 sur les terra-
ins quarternaires dans le domaine du Massif Bohémien.— Anthropozoikum, 1953,
N 2.

Г. Т. Смит

(США)

Введение

Термином «лэсс» в США принято обозначать достаточно однородные, неслоистые и относительно рыхлые осадочные образования, состоящие главным образом из частиц алевритового размера. Для большинства исследователей данный термин ассоциируется с золовым генезисом отложений, однако некоторые возражают против этого. Многие исследователи считают, что термин «лэсс» должен также обозначать большую или меньшую известковистость отложений. Хотя это толкование применимо к громадному большинству лёссовых отложений, вряд ли необходимо придерживаться его в отношении тех пород, которые образовались за счет известковистых источников питания.

Как можно видеть при полевых наблюдениях, лёссы обычно образуют крутые склоны и имеют грубую вертикальную трещиноватость. Цвет лёссов в выветрелой зоне обычно тускло-желтый, либо светло-желтоватый до бледно-коричневатого. Там же, где обнажения достаточно глубоки и вскрывают невыветрелый материал, цвет его приближается к серому. Во многих местах в лёссе встречаются известковистые конкреции различных размеров и форм, а местами — весьма многочисленные раковины моллюсков. В сухом состоянии лёссовый материал пылеват наощупь. Лёссы встречаются от водоразделов до нижних частей склонов долин, прослеживаясь непрерывно на значительном протяжении по вертикали. Они обычно образуют покров, отражающий долёссовый рельеф и в той или иной степени видоизменяющий этот рельеф в зависимости от мощности аккумуляировавшихся осадков и неравномерности их отложений на различных участках погребенного рельефа.

По данным лабораторных исследований, лёсс имеет большую пористость при сравнительно низкой водопроницаемости. Гранулометрический состав большей части зерен в лёссе колеблется в пределах 0,062—0,015 мм, причем во многих лёссах максимум содержания приходится на частицы размером от 0,062 до 0,031 мм. В меньшем количестве могут присутствовать также глинистые частицы и тонкопесчаные зерна. В минералогическом отношении зерна представлены преимущественно кварцем и полевыми шпатами, в меньшей степени — другими породообразующими минералами, с включением кальцита, а также доломита (в некоторых районах). Тяжелые минералы могут присутствовать лишь в небольшом количестве. В породах, не испытавших значительного выветривания, минеральные зерна обычно свежие и неизмененные, за исключением некоторой пигментации их, например, железом. В качестве образцового описания лёссов можно указать на работу Кэя и Грэйема (Kay and Graham, 1943).

Настоящая статья ставит своей целью рассмотреть распространение и происхождение лёссов Северной Америки и ознакомить читателей с литературой по этому вопросу. Весьма большой объем указанной литературы

¹ Перевод с английского А. А. Лазаренко под редакцией И. П. Карташова.

определяет избирательный характер ссылок на нее. Упор при этом делается на самые существенные исследования и на библиографические сводки. Последние имеют наиболее исчерпывающий характер в работах Фри (Free, 1911) и Дэвидсона и др. (Davidson и др., 1951).

Распространение лёссов

Географическое распространение лёссовых отложений, хорошо выясненное к настоящему времени (рис. 1), и показано в несколько схематизированном виде на карте «Плейстоценовые эоловые отложения Соединенных Штатов, Аляски и частично Канады» (Thorgr. и др., 1952). Эта карта будет использована как основа для дальнейшего обсуждения. Кроме распространения лёссов по площади на карте показаны также различия по мощности и соотношению площадей, занятых лёссами в пределах картируемых подразделений.

Самая большая и лучше всего изученная область развития лёссов располагается в центре США, в бассейне рек Огайо — Миссури — Миссисипи. Эта область наиболее широка в пределах обширного пояса, имеющего неправильные очертания и располагающегося вдоль границ оледенений. К югу, по долине Миссисипи, она сужается, а на западе сливается с другой большой областью, протягивающейся через центральную часть Великих равнин.

Две другие важные области развития лёссов, намного меньшие по размерам, чем вышеуказанные, расположены на северо-западе США: одна в восточной части штата Вашингтон, другая — в южном Айдахо. В первой из этих областей лёссы по своей мощности соизмеримы с лёссами из бассейна Миссисипи, во второй же мощность лёссов сравнительно невелика. Детальные исследования лёссов Вашингтона и Айдахо производились в очень малом объеме.

Помимо указанных выше главных областей развития лёссов, имеется также много значительно меньших участков развития относительно мало-

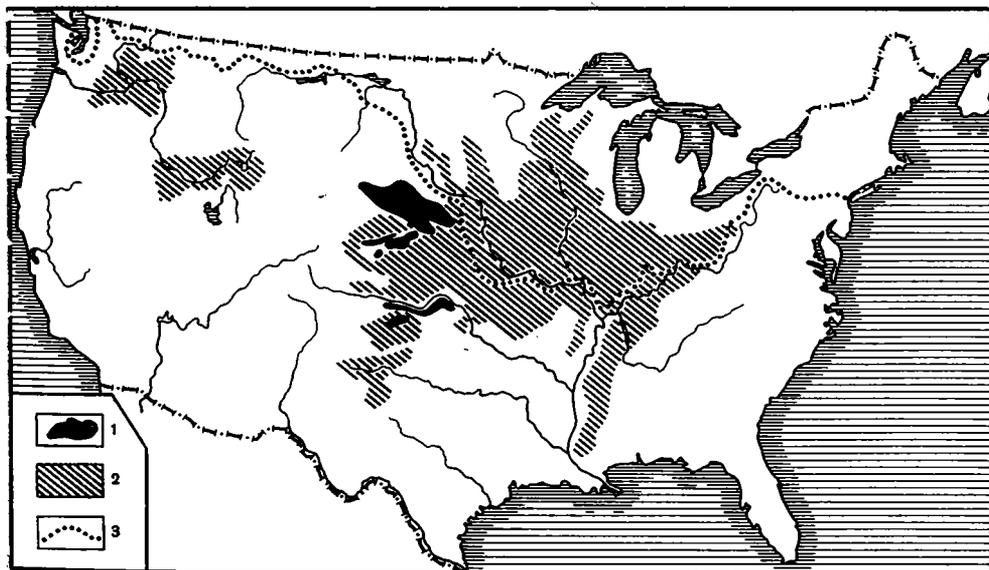


Рис. 1. Схематическая карта областей распространения лёссов и связанных с ними песчаных дюн в США.

1 — область распространения песчаных дюн; 2 — область распространения лёссов; 3 — граница оледенения

мощных и часто разобщенных лёссовых отложений. Во многих² случаях эти отложения невозможно показать даже на крупномасштабных картах. Тем не менее, они могут иметь существенное значение для интерпретации местной плейстоценовой истории и, таким образом, заслуживают внимательного изучения. Один из таких участков, расположен в северо-восточной части США, в Массачусетсе и соседних штатах. Лёссы здесь обычно имеют мощность менее 1 м и встречаются спорадически на большой площади. Значение их будет обсуждено в одном из следующих разделов настоящей статьи. Стратиграфическое расчленение лёссов нелегко показать на картах поверхностных отложений, так как более молодые и менее расчлененные лёссовые покровы перекрывают более древние отложения, и последние обычно могут наблюдаться только в ограниченных по размерам естественных или искусственных обнажениях. Фактически все поверхностные лёссы имеют висконсинский возраст и, как показано на карте эоловых отложений, представляют собой комплекс подразделений, относящихся к различным частям висконсина. Они могут быть расчленены в пределах многих местонахождений, где имеются удовлетворительные обнажения.

В бассейне Миссисипи под лёссами висконсинского возраста широко распространены более древние лёссы иллинойского возраста, известные выходы которых показаны на мелкомасштабной врезке на карте эоловых отложений. Лёссы доиллинойского возраста отмечены в нескольких местах. Они плохо сохранились и лишь с трудом могут быть диагностированы.

Происхождение лёссов

Способ отложения. На протяжении прошлого столетия было выдвинуто много различных гипотез лёссообразования (Free, 1911; Russell, 1944, 1944a), однако широкое признание получили лишь те взгляды, которые обращались к водным агентам, главным образом речным и озерным. Несомненно, первоначальной причиной распространения водной гипотезы было не критическое привлечение процессов формирования других осадочных образований к объяснению генезиса лёссов, наряду с явным незнанием каких-либо других подходящих для такого объяснения процессов. Когда Рихтгофен выдвинул в 1877 г. свою эоловую гипотезу в отношении лёссов Азии, Пампелли (Pumpelly, 1879) сразу же отметил ее применимость к американским лёссам. Другие исследователи, однако, не спешили присоединиться к нему. В течение почти двух десятилетий в большинстве работ лёссы рассматривались преимущественно, если не полностью, как водные образования. Но постепенно стало ясным, что не все отложения, к которым раньше довольно свободно применялся термин «лёсс», являются идентичными и что генезис лёссов в узком смысле этого слова нельзя смешивать с генезисом связанных с ними нелёссовых образований. Попытки же примирить новые данные о свойствах и распространении лёссов с концепцией их водного происхождения скорее мешали, чем способствовали решению проблемы. В 1897 г. Чемберлен сделал обзор последних спорных данных и предложил компромиссную «водно-эоловую» гипотезу, согласно которой лёссы в придонных частях долин отложены флювиогляциальными потоками, а лёссы бортовых частей долин и водоразделов являются продуктами эоловой аккумуляции. Эта концепция получила общее признание, хотя отложения днищ долин рассматривались скорее не как настоящие лёссы, а как исходный материал для их образования. На протяжении первого десятилетия нынешнего века ссылки на водный генезис лёссов становились все более редкими, пока, наконец, не исчезли совсем.

Многие из существенных аргументов в пользу эолового происхождения.

² Время от времени удается обнаружить новые подобные участки.

лѣссов были суммированы в 1882 г. Рихтгофеном. Последующие исследования подтвердили некоторые из них и добавили новые. Эти данные, с одной стороны, частично опровергают другие гипотезы, а с другой, — подтверждают золовую гипотезу. При современном состоянии знаний имеющийся материал можно суммировать следующим образом:

1. Распределение по формам рельефа. Нахождение лѣссов на возвышенностях и водоразделах, как и по бортам долин, несовместимо с водным отложением, что нельзя правдоподобно объяснить необходимым для этого подъем воды на достаточно высокие уровни в пределах обширных пространств. Непрерывность отдельных лѣссовых покровов, переходящих с возвышенностей в долины, которую можно наблюдать в бесчисленном множестве мест, свидетельствует об одновременности отложения на всех участках материала, поставляемого средой, не зависящей от форм и уклонов рельефа. Это условие может быть обеспечено только атмосферой.

2. Географическая зависимость от областей питания. Эта связь особенно четко выражена в центральной части США, где главный лѣссовый пояс в общих чертах соответствует границе оледенений и потокам, переносившим флювиогляциальный материал. Вдоль долин Миссисипи, Миссури и Иллинойса лѣссы достигают максимальной мощности в относительно узких зонах, непосредственно прилегающих к речным долинам, а зоны уменьшения мощности протягиваются от долин к водоразделам почти параллельно долинам. Это детально показано в работе Смита (Smith, 1942) по Иллинойсу, в более общем виде — в работе Вашера и других (Wascher и др., 1947) — по южной части долины Миссисипи и на карте золовых отложений — по другим территориям. Важно отметить также асимметричность распределения лѣссов по отношению к речным долинам: максимальной мощности и протяженности лѣссы достигают на восточных бортах долин.

3. Сортировка. Уже давно Адденом (Udden, 1898) было показано, что сортирующая способность среды транспортировки обратно пропорциональна ее несущей способности и, следовательно, плотности. Высокая степень сортировки, присущая лѣссам, согласуется с золовым способом их переноса и совершенно несвойственна континентальным отложениям водного генезиса, за исключением случая, когда эти отложения целиком образованы из материала, уже предварительно отсортированного какими-либо другими агентами.

4. Отсутствие слоистости. Повсеместное отсутствие слоистости и других характерных признаков субаквального отложения по всей мощности лѣссовых толщ является дополнительным отличием водных отложений. Эти особенности обуславливают такую степень гомогенности лѣссов, которая делает их действительно уникальными среди осадочных образований. Они согласуются с представлением о постепенной аккумуляции небольших количеств однородного материала с такой скоростью, которая допускает тщательное перемешивание его под воздействием почвообразовательных процессов.

Хотя слоистость в лѣссах в общем отсутствует, все же обнаруживаются, правда, очень редко, ее отдельные локальные проявления. Этот факт, несомненно, смущавший некоторых ранних исследователей, можно объяснить синхронным отложением материала в мелких водоемах или последующим размывом и переотложением лѣссового материала водой.

5. Сходство с осадками пыльных бурь. Во многих местах и в различное время были выполнены механические анализы материала, отложенного пыльными бурями и пылепадами (Udden, 1898, 1914; Swineford and Frye, 1945; Warn and Cox, 1951; Chepil, 1957; Laprade, 1957).

Особенно благоприятные возможности для получения таких данных существовали в тридцатых годах нынешнего века, когда пыльные бури сопровождали сильную засуху в центральных областях США.

Размеры большинства частиц выпавшего материала колеблются от 0,125 до 0,015 мм с максимумом содержания, изменяющимся в зависимости от удаленности источников сноса: чем ближе расположены эти источники, тем крупнее частицы, имеющие максимальное содержание, так же, как это свойственно настоящим лёссам. Минералогические характеристики выпавшей пыли и лёсса также сравнимы, что указывает на эоловый перенос обычных минералов лёсса как тяжелой, так и легкой фракции (Page and Charman, 1934; Russell, 1936). Кроме того, подсчитанные объемы перенесенной пыли достаточны для того, чтобы за ее счет могли возникнуть лёссовые отложения наблюдаемой мощности при условии, что перенос такого же количества пыли продолжается в течение времени, равного тому, которое ушло на образование лёссов.

6. Отложение эолового мелкозема в настоящее время. В определенных условиях отложения пыльных бурь, сходные с отмеченными в пункте 5, достигают значительной мощности за историческое время. Хобс (Hobbs, 1931) отметил, что накопление эолового мелкозема, переотложенного из флювиогляциального материала ледников Гренландии, происходит с такой скоростью, что он захороняет сброшенные рога оленей карibu. Последующие наблюдения на Аляске (Tuck, 1938; Pewe, 1955; Trainer, 1961) показывают, что там все еще продолжается отложение лёссов, местами со скоростью в несколько дюймов за 20 лет.

7. Связь с другими свидетельствами ветровой деятельности. В нескольких местах в основании лёссовых отложений были найдены эоловые многогранники, что свидетельствует об интенсивной ветровой деятельности непосредственно перед началом накопления мелкозема, из которого формировался лёсс (Smith and Fraser, 1935; Denny, 1936). Несколько чаще встречаются участки постепенного перехода лёссов в эоловые пески, их переслаивания или непосредственного контакта (Alden and Leighton, 1917; Trainer, 1961; Lugn, 1962).

8. Минералогическая характеристика. Там, где минералы лёссов отличаются от минералов подстилающих пород и не зависят от изменения состава последних, исключена возможность образования лёссов за счет выветривания или местного размыва и отложения долёссовых пород (Doeglas, 1949). Случаи, когда минералы, слагающие лёсс, представлены существенно свежими и неизменными зёрнами, подкрепляют это положение. Образование их прямым или косвенным путем за счет химически выветрелого материала представляется маловероятным.

9. Ископаемые органические остатки. Хотя этот фактор и упомянут последним, значение его всегда было чрезвычайно большим, особенно в начале становления эоловой гипотезы. Важно отметить, что в сущности все ископаемые остатки принадлежат наземным организмам; водные формы настолько редки, что не играют никакой роли в общем вопросе генезиса лёссов. В этом отношении примечательны ранние работы Шимека (Shimek, 1896, 1904), на которые часто ссылаются в более поздних работах. Он отметил большое количество экземпляров и видов наземных моллюсков, указав при этом также, что сохранность и расположение их хрупких частей таковы, что исключают возможность переноса их водой. Дополнительные данные по фауне приведены в работе Кея и Грэйема (Key and Graham, 1943).

Краткий исторический обзор проблемы лёссов в отношении применимости различных трактовок их генезиса к одной из областей развития лёссов на Аляске был сделан Певе (Péwé, 1955). Он привел свидетельства эолового генезиса этих лёссов и отметил недостатки аргументов в пользу других интерпретаций.

Хотя эоловый фактор был издавна признан основным агентом в образовании лёссов, давно уже отмечались вторичные образования за счет размыва, переноса и местного переотложения лёссового материала водой и

склоновыми процессами (Alden and Leighton, 1917) и соответствующие изменения физических свойств отложений (Condra, Reed and Gordon, 1950).

Важную роль в ранних аргументациях водной гипотезы образования лёссов, несомненно, играл тот факт, что эти вторичные образования принимались за настоящие, первичные лёссы.

Несмотря на то, что эоловая гипотеза уже давно пользуется признанием, а количество фактов, подкрепляющих ее, все увеличивается, в 1944 г. она была поставлена под сомнение Расселом, в особенности в отношении ее применимости к лёссам низовьев Миссисипи. При этом подразумевались также и лёссовые отложения других мест. Рассел считал, что лёссы образуются в результате процесса, названного им «облессованием» (loessification) и включающего в себя переработку террасовых отложений на склонах. Предполагалось, что выветрелый материал этих отложений подвергается сортировке в результате сползания по склону и сопутствующим почвообразовательным процессам; известковистый материал рассматривался как вторичный, привнесенный в конечные стадии процесса облессования. Принималось, что столь обычные в лёссах раковины моллюсков попадали в них во время движения материала по склонам, без уточнения деталей этого процесса.

Гипотеза Рассела сразу же подверглась ожесточенной критике. Твейтс (Thwaites, 1944) показал, что она неприменима к лёссам в долине Верхней Миссисипи. Холмс (Holmes, 1944) отметил непоследовательность аргументации в пользу этой гипотезы, и хотя Рассел (Russell, 1944a) в своем ответе разъяснил некоторые недоразумения, все же ряд важных вопросов был оставлен им без внимания. Доглас (Doeglas, 1949) показал, что минералогические взаимоотношения несовместимы с гипотезой Рассела. Лейтон и Уилман (Leighton and Willman, 1950) в результате более обстоятельных исследований выяснили, что лёссы в долине Нижней Миссисипи стратиграфически эквивалентны лёссам долины Верхней Миссисипи, эоловый генезис которых очевиден. Возражая им, Фиск (Fisk, 1951) утверждал, что возраст террасовых отложений, перекрытых лёссами, не соответствует их определениям возраста лёссов и привел другие аргументы, основанные на данных региональной геологии. Хотя некоторые вопросы региональной истории плейстоцена, по-видимому, все еще не решены окончательно, гипотеза эолового генезиса лёссов в общем продолжает оцениваться так же высоко, как и раньше.

Источники материала. Применение эоловой гипотезы требует наличия подходящих по характеру и размеру областей питания, способных обеспечить длительное снабжение переносимой ветром пылью в количестве, достаточном для формирования известных объемов лёссовых отложений. Эти области должны быть сухими, по крайней мере, в течение части года, обладать удобной экспозицией по отношению к ветрам и не иметь растительного или снежного покрова, препятствующего дефляции. Поверхность их должна быть сложена рыхлым тонкозернистым материалом, либо обновляющимся время от времени, либо присутствующим в количестве, достаточном для сохранения в течение длительного времени. Более грубозернистый материал, который мог бы создавать защитные остаточные отложения, должен содержаться в минимальном количестве. Наблюдения в Гренландии и на Аляске за потоками, питающимися тальми ледниковыми водами и несущими большое количество тонкой взвеси алевритового размера, показывают, что они могут быть обильными источниками эоловой пыли во время низких уровней вод (Hobbs, 1931; Péwé, 1951; Trainer, 1961). Во многих частях света производились наблюдения за пыльными бурями пустынь. Значение их как источника питания для лёссов было впервые отмечено Рихтгофеном (Richthofen, 1882). В тридцатых годах нынешнего века весьма показательными в этом отношении были также пустыни, созданные человеком на западе центральной части США. Можно

предполагать, что перигляциальные моренные равнины, когда они высыхали и освобождались от снежного покрова, также могли быть источником пыли.

Прослеживание конкретных лёссовых отложений до областей питания, где во время образования лёссов должны были существовать условия, подобные отмеченным выше, еще более усиливает эоловую гипотезу и делает интерпретацию геологической истории лёссов более полной. Такое прослеживание в общем основывается на изучении закономерных географических вариаций мощности и структурных особенностей лёссов, на корреляции минерального состава лёссов и питавших их пород, когда в лёссах этот состав достаточно ограничен и выдержан. К настоящему времени такие исследования наиболее продвинулись в центральных частях США.

В пределах верховьев Миссисипи (вместе с долинами ее притоков Иллинойса и Уобапа) лёссы висконсинского возраста имеют наибольшую мощность и крупнозернистость в прилегающих к долинам участках; к востоку от них мощность лёссов уменьшается, а слагающий их материал становится мельче (Smith, 1942; Leighton and Willman, 1950). Максимальной мощности лёссы достигают в расширенных участках долин. Можно, таким образом, полагать, что покрытые мелкоземом плоские днища долин, получавшие флювиогляциальный материал во время паводков, становились главным источником материала, мобилизуемого ветром во время сезонных спадов талых вод. Сходные соотношения установлены в долине Миссури, особенно в пределах отрезков субмеридионального направления. По долине Нижней Миссисипи эти соотношения еще резче — здесь можно видеть, что реки, не питавшиеся в прошлом талыми ледниковыми водами, не были и поставщиками материала для лёссов (Wascher et al., 1947). Детальные минералогические исследования лёссов в Иллинойсе и, в частности, изучение глинистых минералов дают дополнительные, более конкретные сведения об источниках питания (Frye et al., 1962).

В восточной Айове лёссы становятся более мощными и крупнозернистыми при продвижении к границе ранневисконсинского ледникового покрова. Характер их распределения не зависит от долинного аллювия (Kay and Graham, 1943; Leighton, 1958), а характер поверхности напоминает рельеф конечных морен. Как полагают, только в этой области лёсс образовался преимущественно за счет дефляции перигляциальной моренной равнины, оставшейся обнаженной после отступления ледника. На других участках мелкозем поступал из отложений озер, возникших в результате ледникового подпруживания.

Далее на запад, в пределах Великих равнин, соотношения обширных лёссовых покровов с речными долинами менее ясны. Однако Свайнфорд и Фрай (Swineford, Frye, 1951) на основании исследования структурных особенностей лёссов и других данных пришли к заключению, что долина р. Платт являлась главной областью питания лёссов Канзаса; небольшое количество материала поступало из долины Арканзаса. Севернее, в Небраске были установлены многочисленные источники питания лёссов: аллювиальные отложения, преимущественно неледникового характера, участки развития дюнных песков и различные полупустынные области (Condra, Reed and Gordon, 1950). Много дополнительных материалов по этому вопросу приведено Лагном (Lugn, 1962), который считает, что лёссы образовались преимущественно за счет обширных областей питания пустынного типа, в частности, за счет огромной области развития песчаных дюн к северу от р. Платт в Небраске, а также других дюнных областей к югу и западу от этой реки. В отличие от Свайнфорд и Фрая, Лагн отводит речным поймам только второстепенную роль. Подтверждением этого он считает отчетливое увеличение мощности лёссов в направлении к области развития дюн, увеличение содержания песка и уменьшение количества глинистых частиц в этом же направлении, а также другие региональные

особенности распределения. Дальнейшая оценка приведенных толкований должна основываться, очевидно, на большем числе исследований в пределах более обширных областей.

Время и скорость отложения. Там, где лёссы образуются за счет моренных или флювиогляциальных отложений, время их формирования соответствует времени существования ледника. Лёссы образуются как во время наступания, так и во время отступления ледниковых покровов, о чем свидетельствует их залегание выше и ниже моренных горизонтов в условиях отсутствия каких-либо признаков выветривания в интервале между их формированием. Однако нельзя утверждать, что там, где лёссы образованы за счет неледниковых источников питания, время их накопления также четко ограничено. Действительно, главные покровы лёссов были прослежены от приледниковых областей до Великих равнин, но вопрос о ледниковом происхождении этих покровов остается открытым, и возможно, что некоторая часть лёссов этих двух районов накапливалась одновременно.

Однако эти лёссовые покровы имеют сложный характер, и детальная корреляция и датировка их подразделений очень нелегка.

Не исключена возможность, что формирование лёссов продолжалось или возобновлялось в одних местах после того, как прекращалось в других.

Поскольку межстадиальные, межледниковые или послеледниковые климатические колебания увеличивали аридность пустынных и полупустынных областей питания лёссов, уничтожая защитный растительный покров, могли возникать условия, необходимые для формирования лёссов. Некоторые археологические данные (Wedel, 1941) подтверждают, что такие условия действительно возникали.

Скорость лёссонакопления столь сильно различалась в зависимости от времени и пространства, что делать обобщения на этот счет затруднительно. Увеличение мощности одних и тех же лёссовых покровов по направлению от их внешней границы к источнику питания показывает, что скорость накопления лёссов в участках, прилегающих к области питания, была примерно в 10 раз больше, чем на расстоянии 100 миль от них (Smith, 1942). Периодические различия в скорости аккумуляции лёссов в одних и тех же местах фиксируются в виде следов зачаточного почвообразования на некоторых уровнях, изменений в содержании карбонатов в вертикальном разрезе, различий в степени сохранности раковин и т. д. (Frankel, 1957). В мощных и сложных по строению разрезах, несомненно, существовали длительные перерывы в отложении, которые могли значительно превосходить по продолжительности время действительного осадконакопления. Во всяком случае, данные радиоуглеродных определений показывают, что наиболее широко распространенный покров лёссов висконсинского возраста — неорийский сформировался с перерывами в течение примерно 10 тыс. лет, причем, возможно, что основная часть этих лёссов была сформирована в значительно более короткое время. Так можно определить, что средняя скорость накопления лёссов колеблется от 1 см за столетие в тех местах, где лёссы относительно маломощны, до 20 см и более там, где мощность лёссов максимальна.

Причины отложения лёссов. Отложение пыли, переносимой ветром, происходит вследствие местного или общего уменьшения скорости и турбулентности ветра, либо из-за влияния влажности. Материал, переносимый на небольшой высоте на близкое расстояние, от источников сноса, испытывает влияние растительности и неровностей рельефа, приводящих к ослаблению воздушных потоков и вызывающих, по-видимому, осаждение пыли. Материал, переносимый на значительной высоте, где эти факторы не проявляются, подвергается воздействию постепенного регионального ослабления силы ветра, а временами и воздействию дождей.

Обстановка отложения

Характер обстановки отложения может быть установлен при помощи физических и палеонтологических данных, причем последних гораздо больше. По общему мнению, в пределах области отложения необходимо наличие определенного типа растительности, которая могла бы улавливать падающую пыль и предотвращать или задерживать повторный захват ее ветром. Характер этой растительности устанавливается главным образом по экологическим соотношениям с фауной моллюсков.

Шимек (Shimek, 1930), который первым начал проводить такие исследования, пришел к заключению, что фауна лёссов достаточно сходна с современной местной фауной долины Миссисипи. Это свидетельствует о полном сходстве климата и растительности эпохи лёссообразования и нынешнего времени. Бейкер (Baker, 1931), присоединившись к общепризнанному положению о том, что не все лёссы были отложены в одних и тех же климатических условиях, установил, что в течение, по крайней мере, части эпохи лёссообразования, изотермы смещались к югу на расстояние от 100 до 200 миль. Он считает, что крутые берега рек были облесены в основном так же, как и сейчас, и здесь жили более крупные виды. Многие из более мелких видов, вероятно, обитали в пределах редколесья, или даже открытых прерий. Более поздние исследования в Иллинойсе (Leonard and Frye, 1960) конкретизируют изменения условий произрастания растительности по мере последовательного наращивания лёссовых отложений.

Исследования в Айове (Kay and Graham, 1943) привели в общем к таким же выводам, позволив предположить, что в пределах штата география растительности в плейстоценовое время мало отличалась от современной, за исключением, возможно, большей примеси листопадных и хвойных деревьев в лесах, напоминающих современные леса Висконсина и Миннесоты. В некоторых местах нижней части лёсса были обнаружены стволы деревьев и остатки древесины. Однако в одном районе были найдены свидетельства существования перигляциальной обстановки, свойственной участкам, примыкающим к ледникам, во время формирования лёссов. Это доказывается нахождением золотых многогранников и золотых песков (Leighton and Willman, 1950) и подтверждается обнаружением хорошо развитых мерзлотных полигонов (Wilson, 1958).

На основании изучения фауны моллюсков Леонард (Leonard, 1954) установил, что западнее, в Канзасе, поверхность отложений была покрыта растительностью, леса были развиты вдоль восточной части долины Миссури, а травянистая растительность — в пределах западных равнин; климат был несколько более влажным, а температуры, хотя и были в среднем несколько ниже, отличались меньшими колебаниями, чем в настоящее время.

Леонард предполагал, что быстрое уменьшение мощности и величины зерен в лёссах при продвижении от бортов долины обусловлено относительно большим влиянием узких полос леса на осаждение материала. Еще раньше Свайнфорд и Фрай (Swineford, Frye, 1951) предположили, что низкий травостой в пределах высоких равнин оказывал незначительное влияние на захват осевшей пыли и допускали ее переотложение и пересортировку перед окончательным отложением.

Таким образом, климатическая обстановка во время отложения лёссов в большинстве районов, по-видимому, существенно не отличалась от современной. Одним из исключений является упомянутый выше район восточной Айовы, другой такой же район расположен в восточном Массачусетсе. Наличие в нем перигляциальной обстановки установлено по ассоциации лёссов с золотыми многогранниками, смещенными криогенными процессами, и с другими особенностями, указывающими на суровые морозные условия (Smith, 1964).

Стратиграфия лёссовых отложений

Многие из исследований лёссовых отложений, проведенных в США за последнее десятилетие, носят стратиграфический характер и играют важную роль в интерпретации истории плейстоцена как в ледниковых, так и во внеледниковых районах. Все эти исследования основывались на предположении об эоловом генезисе лёссов, и получаемые данные вполне соответствовали этой гипотезе. Литература по этому вопросу слишком обширна, чтобы ее приводить здесь.

Стратиграфическое расчленение конкретных лёссовых толщ основывается на различных признаках перерыва в осадкообразовании, в частности на переслаивании с ледниковыми отложениями и на присутствии погребенных почв или профилей выветривания, подчеркнутых различиями в цвете, пропластками карбонатного материала, зонами выщелачивания карбонатов, хорошо различимыми почвенными горизонтами или проявляющимися в вертикальном направлении особенностями строения отложений. Датировки выделенных таким путем подразделений основываются на стратиграфических соотношениях с ледниковыми отложениями известного возраста, на пространственных взаимоотношениях с конечными моренами и на радиоуглеродных определениях возраста органических остатков в лёссах и связанных с ними отложениях.

Сопоставление стратиграфических подразделений из различных местонахождений основывается на сравнении следов почвообразовательных процессов, стратиграфической последовательности и отчетливом сходстве других признаков. Проведенные в Иллинойсе детальные минералогические исследования, основанные частично на рентгенографическом изучении глинистых минералов, также оказались пригодными для этой цели (Frye et al., 1962). Оказалось полезным и изучение соотношений алевритовых и глинистых фракций из зоны выветривания в пределах долины Огайо (Ray, 1963). Радиоуглеродные определения возраста всегда очень ценны, но во многих местах отсутствует подходящий для этого материал. Для сопоставления стратиграфических горизонтов пеорийского лёсса в Канзасе использовалась фауна моллюсков (Leonard, 1951), однако Франкель (Frankel, 1951) отрицал ее значение для соседнего штата Небраска.

В результате стратиграфических исследований в центральной части США выделено два главных лёссовых покрова: ловлендский, иллинойского возраста и пеорийский — висконсинского возраста. Эти лёссы прослеживаются от долины Миссисипи до Великих равнин и, являясь непрерывными покровными образованиями, независимыми от влияния рельефа, служат удобными маркирующими горизонтами, помогающими датировать сопутствующие осадочные образования и формы рельефа, а также производить сопоставление событий в ледниковых и внеледниковых областях и между ними (Condra et al., 1950; Schultz et al., 1951). Общеизвестно, что пеорийский лёсс имеет сложное строение. В некоторых местах в нем выделены местные подразделения, играющие важную роль в интерпретации деталей плейстоценовой истории и, в частности, в выделении и классификации стадий висконсинского оледенения. Однако при корреляции возникает много проблем, и различные исследователи приходят к разным заключениям. В этом отношении показательно расхождение взглядов Лейтона (Leighton, 1960), с одной стороны, и Фрая и Уилмана (Frye and Willman, 1960) — с другой.

- A l d e n W. G. and L e i g h t o n M. M. The Iowan drift, a review of the evidences of the Iowan stage of glaciation. In: Iowa Geol. Surv., Ann. Rept., 1917, 26, ch. 7.
- B a k e r F. C. 1931. Pulmonate mollusca peculiar to the Pleistocene period, particularly the loess deposits.— J. Paleontol., 1931, 5.
- C h a m b e r l i n T. G. Supplementary hypothesis respecting the origin of the loess of the Mississippi Valley.— J. Geol., 1897, 5.
- C h e p i l W. S. Sedimentary characteristics of dust storms. III. Composition of suspended silt.— Amer. J. Sci., 1957, 255.
- C o n d r a G. E., R e e d E. C. and G o r d o n E. D. Correlation of Pleistocene deposits of Nebraska.— Nebraska Geol. Surv. Bull., 1950, 15A.
- D a v i d s o n D. T., C h u T. Y. and S h e e l e r J. B. A bibliography of the loess— Iowa St. Coll. Bull., 1951, 50, N 21.
- D e n n y C. S. Periglacial phenomena in southern Connecticut.— Amer. J. Sci., 1936, 32.
- D o e g l a s D. J. Loess, an eolian product.— J. Sediment Petrol., 1949, 19.
- F i s k H. N. Loess and Quaternary geology of the lower Mississippi Valley.— J. Geol., 1951, 59.
- F r a n k e l L. The value of Pleistocene molluscs as index fossils of Wisconsin sub-ages in Nebraska.— J. Paleontol., 1957, 31.
- F r a n k e l L. Relative rates of loess deposition in Nebraska.— J. Geol. 1957a, 65.
- F r e e E. E. The movement of soil material by the wind, with a bibliography of eolian geology. Ed. by S. C. Stuntz and E. E. Free.— Bull. U. S. Dept. Agric., Bur. Soils, 1911, 68.
- F r y e J. C. and W i l l m a n H. B. Classification of the Wisconsinan stage in the Lake Michigan glacial lobe.— Illinois Geol. Surv., Circ., 1960, № 285.
- F r y e J. C., G l a s s H. D. and W i l l m a n H. B. Stratigraphy and mineralogy of the Wisconsinan loesses of Illinois.— Illinois Geol. Surv., Circ. N 334, 1962.
- H o b b s W. H. Loess, pebble bands and boulders from glacial outwash of the Greenland continental glacier.— J. Geol., 1931, 39.
- H o l m e s C. D. Origin of loess — a criticism.— Amer. J. Sci., 1944, 242.
- K a y G. F. and G r a h a m J. B. The Illinoian and post-Illinoian Pleistocene geology of Iowa.— U. S. Geol. Surv., Ann. Rept, 1943, 38.
- L a p r a d e K. E. Dust-storm sediments of Lubbock area, Texas.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1957, 41.
- L e i g h t o n M. M. Important elements in the classification of the Wisconsin glacial stage.— J. Geol., 1958, 66.
- L e i g h t o n M. M. The classification of the Wisconsin glacial stage of north central United States.— J. Geol., 1960, 68.
- L e i g h t o n M. M. and W i l l m a n H. B. Loess formations of the Mississippi Valley.— J. Geol., 1950, 58.
- L e o n a r d A. B. Stratigraphic zonation of the Peoria loess in Kansas.— J. Geol., 1951, 59.
- L e o n a r d A. B. Ecological conditions accompanying loess deposition in the Great Plains region of the United States.— J. Geol., 1954, 62.
- L e o n a r d A. B. and F r y e J. C. Wisconsinan molluscan faunas of the Illinois Valley region.— Illinois Geol. Surv., Circ. N 304, 1960.
- L u g n A. L. 1962. The origin and sources of loess.— Univ. Nebraska Studies, N. S., 1962, N 26.
- P a g e L. R. and C h a p m a n R. W. The dustfall of December 15—16, 1933., Amer. J. Sci., 1934, 28.
- P é w é R. L. An observation on wind-blown silt.— J. Geol., 1951, 59.
- P é w é T. L. Origin of the upand silt near Fairbanks, Alaska.— Bull. Geol. Soc. Amer, 1955, 67.
- P o m p e l l y R. The relation of secular rock-disintegration to loess, glacial drift rock basins.— Amer. J. Sci., Ser. 3, 1879, 17.
- R a y L. L. Silt-clay ratios of weathering profiles of Peorian loess along the Ohio Valley.— J. Geol., 1963, 71.
- R i c h t h o f e e n F. On the mode of origin of the loess.— Geol. Mag., 1882, 9.
- R u s s e l l R. D. Mineral composition of atmospheric dust collected at Baton Rouge.— Amer. J. Sci., Ser. 5, 1936, 31.
- R u s s e l l R. J. Lower Mississippi Valley loess.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1944, 55.
- R u s s e l l R. D. Origin of loess-reply.— Amer. J. Sci., 1944a, 242.
- S c h u l t z C. B., L u e n i n g h o e n e r G. C. and F r a n k f o r t e r W. D. A graphic résumé of the Pleistocene of Nebraska. — Univ. Nebraska St. Mus. Bull., 1951, 3, N 6.
- S h i m e k B. A. theory of the loess.— Proc. Iowa Acad., 1896, 3.
- S h i m e k B. Papers in the loess:—Iowa St. Univ., Bull. Lab. Natur. Hist., 1904, N 5.
- S h i m e k B. Land snails as indicators of ecological conditions.— Ecology. 1930, 2.
- S m i t h G. D. Illinois loess, variations in its properties and distribution.— Univ. Illinois Agric. Exp. Sta. Bull., 1942, 490.

- S m i t h H. T. U. and F r a s e r H. J. Loess in the vicinity of Boston, Massachusetts.—
Amer. J. Sci., 1935, 30.
- S m i t h H. T. U. Geologic studies in southwestern Kansas.— Kansas Geol. Surv. Bull.,
1940, 34.
- S m i t h H. T. U. Periglacial eolian phenomena in the United States.— Rept. Vith
Internat. Congr. on Quaternary (Warsaw, 1961), vol. 4. Poland, 1964.
- S w i n e f o r d A. and F r y e J. C. A mechanical analysis of wind-blown dust compared
with analyses of loess.— Amer. J. Sci., 1945, 243, N 5.
- S w i n e f o r d A. and F r y e J. C. Petrography of the Peoria loess of Kansas.—
J. Geol., 1951, 59.
- T h o r p J., S m i t h H. T. U. e t a l. Pleistocene eolian deposits of the United States,
Alaska, and parts of Canada: wall map in color, scale 1 : 2 500 000, publ. by Geol.
Soc. Amer., 1952.
- T r a i n e r F. W. 1961. Eolian deposits of the Matanuska Valley agricultural area, Alaska.—
U. S. Geol. Surv. Bull., 1951, 1121-C.
- T h w a i t e s F. T. Review of Russell (1944).— J. Sediment Petrol., 1944, 14.
- T u c k R. Loess of the Matanuska Valley, Alaska.— J. Geol., 1938, 46.
- U d d e n J. A. The mechanical composition of wind deposits. Augustiana Libr. Publ.,
1898, N 1.
- U d d e n J. A. Mechanical composition of clastic sediments.— Bull. Geol. Soc. Amer.,
1914, 25.
- W a r n G. F. and C o x W. H. A sediment study of dust storms in t e vicinity of Lub-
bock, Texas.— Amer. J. Sci., 1951, 249.
- W a s c h e r H. L., H u m b e r t R. P. and C a d y J. G. Loess in the southern Mis-
sissippi Valley — identification and distribution of loess sheets.— Proc. Soil Sci.
Amer., 1947, 12.
- W e d e l W. R. Environment and native subsistence economies in the central Great
Plains.— Smithsonian Misc. Coll., vol. 101, N 3, 1941.
- W i l s o n L. R. Polygonal structures in the soil of central Iowa.— Oklahoma Geol.
Notes, 1958, 18, N 1.

ЛЁССЫ И ЛЁССОВИДНЫЕ ПОРОДЫ ЧЕХОСЛОВАКИИ

В. Л о ж е к
(Чехословакия)

Введение

Самыми распространенными четвертичными отложениями внеледниковой области Средней Европы являются желтые известковистые суглинки, которые покрывают обширные территории, прежде всего в низменностях и сухих холмистых местностях. Ввиду того обстоятельства, что эти суглинки повсеместно используются как кирпичное сырье и содержат обильное количество ископаемых, особенно моллюсков, для их обозначения давно уже вошел в употребление термин «loess» (Dubois, Firion, 1936).

Чехословакия расположена приблизительно посередине средневропейской лёссовой зоны, которая тянется от южного края области плейстоценового оледенения к южноевропейским горам (Poser, 1951). Необходимо обратить внимание на то, что эта зона несплошная, так как в нее входят лишь низменные области, отделенные одна от другой гористыми районами, в которых типичные лёссы не встречаются. Частично лёссы встречаются и южнее — в зоне распространения более древних альпийских оледенений, и, кроме того, образуют выступы и пятна еще далеко на юг по долине Роны, вплоть до берега Средиземного моря. Кроме этой широкой зональности, можно еще подметить поясность, соответствующую высотам над уровнем моря, т. е. смене более влажных и более сухих областей. В более высоких и влажных областях лёссы переходят в суглинки со сходными чертами, однако известковистые, в составе которых гораздо сильнее проявляется делювиальный компонент.

С точки зрения изучения средневропейских лёссов, территория ЧССР представляет собой очень благоприятную область, ибо здесь на сравнительно небольшой площади представлены все основные фации этих пород, не говоря уже о том, что имеется ряд крупных обнажений первостепенного стратиграфического значения (Kukla, Ložek, 1961). Цель моего доклада — дать обзор сведений, имеющихся о чехословацких лёссах. Мои выводы в грубых чертах относятся и ко всей Средней Европе.

Классификация лёссовых отложений

В Средней Европе под термином лёсс (loess, spraš) понимаются желто-коричневые, известковистые, макроскопически неслоистые суглинки с преобладанием пылеватого компонента (0,01—0,05 мм), без крупных обломков пород, которые в разрезах долго удерживают отвесные стенки, имеют тенденцию к развитию вертикальной трещиноватости и большей частью содержат обильную и очень своеобразную фауну моллюсков. Породы с такими свойствами представляют собой так называемые настоящие лёссы, т. е. лёссы в узком смысле слова. Они, однако, тесно связаны с породами, у которых отсутствуют некоторые из указанных признаков и которые, тем не менее, также относятся к разряду лёссов, а иногда некото-

рыми специалистами даже прямо обозначаются как лёсс (Zeberg, 1949). Они часто выделяются под различными названиями, как, например, «лёсс холмистых областей, намывной, или солифлюкционный лёсс»; если же они некарбонатны, то под термином — лёссовидные суглинки (Loesslehm, Staublehm, prachovice). Понятие лёсс имеет, таким образом, широкий диапазон, т. е. разные авторы этим термином обозначают большее или меньшее разнообразие пород, что часто вызывает разногласия и разнобой в литературе.

То обстоятельство, что понятие лёсс определено неточно, вызвано сравнительной пестротой лёссовых отложений как в разрезе, так и по горизонтали. Подлинными лёссами образуют лишь определенные свиты пластов, которые наиболее удачно называть лёссовыми сериями (Kukla, Ložek, 1961).

Это — свиты четвертичных отложений, существенную роль в составе которых играет эоловая пыль как первичного, так и вторичного отложения (смыв, солифлюкция). В них содержатся горизонты погребенных почв и почвенных отложений, возникших на лёссовом субстрате. Что касается горизонтального распространения, то лёсса различны в разных климатически обусловленных зонах. К этому присоединяются и различия, вызванные местными причинами, например, породами, давшими материал для образования лёсса.

Лёссовые серии

Лёссовые серии в их полном развитии обнаруживаются лишь в местах, где в течение длительного времени (минимально в течение одного интергляциального и гляциального периода) преобладал процесс непрерывного осадконакопления. Мы имеем в виду главным образом осадконакопление, связанное с образованием вогнутых участков на склонах долин, которые после прекращения эрозии перекрывались рыхлыми отложениями, накопившимися вплоть до момента выравнивания кривой склона, т. е. до того момента, когда процессы сноса и седиментации достигали приблизительного равновесия.

Лучше всего расчленены лёссовые серии в сухих лёссовых областях (Fink, 1954, 1956), где они характеризуются присутствием погребенных черноземов. В ЧССР это — северо-западная часть внутренней Чехии, южная Моравия и окраины Дунайской низменности в Словакии. Здесь в лёссовых сериях в закономерном порядке чередуются отложения и почвы, что соответствует циклу климатических изменений, распадающемуся на шесть фаз (Kukla, 1961):

1. Перенос смывом и легкое выветривание поверхности более древних лёссов или же образование слабо развитых почв черноземного ряда (конец гляциала, вплоть до ранних фаз интергляциала).

2. Образование почв из группы дерново-подзолистых (Parabraunerde, коричневые почвы, интенсивное выветривание — интергляциал).

3. Образование черноземов, нарушавшееся смывом или седиментацией лёссов (начальные фазы гляциала с теплыми и холодными климатическими изменениями).

4. Возникновение маркирующего горизонта — тонких прослоев эолового алевролита (перемена климата в конце начальной фазы гляциала).

5. Образование ритмично-слоистых почвенных отложений (переход к максимуму, или кульминационному моменту гляциала).

6. Образование лёссов (максимум гляциала).

Возникновение лёсса не ограничено лишь фазой 6, а дополняется также фазами 3, 4 и 5. В этих последних фазах, однако, лёсс достигает лишь незначительной мощности и обычно отличается различными литологическими и палеонтологическими отклонениями (Klima, Kukla, Ložek, de

Vries, 1962). Поэтому главное внимание мы обратим на фазу 6, во время которой образуются основные массы лёсса. В этой фазе также периодически могут действовать снос, солифлюкция и слабые почвообразовательные процессы.

Собственно лёссы образуют лишь часть лёссовых серий (приблизительно 50%, часто даже намного меньше). К этому необходимо добавить, что их материал широко распространен и в тех горизонтах, которые образовались не в результате эоловой деятельности. На плоских участках местности, где нет благоприятных условий для возникновения делювиальных отложений, доля собственно лёсса, однако, значительна.

Из положения лёсса в лёссовых сериях очевидно, что образование лёссов проходило в течение нескольких фаз, которые в средней Европе в общем относятся к плейстоценовым гляциалам¹. Главным периодом их возникновения остается вторая половина максимума гляциального времени, которую поэтому мы можем по праву принять за лёссовую фазу (фаза 6). В этот период существовали совсем особые условия, которые являются не только причиной возникновения лёсса, но влияют и на всю остальную природу. Поэтому термин лёссовый можно применять и в более широком смысле для обозначения всех явлений этой фазы, например лёссовая фауна — это не только комплекс фоссилей, собранных в лёссе, а и сообщество своеобразного закономерного состава, которое присуще лёссовой фазе так же, как и характерным для нее отложениям (Ložek, 1964).

Зональность лёссов

Описанные нами условия относятся не только к так называемой сухой лёссовой области. И в несколько более влажных районах лёссовых серий можно наблюдать определенные особенности, которые характеризуются исчезновением из разреза раннегляциальных черноземов и заменой их слабо развитыми коричневыми почвами (Поважская низменность), или же лишь намывными и солифлюкционными горизонтами, присутщими в целом периоде раннего гляциала (рис. 1). Бурые лесные почвы (Parabraunerde) в этом случае сменяются псевдоглеевыми (Pseudogley), причем собственно лёсс также обычно менее известковист, а часто и слабо оглеен. В еще более влажных местах (например, Олавская область) в виде подлинного лёсса остается развитой лишь часть отложений фазы 6, тогда как в остальных районах лёсс заменяется неизвестковистыми лёссовидными суглинками (Macoun, 1962; Lieberoth, 1963).

По направлению к более высоким и влажным местам известковистые лёссы совершенно исчезают и заменяются неизвестковистыми «праховцами»² (лёссовидными суглинками), которые обычно слабо оглеены и содержат обильные намывные и солифлюкционные прослойки и кластический материал. Они образуют серии, подобные лёссовым (Pelišek, 1961). Однако в них можно выделить только три фазы: интергляциальные псевдоглен (фазы 1, 2), раннегляциальные склоновые осадки (фазы 3—5) и собственно лёссовидные суглинки, образование которых относится к максимуму гляциала, и которые являются фацией лёссов (фаза 6).

Еще выше лёссовидные суглинки вытесняются зоной смешанных склоновых отложений, представленных в основном намывными и солифлюкционными осадками, в которых в значительной степени содержится и эоло-

¹ В литературе довольно часто можно встретиться с термином «интергляциальные» лёссы (например, Pelišek, 1954). В этом случае речь идет главным образом о горизонтах небольшой мощности в верхних участках почвенных комплексов (фазы 3—5), относящихся в действительности к раннему гляциалу, что подтверждается анализом фауны (Смоликова, Ложек, 1965).

² Чешский термин prachovice (Staublehm).

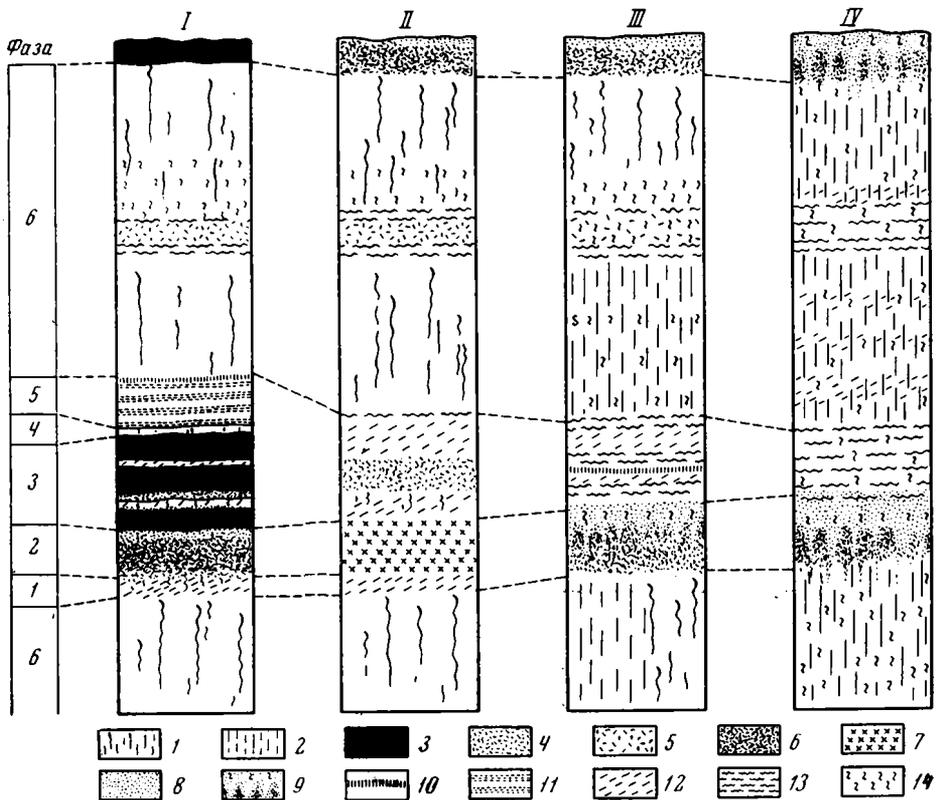


Рис. 1. Зональность лёссовых серий Чехословакии

1 — лёсс; 2 — лёссовидный суглинок; 3 — чернозем; 4 — средневропейская бурая лесная почва; 5 — интерстадиальная бурая почва; 6 — подзолистая (бурая) почва (горизонт В); 7 — рубефицированная (коричневая) почва; 8 — горизонт А подзолистой почвы; 9 — оглеенная подзолистая почва (псевдоглей); 10 — начальная стадия гумусовой почвы; 11 — ритмично-слоистые почвенные образования (супесь); 12 — склоновые отложения; 13 — солифлюкция; 14 — горизонт оглеения. I — сухая лёссовая область; II — переходная область, III — влажная лёссовая область, IV — область распространения лёссовидных суглинков
Объяснение фаз дано в тексте

вый компонент, встречающийся, однако, только в некоторых горизонтах (например, в Чешском массиве на подветренных, обращенных к востоку склонах, т. е. в местах, где и настоящие лёссы достигают своего оптимального развития).

Фациальное развитие лёссовых серий по отдельным зонам показано на рис. 1.

На развитие лёссовых отложений оказывают значительное влияние также и местные условия, т. е. рельеф и исходный материал. В сильно расчлененных холмистых местностях в лёссах и лёссовидных суглинках содержится значительная примесь делювиального материала. В холмистых местностях образуются лёссы с обильным мелким щебнем (Ambrož, 1947). В областях распространения меловых мергелей для лёссов характерны белесоватый оттенок и высокое содержание CaCO_3 (30—40%), а в областях развития красноцветных пермских отложений (у Раковника, Подборжан) — красноватая окраска. Лёссы, развитые на базальтовых туфах, содержат значительное количество монтмориллонита (восточный склон Доуповских гор). Необходимо подчеркнуть, что в большинстве подобных

случаев речь идет о смешанных отложениях, в образовании которых значительную роль играли смыв и солифлюкция, а не только эоловый принос материала.

Условия образования

Лёссам и лёссовидным породам свойственны свои закономерные условия образования, которые различны в пределах Чешского массива и в области Карпат (рис. 2).

В Чешском массиве (Sýkora, Urbánek, 1955) можно выделить лёссы на платформенных участках пенеппена, которые достигают небольшой мощности (2—5 м), но покрывают обширные площади в областях, лежащих ниже 350 м, и лёссы (лучше — лёссовые серии) на склонах долин, которые хотя и имеют обычно небольшое распространение по площади, однако обладают большой мощностью (часто 15—20 м и более). Эти долинные лёссовидные серии характеризуются пестрым расчленением, описанным в предыдущем разделе. Они имеют первостепенное стратиграфическое значение, поскольку именно в них могут быть обнаружены горизонты разного возраста, относящиеся ко времени разных оледенений и межледниковий. Их можно также сопоставить с речными террасами, на которых обычно залегают лёссовидные серии (Prošek, Ložek, 1957; Kukla, Ložek, Záguba, 1961). На пространствах, где не была существенно развита склоновая седиментация (Zebera, 1962), сложнопостроенные лёссовые профили довольно редки; они ограничиваются эрозионными депрессиями, которые были заполнены континентальными отложениями. Погребенные почвы в области платформ обычно имеют полигенетический характер, т. е. отдельные члены почвенных комплексов здесь не разделяются новыми отложениями, а налегают один на другой.

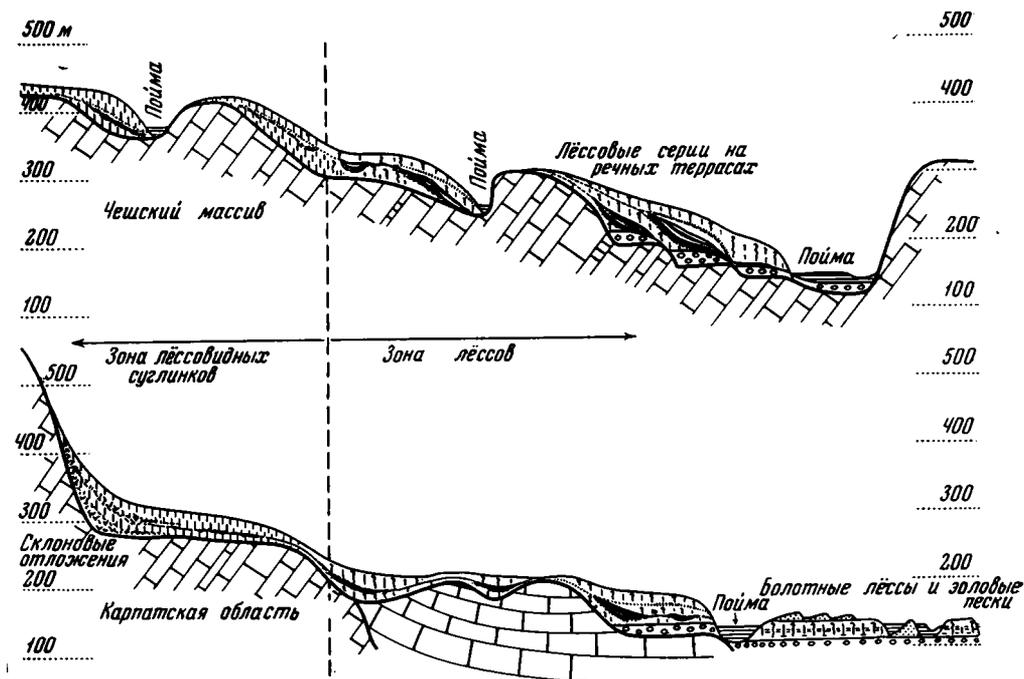


Рис. 2. Условия образования лёссовых пород Чехословакии (схема)

Объяснения см. в тексте

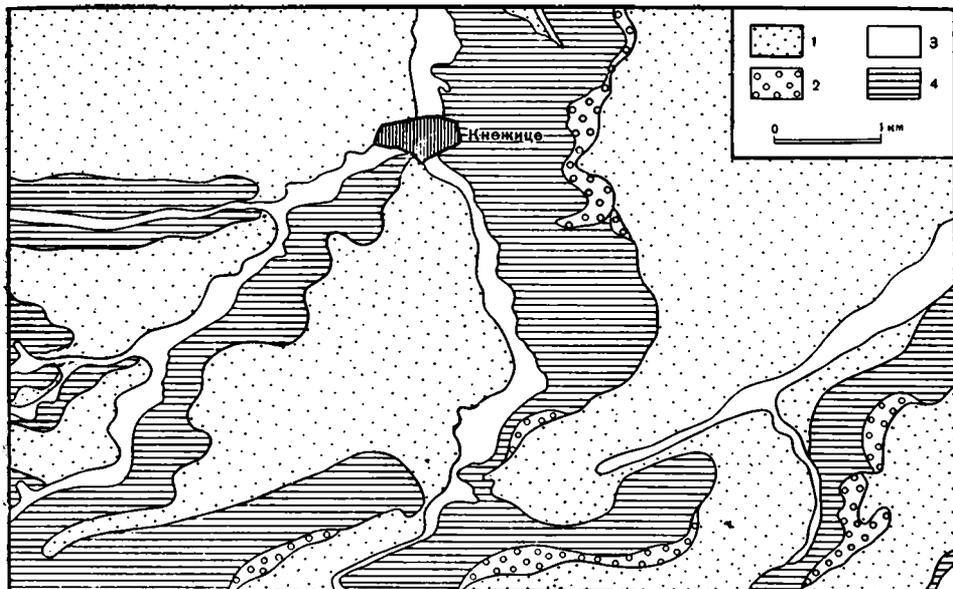


Рис. 3. Распространение лёссов в окрестностях д. Кнежице Жатецкого района (северо-западная Чехия). Подчеркивается «закон западного склона»

1 — лёссы; 2 — галечники; 3 — долины; 4 — коренные породы

Замечательным признаком является «закон западного склона». Лёссы и лёссовидные суглинки наиболее мощно развиты на склонах, обращенных к востоку, т. е. на западных склонах долин, тогда как на противоположных склонах они почти отсутствуют. Особенно хорошо это выражено в Средней Чехии, где многочисленные долины, имеющие меридиональное направление, явно асимметричны, т. е. имеют пологий западный склон, покрытый мощными лёссовыми сериями, и крутой восточный склон с выходами на поверхность скалистого фундамента (рис. 3).

В Карпатской области (включая передовые прогибы) условия иные. Лёссы образуют здесь сплошные мощные покровы только в областях отдельных бассейнов, а сложнопостроенные лёссовые серии развиты у подножий холмов, образующих отроги Карпатской горной области. На низменности, в тесном соседстве с поймами крупных рек, широко развиты болотные лёссы, т. е. лёссы, которые откладывались в периодически существовавших болотах. Правило западного склона в Карпатской области проявляется лишь незначительно.

Если подвести итог приведенным выше наблюдениям, то можно отметить, что в Чешском массиве выделяются лёссы (собственно, лёссовые серии) пенепленов и долин, которым в Карпатской области соответствуют лёссы котловин (бассейнов, низменностей) и лёссы подножий.

В области Чешского массива верхняя граница лёссов находится на высоте около 300 м во влажных и около 400—500 м — в сухих областях (область Раковника, юго-западная Моравия). Выше развиты известковистые лёссовидные суглинки. Граница обеих зон во многих местах довольно резкая. В Карпатской области сильно сказывается влияние крупных гор, которые на своих склонах имеют обычно зону лёссовидных суглинков, часто на очень низких местах (под Вигорлатом даже около 110—120 м!). Во внутрикарпатских котловинах также развиты главным образом лёссовидные суглинки, за исключением Шариша и долины р. Ваг, где известковистые лёссы в виде островков наблюдаются вплоть до окрестностей Жилины.

Происхождение лёссов

Вопросу происхождения лёссов в Чехословакии уделялось сравнительно небольшое внимание, так как в общем всеми было принято их эоловое происхождение. Мысль о процессе облессования не получила широкой поддержки. Наоборот, многие авторы занимались доказательством переноса лёссового материала на литологической (Ambrož, 1947; Schönhals, 1953) и микропалеонтологической основе (Vašiček, 1951). Из приведенных наблюдений видно, что большинство материала переносилось западными ветрами. Следы переноса противоположного направления, хоть их и можно местами обнаружить (Schönhals, 1953), все-таки гораздо более редки. Некоторые детальные анализы показали, что пылеватые частицы (иногда и более грубой категории) не могли быть принесены в пределы тех пространств, где они отложены иначе, чем воздушным путем. Достаточно привести пример нахождения меловой микрофауны в лёссах далеко от ближайших местонахождений мела (Prošek, 1958) или сослаться на наблюдения (Hibsch, 1930) в Чешском Среднегорье, где обнаружены многочисленные кварцевые зерна на вершинах некоторых базальтовых гор.

Свойства лёссов, которые невозможно объяснить эоловой седиментацией (например, их своеобразная структура и особенно присутствие CaCO_3), некоторыми авторами считались менее важными. Термином лёсс обозначались самые разные породы с определенным гранулометрическим составом. Жебера (Zebera, 1949) различал известковистые лёссы и известковистые лёссовидные суглинки. Однако этими понятиями он объединял и горизонты переотложенные и подвергающиеся почвообразовательным процессам. Поэтому наименованием «лёсс» он обозначал и известковые гумусные почвы из группы черноземных. К лёссовидным суглинкам он относил обеззоленные почвы (Parabraunerde) дерново-подзолистого ряда. Проблемы известковистости лёссов коснулись Амброж (Ambrož, 1947) и Вашичек (Vašiček, 1947), но они предполагали, что известь в лёссы попала различными вторичными путями.

Подводя итоги, можно прийти к выводу, что известковистость и вообще нахождение известковистых лёссов — это явление климатически-зональное, которое нельзя объяснить только деятельностью ветра. Это подтверждается и тем, что в лёссовых областях появляется ряд пород заметно иного происхождения, чем эолового (например, делювиального), которые по многим признакам сходны с лёссами, особенно если имеют близкий механический состав. Лёссовидный характер имеют и многие продукты выветривания, причем не только карбонатные породы, как, например, меловые мергели, но и основные силикатные породы, например, базальты в Чешском Среднегорье. Третьим важным фактом является лёссовая фауна моллюсков (таблица), которая вполне характерна и имеет место, кроме настоящих лёссов, также и в упомянутых лёссовидных породах. Лёссовая фауна совершенно своеобразна в отношении зооценологии (Ložek, 1964) и содержит ряд видов и рас, которые отличают лёссовые сообщества от всех остальных фаун четвертичного периода. Указанные обстоятельства можно объяснить лишь тем, что в период образования лёссов существовали совершенно особые природные условия, которые и определили как ход выветривания и характер почвообразовательных процессов, так и состав фауны и флоры. Это вполне совпадает с почвообразовательной гипотезой происхождения лёссов (Берг, 1932).

Обычно считается, что большинство лёссовых отложений представляет собой материал, отложенный эоловым путем, в котором (в зависимости от местных условий) можно обнаружить следы и иного вида переноса, игравшего, однако, лишь второстепенную роль. Из этого можно сделать вывод, что во время лёссовой фазы, когда действовали процессы, называемые облессованием (или лёсификацией), существовали благоприятные условия

Моллюски лёссовых пород Чехословакии

Характерные лёссовые виды	Лёссовые виды
<i>Columella columella</i> (Martens) <i>Pupilla loessica</i> Ložek » <i>muscorum densegyrata</i> Ložek <i>Vallonia tenuilabris</i> (A. Braun) <i>Vertigo parcedentata</i> (A. Braun) » <i>pseudosubstriata</i> Ložek	<i>Arianta arbustorum alpicola</i> (Fér.) <i>Helicopsis striata</i> (Müller) <i>Pupilla muscorum</i> (Linné) » <i>sterri</i> (Voith) <i>Succinea oblonga</i> Draparnaud <i>Trichia hispida</i> (Linné)
Местные лёссовые виды	Виды болотного лёсса
<i>Abida frumentum</i> (Draparnaud) <i>Arianta arbustorum</i> (Linné) <i>Catinella arenaria</i> (Bouch. — Chant.) <i>Chondrula tridens</i> (Müller) <i>Clausilia dubia</i> Draparnaud » <i>parvula</i> Férussac <i>Cochlicopa lubrica</i> (Müller) <i>Euconulus fulvus</i> (Müller) <i>Lymnaea truncatula</i> (Müller) <i>Orcula dolium</i> (Draparnaud) <i>Perforatella bidentata</i> (Gmelin) <i>Pseudalinda turgida</i> (Rossmässler) <i>Punctum pygmaeum</i> (Draparnaud) <i>Pupilla triplicata</i> (Studer) <i>Succinea putris</i> (Linné) <i>Trichia sericea</i> (Draparnaud) » <i>striolata</i> (C. Pfeiffer) <i>Vallonia costata</i> (Müller) <i>Vitrea crystallina</i> (Müller) <i>Perpolita radiatula</i> (Alder)	<i>Anisus leucostomus</i> (Millet) <i>Aplexa hypnorum</i> (Linné) <i>Bithynia leachi</i> (Sheppard) <i>Gyraulus acronicus</i> (Férussac) <i>Lymnaea glabra</i> (Müller) » <i>palustris</i> (Müller) » <i>peregra f. ovata</i> (Draparnaud) <i>Monachoides rubiginosa</i> (A. Schmidt) <i>Pisidium casertanum</i> (Poli) » <i>obtusale</i> (Lamarck) <i>Planorbis planorbis</i> (Linné) <i>Valvata pulchella</i> (Studer) <i>Zonitoides nitidus</i> (Müller)

для переноса ветром и седиментации пыли. Уже сама эта пыль возникала в результате своеобразного процесса выветривания пород, который был связан с выделением извести в карбонатной форме, и подвергалась почвообразовательному процессу облессования как в месте своего возникновения, так и в месте седиментации. Ветер обеспечил сортировку по зернистости и накопление материала огромных мощностей. Этими преимущественно золотыми отложениями, подвергшимися облессованию в процессе их образования, и необходимо ограничиться, применяя термин «лёсс», тогда как облессованные породы, аккумуляция которых не проходила под сильным влиянием деятельности ветра, можно назвать лёссовидными породами (Обручев, 1948). Эти термины, однако, не следует применять к породам, которые были вторично переотложены или подвергались почвообразовательным процессам не в период облессования, а позже.

Следует принять во внимание, что существуют также породы, по времени относящиеся к лёссовой фазе, но имеющие смешанное происхождение

ние. Речь идет об эоловом материале, который в ходе седиментации подвергался одновременно еще и солифлюкции или смыву. В таком случае возможны термины «намывной лёсс», «солифлюкционный или смывной». Формы CaCO_3 , структура и фауна, которые определены общей средой лёссовой фазы и не зависят непосредственно от способа седиментации, остаются у всех этих пород такими же, как и у типичного эолового лёсса.

Таким образом, на основе проведенных наблюдений лёссы Чехословакии являются как эоловыми отложениями, так и почвами, и имеют свои фациальные эквиваленты в облессованных и выветрелых породах неэолового происхождения. Все эти породы связаны с лёссовой климатической зоной, т. е. с зоной лёссовой степи, с которой в более высоких и более влажных местах граничит зона лёссовидных суглинков, соответствующая более влажному климату.

Среда лёссовой фазы

Из анализа условий образования лёсса и лёссовидных пород ясно, что лёссовые фазы отличались своеобразными природными условиями, выражением которых являются процессы облессования, а также специфическая фауна и флора.

Об условиях лёссовой фазы было написано много, но в большинстве случаев выводы основывались на литологических свойствах лёсса, к которым подыскивались современные аналогии или закономерности, имеющие некоторые близкие признаки (Ambrož, 1947). Гораздо меньше принималась во внимание фауна, хотя некоторых из среднеевропейских авторов это и наводило на правильные соображения (Steusloff, 1933).

В последнее время в Чехословакии большое внимание было также уделено лёссовым моллюскам, которые распространены наиболее широко и наиболее тесно связаны с лёссовой средой. Обзор состава лёссовой фауны приводится в таблице. Хотя многие виды моллюсков до сих пор являются обычными обитателями Средней Европы, лёссовые сообщества как целое все же очень резко отличаются от современных малакоценозов, причем не только в Средней Европе, но и вообще в Европе. Они состоят из видов открытых или безлесных пространств. Все виды — или эвритермные или холодолюбивые. Некоторые из них в настоящее время живут на совершенно других биотопах, например на известковых скалах [*Pupilla sterri* (Voith.)], или в районах, очень далеких [*Vallonia tenuilabris* (A. Br.)], например в Средней и Северной Азии. Большинство из них связано со слабо развитыми минеральными почвами. Некоторые вымерли, а многие отличаются от сообществ настоящего времени или других отрезков плейстоцена. На основании этого можно судить, что лёссовый ландшафт имел характер холодной степи с большими колебаниями температуры. Это не была пустынная степь, а скорее всего луговая степь с переходом к тундровой, а на более влажных защищенных местах — к лесостепной формации. (Эти термины используются только условно для объяснения общей ситуации.) Из характера почвы (лёсса) и состава фауны видно, что их нельзя приравнивать к условиям современных тундр, степей и лесостепей.

Малакозоологические наблюдения очень хорошо совпадают с выводами Френцеля (Frenzel, 1964), который пришел к подобным же выводам на основании данных пыльцевых анализов. Имеющиеся результаты, однако, далеко не окончательны, потому что пока еще нет соответствующих малакозоологических данных из Азиатской части лёссовой зоны, вернее, с территории, где, как предполагается, до сих пор происходит образование лёссов. Таким образом, нельзя с полной уверенностью сказать, имеет ли фауна среднеевропейских лёссов какие-либо современные аналоги.

Заклучение

Чехословацкие лёсы относятся к области западных лёсов, в которых несколько в большей мере проявляется влияние сингенетических делювиальных процессов, чем в восточноевропейских лёсах. К последним ближе всего лёсы словацкого района Дунайской низменности, тогда как чешские лёсы генетически тесно примыкают к лёсам ГДР и других западных стран.

Главные результаты проведенных исследований состоят в следующем:

1. Лёсы и лёсовидные породы являются продуктом особой лёсовой фазы, которая относится главным образом к концу оледенения, а именно — к его второй половине.

2. Лёсы не являются лишь только скоплением пыли, принесенной ветром. Они представляют собой также и почвы, которые создавались одновременно с седиментацией пыли под влиянием своеобразных почвообразовательных процессов, суммарно обозначаемых как облёсование, придающее лёсам ряд характерных признаков.

3. Облёсование (лёсификация) в лёсовой фазе распространялось и на другие образования и выветрелые породы, приобретающие многие сходные с лёсами признаки. Они могут обозначаться как лёсовидные породы.

4. Продукты облёсования распространены в закрытых территориях, которые соответствуют современным теплым сухим областям, а в прошлом представляли собой особую климатическую зону, переходившую в более высоких и влажных районах в климатическую зону лёсовидных суглинков.

5. Фауна и флора указывают на то, что основной формацией лёсовой фазы была холодная степь, которая не имеет современных аналогов.

ЛИТЕРАТУРА

- Б е р г Л. С. Лёсс как продукт выветривания и почвообразования.— Труды II конференции Междунар. ассоциации по изуч. четверт. периода, вып. 1. М.— Л., 1932.
- Л у к а ш е в К. И. Проблема лёсов в свете современных представлений. Минск, Изд-во АН БССР, 1961.
- О б р у ч е в В. А. Лёсс как особый вид почвы, его генезис и задачи его изучения.— Бюлл. Комиссии по изуч. четверт. периода АН СССР, 1948, № 12.
- С м о л и к о в а Л., Л о ж е к В. Стратиграфическое и палеоклиматическое значение четвертичных почв Средней Европы.— Бюлл. Комиссии по изуч. четверт. периода АН СССР, 1965, № 30.
- A m b r o ž V. Spráše pahorkatin.— Sbor. Státn. geol. ústavu CSR, 1947, 14.
- D u b o i s G. & F i r t i o n F. Esquisse de l'extension des limons loessiques en France.— Bull. Service Carte géol. d'Alsace et de Lorraine. III, Strasbourg, 1936.
- F i n k J. Die fossilen Böden im österreichischen Löss.— Quartär., 1954, 6.
- F i n k J. Zur Korrelation der Terrassen und Lössе in Österreich.— Eiszeitalter und Gegenwart, 1956, N 7.
- F r e n z e l B. Zur Pollenanalyse von Lössen.— Eiszeitalter und Gegenwart, 1964, N 15.
- H i b s c h J. E. Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Gräber und Kosel westliches Böhmisches, Leipa.— Knihovna Ustredn. ústavu geol., 1930, N 12.
- K l i m a B., K u k l a J., L o ž e k V. und de V r i e s H. Stratigraphie des Pleistozäns und Alter des paläolithischen Rastplatzes in der Ziegelei von Dolní Věstonice.— Anthropozoikum, 1962, 11.
- K u k l a J. Survey of Czechoslovak Quaternary: Quaternary sedimentation cycle. In: Inst. geol., Prace XXXIV, Czwartorzęd Europy Środkowej i Wschodniej, Część 1. Warszawa, 1961.
- K u k l a J. i L o ž e k V. Survey of Szechoslovak Quaternary: Loesses and related deposits. In: Inst. geol., Prace XXXIV, Czwartorzęd Europy Środkowej i Wschodniej, Część 1. Warszawa, 1961.
- K u k l a J., L o ž e k V. & Z á r u b a Q. Zur Stratigraphie der Lössе in der Tschechoslowakei.— Quartär, 1961, 13.
- L i e b e r o t h I. Lösssedimentation und Bodenbildung während des Pleistozäns in Sachsen.— Geologie, 1963, 12.
- L o ž e k V. Quartärmollusken der Tschechoslowakei.— Rozpr. Ustredn. ústavu geol., 1964, 31.

- Macoun J. Stratigrafie sprašvých pokryvů na Opavsku.— Přírodoved. časopis slezský, 1962, 23, № 1.
- Pelíšek J. Kvartér východního okolí Brna.— Anthropozoikum, 1954, N 3.
- Pelíšek J. Pleistocenní sprašové zeminy a holocenní říční sedimenty karpatské oblasti východního Slovenska — Anthropozoikum, 1961, N 9.
- Poser H. Die nördliche Lößgrenze in Mitteleuropa und das spätglaziale Klima.— Eiszeitalter und Gegenwart, 1951, N 1.
- Prošek Fr. Die Erforschung der Drei-Ochsen-Höhle am Kotýs-Berg bei Koněprusy.— Anthropozoikum, 1958, N 7.
- Prošek Fr. und Ložek V. Stratigraphische Übersicht des tschechoslowakischen Quartärs.— Eiszeitalter und Gegenwart, 1958, N 8.
- Schönhals E. Gesetzmäßigkeiten im Feinaufbau von Talrandlössen, mit Bemerkungen über die Entstehung des Lösses.— Eiszeitalter und Gegenwart, 1953, N 3.
- Steusloff U. Grundzüge der Molluskenfauna diluvialer Ablagerungen im Ruhr-Emscher-Lippe-Gebiet.— Arch. Molluskenkunde, 1933, 65.
- Sýkora L. i Urbánek L. Problémy zastavování spraší a sprašvých púd.— Anthropozoikum, 1955, N 4.
- Vašíček M. Kritické poznámky o kalciumkarbonátu ve spraších.— Sborník Československé společnosti zeměpisné, 1947, 52, N 2.
- Vašíček M. Vznik pseudoasociací mikrofosilií.— Sbor. Ústřed. ústavu geol. Oddíl paleontol., 1951, 18.
- Zebera K. K. Současnému výzkumu kvartéru v oblasti Českého masívu.— Sbor. Státn. geol. ústavu ČSR, 1949, 16.
- Zebera K. Geografické rozšíření některých kvartérních sedimentů v Československu.— Anthropozoikum, 1962, 10.

К ВОПРОСУ ИЗУЧЕНИЯ ГЕНЕЗИСА ЛЁССОВИДНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВАЛАХСКОЙ ВПАДИНЫ

Э. Литяну

(Румыния)

Введение

Валахская впадина, являющаяся молодой структурой, ограничена на севере Карпатской дугой и р. Сере до ее притока — р. Тротуш. На юге и востоке границей впадины является р. Дунай.

Географически Валахская депрессия охватывает западную часть холмистой зоны Карпатской дуги и всю территорию Румынской равнины.

Геологически Валахская впадина представляет собой обширный бассейн осадконакопления, образовавшийся в миоцене в связи с погружением мезозойского фундамента. В районе, расположенном к западу от р. Арджеш, процесс осадконакопления прекратился к концу плиоцена, а в районе, расположенном восточнее этой реки, отрицательные движения продолжались с различной интенсивностью до голоцена. Этим обусловлен перекося осей впадины с запада на восток. В этом же направлении четвертичные отложения постепенно увеличивают свою мощность и перекрываются все более и более молодыми образованиями.

Арджеш является границей, разделяющей Валахскую впадину на две части: на западе — Джетский район, характеризующийся преимущественным развитием на дневной поверхности древнечетвертичных отложений, а на востоке — Восточный район, где преобладают отложения голоцена и верхнего плейстоцена.

Необходимо отметить, что в Восточном районе в течение голоцена отрицательные движения происходили с особой интенсивностью и охватывали главным образом внутреннюю часть Румынской равнины, т. е. центральную часть района, расположенного между Предкарпатской холмистой полосой (предгорьем) и Придунайской равниной.

Морфология внутренней части равнины четко отражает ее аккумулятивный характер. В самом деле, перекрытие междуречий и речных террас современными аллювиальными и озерными отложениями так же, как и частое изменение направления течений поверхностных водотоков, придают ей облик обширной поймы.

Приведенные выше соображения позволили нам выделить в Восточном районе Валахской депрессии три морфоструктурные единицы: зону холмов и прихолмистой равнины (предгорья), зону внутренней равнины и зону внешней равнины (Придунайской).

Каждая из перечисленных морфоструктурных единиц в своем геологическом строении характеризуется собственными литологическими и генетическими типами осадков.

Самая верхняя формация четвертичных отложений, присутствующая во всех формах макрорельефа (междуречья, террасы, наиболее крупные конусы выноса и поймы, за исключением затопляемых зон) всей Валахской депрессии, представлена лёссовидной породой, имеющей различный

возраст, генезис и неодинаковый литологический облик. Ввиду этого мы сочли необходимым заменить старое название этих образований «лѣсс» новым, более общим названием «лѣссовидные отложения» (Liteanu, 1953).

О некоторых характерных особенностях лѣссовидных отложений Валахской депрессии

Несмотря на то, что лѣссовидные отложения Валахской депрессии местами подвержены структурным и текстурным изменениям, распространенным как по простиранию, так и в вертикальном разрезе, в каждой из указанных морфоструктурных единиц отмечается преобладание одного, особого литологического типа отложений.

Так, например, в Джетском районе (к западу от р. Арджеш) (рисунок) распространена глинистая лѣссовидная порода («лѣссويد») преимущественно красновато-шоколадного цвета, гранулометрический состав которой колеблется в следующих пределах: содержание фракции более 0,2 мм от 0 до 3%; фракции 0,2—0,002 — от 10 до 30%; фракции 0,02—0,002 от 21 до 50% и фракции меньше 0,002 мм — от 25 до 35%.

Такой гранулометрический состав с небольшими изменениями в общем сохраняется независимо от условий залегания лѣссовидных отложений (на междуречьях, на террасах, даже при условии перекрытия их в некоторых районах дюнными песками).

Возраст лѣссовидных отложений Джетского района палеонтологически не установлен. До сих пор в этих отложениях не найдены остатки млекопитающих, а ископаемые моллюски, представленные несколькими видами наземных гастропод, встречаются редко и не дают возможности судить о возрасте отложений.

На междуречьях северной половины Джетского района лѣссовидные отложения залегают непосредственно на осадках виллафранка, а в южной части этой же области — на отложениях сен-преста. В целом лѣссовидные отложения, залегающие на междуречьях Джетского района, отнесены нами к среднему плейстоцену (Liteanu, Brandrabur, 1957).

В отношении стратиграфического положения лѣссовидных отложений, распространенных на террасах Дуная и крупных рек Джетского района, можно отметить следующее.

На наиболее древней террасе, которая может быть выделена морфологически (t_0 , относительная отметка 70—75 м), лѣссовидные отложения залегают на аллювиальных отложениях, в которых были найдены остатки *Dicerorhinus merki Jäger* (Ghenea и др., 1963).

Терраса (t_1) относительной высоты 50—55 м сложена песками с галечниками, содержащими *Hesperoloxodon antiquus alc.*, перекрытыми мощными лѣссовидными отложениями.

На следующей террасе (t_2) относительной высоты 35—38 м лѣссовидные отложения залегают на псаммито-псефитовых отложениях, в которых отмечены остатки *Mammontheus primigenius Blum.* (Liteanu, Brandrabur, 1957).

Терраса (t_3) относительной высоты 18—21 м также перекрыта мощными лѣссовыми отложениями, залегающими на аллювиальных песках с галечниками (верхи вюрма).

Наконец, на нижней террасе (t_4) относительной высоты 6—7 м отложения лѣссовидного типа вообще отсутствуют. Тонкопесчаный материал, покрывающий эту террасу, принадлежит к верхнему горизонту аллювиальных образований, возраст которых нижний голоцен (Liteanu, 1953).

Если учесть, что мощность лѣссовидных отложений как на междуречьях, так и на террасах (за исключением нижней террасы) Джетского района имеет примерно одинаковый порядок величин, с колебанием в различных зонах от 8 до 20 м, то в случае признания эолового генезиса лѣсса накоп-

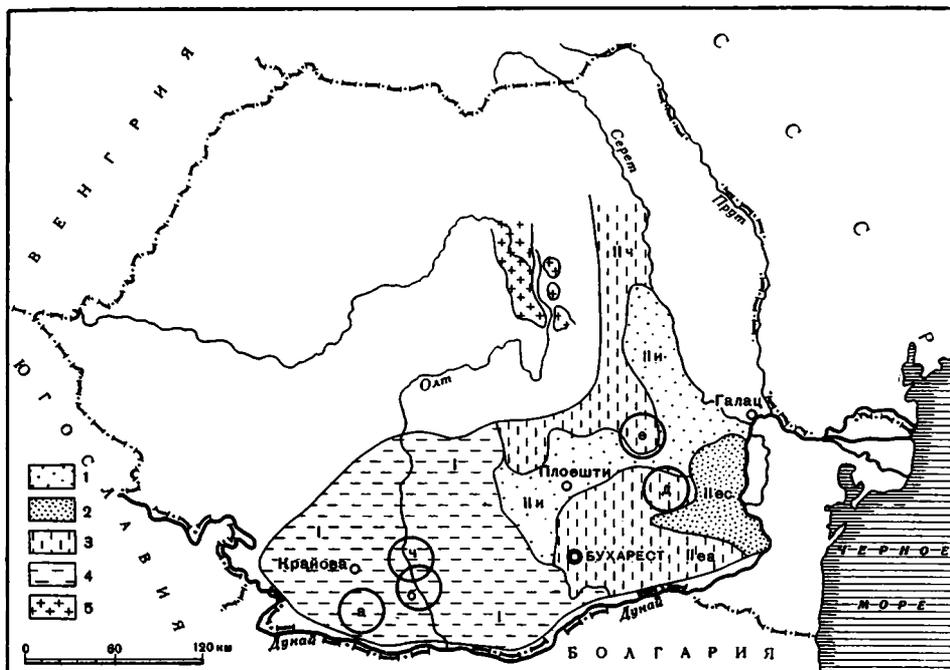


Рис. 1. Геологическая схема распространения лёссовидных отложений Балахской впадины.

I — Джикетский район — зона глинистых лёссовидных отложений; *II* — Восточный район; *II-а* — внешняя часть Румынской равнины, зона распространения алевритовых лёссовидных отложений; *II-б* — внешняя часть Румынской равнины, зона распространения тонкопесчаных лёссовидных отложений; *II-в* — внутренняя часть Румынской равнины, зона распространения лёссовидных песков; *II-г* — Прикарпатская зона холмов и прихолмистой равнины, зона распространения алевритовых лёссовидных отложений;

1 — лёссовидные пески; *2* — тонкопесчаные лёссовидные отложения; *3* — алевритовые лёссовидные отложения; *4* — глинистые лёссовидные отложения; *5* — андезитовые лавы и пирокластиты южной части вулканической дуги Хэргита — Калиман;

а — с. Добрешть — Качулешт; *б* — с. Дэнэса; *в* — с. Драгэнешть-Олт; *г* — с. Падина; *д* — с. Фокшени

ление его должно было бы происходить в течение одного промежутка времени, относящегося, вероятно, к нижнему голоцену. Действительно, Г. Мургоч и его сотрудники (Murgoci, 1907), а также И. Вилсан (Vilsan, 1916) приписывали лёссу эоловый генезис и высказывали соображения о том, что возраст лёсса является постплейстоценовым. Э. Литяну и Т. Бандрабур (Liteanu, Bandrabur, 1957) привели данные, позволяющие отнести лёссовидные отложения, залегающие на междуречьях, к среднему плейстоцену, а те же отложения, распространённые на террасах, датировать более продолжительным промежутком времени, охватывающим верхний плейстоцен — нижний голоцен.

В восточном районе Балахской депрессии (восточнее р. Арджеш) мы рассмотрим в первую очередь лёссовидные отложения внешней части Румынской равнины (см. рис. 1). В этой морфоструктурной единице распространены лёссовидные отложения двух гранулометрических типов: в южной части (зона *II-а*) преобладают алевритовые лёссовидные отложения (лёссоиды) серовато-желтого цвета, а в восточной (зона *II-б*) — тонкопесчаные разновидности этих отложений, имеющих желтовато-коричневый цвет. Гранулометрический состав их указан в табл. 1.

Результаты геохимического анализа этих же типов лёссовидных отложений, по данным С. Когыличану, приводятся в табл. 2.

Механический состав лёссовидных отложений (лёссовидов) внешней части Румынской равнины, %

Размер фракций, мм	Алевритовые	Тонкопесчаные	Размер фракций, мм	Алевритовые	Тонкопесчаные
>0,2	2—10	10—20	0,02—0,002	30—60	15—40
0,2—0,02	15—40	25—50	<0,002	10—20	5—15

Таблица 2

Химический состав лёссовидных отложений (лёссовидов) внешней части Румынской равнины, %

Компоненты	Алевритовые	Тонкопесчаные	Компоненты	Алевритовые	Тонкопесчаные
SiO ₂	68,5—73,59	82,54—81,14	SO ₃	0,09—0,45	0,16—0,21
Al ₂ O ₃	5,81—13,67	3,56—6,07	P ₂ O ₃	0,08—0,18	0,08—0,11
Fe ₂ O ₃	4,63—8,12	2,89—4,11	K ₂ O	0,81—3,99	1,19—1,48
MgO	2,11—4,73	2,37—2,62	Na ₂ O	1,46—6,38	1,41—2,14
MnO	0,02—0,11	0,05—0,07	Гумус	0,05—0,40	0,10—0,16
TiO ₂	0,66—3,08	0,76—0,80	CaCO ₃	10,65—24,66	5,09—5,27

Минералогический анализ образцов лёссовидных отложений (лёссовидов) как алевритового, так и тонкопесчанового типов дал аналогичные результаты. Осредненные результаты минералогического анализа, произведенного для гранулометрических фракций размером более 0,2 мм, оказались следующими (в процентах): легкая фракция: кварц — 70—85; полевые шпаты — 2—4; мусковит — 3—5; биотит — 1—2; кальцит — 5—15; апатит — 0—0,3. Среди тяжелых минералов (общее их содержание менее 0,5%) обнаружены следующие: магнетит — 0,1—0,35; амфиболы — 0,1—0,25, спорадически встречаются дистен, гранат, ставролит, турмалин, циркон, рутил.

В отношении возраста алевритовых лёссовидных отложений (в зоне II-еа) необходимо указать, что в них были найдены остатки *Mammontheus primigenius* Blum. (Stefanescu, 1898). В районе г. Бухареста и в его окрестностях отмечается наличие древних лёссовидных отложений мощностью 5—10 м, залегающих на песках рисского возраста и перекрытых галечниками, в которых обнаружена обильная фауна млекопитающих, характерная для вюрмского времени. В свою очередь, эти галечники, содержащие фауну, перекрываются плащом молодых лёссовидных отложений мощностью так же 5—10 м, относящихся, вероятно, по возрасту к границе плейстоцен-голоцен (Liteanu, 1952, 1953).

Тонкопесчаные лёссовидные отложения (зона II-еб) значительно моложе, так как они залегают на образованиях нижнего голоцена (Liteanu, 1961a).

Во внутренней части Румынской равнины (зона II-и), имеющей, как мы указали, облик обширной аллювиальной равнины, лёссовидные отложения залегают на речных песках с галечниками и по своему гранулометрическому составу принадлежат к лёссовидным пескам. Они имеют незначительную мощность (1—3 м) и преимущественно желтовато-ржавый цвет.

Их усредненный гранулометрический состав следующий: содержание фракции 0,2 мм — 25—40%; фракции 0,2—0,02 мм — 30—60%; фракции 0,02—0,002 мм — 10—25% и фракции 0,002 мм — 3—10%.

Средний химический состав этих лёссовидных песков, по данным С. Гогильничану (Gogilniceanu, 1939), следующий (в процентах): содержание SiO_2 —88—91,61; Al_2O_3 —1,54—2,46; Fe_2O_3 —3,33—3,39; MgO —1,35—2,35; MnO —0,03—0,05; TiO_2 —0,58—0,61; SO_3 —0,16—0,20; P_2O_5 —0,05—0,09; K_2O —0,69—0,98; Na_2O —1,19—1,72; гумус—0,03—0,15; CaCO_3 —3,09—3,36.

Минералогический состав лёссовидных песков в общих чертах аналогичен составу алевроитовых лёссовидных отложений, с той лишь разницей, что содержание кварца и мусковита несколько выше, а кальцита — несколько меньше. Возраст лёссовидных песков, вероятно, относится к верхнему голоцену, так как они перекрывают речные отложения, относимые к нижнему голоцену.

В полосе холмов (предгорий) и прихолмистой равнины (зона II-ч) лёссовидные отложения относятся исключительно к алевроитовому типу и аналогичны соответствующим отложениям внешней части Румынской равнины, как в отношении их гранулометрического, так и химического и минералогического состава. Необходимо лишь указать, что в холмистой зоне лёссовидные отложения несколько более песчаные и в общем более рыхлые.

Алевроитовые лёссовидные отложения полосы холмов и прихолмистой равнины отнесены к верхнему плейстоцену (Liteanu, Bandrabur, 1959).

О генезисе лёссовидных отложений Валахской депрессии

В прошлом генезис лёссовидных отложений специально не изучался. Г. Мургоч, П. Енкулеску и Эм. Протопопеску-Паке (Murgoci и др., 1907), в связи с изучением почв северо-восточной части Валахской депрессии, коснулись и вопроса о происхождении лёсса, приписывая последнему эоловый генезис. Эти исследователи утверждали, что формирование лёсса происходило в результате переноса и отложения ветром тонкозернистых песков с пойменных участков Дуная и других близлежащих крупных рек. Эта точка зрения в дальнейшем разделялась и другими исследователями, приписывающими лёссу восточного района эоловый генезис.

В отношении Джетского района и в особенности участка, расположенного западнее р. Олт, где лёссовидные отложения имеют явно глинистый характер, все исследователи считали, что наличие здесь лёсса должно быть исключено.

В самом деле, Г. Мургоч, И. П. Ионеску-Арджешоая и Эм. Протопопеску-Паке, изучавшие четвертичные отложения юго-западной части Джетского района, пришли к выводу, что поверхностные отложения красновато-коричневого цвета, местами покрытые дюнными песками, представляют собой образования типа «terra-rossa», что в дальнейшем не было подтверждено.

В отношении северо-восточной части Валахской депрессии, изучавшейся Г. Мургочем и его сотрудниками и совпадающей с выделенной нами зоной II-ес, необходимо указать, что в ее геологическом строении участвуют тонкопесчаные лёссовидные отложения голоценового возраста, описанные выше.

Рельеф этой зоны имеет типичный эоловый облик и характеризуется наличием дюн на южных берегах рек, пересекающих данную зону.

Здесь эоловое происхождение лёссовидных отложений достаточно убедительно. Кроме того, частичное участие в образовании тонкопесчаных лёссовидных отложений тонкозернистых песков, перенесенных с дунай-

ской поймы, кажется правдоподобным. Это подтверждается и минералогическим составом псаммитовых аллювиальных отложений Дуная, достаточно близким к минералогическому составу тонкопесчаных лёссовидных отложений (Liteanu, Priscajan, 1963).

Роль ветра в образовании тонкопесчаных лёссовидных отложений, по-видимому, была очень активной. В связи с этим необходимо указать, что тонкопесчаные лёссовидные отложения подстилаются сравнительно мощными пачками (8—15 м) мелкозернистых и тонкозернистых песков, выявленных буровыми работами, проведенными в данном районе. Механический, химический и минералогический составы этих песков и поверхностных лёссовидных отложений очень близки между собой. С другой стороны, в данном районе имеются многочисленные понижения рельефа, занятые бессточными солеными озерами. Эоловое происхождение этих понижений, возникших в процессе ветрового выветривания, как и образование соленых озер, было показано в предыдущих работах автора и Геня (Liteanu, Ghenea, 1962).

В заключение необходимо подчеркнуть, что происхождение тонкопесчаных лёссовидных отложений (зона II-еc) должно быть связано в первую очередь с выветриванием и переносом ветром тонкозернистых песков, подстилающих эти отложения.

В отношении лёссовидных песков внутренней части Румынской равнины (зона II-и) следует сказать, что их преимущественно аллювиальный характер является очевидным. Их расположение на территории, в геологическом строении которой участвуют молодые аллювиальные отложения, присутствие в механическом составе в большом количестве грубых фракций, наличие в минералогическом составе сравнительно большого количества мусковита, характерного в особенности для речных песков Валахской депрессии, — все это в целом дает основание считать, что лёссовидные пески внутренней части Румынской равнины имеют аллювиальное происхождение.

Однако в этой зоне (II-и) автор (Liteanu, 1953) отметил вблизи сел. Сикрита (около 15 км к востоку от г. Плоешти) наличие лёссовидных песков озерного происхождения, в которых были найдены многочисленные раковины пресноводных моллюсков. Одновременно автор проследил этапы преобразования раковины *Fagotia acicularis* Ferussac путем последовательного отложения известковых прослоек до образования известковой конкреции лёссовидного типа.

Алевритовые лёссовидные отложения Восточного района (зона II-ч и II-еа) и глинистые лёссовидные отложения Джетского района (зона I) были отнесены автором (Liteanu, 1952, 1953, 1956) к генетическому типу делювиально-пролювиальных образований. По нашему мнению, эти отложения происходят из «плиоценовой» холмистой зоны, откуда они были перенесены временными потоками и затем переотложены в пониженных участках равнины. В Восточном районе постепенное передвижение алевритовых лёссовидных образований из холмистой зоны к внешней части Румынской равнины происходило в доголоценовое время (Liteanu, 1961в).

В пользу высказанных предположений свидетельствует тот факт, что на профилях, составленных перпендикулярно к осям карпатских складок, т. е. по направлению общего уклона Валахской депрессии, гранулометрический состав указанных лёссовидных отложений постепенно становится более тонким. Кроме того, в многочисленных местах наблюдалось, что алевритовые и глинистые лёссовидные отложения содержат небольшие линзы мелких галечников или даже заметные прослойки грубозернистых песков, залегающих на различных гипсометрических отметках.

С другой стороны, следует учесть отмеченный выше факт, что в Джетском районе междуречья и дунайские террасы (за исключением нижней) покрыты глинистыми лёссовидными отложениями одинаковой мощности.

В случае признания эолового генезиса этих отложений мы казалось бы должны были прийти к выводу, что отложение лёсса происходило в течение короткого и весьма недавнего отрезка времени. Точнее говоря, согласно этому предположению лёссовидные отложения должны иметь голоценовый возраст. Между прочим, еще Г. Мургоч (1907) высказал мнение, что лёсс должен быть моложе самой молодой террасы Дуная.

Эта точка зрения была отвергнута после обнаружения в г. Бухаресте и его окрестностях древних алевритовых лёссовидных отложений, возраст которых палеонтологически был установлен как ресс-вюрмский (Литяну, 1952). Наконец, другим доводом, отвергающим гипотезу эолового происхождения алевритовых и глинистых лёссовидных отложений Валахской депрессии, является наличие в толще во многих местах этой структурно-тектонической провинции крупных линз протяженностью 100—500 м и мощностью 1—2 м, состоящих целиком из вулканического пепла (цинеритов). Изучение петрографического и химического состава цинеритов показало, что они состоят из вулканического стекла андезитового состава. К отличительным особенностям цинеритов относится присутствие до 99,5% слабо измененного сферического окала и отсутствие каких-либо следов экзогенного материала.

Происхождение цинеритов должно быть связано с взрывами, происходившими в четвертичное время в вулканическом хребте Харгита-Кэлиман, расположенном внутри Карпатской области, так как во внекарпатской области вулканы отсутствуют. Перенос цинеритов из внутрикарпатской вулканической области в Валахскую депрессию на расстояние, местами превышающее 200 км, через такое серьезное препятствие, каким является высокий Карпатский хребет, могло производиться лишь ветром. В то же время чистота вулканического материала свидетельствует о том, что образование цинеритовых линз эоловым путем не могло быть синхронным с возможным эоловым же образованием алевритовых и глинистых лёссовидных отложений.

При рассмотрении распространения и возраста цинеритовых линз в связи с их стратиграфическим положением можно отметить следующее.

Самая древняя цинеритовая линза встречена на западной окраине междуречья Арджеш — Олт, в местности Дэняса, среди лёссовидных отложений среднеплейстоценового возраста (Liteanu, 1953).

Среди галечников высокой террасы р. Олт, имеющих палеонтологически установленный ресс-вюрмский возраст, были найдены в местности Дрэгэнешть—Олт многочисленные гнезда, заполненные исключительно цинеритовым материалом.

В нижней части разреза лёссовидных отложений, покрывающих аллювиальные образования высокой террасы р. Жиу ресс-вюрмского возраста, в местности Добрешть также была обнаружена цинеритовая линза значительной протяженности.

Среди лёссовидных отложений, покрывающих верхнюю террасу р. Бузэу, галечники которой были отнесены к вюрму I, в местности Фокшеней цинеритовая линза была прослежена буровыми скважинами на расстоянии более 2 км (Pricájan, 1961).

Среди лёссовидных отложений местности Падина, возраст которых отнесен к переходу вюрм II — нижний голоцен, буровой скважиной на глубине 5 м была также обнаружена цинеритовая линза.

Все эти данные свидетельствуют о том, что промежуток времени, в течение которого происходило отложение цинеритов в Валахской депрессии, охватывает по меньшей мере верхи среднего плейстоцена и большую часть верхнего плейстоцена. В течение этого времени эоловое лёссообразование исключается. Приведенные данные косвенно подтверждают делювиально-пролювиальное происхождение алевритовых и глинистых лёссовидных отложений Валахии.

- Л и т я н у Э. Карта четвертичных отложений внекарпатской части Румынской Народной Республики.— Бюлл. Комиссии по изуч. четверт. периода АН СССР, 1959, № 23.
- Л и т я н у Э. О границе между четвертичным (антропогенным) и неогеновым периодами.— Труды Комиссии по изуч. четверт. периода АН СССР, 1962, XX.
- В а н д р а б у р Т. Cercetări hidrogeologice pe interfluviul Ialomița-Mostiștea-Dunăre.— Comit. geol. St. tehn. și econ., Ser. E, Hidrogeol., 1961, 5.
- В а н д р а б у р Т., Феру М., Оран С. Cercetări geologice și hidrogeologice în regiunea dunăreană dintre Jiu și Câlmațui.— Comit. geol., Șt. tehn. siecon., Ser. E, Hidrogeol., 1963.
- Г h e n e a C., М и х а и л ă N., G h e n e a A. Cercetări geologice între V. Topolniței și V. Desnățui.— Comit. geol. St. tehn. și econ., Ser. E, Hidrogeol., 1963, 6.
- Г о г и л н и с е а н у S. Analiza chimică, mecanică și mineralogică a loessului românesc. București, 1939.
- Л и т е а н у E. Geologia zonei orașului București.— Comit. geol., St. tehn. econ., Ser. E, Hidrogeol., 1952, 1.
- Л и т е а н у E. Geologia bazinului inferior al Argeșului și a teraselor Dunării.— Comit. geol., St. tehn. econ., Ser. E, Hidrogeol., 1953, 2.
- Л и т е а н у E. Geologia și Hidrogeologia ținutului dunărean dintre Argeș și Ialomița.— Comit. geol. Șt. tehn. și econ., Ser. E. Hidrogeol., 1956, 4.
- Л и т е а н у E., B а н д р а б у р Т. Geologia cîmpiei getice meridionale dintre Jiu și Olt.— Comit. geol., An. 30, 1957.
- Л и т е а н у E. Contribution à la connaissance des successions stratigraphiques du Pleistocène de la Plaine roumaine.— INQUA, V. Madrid—Barcelona, 1957.
- Л и т е а н у E., B а н д р а б у р Т. Geologia zonei de contract morfologic între Cîmpia și colinele dintre râul Teleajen și Valea Bădureasă.— Ștudii și cercetări geol., Acad. R. P. R., 1959, 4, N 2.
- Л и т е а н у E. Cercetări geologice și hidrogeologice în Cîmpia română de NE. — Comit. geol., St. tehn. econ., Ser. E, Hidrogeol., 1961a, 5.
- Л и т е а н у E. Aspectele generale ale stratigrafiei Pleistocenului și geneticeii reliefului din Cîmpia română.— Comit. geol., St. tehn. econ., Ser. E, Hidrogeol., 1961b, 5. București.
- Л и т е а н у E., P r i c ă j a n A. Lithologie und Genetische Typen der Ablagerungen im Donau-Delta, Romanische Volksrepublik.— VI Congr. INQUA, Abstracts of papers. Poland, 1961.
- Л и т е а н у E., М и х а и л ă N., B а н д р а б у р Т. Contribuții la studiul stratigrafiei Cuaternarului din bazinul mijlociu al Oltului (Bazinul, Baraolt).— Ștudii și cercetări geol.— Acad. R. P. R., 1962, 8, 4.
- Л и т е а н у E., G h e n e a C. Relații hidrogeologice și hidrogeochimico între apele freatiche și apele lacurilor din Cîmpia orientala. Ștudii și cercetări geol.— Acad. R. P. R., 1962, 7, N 2.
- Л и т е а н у E., P r i c ă j a n A. Alctuirea geologică a Dunării.— Comit. geol. St. tehn. econ., Ser. E, Hidrogeol., 1963, 6. București.
- М у р г о ц и G., P r o t o p o p e s c u - P a c h e E., E n c u l e s c u P. Raport asupra lucrărilor făcute de secția agrogeologică în anul 1906—1907. Anuar Inst. geol. Român., 1907, 1.
- М у р г о ц и G. La plaine roumaine et la balta du Danube.— București, 1907.
- М у р г о ц и G., I o n e s c u - A r g e t o a i a I. P., P r o t o p o p e s c u - P a c h e E. Cuaternarul din Oltenia.— Inst. Geol. Rom. D. d. s. VI, București, 1915.
- P r i c ă j a n A. Cercetări hidrogeologice în ținutul de cîmpie dintre Buzău și Ialomița.— Comit. geol., St. tehn. econ., Ser. E, Hidrogeol., 1961, 5. București.
- S t e f ă n e s c u G. Felățuni sumare asupra geologiei Jud. Ialomița și Ilfov.— An. Muz. geol. si paleontol. peanu. 1895—1896. București 1898.
- V î l s a n G. Cîmpia română.— Bul. Soc. român. Geogr., 1916. București, 36.

К МЕТОДИКЕ УСТАНОВЛЕНИЙ РАЗЛИЧИЙ МЕЖДУ ЛЁССАМИ И ЛЁССОВИДНЫМИ ПОРОДАМИ

А. Малицкий

(Польша)

Вопрос о наличии на территории Польши лёссовидных пород возник только в 1949 г. До этого времени польские исследователи лёссами называли все те породы, особенно покровные, в механическом составе которых содержание пылеватых частиц было значительным. Одновременно этим породам приписывался эоловый генезис без стремления более или менее точно определить условия их седиментации и выяснить динамику процесса.

Автор настоящего сообщения в двух первых своих работах, посвященных вопросам распространения лёссов и лёссовидных пород в Польше, придерживался точки зрения, что названные отложения могли иметь разный генезис и формировались в разных седиментационных условиях. Таким образом возникла необходимость уточнения метода, на основании которого можно было бы отличить лёссы эоловые и делювиальные от образований, близких к указанным по механическому составу, а также по макроскопическим чертам.

Среди лёссовидных образований, находящихся в пределах Польши, чаще всего мы встречаем две категории отложений:

1. Иловатые осадки, залегающие под основными моренами, развитые иногда мощными сериями на среднепольских возвышенностях, образовавшиеся в водных разливах на периферии наступавших с севера материковых льдов.

2. Пылеватые продукты выветривания и делювиальные отложения, образовавшиеся из флишевых пород в пределах карпатского предгорья. При определении метода установления отличий обеих категорий лёссовидных пород и собственно лёссов главное внимание уделялось познанию свойств основного субстрата.

До настоящего времени в исследовании лёссов, несмотря на интенсивное изучение их минералогического состава, слишком мало внимания уделялось исследованию морфологии зерен кварца, являющихся главным и основным элементом в составе как так называемых типичных лёссов, так и лёссовидных пород. Что касается, например, морфоскопического характера фракции 0,02—0,05 мм, называемой иногда просто лёссовой фракцией, то мнения разделялись. Одни утверждали, что кварцевая пыль диаметром 0,02—0,05 мм сложена главным образом острогранными частицами, другие же (находясь в меньшинстве) считали, что в состав этой фракции входят главным образом окатанные (округленные) зерна.

Применение метода, испытанного на нашей кафедре в Люблинском университете, позволило пока констатировать следующее:

1. В субстрате лёссов и лёссовидных пород в пределах Польши присутствуют как острогранные, так и хорошо окатанные кварцевые зерна. Последние встречаются даже в мелкой фракции 0,005 мм.

2. Соотношение кварцевых зерен — острогранных, частично окатанных и хорошо окатанных — не является постоянным и изменяется в отдельных

горизонтах одного профиля (разреза), поэтому проба для анализа, взятая случайно или единично, не является характерной. Этим, вероятно, следует объяснять расхождение мнений разных исследователей.

3. Неодинаковы также пропорции между упомянутыми тремя морфоскопическими категориями зерен в пределах отдельных механических фракций.

4. Содержание острогранных (неокатанных) обломков кварца во фракции 0,02—0,05 мм в исследованных лёссовых профилях изменяется от 48 до 64,5%, а содержание окатанных и частично окатанных, подсчитанных суммарно, — от 35,5 до 52%.

5. Морфоскопические различия кварцевых зерен в отдельных лёссовых профилях указывали на неодинаковый источник происхождения материала, составляющего лёссовую породу.

6. Сопоставление результатов морфоскопических анализов для фракции 0,1—0,005 мм, рассматриваемых суммарно, показало, что лёссы польских возвышенностей отличаются большим содержанием окатанных зерен кварца, чем пылеватые образования на флишевом предгорье Карпат. Так, например, в лёссовом профиле Щебжешина и Хрубешува количество окатанных зерен во фракции 0,1—0,005 мм составляет 24 и 27%, а для разреза пылеватых отложений в местности Беч (Погорье) и Новый Тарг (Подгале) — соответственно 3—6% и 9%. Содержание острогранных зерен иное: в пылеватых отложениях Карпатского предгорья их значительно больше, чем в лёссах Польши (Беч — 74%, Щебжешин — 50%, Хрубешув — 24%).

7. Приведенные данные наглядно указывают на разные источники происхождения пылеватого материала или, по меньшей мере, на различие условий седиментации отложений, которые считались лёссами, но которые, согласно ранее выдвинутым предположениям, следует классифицировать как две разные литологические и генетические группы.

8. Отмеченное выше предположение подтверждается при исследовании некоторых физических свойств пылеватых пород, а именно пористости и коэффициента водопроницаемости. Этот коэффициент особенно важен. Пылеватые отложения предгорий польских Карпат характеризуются в среднем меньшей водопроницаемостью по сравнению с лёссами возвышенностей. Полученные результаты послужили стимулом для более широких исследований не только пылеватых пород Польши, но и аналогичных пород плейстоцена других стран.

ЭОЛОВО-ПОЧВЕННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ, ИХ СОСТАВ, СТРОЕНИЕ И ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ

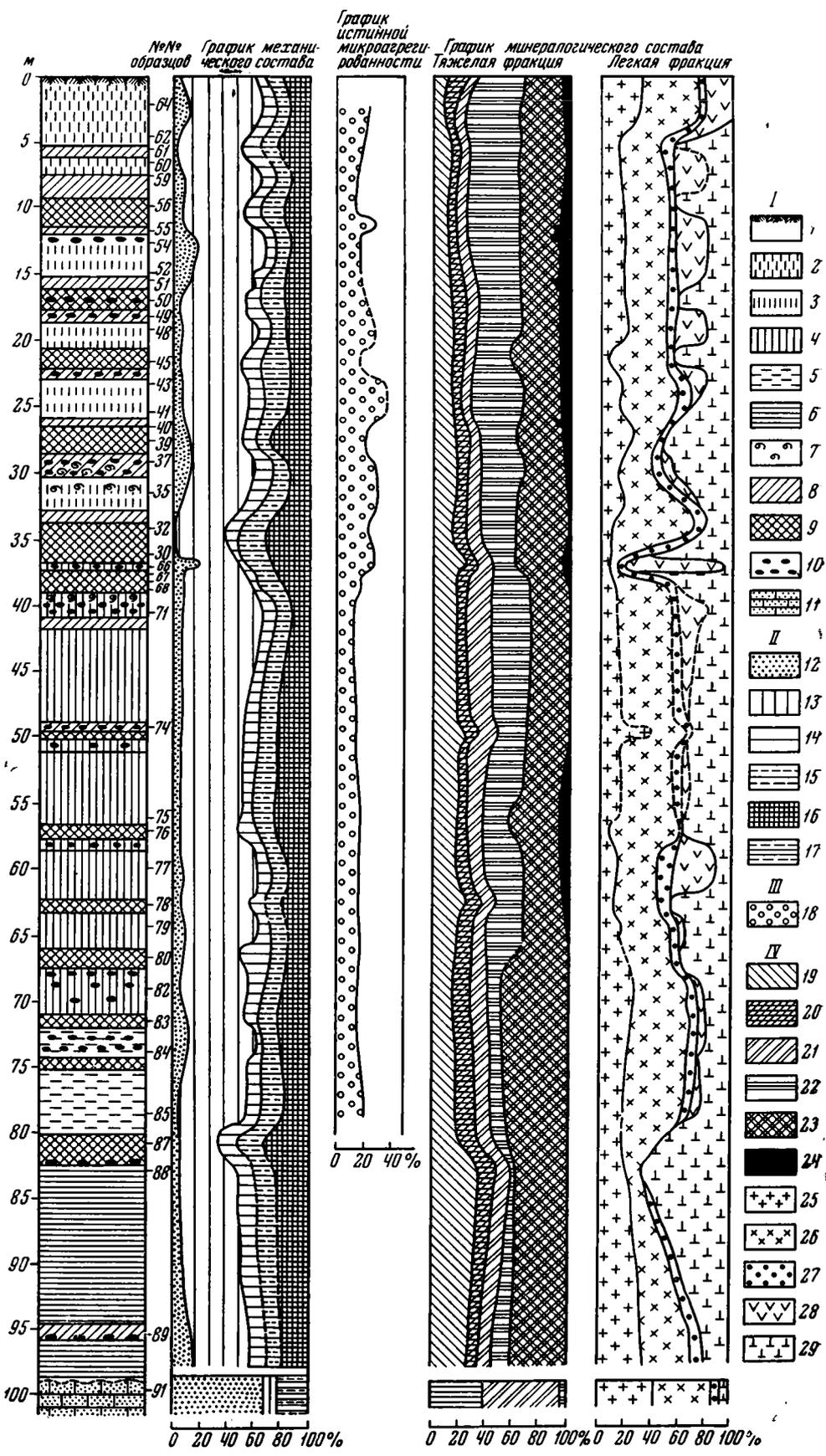
А. С. Кесь
(СССР)

Одной из важных генетических черт лёссов является их чрезвычайно слабая обособленность от других близких им супесчаных и суглинистых пород, в которые они обычно постепенно переходят как в вертикальных разрезах, так и по простирацию. В связи с этим А. П. Павлов еще в 1903 г. предлагал выделять лёссовую формацию. С. С. Неуструев (1925) выделял «семейство лёссовых пород», а Д. В. Соколов (1930) предлагал говорить о «родовой группе лёссов». Теперь лёссы и лёссовидные породы часто характеризуют вместе или называют их общим термином лёссовые отложения.

Более детальное изучение лёссов в различных областях показывает, что они представляют собой, во-первых, своеобразную породу с одинаковыми основными признаками, сохраняющимися в аналогичных природных условиях даже на разных континентах. Во-вторых, в пределах даже одного района, но в разных условиях рельефа или в разных горизонтах одного разреза, лёссы обладают некоторыми специфическими чертами, отличающими их от других, казалось бы таких же лёссов. И, в-третьих, лёссы, переходя по простирацию, или по вертикальному разрезу, в близкие им отложения, обычно очень постепенно теряют одни признаки и приобретают другие в соответствии с изменениями природной обстановки места и времени их формирования. Эти положения можно продемонстрировать на материалах, полученных в Лёссовой провинции Северного Китая, которая в отношении лёссовых пород является голотипом. В Лёссовой провинции покровные рыхлые континентальные отложения, мощность которых достигает 300 м, а иногда и более, представлены разнообразными породами, имеющими весьма близкий вещественный состав, строение и одинаковые условия залегания и распространения. Это позволило объединить их в общую генетическую формацию, названную лёссово-красноглинистой (Кесь, 1959, 1962).

Лёссово-красноглинистая формация в Лёссовой провинции делится на пять ярусов. Нижние два яруса — красных глин и розовых суглинков — составляют плиоценовую красноглинистую толщу. Верхние три яруса — нижнеплейстоценовых красно-коричневых суглинков, среднеплейстоценовых лёссов с погребенными почвами и верхнеплейстоценовых желтых лёссов — образуют плейстоценовую лёссовую толщу. Как видно на графике (рис. 1), все ярусы формации содержат погребенные почвы, подстилаемые карбонатно-конкреционными горизонтами, которые несут следы разных типов почвообразования. Породы каждого яруса обладают специфическими чертами, но переход между ними настолько постепенен, что визуально границу между ярусами можно провести только условно.

Цвет пород формации от серовато-желтого вверху переходит в коричневые и затем в красные и малиново-красные тона вниз, последовательно изменяясь при этом в более темные гумусированные погребенные почвы — красно-коричневые в лёссовой толще и малиновые — в красноглинистой.



В соответствии с этим меняется и механический состав, который становится более тяжелым книзу и в горизонтах погребенных почв, где отмечается также бóльшая или меньшая оглиненность. Это свидетельствует о том, что колебания механического состава по всему разрезу лёссово-красноглинистой формации происходят закономерно и что они так же, как и погребенные почвы, обусловлены изменениями природной обстановки.

Микроагрегатные анализы показали, что лёссово-красноглинистые породы обладают значительным количеством микроагрегатов, в большей своей части соответствующих по размерам песчаной и крупнопылевой фракциям. Наибольшее количество микроагрегатов относится к фракции крупной пыли (0,05—0,01 мм), в которой их состав иногда достигает 90%, причем их относительно меньше в погребенных почвах и больше в лёссах.

Минералогический состав почти одинаков во всей формации, причем количественные соотношения минералов мало меняются в пределах одного яруса, но при переходе к другим ярусам и горизонтам среди малостойчивых и неустойчивых минералов прослеживаются определенные колебания. Среди минералов легкой фракции наибольшие изменения испытывают карбонаты, которые почти отсутствуют или содержатся в нескольких процентах в погребенных почвах и увеличиваются до 80—90% в карбонатно-конкреционных горизонтах. Количество кварца и полевых шпатов сохраняется более или менее одинаковым во всех ярусах. В тяжелой фракции больше всего изменяется количество роговых обманок, которое убывает сверху вниз — от 33—41% в желтых лёссах до 3—8% — в красных глинах. Менее резко, но также последовательно увеличивается содержание эпидот-цоизита — от 28—29% в лёссах до 35—39% — в красных глинах. При этом в погребенных почвах количество роговых обманок существенно не меняется или несколько уменьшается, а эпидот-цоизита, частично, и полевых шпатов немного увеличивается. Более резкие изменения количества роговых обманок и эпидот-цоизита в ярусе красных глин, возможно, связаны и со смещением районов выноса мелкозема, что было обусловлено изменениями климата на протяжении плиоцена и плейстоцена в пустынях Центральной Азии, откуда и происходил вынос мелкозема, откладываявшегося на пространствах Лёссовой провинции. На такое смещение указывают отличия в минералогическом составе пород Алашаня и Ордоса. В Алашане, где преобладал вынос материала в плиоцене, в наиболее распространенных породах содержится большое количество эпидота и граната и незначительное — роговых обманок, а в Ордосе, попавшем в плейстоцене в зону пустынной дефляции, значительные площади сложены песчаниками, в которых преобладает роговая обманка (Петров, 1961).

Данные анализов на содержание гумуса, углерода и азота показывают, что в незначительных количествах гумус содержится во всех породах формации, причем его количество в большинстве случаев относительно увеличивается в погребенных почвах. Больше всего гумуса (до 0,6%)

Рис. 1. График строения и вещественного состава отложений лёссово-красноглинистой формации.

Литология: 1 — почвенный слой; 2 — желтый лёсс V яруса; 3 — лёссы IV яруса; 4 — красно-коричневые суглинки III яруса; 5 — розовые суглинки II яруса; 6 — красные глины I яруса; 7 — раковины; 8 — лёсс с некоторыми признаками погребенных почв; 9 — погребенные почвы; 10 — карбонатные конкреции; 11 — песчаник.

Механический состав: 12 — > 0,05 мм; 13 — 0,05—0,01 мм; 14 — 0,01—0,005 мм; 15 — 0,005—0,001 мм; 16 — < 0,001 мм; 17 — < 0,01 мм; 18 — истинная микроагрегированность.

Минералогический состав: 19 — рудные минералы; 20 — лейкоксен, анатаз, сфен, рутил; 21 — циркон, турмалин, гранат; 22 — роговые обманки; 23 — эпидот; 24 — биотит, хлорит, апатит, сосюрит и др.; 25 — кварц; 26 — полевые шпаты; 27 — слюды; 28 — карбонаты; 29 — агрегаты глинистых минералов

в верхней черной погребенной почве в ярусе желтых лёссов и в верхних погребенных почвах IV яруса (от 0,3 до 0,5%). В более глубоких горизонтах этого яруса и в более древних количество гумуса падает до 0,15%, причем в погребенных почвах его содержится столько же, сколько в породах между ними, что связано с последующим диагенезом.

Состав водной вытяжки показал почти полное отсутствие в породах лёссово-красноглинистой формации Северного Китая легкорастворимых солей. Количество сухого остатка колеблется от 0,023 до 0,088% и только в одном горизонте погребенных почв III яруса оно достигает 0,104, а в I ярусе — 0,146%. Этим китайские лёссовые и красноглинистые отложения, распространенные в области летних муссонов, отличаются от среднеазиатских, где количество сухого остатка достигает 3% и особенно много содержится гипса.

Все эти аналитические данные показывают, что в Лёссовой провинции формирование лёссово-красноглинистых пород и погребенных в них почв протекало в таких природных условиях, которые приводили к их промыванию и выщелачиванию из них легкорастворимых солей, а также перемещению карбонатов и скоплению их в иллювиальных горизонтах. Состав и строение толщ этих рыхлых однородных континентальных отложений и характер изменения их состава в разрезе, с одной стороны, свидетельствуют о том, что они состоят из одинакового мелкозема, а с другой — о том, что в их формировании в разное время большую роль играли различные почвенные процессы и последующий диагенез.

Говоря об изменении состава лёссовых и красноглинистых пород в пространстве, мы можем отметить, что в Лёссовой провинции они наиболее четко прослеживаются в направлении господствующих ветров, в различных географических зонах и высотных поясах, на склонах различных экспозиций и в разных геоморфологических районах.

Механический состав лёссовых пород становится более тяжелым к югу и юго-востоку. Впервые на это обратил внимание В. А. Обручев (еще в 1895 г.); позднее эта закономерность была подтверждена и рядом других исследований (Лю Дун-шэн, 1958). Более детальные анализы желтых лёссов, образцы которых отбирались в одинаковых геоморфологических условиях, позволили нам выделить четыре типа желтых лёссов, располагающихся зонально. Зоны, вытянутые в направлении, близком к широтному, последовательно сменяют одна другую. Зона песчаных лёссов, тянущаяся вдоль Ордоса, постепенно переходит к югу в зону супесчаных лёссов, которая еще южнее сменяется зоной суглинистых лёссов. На северных предгорьях Циньлина располагается зона тяжелосуглинистых лёссов. Песчаные лёссы далее на север переходят в золотые пески Ордоса, которые в зависимости от степени перевеянности также имеют достаточно разнообразный механический состав.

На графике изменения механического состава лёссов по меридиональному профилю видно, как постепенно количество песчаной фракции к югу уменьшается, а глинистых возрастает (рис. 2). Весьма характерно, что фракция крупной пыли (0,05—0,01 мм) изменяется мало. Она, по-видимому, во многом и определяет основные свойства лёссов.

Механический состав лёссов изменяется также в зависимости от рельефа. Он становится более тяжелым на высоких поверхностях и на заветренных склонах. Общая закономерность изменения механического состава нарушается так же, как и в других лёссовых областях, вблизи крупных долин, где состав лёссов становится легче, что объясняется примесью в принесенном ветром издалека мелкоземе местного золотого материала из аллювия.

Таким образом, разные по механическому составу лёссы, связанные между собой постепенными переходами, отражают в первую очередь золотую дифференциацию осадконакопления, которая, будучи обусловлена

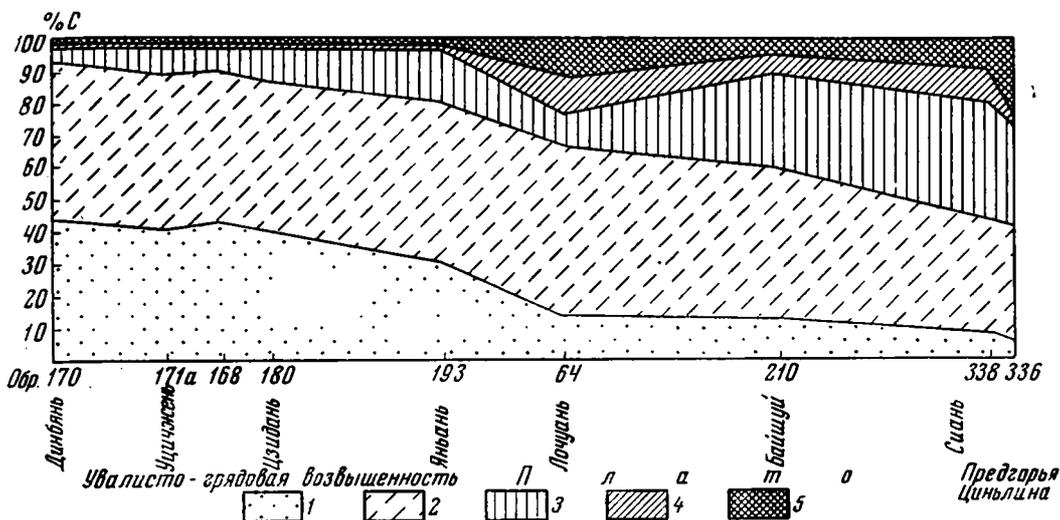


Рис. 2. График изменения механического состава желтых лёссов по профилю. Диньвань — Сиань

1 — > 0,05 мм; 2 — 0,05—0,01 мм; 3 — 0,01—0,005 мм; 4 — 0,005—0,001 мм; 5 — < 0,001 мм

аэродинамическими условиями, зависит от степени удаленности района выпадения пыли от области ее выноса, от условий рельефа и т. д. Эти лёссы можно рассматривать как разные фации породы, формировавшейся единым эоловым процессом.

В минералогическом составе отложений формации и характере его изменений в пространстве установлены, во-первых, связь с составом пород питающей провинции, а именно Ордоса и Алашаня и, во-вторых, наибольшие его изменения в том же меридиональном направлении. Так, с севера на юг количество устойчивых к выветриванию минералов (кварца, гранатов, циркона) равномерно убывает, а малоустойчивых (полевых шпатов, слюд, роговых обманок, эпидота) возрастает. Подобные закономерные изменения минералогического состава так же, как механического, обусловлены эоловой дифференциацией.

Характерно в этом отношении и то, что строение лёссово-красноглинистой формации и ее мощность зависят от характера и возраста подстилающего рельефа, а также от режима ветров, изменяющегося по мере удаления от питающей провинции. Полные разрезы формации со всеми ярусами наблюдаются на древних доплиоценовых поверхностях, которые на протяжении плиоцена и плейстоцена представляли собой сушу; там же, где в это время были озера, реки или шло накопление пролювия и других водных отложений (например, в подгорных и межгорных впадинах и долинах), ярусы и горизонты лёссовых пород, синхронные этим водным осадкам, выпадают. Мощность формации в районах с одинаковым режимом ветров возрастает на более древних поверхностях и в местах, обладавших относительно более выровненным рельефом.

Все перечисленные факты указывают на то, что комплекс лёссовых и красноглинистых отложений состоит из эолового мелкозема, переработанного почвенными процессами непосредственно в момент их отложения. О роли почвенных процессов в формировании лёссов писал И. П. Герасимов (1961), подчеркивая, что «накопление лёссового материала всегда и везде было неразрывно связано с одновременным почвообразованием» (стр. 230). Однако почвенные процессы играли большую роль в формировании не только лёссов, но и других эолово-почвенных отложений. Лито-

логические отличия этих отложений и объясняются главным образом различными типами почвообразования, изменявшимися вследствие колебаний климата на протяжении плиоцена и плейстоцена. Следовательно, лёссовые и красноглинистые породы имеют эолово-почвенное происхождение.

Таким образом, характер распространения эолово-почвенных пород, условия их залегания, состав, строение, литологические свойства, а также особенности их изменения в вертикальном разрезе и по простиранию зависят от природных условий места и периода их седиментации в большей степени, чем у континентальных пород других генетических групп. Эолово-почвенные породы формируются и видоизменяются под влиянием всех тех факторов, которые воздействуют, с одной стороны, на эоловые процессы, а с другой — на почвообразование.

Определяющая роль в распространении эолово-почвенных отложений принадлежит, во-первых, условиям циркуляции атмосферы, особенно распределению преобладающих ветров и их режиму над областями дефляции и эоловой аккумуляции, и, во-вторых, тем факторам, от которых зависит накопление эолового мелкозема. К числу их относятся: а) наличие и количество рыхлого материала в областях дефляции, источником которого служат продукты выветривания коренных пород и разнообразные водные и ледниковые отложения; б) состояние растительного покрова и типы почвообразования в этих же областях; в) характер рельефа, климата и растительного покрова в областях аккумуляции пыли и особенности развития в них процессов переотложения эолового мелкозема.

Литологические свойства различных эолово-почвенных пород определяются типом почвообразования, особенно в областях накопления эолового мелкозема, интенсивностью его поступления и последующим диагнезом.

В состав эоловых осадков входят, с одной стороны, отложения, влекомые ветром по поверхности земли и переносимые на небольшие расстояния вблизи ее поверхности. Это — различные пески от крупно- до тонкозернистых, среди которых преобладают частицы диаметром более 0,05 мм; их в настоящей работе мы не касаемся. С другой стороны, в состав этих отложений входит мелкозем, переносимый ветром во взвешенном состоянии на большие расстояния (до нескольких тысяч километров) на различной высоте (до 3 км) от поверхности равнин. Это — пыль (от крупной до мелкой) с диаметром частиц 0,05—0,001 мм. Из этой пыли и формируются лёссовые и красноглинистые отложения. Все эоловые осадки связаны между собой постепенными фациальными переходами. Различные фации эоловых отложений хорошо прослеживаются как во времени, так и в пространстве, подчиняясь при этом законам эоловой дифференциации.

Пыленакопление происходит не только на поверхности почвы, но и на снежниках и ледниках, в горах, в водоемах, на болотах, в поймах рек и т. д. В зависимости от этого эоловый мелкозем или не затрагивается почвообразованием, или перерабатывается им в разной, иногда слабой степени и, включаясь в круговорот региональных процессов, применяется в тех или иных количествах к ледниковым, озерным, аллювиальным, морским и другим отложениям. Водные пылеватые осадки после высыхания могут вновь развеиваться и вовлекаться в новый цикл эолового осадконакопления.

Пыль, осаждающаяся на крутые склоны, с которых превалирует снос, не сохраняется на месте выпадения; смываясь, она смешивается с различными отложениями и участвует в формировании делювия, пролювия, аллювия и других генетических типов осадков. Она может до или после переотложения перерабатываться почвообразованием, и в соответствующих условиях переотложенные осадки могут приобретать некоторые свойства, близкие к лёссовым или красноглинистым отложениям. Облёссованную могут подвергаться и мелкоземистые водные или делювиальные осадки, но они так же, как и переотложенные лёссовые породы, будут обладать

рядом свойств, отличающих их от типичных лёссов. Эпохи интенсивного пыленакопления находят отражение в строении и составе водных и других отложений, в их более однородном мелкозернистом составе, в котором преобладает пылеватая фракция.

На пологих склонах и выровненных поверхностях водоразделов, где по условиям рельефа или составу растительного покрова смыв замедлен или отсутствует, происходит накопление первичного эолового мелкозема. Этот мелкозем сохраняет однородность, а формирующиеся из него осадки видоизменяются под воздействием только почвообразования и последующего диагенеза. Они составляют группу эолово-почвенных отложений.

На поверхностях, на которые могут намываться осадки с вышерасположенных склонов или водоразделов, например, на предгорьях, в составе непереотложенных эолово-почвенных отложений может встречаться материал, принесенный водой. Он может залегать в виде линз и прослоев в случае эпизодических прорывов водных потоков, либо быть в породе равномерно рассеянным, если происходило более или менее постоянное поступление мелкоземистого или крупнообломочного делювия или пролювия. В этом случае формируются смешанные отложения, состоящие из эолово-почвенных и различных водных осадков.

Таким образом, условия рельефа мест накопления пыли и характер растительного покрова определяют степень сохранности на месте выпадения и однородность эолового мелкозема.

Эолово-почвенные породы состоят из первичных осадков, формировавшихся под воздействием только эоловых и почвенных процессов. В случае их переработки другими факторами, они образуют вторичные, переотложенные осадки. В зависимости от процесса переотложения они становятся делювиальными, пролювиальными, аллювиальными и др.

Геоморфологические условия залегания первичных и вторичных отложений разные. Первичные распространены на разных типах рельефа. Они образуют единый покров, переходящий со склонов гор в межгорные впадины или с водоразделов на верхние террасы рек, причем существенно не изменяют своего состава. Вторичные же, подобно осадкам других генетических типов, приурочены к впадинам, долинам, подгорным равнинам, подножиям крутых склонов.

В районах, где на границе плиоцена и плейстоцена произошла перестройка гидрографической сети, переотложенные плиоценовые красноцветные отложения могут встречаться и на междуречьях. В таких местах, в связи с изменением условий накопления осадков, в одном разрезе могут встретиться и первичные и вторичные эолово-почвенные отложения и чем они древнее, тем чаще бывают переотложены и содержат водные осадки. Поэтому нередко первичные лёссовые породы залегают на переотложенных плиоценовых красноглинистых отложениях. Если примесь водных осадков к переотложенным эолово-почвенным наносам незначительна или отсутствует, а переотложение происходило медленно и в субаэральных условиях при участии почвообразования, то формировались отложения, весьма близкие к первичным лёссам, суглинки или глины.

Почвенные процессы, под которыми мы понимаем весь комплекс процессов, участвующих в сингенезе и развивающихся непосредственно на поверхности суши, покрытой растительностью, играют в формировании эолово-почвенных отложений весьма существенную роль. Они придают различным породам этой группы отложений ряд свойственных им литологических особенностей, отличающих их друг от друга. К ним относятся цвет, структура, состав коллоидной фракции; они же приводят к изменению состава неустойчивых и малоустойчивых минералов или появлению новых, к возникновению различных новообразований, например, карбонатных конкреций, и т. д.

логические отличия этих отложений и объясняются главным образом различными типами почвообразования, изменявшимися вследствие колебаний климата на протяжении плиоцена и плейстоцена. Следовательно, лёссовые и красноглинистые породы имеют эолово-почвенное происхождение.

Таким образом, характер распространения эолово-почвенных пород, условия их залегания, состав, строение, литологические свойства, а также особенности их изменения в вертикальном разрезе и по простиранию зависят от природных условий места и периода их седиментации в большей степени, чем у континентальных пород других генетических групп. Эолово-почвенные породы формируются и видоизменяются под влиянием всех тех факторов, которые воздействуют, с одной стороны, на эоловые процессы, а с другой — на почвообразование.

Определяющая роль в распространении эолово-почвенных отложений принадлежит, во-первых, условиям циркуляции атмосферы, особенно распределению преобладающих ветров и их режиму над областями дефляции и эоловой аккумуляции, и, во-вторых, тем факторам, от которых зависит накопление эолового мелкозема. К числу их относятся: а) наличие и количество рыхлого материала в областях дефляции, источником которого служат продукты выветривания коренных пород и разнообразные водные и ледниковые отложения; б) состояние растительного покрова и типы почвообразования в этих же областях; в) характер рельефа, климата и растительного покрова в областях аккумуляции пыли и особенности развития в них процессов переотложения эолового мелкозема.

Литологические свойства различных эолово-почвенных пород определяются типом почвообразования, особенно в областях накопления эолового мелкозема, интенсивностью его поступления и последующим диагнезом.

В состав эоловых осадков входят, с одной стороны, отложения, влекомые ветром по поверхности земли и переносимые на небольшие расстояния вблизи ее поверхности. Это — различные пески от крупно- до тонкозернистых, среди которых преобладают частицы диаметром более 0,05 мм; их в настоящей работе мы не касаемся. С другой стороны, в состав этих отложений входит мелкозем, переносимый ветром во взвешенном состоянии на большие расстояния (до нескольких тысяч километров) на различной высоте (до 3 км) от поверхности равнин. Это — пыль (от крупной до мелкой) с диаметром частиц 0,05—0,001 мм. Из этой пыли и формируются лёссовые и красноглинистые отложения. Все эоловые осадки связаны между собой постепенными фаціальными переходами. Различные фации эоловых отложений хорошо прослеживаются как во времени, так и в пространстве, подчиняясь при этом законам эоловой дифференциации.

Пыленакопление происходит не только на поверхности почвы, но и на снежниках и ледниках, в горах, в водоемах, на болотах, в поймах рек и т. д. В зависимости от этого эоловый мелкозем или не затрагивается почвообразованием, или перерабатывается им в разной, иногда слабой степени и, включаясь в круговорот региональных процессов, примешивается в тех или иных количествах к ледниковым, озерным, аллювиальным, морским и другим отложениям. Водные пылеватые осадки после высыхания могут вновь развеяться и вовлекаться в новый цикл эолового осадконакопления.

Пыль, осаждающаяся на крутые склоны, с которых превалирует снос, не сохраняется на месте выпадения; смываясь, она смешивается с различными отложениями и участвует в формировании делювия, пролювия, аллювия и других генетических типов осадков. Она может до или после переотложения перерабатываться почвообразованием, и в соответствующих условиях переотложенные осадки могут приобретать некоторые свойства, близкие к лёссовым или красноглинистым отложениям. Облёссованию могут подвергаться и мелкоземистые водные или делювиальные осадки, но они так же, как и переотложенные лёссовые породы, будут обладать

рядом свойств, отличающих их от типичных лёссов. Эпохи интенсивного пыленакопления находят отражение в строении и составе водных и других отложений, в их более однородном мелкозернистом составе, в котором преобладает пылеватая фракция.

На пологих склонах и выровненных поверхностях водоразделов, где по условиям рельефа или составу растительного покрова смыв замедлен или отсутствует, происходит накопление первичного эолового мелкозема. Этот мелкозем сохраняет однородность, а формирующиеся из него осадки видоизменяются под воздействием только почвообразования и последующего диагенеза. Они составляют группу эолово-почвенных отложений.

На поверхностях, на которые могут намываться осадки с вышерасположенных склонов или водоразделов, например, на предгорьях, в составе непереотложенных эолово-почвенных отложений может встречаться материал, принесенный водой. Он может либо залегать в виде линз и прослоев в случае эпизодических прорывов водных потоков, либо быть в породе равномерно рассеянным, если происходило более или менее постоянное поступление мелкоземистого или крупнообломочного делювия или пролювия. В этом случае формируются смешанные отложения, состоящие из эолово-почвенных и различных водных осадков.

Таким образом, условия рельефа мест накопления пыли и характер растительного покрова определяют степень сохранности на месте выпадения и однородность эолового мелкозема.

Эолово-почвенные породы состоят из первичных осадков, формировавшихся под воздействием только эоловых и почвенных процессов. В случае их переработки другими факторами, они образуют вторичные, переотложенные осадки. В зависимости от процесса переотложения они становятся делювиальными, пролювиальными, аллювиальными и др.

Геоморфологические условия залегания первичных и вторичных отложений разные. Первичные распространены на разных типах рельефа. Они образуют единый покров, переходящий со склонов гор в межгорные впадины или с водоразделов на верхние террасы рек, причем существенно не изменяют своего состава. Вторичные же, подобно осадкам других генетических типов, приурочены к впадинам, долинам, подгорным равнинам, подножиям крутых склонов.

В районах, где на границе плиоцена и плейстоцена произошла перестройка гидрографической сети, переотложенные плиоценовые красноцветные отложения могут встречаться и на междуречьях. В таких местах, в связи с изменением условий накопления осадков, в одном разрезе могут встретиться и первичные и вторичные эолово-почвенные отложения и чем они древнее, тем чаще бывают переотложены и содержат водные осадки. Поэтому нередко первичные лёссовые породы залегают на переотложенных плиоценовых красноглинистых отложениях. Если примесь водных осадков к переотложенным эолово-почвенным наносам незначительна или отсутствует, а переотложение происходило медленно и в субаэральных условиях при участии почвообразования, то формировались отложения, весьма близкие к первичным лёссам, суглинки или глины.

Почвенные процессы, под которыми мы понимаем весь комплекс процессов, участвующих в сингенезе и развивающихся непосредственно на поверхности суши, покрытой растительностью, играют в формировании эолово-почвенных отложений весьма существенную роль. Они придают различным породам этой группы отложений ряд свойственных им литологических особенностей, отличающих их друг от друга. К ним относятся цвет, структура, состав коллоидной фракции; они же приводят к изменению состава неустойчивых и малоустойчивых минералов или появлению новых, к возникновению различных новообразований, например, карбонатных конкреций, и т. д.

В отличие от почвенных процессов, развивающихся на материнской породе, седиментация которой закончилась, эти процессы обладают рядом специфических особенностей. Они протекают в условиях непрерывного поступления эолового мелкозема, имеющего однородный механический состав с постоянным резким преобладанием пылевой фракции и близкий минералогический состав, для которого характерно содержание большого количества малоустойчивых минералов и карбонатов.

Степень переработки эолового мелкозема почвенными процессами зависела, с одной стороны, от интенсивности его поступления, что было связано с изменениями режима ветров, а с другой — от климатической обстановки в месте его накопления, обуславливавшей характер растительного покрова, развитие биологических и других процессов, участвовавших в почвообразовании и определявших тот или иной его тип. Эти основные факторы могли изменяться под влиянием общих причин, и тогда это отражалось на формировании осадков обширных территорий. Например, при формировании эолово-почвенных отложений в южных, внеледниковых областях усиление аридности климата совпадало с интенсивным пыленакoppiением, а увлажнение климата и, следовательно, усиление почвенных процессов — с ослаблением приноса эолового мелкозема и утяжелением его механического состава. Но некоторые изменения, обусловленные местными причинами, вызывали локальное усиление пыленакoppiения, которое могло не совпадать с ослаблением почвообразования. Это приводило к появлению некоторых региональных особенностей в строении лёссово-красноглинистой формации или появлению в ней пород, имеющих ограниченное распространение, например, каменных лёссов, шохов и др.

В силу всех этих причин эолово-почвенные отложения отличаются большим разнообразием и всегда бывают связаны между собой постепенными переходами, а в составе лёссово-красноглинистой формации содержатся как хорошо сформированные погребенные почвы, так и отложения, лишь слабо затронутые почвообразованием.

Типичные лёсы формировались в условиях преимущественно степного типа почвообразования и относительно быстрого накопления эолового мелкозема, который успевал лишь частично перерабатываться почвенными процессами. При этом почвообразование и осадконакопление должны были находиться в определенных оптимальных соотношениях. Когда эти соотношения нарушались, мелкозем не получал всех характерных лёсовых свойств. Это происходило как при длительном и интенсивном почвообразовании, когда формировалась почва, а не лёсс, так и при увеличении аридности, приводившей к ослаблению почвообразования и усилению пыленакoppiения, когда формировались лишь слабо облессованные супеси или суглинки.

Лёссово-красноглинистые породы обладают устойчивыми чертами и неустойчивыми, изменяющимися в различных природных условиях. К устойчивым свойствам относятся: а) рыхлая, или слабоуплотненная текстура; б) однородность механического и минералогического состава; в) отсутствие слоистости; г) наличие погребенных почв и карбонатных конкреций; д) покровный тип залегания. Неустойчивые свойства составляют: а) цвет, меняющийся от палевого, через коричневый к красному и малиновому; б) механический состав, главным образом, содержание песчаной и глинистой фракций; в) степень оглиненности и состав коллоидной фракции; г) карбонатность; д) пористость; е) количество малоустойчивых минералов и характер новообразований; ж) тип погребенных почв и карбонатных конкреций.

Лёссово-красноглинистые породы подчинены зональности. Но так как они формировались двумя синхронно действовавшими процессами — эоловым и почвенным, то их зональность складывается под влиянием, с одной стороны, общей географической зональности, а с другой — эоловой

дифференциации. При этом на механическом и частично минералогическом составе пород сильнее сказывается эоловая дифференциация, а на ряде других специфических свойств различных эолово-почвенных пород, например, таких, как цвет, пористость, карбонатность, характер новообразований, состав глинисто-коллоидной фракции — зонально-ландшафтные условия. В связи с этим, в зонах степи и полупустыни умеренного пояса распространены лёссы, которые в местах, где наблюдается полный разрез, подстилаются красно-коричневыми суглинками, переходящими в красные или красно-бурые глины, что указывает на изменение природных условий во времени. На севере, в области четвертичного оледенения, эолово-почвенные отложения представлены покровными непереотложенными безвалунными супесями, суглинками и глинами. В южных тропических зонах эолово-почвенные отложения представлены красноцветными бескарбонатными супесями, суглинками и глинами.

Свойства лёссово-красноглинистых отложений, распространенных в разных природных условиях, соответствуют той природной обстановке, в которой они формировались. Крайние компоненты этой группы пород — лёссы и красные глины — образовывались при следующих природных условиях: лёссы формировались при теплом и довольно сухом климате, близком к степному, при котором приносимый ветром из пустыни карбонатный мелкозем слабо выщелачивался и в основном оставался рассеянным в породе. Не происходило значительного разрушения и других малоустойчивых минералов. В более аридных климатических условиях в породе оставались и водорастворимые соли. Красные глины образовывались при жарком и сезонно-влажном климате типа тропических саванн, для которого характерны безморозные зимы и длительные засушливые периоды года, чередующиеся с короткими сезонами обильных дождей, достигавших в общей сложности 1000 мм/год и более. При этих условиях происходило полное выщелачивание легкорастворимых солей, вынос легко подвижных элементов и в первую очередь кальция, перемещение и концентрация их в определенных горизонтах, частичное разложение малоустойчивых минералов, накопление гидроокислов железа и марганца, глинистых продуктов и т. д.

Различные типы коричневых и красноватых суглинков, залегающих в формации между лёссами и красными глинами, а также распространенных в субтропиках, развивались в промежуточных климатических условиях, последовательное изменение которых обеспечило постепенность перехода пород от красных глин к лёссам.

Покровные суглинки северных ледниковых районов, распространенных теперь, например, в лесной зоне, а иногда и севернее, формировались при более прохладном и более влажном климате, чем степной, при котором протекают почвенные процессы подзолистого типа.

Полные разрезы лёссово-красноглинистой формации свидетельствуют об изменении природной обстановки в районах их распространения от климата типа тропических саванн, бывшего в плиоцене, до ландшафтов степей. Это подтверждается и ископаемой фауной и флорой.

На фоне такого общего изменения климата имели место менее резкие кратковременные колебания. При этом в относительно более влажные эпохи формировались погребенные почвы, из которых вымывались карбонаты, скапливавшиеся в иллювиальных горизонтах. Следовательно, карбонатно-конкреционные горизонты — это иллювиальные горизонты древнего почвообразования.

Формирование эолово-почвенных отложений происходило не только в плиоцене и плейстоцене, но и в более древние периоды. Области их развития менялись вместе с изменением природной обстановки и аэродинамических условий. В субаридной зоне накопление этих осадков наблюдается и в настоящее время.

Условия накопления эолово-почвенных отложений predeterminedили образование сложного ими рельефа названного нами лёссовым рельефом.

Лёссовый рельеф имеет чётко выраженное закономерное строение, выдерживающееся на всем пространстве, перекрытом лёссовыми отложениями. Основными и наиболее распространенными его формами являются линейно-вытянутые строго ориентированные продольные ветрам гряды и более крупные увалы, поперечные ветрам валы, а также округлые холмы. Все эти формы распространены самостоятельно или сочетаются определенным образом одна с другой. При этом господствующие формы, их расположение, сочетание и особенно ориентированность сохраняются на обширных территориях, а при переходе в соседние лёссовые районы изменяются плавно и постепенно.

В Лёссовой провинции господствующее распространение получили три основных типа рельефа, обладающих различной первичной расчлененностью, т. е. расчлененностью, полученной в процессе эолового накопления мелкозема и сопровождающей его эрозии. К этим типам относятся: 1) первичнорасчлененные лёссовые возвышенности, состоящие из одной или нескольких закономерно сочетающихся и строго ориентированных лёссовых форм рельефа, обладающих крутыми склонами и глубиной расчленения в 100—200 м (рис. 3); 2) первично-расчлененные лёссовые плато, где среди глубокорасчлененных и строго ориентированных лёссовых форм, на междуречьях наблюдаются небольшие площади сравнительно выравненных полого-волнистых плато, и 3) первично-нерасчлененные лёссовые плато, имеющие плоские или пологоволнистые поверхности, расчлененные эрозионной сетью (Кесь, 1963).

Эрозионная сеть в лёссовых районах имеет своеобразное ветвление, зависящее от типа лёссового рельефа. На первично-нерасчлененных лёссовых плато овраги обладают дендритовым ветвлением, а на первично-расчлененных лёссовых плато и возвышенностях они в основном приурочены к понижениям между грядами, увалами и валами и потому располагаются в плане так же закономерно, как и эти положительные формы рельефа.

Дифференциация эоловых процессов в пространстве приводит не только к изменениям в составе эоловых отложений, но и к зональному распространению разных типов рельефа (Федорович, 1964). В их формировании одновременно с основным эоловым процессом участвовали и другие рельефообразующие процессы, но роль их в разных зонах неодинакова.

В зоне дефляции интенсивное эоловое удаление мелкозема из продуктов выветривания, аллювия, пролювия, ледниковых и других отложений приводит к образованию дефляционного рельефа, для которого наиболее характерен останцово-котловинный тип. В формировании этого рельефа участвует и эрозия, которая местами настолько активна, что, наряду с дефляционными, здесь образуются и чисто эрозионные формы.

В зоне перевевания песков развивается или чисто эоловый аккумулятивный или чаще дефляционно-аккумулятивный песчаный рельеф, в формировании которого другие процессы практически не участвуют.

В зоне аккумуляции эолового мелкозема ведущим рельефообразующим процессом является эоловая аккумуляция, которая определяет основные черты рельефа, но вместе с тем существенную роль играют и другие процессы — эрозионные, гравитационные, просадочные, среди которых наиболее активными являются эрозионные. Поэтому здесь создается эрозионно-эолово-аккумулятивный лёссовый рельеф. В этой зоне выделяется две подзоны: 1) подзона первичнорасчлененных типов рельефа, сложенных осадками относительно более легкого механического состава — песчаными и супесчаными лёссами, в которой эрозия сопровождала эоловую аккумуляцию мелкозема на протяжении всего периода формирования рельефа,

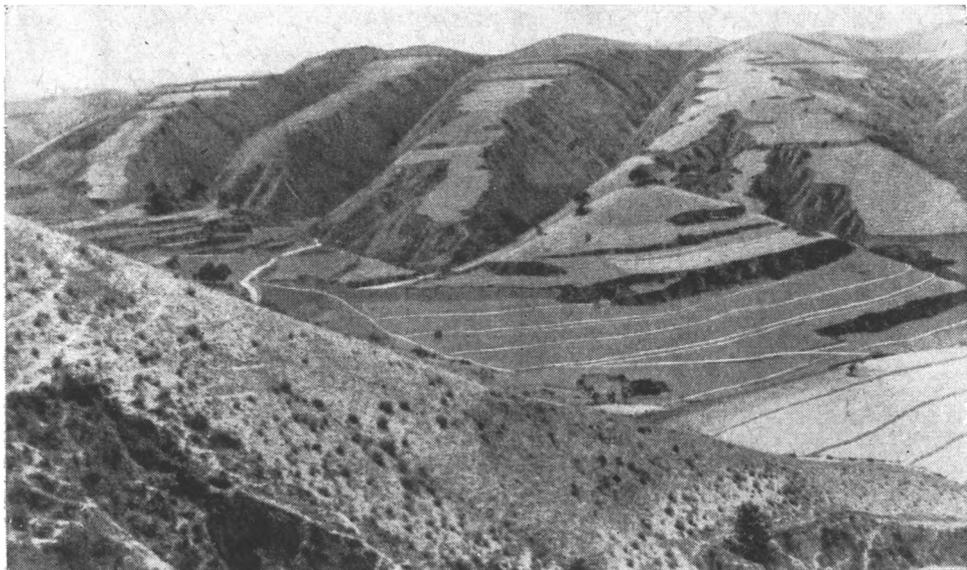


Рис. 3. Первично-расчлененные лёссовые возвышенности

но максимума достигла в историческое время в виде оврагообразования. Эрозия способствовала увеличению глубины расчленения лёссового рельефа, но не меняла планового расположения форм, созданных эоловыми процессами; 2) подзона первичнонерасчлененного лёссового рельефа, который развивался в условиях затишья, в основном как эолово-аккумулятивный, а овражная, преимущественно антропогенная, эрозия расчленила его лишь на последних стадиях. Основными рельефообразующими породами здесь являются суглинистые лёссы.

При формировании первичнорасчлененных типов рельефа, занимающих промежуточное положение между зоной перевевания песков, с одной стороны, и первичнонерасчлененными лёссовыми плато — с другой, участвует та же турбулентность воздушных потоков в приземных слоях атмосферы, которая образует эоловый рельеф песков, но она проявляется уже слабее, и в результате формируются более пологосклонные и крупные формы лёссового рельефа. Еще дальше от зоны дефляции, где среднегодовые скорости падают еще больше (до $1,5 \text{ м/сек}$), турбулентность не возникает или она настолько слаба, что не влияет на формирование рельефа. Здесь происходит спокойное оседание тонкой пыли, равномерно распределяющейся по поверхности и образующей плоский или пологоволнистый рельеф лёссовых плато, либо покров, пассивно облекающий подстилающий древний рельеф. Следовательно, различные типы первичнорасчлененного и первичнонерасчлененного рельефа отражают зональность эоловых рельефообразующих процессов, а строение и формирование лёссового рельефа и распространение его различных типов подтверждают эоловое происхождение мелкозема, составляющего лёссово-красноглинистую формацию.

Таким образом, в результате проведенных исследований можно сделать следующие выводы.

1. Разнообразные покровные однородные породы, в состав которых входят лёссы, коричневые и красные супеси, суглинки и глины, объединяются в единую генетическую формацию отложений, имеющих эолово-почвенное происхождение. Распространение этих пород по земной поверхности обусловлено циркуляцией атмосферы и зависит от всех тех факторов, которые воздействуют на накопление эолового мелкозема. Литологические

их особенности отражают тип почвообразования, господствовавшего в момент седиментации этих отложений.

2. В состав эолово-почвенных пород входят только первичные осадки, сформировавшиеся из эолового мелкозема, переработанного почвообразованием, т. е. всеми теми процессами диагенеза, которые воздействовали на покрытую растительностью поверхность суши в момент осаждения на нее пыли. В литологическом отношении эти породы отличаются однородностью состава, своеобразной структурой и строением, не имеют водной слоистости, обладают покровным типом залегания и пр. Их необходимо отличать от вторичных переотложенных осадков, которые в зависимости от процесса переотложения могут входить в состав аллювиальных, пролювиальных, делювиальных, озерных и других генетических типов отложений, иногда имеющих лёссовидный облик.

3. Лёссы, являющиеся одним из компонентов большой группы эолово-почвенных пород, сформировались в условиях преимущественно степного климата. Они тесно связаны постепенными переходами с близкими им супесчано-суглинистыми породами такого же происхождения, от которых лёссы, в том числе и типичные, могут быть ограничены только условно.

ЛИТЕРАТУРА

- Герасимов И. П. Погребенные почвы и их палеогеографическое значение.— Материалы Совещания по изуч. четверт. периода, Изд-во АН СССР, т. 1, 1961.
- Ке с ь А. С. К вопросу о происхождении лёссовой толщи Северного Китая.— Труды Комиссии по изуч. четверт. периода АН СССР, 1959, XIV.
- Ке с ь А. С. Лёссы и лёссово-красноглинистые породы как эолово-почвенные образования.— Труды Комиссии по изуч. четверт. периода АН СССР, 1962, XIX.
- Ке с ь А. С. Основные черты строения лёссового рельефа.— В сб.: «Идеи академика Обручева о геологическом строении Северной и Центральной Азии и их дальнейшее развитие». М.— Л., Изд-во АН СССР, 1963.
- Л ю Д у н - ш а н. Предварительное изучение лёсса в провинции Шэньси и Шаньси (среднее течение Хуанхэ).— «Чжунго дисыцзи яньцзю» Quaternaria Sinica, 1958, 1, № 1.
- Не у с т р у е в С. С. К вопросу об изучении послетретичных отложений Сибири.— Почвоведение, 1925, № 3.
- О б р у ч е в В. А. Орография Центральной Азии и ее юго-восточной окраины. Краткий отчет об экспедиции 1892—1894 гг.— В кн.: «Избранные работы по географии Азии», т. 1. М., Географгиз, 1951.
- П а в л о в А. П. О Туркестанском и Европейском лёссе.— В кн.: «Статьи по геоморфологии и прикладной геологии». М., Изд-во МОИП, 1951.
- П е т р о в М. П. О минералогическом и гранулометрическом составе эоловых песков Ордоса, Восточного Алашаня и долины среднего течения р. Хуанхэ.— Вестник ЛГУ, серия геол. и геогр., 1961, № 6, вып. 1.
- С о к о л о в Д. В. Выветривание и лёссообразование.— Труды Ин-та строит. материалов минер. происхождения. М., Гостехиздат, 1930, вып. 34.
- Ф е д о р о в и ч Б. А. Зональность эолового рельефообразования.— В сб.: «Развитие и преобразование географической среды». Изд-во «Наука», 1964.

О ПРОИСХОЖДЕНИИ ЛЁССА

Н. И. Кригер

(СССР)

Причина возникновения проблемы лёсса

Так называемая «проблема лёсса» (т. е. вопрос о происхождении лёсса) имеет удивительную, до сих пор слабо изученную историю.

Более 130 лет спорят исследователи о происхождении лёсса. За это время для решения проблемы были использованы представления о всех экзогенных, частично — эндогенных и даже космических силах, а также об их различных сочетаниях. Были использованы все стадии пороодообразования, и различные исследователи считали в лёссообразовании главной стадией седиментацию, следующую за ней стадией эпигенеза, предшествовавшую ей транспортировку материала или даже еще более раннюю стадию протогенеза, когда лёссовый материал еще не оторвался от своего первоначального местонахождения. Исследователями были рассмотрены и различные сочетания этих стадий. Проблема лёсса прошла почти через всю историю геологических и географических наук, и ее облик менялся по мере появления новых веяний в этих науках. Теории катастрофистов, рождение актуалистического метода, последовавшее за ним изучение отдельных геологических сил, развитие теории плейстоценового оледенения, появление новых наук — почвоведения, ландшафтоведения и мерзлотоведения — все это отразилось на проблеме лёсса, вызвав к жизни множество новых теорий и гипотез. Точнейшие современные методы микростратиграфии, грунтоведения, минералогии глин, палеонтологии и других дисциплин были применены к изучению лёсса. Это дало огромный новый фактический материал, но способствовало не прекращению дискуссий, а лишь увеличению количества гипотез. В опубликованной ранее работе (Кригер, 1965) я дал обзор этого вихря идей. Можно насчитать более 50 различных гипотез и теорий происхождения лёсса, но это число все же не исчерпывает всех существующих представлений.

Каковы же причины столь длительной острой дискуссии о происхождении лёсса?

Мне думается, имеет место сочетание четырех основных причин: своеобразие породы, отсутствие общепринятого ее определения, одновременность образования различных ее свойств и некоторая недоработанность современных представлений о генетических типах континентальных отложений. Таким образом, некоторые причины затянувшейся дискуссии носят логический характер: уточнение таких понятий, как «лёсс» и «происхождение породы», очень важно для решения проблемы лёсса.

Ниже я должен кратко остановиться на указанных четырех причинах дискуссии о происхождении лёсса.

Своеобразие породы

Лёсс является единственной на земном шаре осадочной породой, гранулометрически однородной и неслоистой на огромном протяжении в пространных и в мощных толщах в разрезе. Различия «разновидностей» лёсса, связанные со стратиграфическими горизонтами (Guenther, 1961; Кри-

гер, 1960) и с особенностями географической среды (Кригер, 1965), незначительны и обнаруживаются только при точных методах лабораторного исследования. При наличии значительных отличий от некоторого голотипа (см. ниже) порода не может быть отнесена к лёссу.

Характерное для лёсса отсутствие видимой невооруженным глазом слоистости не исключает наличия скрытой слоистости, обнаруживаемой при детальном лабораторном исследовании свойств породы или при исследовании ее под микроскопом.

Определение лёсса

Хотя я прежде (Кригер, 1965) уже касался вопроса об определении понятия «лёсс», здесь я должен вернуться к нему еще раз.

В большинстве случаев лёсс определяют по признакам генетическим, считая его пылеватой породой эолового происхождения (Обручев, 1948), или литологическим, относя к нему породу палевою, пылеватую, макропористую, известковистую (Денисов, 1953). Я не останавливаюсь на мнении исследователей, которые вовсе отбрасывают понятие «лёсс» и заменяют его понятием «лёссовая порода», как совокупность довольно разнообразных пылеватых отложений, в том числе слоистых и переслаивающихся с галечниками и песками. Как и надо было ожидать, эта группа исследователей приходит к выводу, что лёссовые породы имеют самое различное происхождение; у этой группы исследователей лёсс, со всеми его своеобразными признаками, растворился в массе других лёссовых пород, и «проблема лёсса» — практически исчезла.

Необходимо отметить, что нельзя отказываться от выделения лёсса как самостоятельного образования. Если хоть один исследователь показал, что рассмотрение неслоистой разности лёссовых пород приводит к постановке важных геологических вопросов, то это достаточно для выделения ее в качестве самостоятельного образования и изучения.

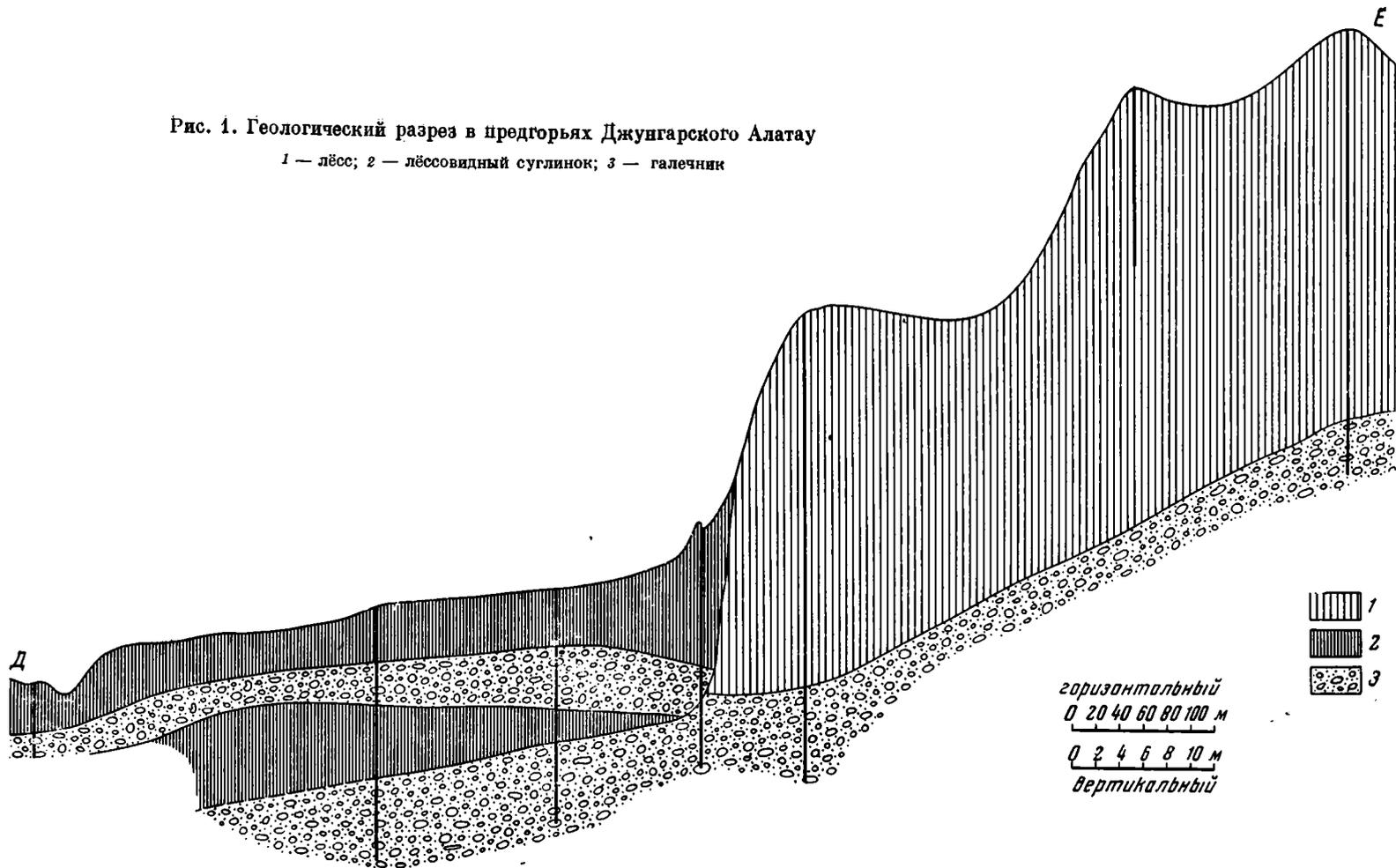
Между тем, своеобразие и широкое распространение неслоистой разности лёссовых пород отмечалось многими отечественными и зарубежными учеными. При этих условиях исследователи, отрицающие законность выделения лёсса, должны были бы дать развернутое фактическое обоснование своей точки зрения. Мне не известны работы такого рода. Поводом для отбрасывания понятий о лёссе не должны служить наблюдаемые иногда случаи горизонтального или вертикального перехода лёсса в слоистые лёссовидные суглинки, так как эти переходы имеют не большее значение, чем взаимные переходы различных самостоятельных генетических типов или фаций отложений.

Понятие о лёссе следует унифицировать в международном масштабе. Это можно достигнуть принятием решения на сессии Международного геологического конгресса или на Конференции INQUA. После проведения дискуссии решение о наиболее целесообразном понятии термина будет принято голосованием и усвоено подавляющим большинством исследователей. При дискуссии следует иметь в виду, что если название «лёсс» распространить и на слоистые образования, то лёссу придется приписывать самое различное, в том числе и водное происхождение. Однако в этом случае останется необходимость отдельно выделить и рассмотреть неслоистую разность, так как именно вопрос о ее происхождении составляет сущность «проблемы лёсса». По этой причине мне кажется, что отнесение к лёссу слоистых пород нецелесообразно.

Очевидно, что для решения проблемы лёсса понятие «лёсс» следует отнести к той породе, которая вызывает ожесточенные споры на протяжении длительного времени. Может быть много неясных деталей в вопросе о происхождении слоистых пылеватых суглинков, переслаивающихся с галечниками, но участие воды в их образовании в большинстве случаев

Рис. 1. Геологический разрез в предгорьях Джунгарского Алатау

1 — лёсс; 2 — лёссовидный суглинок; 3 — галечник



будет признано единодушно. Другое дело, когда подобные же образования являются неслоистыми, залегают мощными толщами на различных элементах рельефа. Именно эти образования сделали «проблему лёсса» трудно разрешимой. Таким образом, в определение «лёсса» следует включать неслоистость породы и условия ее залегания.

По-моему, лёссом наиболее целесообразно называть палевый, пылеватый, известковистый, неслоистый суглинок с видимыми невооруженным глазом порами (преимущественно вертикальными канальцами), имеющий покровное залегание на разных элементах рельефа и в больших толщах не содержащий прослоев песков и галечников. Целесообразно уточнить это понятие указанием характерных значений пористости (40—50%) и количества фракций 0,01—0,05 мм (30—50%) по данным микроагрегатного анализа.

Породы, напоминающие лёсс, но не имеющие полного комплекса его признаков, следует называть лёссовидными. Лёсс и лёссовидные породы целесообразно объединять под общим названием лёссовых пород.

Пример разделения лёсса и лёссовидного суглинка в долине р. Каратал (Джунгарский Алатау) дан на рис. 1. Здесь лёсс залегает на высоких элементах рельефа, лёссовидные суглинки и галечники участвуют в сложении II надпойменной террасы. Между лёссом и лёссовидными суглинками имеются следующие различия (таблица).

Т а б л и ц а

Различие свойств лёсса и лёссовидных суглинков в долине р. Каратал

Признаки	Лёсс	Лёссовидные суглинки
Количество макропор на 1 см ²	20—22	10—15
Диаметр макропор, мм	1,5—2	0,5—0,7
Количество фракций 0,01—0,05 мм, %	45—59	36—56
Количество фракций <0,005 мм, %	9—10	11—23
Количество фракций <0,005 мм, участвующих в образовании гранулометрических агрегатов, %	4—9	2—11
Пористость, %	47,5—51,0	42,0—55,5
Колебание пористости в одном образце, % от всего объема породы	0,7	1,0
Естественная влажность, %	6,0—8,4	10,0—20,0
Относительная просадочность при природной нагрузке до глубины 15 м	0,07	0,01
Относительная просадочность при нагрузке 3 кг/см ²	0,034—0,136	0,002—0,095
Коэффициент фильтрации на глубине 0,6 м, по методу Нестерова, м/сут	0,58—2,90	0,41—0,97
Водорастворимые соли, мг/100 г породы	50—1240	60—100

Сравнительно незначительные различия свойств лёсса и лёссовидных суглинков определяют трудности стратиграфического расчленения лёссовых пород в данном районе. В частности, наличие прислонения лёссовидных суглинков древней террасы к типичному лёссу, показанное на рис. 1, весьма вероятно, но не может считаться доказанным: при наличии постепенного перехода этих суглинков в лёсс различия их свойств легко объяснить различиями условий увлажнения пород во время седиментации, диагенеза и даже в настоящее время. Лишь различия гранулометрического состава имеют более глубокое значение и, вероятно, не зависят от увлажнения породы.

Во всяком случае, в данном примере лёсс и лёссовидные суглинки, кажущиеся очень близкими при визуальном их наблюдении в образцах, различаются по условиям залегания и свойствам, выявляемым аналитическими методами. Различия в условиях залегания для диагностики лёсса более важны, чем различия в свойствах пород, если они невелики. В других местах может быть типичный лёсс со свойствами, отвечающими свойствам лёссовидного суглинка в данном примере. Однако слоистость и переслаивание с галечниками позволяют отделить от лёсса напоминающие его породы.

Разновременность образования различных свойств лёсса

В другой работе (Кригер, 1965) уже указывалось, что лёссу свойственны признаки различной устойчивости. Устойчивые признаки, как гранулометрический и минералогический состав крупных ($> 0,005$ мм) фракций, в том числе фракции $0,01-0,05$ мм, в большинстве случаев образовались на стадии транспортировки и седиментации материала. Образование макропор, связанных с деятельностью организмов (почвообразованием), происходило на стадии диагенеза, просадочных свойств лёсса — на стадии диагенеза (создание рыхлой структуры и закрепление ее цементационными связями частиц) и последующего погребения ее новыми толщами, т. е. на стадии эпигенеза (поскольку одним из условий просадки породы является давление вышележащих слоев). На стадии эпигенеза неустойчивые признаки лёсса приспособляются к изменяющейся географической среде (изменение влажности, уплотнение породы, потеря ею просадочных свойств).

Поскольку, говоря о лёссе, мы должны иметь в виду породу со всеми ее характерными признаками, происхождение этой породы должно рассматриваться как процесс многостадийный. Фиксируя внимание на том или ином свойстве лёсса, исследователи могут связывать образование лёсса с той или иной стадией развития породы, что будет способствовать появлению различных гипотетических решений проблемы лёсса.

О генетических типах континентальных отложений

«Проблема лёсса» тесно связана с поисками геологической силы, создавшей эту породу. При этом нередко забывается, что на поверхности материков действуют не изолированные геологические силы в чистом виде, а всюду имеют место сочетания действия многочисленных сил.

В конце XIX в. А. П. Павлов высказал идею о генетических типах континентальных отложений. Эта идея в настоящее время получила широкое развитие в трудах ряда исследователей, хотя нельзя не отметить, что имеются трудности в ее использовании.

А. П. Павлов (1890; 1951, стр. 20) отмечал, что обособление генетических типов «только тогда принесет свою пользу..., когда мы будем уметь точно распознавать генезис каждого из этих образований, по крайней мере в их типичном развитии, и не будем выдвигать на первый план осложняющих дело смешанных типов». Идея А. П. Павлова нашла развитие в работах Н. И. Николаева (1946).

Другие исследователи придают большое значение «смешанным типам» отложений. Е. В. Шанцер (1950) рассматривает генетический тип А. А. Павлова как сочетание фаций, географический вариант генетической группы отложений. В своей последней работе по данному вопросу Е. В. Шанцер (1965) генетическим типом отложений называет образования, возникающие в итоге действия определенного геологического процесса или закономерно повторяющегося сочетания геологических процес-

сов. Если учесть, что «геологический процесс» сам по себе может быть сочетанием деятельности многих геологических агентов, то легко представить себе «генетический тип отложений» как образование в некотором отношении полигенетическое. В. И. Попов и его сотрудники (1963, стр. 191) различают фации горных пород моноподинамические (соответствуют генетическим типам А. П. Павлова) и полидинамические: «Каждый моноподинамический тип переноса осадков характеризуется тем или иным элементарным физическим способом их переноса, например, элювиальным, делювиальным (коллювиальным), аллювиальным, эоловым». Думается, однако, что в природе моноподинамические фации в чистом виде встречаются редко.

Учитывая полигенность так называемых генетических типов отложений, мы можем ожидать, что при детальном исследовании споры о принадлежности тех или иных отложений к определенному генетическому типу будут неизбежными. Например, встретив прослой вулканического пепла в толще, относимой к делювию (или аллювию), исследователи могут высказать точки зрения о вулканическом, эоловом или делювиальном (аллювиальном) происхождении этого материала, подкрепляя свои гипотезы ссылками на вулканогенность минералов, на возможность транспортировки вулканических частиц в данный пункт только ветром или на следы воздействия воды на эти частицы. Между тем, подобного рода вопросы для проблемы лёсса имеют большое значение. Мы привыкли называть аллювиальным образованием, отлагающимся в пойме долины, и склонны не учитывать при этом некоторое количество пыли, приносимой сюда эоловым способом.

Однако при изучении лёсса доказательство эолового происхождения части материала (количественно не оцениваемой) будет признано обстоятельством, важным в стратиграфическом, палеогеографическом и других отношениях, и не может быть игнорировано.

Для создания стройной теории генетических типов континентальных отложений, может быть, следует ввести понятие о «чистых» элементарных геологических процессах (русловом, пойменном, делювиальном и т. д.), существующих в виде своего рода «квантов геологического действия». В природе можно наблюдать лишь продукты интеграции этих процессов. В настоящее время мы не можем на основе наблюдений проследить историю элементарных процессов как составных частей реального геологического процесса. Для этого пришлось бы научиться видеть историю каждой частицы в породе. Если бы последняя задача была решена, можно было бы ввести количественные методы и оценивать степень «делювиальности», «вулканогенности» и других генетических особенностей породы.

Поскольку в настоящее время мы, по-видимому, еще далеки от умения проследить судьбу отдельных частиц в лёссе, представляется естественным рассматривать вопрос о происхождении лёсса не в отношении точного (количественного) выявления роли отдельных элементарных геологических процессов, а с точки зрения учения о фациях или географической среде формирования отложений. Впрочем, познание этой среды позволит в известной мере (качественно!) судить об элементарных геологических силах, вызвавших образование лёсса.

Элементарные процессы в образовании лёсса

Крупнейшим достижением в исследовании лёсса явилось утверждение идеи его субаэрального происхождения под влиянием совместной деятельности, главным образом эоловых, делювиальных и почвенных процессов. Эта идея, с небольшими вариациями, развивалась наиболее выдающимися исследователями лёсса (Richthofen, 1877; Nehring, 1890; Обручев, 1948).

Рассматривая указанные процессы как элементарные, мы находим интересным перечисление главнейших доводов, на которых может основываться их допущение.

Признаками эолового происхождения, по крайней мере части лёссового материала, являются:

1. Залегание лёсса на высших точках водоразделов.
2. Покровное (на разных элементах рельефа) залегание горизонтов лёсса, разделенных ископаемыми почвами.
3. Наличие в лёссе минералов, чуждых породам данного района (по-видимому, кроме глинистых минералов, которые видоизменяются *in situ* под влиянием сингенетического почвообразования).
4. Наличие прослоев вулканического пепла в лёссе невулканических районов.
5. В равнинных районах — уменьшение медианного диаметра частиц лёсса по мере удаления от речных долин, аллювий которых подвергался развеванию.

Указанные признаки не свидетельствуют об эоловом происхождении лёсса, как нередко думают, но являются достаточным основанием, чтобы сделать вывод о некотором участии ветра в образовании породы. Доля участия может быть и большая. К сожалению, пока невозможно дать ей количественную оценку. Впрочем, залегание лёсса на выступах коренных пород на высших точках изолированных водоразделов может свидетельствовать о происхождении лёсса за счет почти элементарного эолового процесса.

На роль делювиального смыва и намыва лёссового материала указывает увеличение толщи лёсса вниз по склону. Признаками участия почвенных процессов в образовании лёсса служат органогенные пустоты, позднего генетические известковые конкреции, может быть, наличие в лёссе некоторого количества гумуса. Лёсс можно рассматривать как недоразвитую почву (Приклонский, 1956; Ломтадзе, 1956; Балаев и Царев, 1964). Влияние делювиальных и почвообразовательных процессов на формирование лёсса можно предполагать и а priori, поскольку лёсс образовывался на поверхности суши.

Я не останавливаюсь на других, менее важных, элементарных процессах, участвующих в образовании лёсса. Во всех случаях пока еще нет критериев количественной оценки роли отдельных элементарных процессов. Если учитывать полигенетичность лёсса, то целесообразно изучать его происхождение не в связи с теорией элементарных генетических типов отложений, а с точки зрения учения о фациях или географической среде процессов седиментации. Эта географическая среда определяет действующие геологические силы.

Палеогеографические условия образования лёсса

На схематической карте (рис. 2) видно, что лёсс в северном полушарии распространен в полосе, ограниченной 55 и 24° с. ш. В южном полушарии лёсс не образует резко выраженной широтной зоны, он развит в Южной Америке, а очень близкие к нему лёссовидные отложения (может быть, даже типичный лёсс) известны в Новой Зеландии. Таким образом, лёсс в южном полушарии развит между 24 и 45° ю. ш., т. е. также в зоне умеренного климата.

Некоторые исследователи (Keilhack, 1920; Флинт, 1963) подвергают сомнению зависимость распространения лёсса от климатических факторов. Действительно, лёсс распространен как в субтропической, богатой осадками части Южной Америки (севернее и северо-восточнее Буэнос-Айреса), так и в холодных засушливых высокогорных частях Центральной и Средней Азии. Лёсс в Западной Европе обычно залегает на равнинах на абсо-

лютных высотах до 300—400 м, в Средней Азии и КНР поднимается по склонам гор до 2500 м.

Однако при ближайшем рассмотрении оказывается, что в распространении лёсса имеется очевидная связь с климатическими, орографическими условиями плейстоцена, когда лёсс еще только образовывался, и современными, при которых он сохраняется.

Лёсс отсутствует в районах обильных тропических дождей (Бразилия, Конго, Индо-Китай и значительная часть Индостана), где выветривание идет по латеритному типу, а условия для сохранения пыли неблагоприятны. Лёсса нет и в пустынях субтропиков и умеренного климата, поскольку здесь развиты процессы эолового развевания и выноса пыли. Типичный лёсс сравнительно редко встречается при средней январской температуре воздуха ниже -10° и почти никогда не встречается при средней январской температуре ниже -20° . В соответствии с этим лёсс отсутствует на севере Русской равнины, на большей части территории Сибири и Канады. Это позволяет прийти к выводу, что районы с интенсивным морозным выветриванием, будучи благоприятными для образования частиц лёссовой фракции (0,01—0,05 мм), неблагоприятны для их накопления в мощных толщах. Наконец, лёсса нет в высокогорных районах, где интенсивно протекают процессы денудации и смещения продуктов выветривания вниз по склонам.

Преимущественными районами распространения лёсса являются предгорья и подножья гор в аридных районах, окраины пустынь и так называемая перигляциальная зона, граничащая с областями древнего оледенения. Нередко все три фактора существуют совместно. Типичного лёсса, вероятно, нет и на территориях с годовым количеством атмосферных осадков более 1000 мм/год; в областях его развития годовое количество осадков обычно равно 200—600 мм/год (области с меньшим количеством осадков часто являются участками дефляции). Таким образом, существуют четкие закономерности распространения лёсса. В северном полушарии лёсс образует единую зону, расчленение которой на подзоны «теплого» и «холодного» лёсса было бы весьма затруднительно.

Главнейшими данными, позволяющими судить о климатических условиях времени отложения лёсса, являются находки остатков млекопитающих, птиц и моллюсков, результаты спорово-пыльцевых исследований, наблюдения за следами мерзлотных деформаций в лёссе. Я лишь очень кратко остановлюсь здесь на этом вопросе.

Млекопитающие, находимые в европейском лёссе, делятся на несколько групп: формы вымершие и живущие ныне, стаии которых связаны с тундрой, лесами, степями, альпийскими лугами, и, наконец, климатически индифферентные формы. Кроме того, в лёссе иногда встречаются кости роющих животных, которые попадали в породу уже после ее образования, или кости различных животных во вторичном залегании; эти формы должны быть по возможности исключены из состава «лёссовой» фауны.

К числу вымерших животных относятся мамонт (*Mammuthus primigenius* Blum.), волосатый носорог (*Coelodonta antiquitatis* Blum.), большой олень (*Megaceros giganteus* Blum.), первобытный зубр (*Bison prisicus* Voj.), первобытный бык (*Bos primigenius* Voj.), дикая лошадь (*Equus germanicus* Neum.) и др.

Находки шерстистых трупов мамонта в мерзлых слоях севера Сибири и зарисовки шерстистых мамонтов палеолитическим человеком свидетельствуют о приспособленности этого животного к суровым климатическим условиям; растительные осадки из желудка и ротовой полости трупов мамонтов свидетельствуют, что эти животные питались травами. Очевидно, что местом обитания мамонтов служили холодные степи и ландшафт, напоминающий современную тундру или лесотундру. Остатки мамонтов находят на обширной площади от северных берегов Сибири до подножия

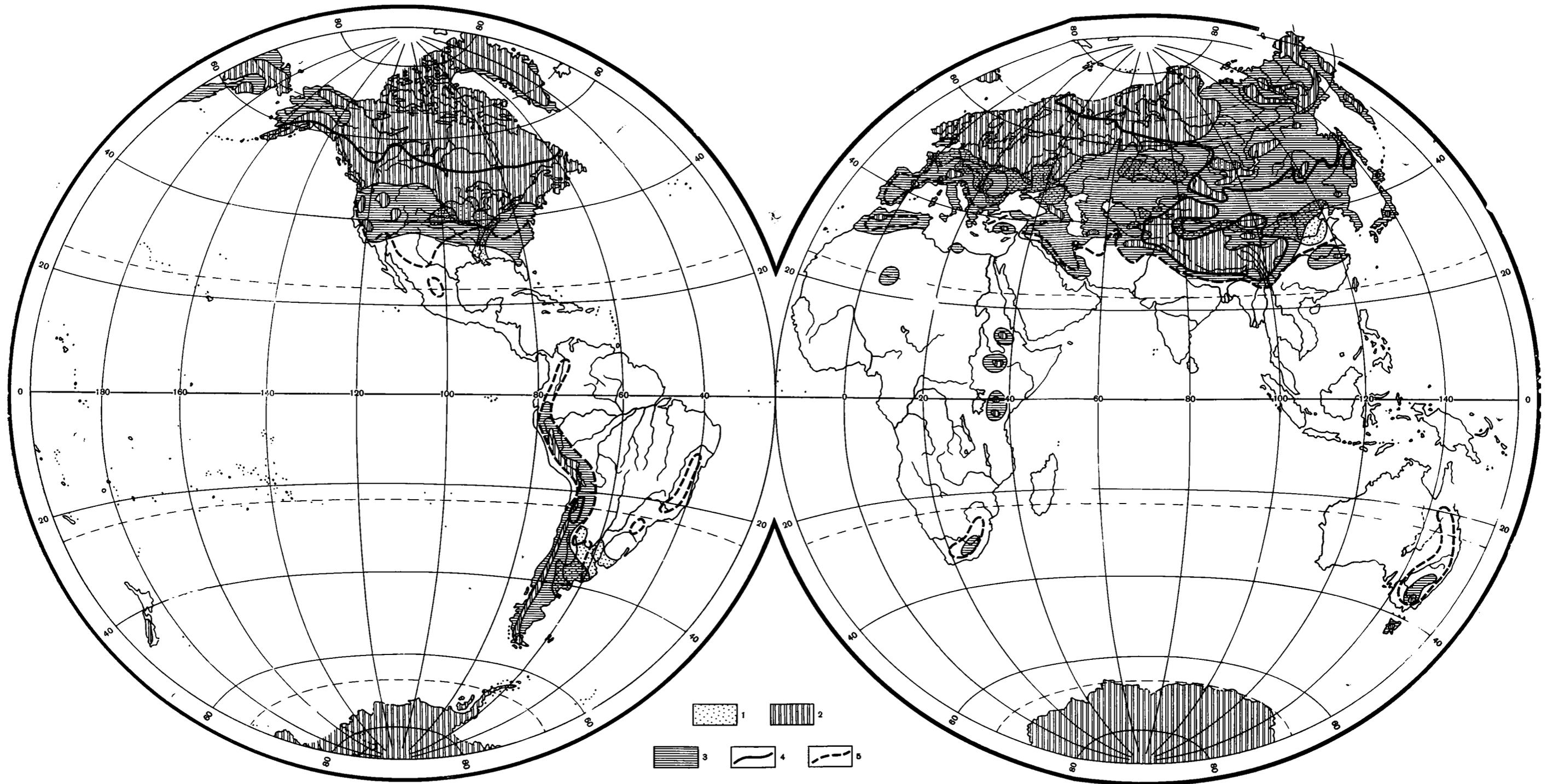


Рис. 2. Распространение лёсса, ископаемых ледников и мерзлотных явлений

1 — лёсс; 2 — ископаемые ледники; 3 — ископаемые мерзлотные явления во внеледниковых районах; 4 — современная граница многолетней мерзлоты;
5 — современная граница сезонной мерзлоты

Гобийского Алтая. В лёссе КНР мамонт отсутствует (Обручев, 1959), хотя имеются указания (Liu Tung-Sheng and oth., 1958) на нахождение здесь носорога *Rhinoceros tichorhinus* Fisch. (*Coelodonta antiquitatis* Blum.), в Европе и Сибири обитавшего часто вместе с мамонтом. Учитывая, что мамонт не проникал в южные области азиатских лёссовых степей и принимая во внимание вероятные сезонные изменения стадий мамонта (кочевавшего летом в наиболее северные части перигляциальной зоны), мы можем сделать вывод, что находки мамонта еще не доказывают образования лёсса в суровой тундре, и, может быть, более вероятно предположение об образовании его в степных районах по южной окраине перигляциальной зоны при климатических условиях, несколько более холодных, чем современные. Во всяком случае, нахождение в лёссе мамонта, шерстистого носорога и лошади свидетельствует об открытых безлесных пространствах.

Из других встречающихся в лёссе остатков животных к обитателям тундры в настоящее время принадлежат северный олень и мускусный овецбык, но еще недавно в историческое время ареал этих животных был более широким (Жириков, 1960). Тундровыми обитателями являются также лемминг копытный и лемминги рода *Lemmus*. В то же время лошадь, степной хорек, суслики, степной сурок, степная пищуха, большой тушканчик, остатки которых встречаются в лёссах, в настоящее время живут в степях. В. Зергель (Soergel, 1919) полагает, что бовиды из лёсса по аналогии с *Bison americanus*, обитающим в степях, могут считаться степными. Из числа животных, ныне являющихся лесными, в лёссе встречаются благородный олень и лось. Количество встреченных в лёссе видов, климатически индифферентных, довольно значительно. Сюда относятся кроты, зайцы, большинство хищных. Высокогорными формами являются встречающиеся в лёссе серна, сурок европейский, козел каменный.

Общий облик «лёссовой» фауны млекопитающих «смешанный», преимущественно степной с примесью тундровых, высокогорных и лесных элементов. Совместное обитание в плейстоцене степных и арктических форм, ареалы которых ныне разделены большими пространствами, можно объяснить различными причинами: экологической пластичностью видов (позволившей им за короткий промежуток времени приспособиться к новым условиям), значительными сезонными миграциями видов, существованием еще не уловленных видовых различий плейстоценовых и современных видов (что определяло и экологические различия). Следует иметь в виду, что в условиях иного, отличающегося от современного расположения географических зон в плейстоцене тундровая и степная зоны, по-видимому, сближались, таежная зона была плохо развита или отсутствовала (Гричук, 1952, 1964), что облегчало общение тундровой и степной фауны при сезонной миграции видов.

Большое внимание в лёссе привлекла фауна моллюсков. Особенностью этой фауны являются, во-первых, наземный характер, и во-вторых, современный облик, поскольку большая часть моллюсков обитает и сейчас в тех же районах распространения лёсса, меньшая часть переселилась на некоторое удаление и лишь совершенно ничтожная часть моллюсков может считаться вымершей. В Чехословакии В. Ложек (Ložek, 1961) установил, что в лёссе фауна более холодоустойчивая, а в ископаемых почвах — более теплолюбивая. В Чехословакии и Австрии (Brandtner, 1957) количество холодоустойчивых форм возрастает в верхней части лёссовой толщи, а в нижних горизонтах лёсса увеличивается содержание теплолюбивых элементов. Вообще для лёсса характерна климатически индифферентная фауна моллюсков (*Pupilla muscorum* L., *Vallonia tenuilabris* Br., *Succinea oblonga* и др.), но верхний горизонт лёсса содержит «колумеллеву» фауну (*Columella edentula columella* Mart., *Vertigo palcedentata* Sandb., *Vitrea cristallina* Müll. и др.), напоминающую фауну альпийских лугов Карпат.

Обычный комплекс лёссовой фауны Украины представлен родами *Pupilla*, *Succinea*, *Vallonia*, причем в верхнем мощном горизонте лёсса фауна представлена исключительно наземными моллюсками преимущественно открытых мест (Куница, 1961).

Интересный анализ лёссовой фауны Украины дал Н. Н. Карлов (1953), согласно которому в лёссе преобладают мезофильные виды, но по количеству индивидуумов главную роль играют виды ксерофильные, обитающие в засушливых районах.

Таким образом, исследование моллюсков склоняет к выводу, что лёсс образовывался в сухих прохладных степях. Сухостью климата можно объяснить и мелкие размеры раковин из лёссового комплекса фауны.

Американские геологи (Leonard, 1951) иногда думают, основываясь на фауне моллюсков, что лёсс образовывался при температуре, несколько более низкой, и количестве атмосферных осадков, несколько более высоком, чем в настоящее время в лёссовых районах США. При этом в лёссе устанавливается стратиграфическая зональность, подтверждающаяся палеомалакологическими данными. Она, очевидно, характеризует некоторые колебания температуры и влажности в течение времени образования лёсса. Л. Френкель (Frankel, 1958) полагает, что образование лёсса происходило в степных и лесостепных условиях.

Признавая спорность и плохую изученность многих вопросов лёссовой палеомалакологии, я готов сделать наиболее вероятный вывод, что лёссовая фауна моллюсков в основном степная, с примесью лесных, тундровых и альпийских элементов.

Палеоботанические исследования лёсса находятся в начальной стадии своего развития. Лёсс — трудный материал для палеоботанического исследования, так как пыльца и споры в нем присутствуют в малом количестве и нередко отсутствует вовсе.

Если судить по прилагаемым В. П. Гричуком (1952) палеогеографическим реконструкциям, то развитие украинского лёсса приурочено преимущественно к территориям степной и лесостепной зон. Е. Т. Ломаева (1961) в основном подтвердила выводы В. П. Гричука. В лёссе преобладает степная ксерофильная растительность.

Подводя итоги сказанному, мы можем прийти к выводу, что рассмотренное географическое распространение и палеонтологических остатков, встречающихся в лёссе, позволяет высказать мысль о том, что лёсс формировался в степных и лесостепных условиях при более холодном климате, чем современный.

Ископаемые почвы в лёссе формировались при более теплом климате, что до известной степени подтверждается палеомалакологическими (Ložek, 1961) и палеоботаническими (Гричук, 1946) данными.

К сожалению, лёсс в южных провинциях северного полушария в палеонтологическом отношении изучен столь слабо, что сейчас палеогеографические выводы были бы преждевременными. Однако заслуживает внимания такой факт, как наличие яиц страуса в лёссе КНР (Ян Чжунцзянь и Сунь Мэн-линь, 1959). Эти довольно многочисленные находки свидетельствуют о субаральных условиях образования лёсса в сухом климате и, может быть, о сильных ветрах, однако, мне думается, что они еще не подтверждают наличия жарких условий в течение всего времени образования лёсса. Необходимо учитывать весь комплекс фауны, хотя изученность его еще слабая. Кроме того, следует учитывать существование следов древнего оледенения вблизи районов развития китайского лёсса.

Нередко лёсс считают перигляциальным образованием (Tricart, 1963).

Термин «перигляциальная зона» не имеет точного определения, в связи с чем некоторые исследователи рекомендуют от него отказаться (Флинт, 1963; Liboutry, 1957; Brochu, 1960; Capello, 1962). Обычно перигляциальной зоной называют область особого литогенеза, связанного с развитием многолетней мерзлоты или вообще с холодным климатом, позволяющим проявляться в почве морозным процессам (Цейнер, 1963; Равский, 1961; Лаврушин, 1963). Ян (Jahn, 1956) считает, что перигляциальная зона — это зона, простирающаяся от границы ледникового покрова до границы распространения леса. Главнейшими признаками перигляциальной зоны обычно считают мерзлотные клинья, структурные почвы, инволюции и каменные потоки, которым приписывают мерзлотное происхождение. Главнейшие исследования этих образований принадлежат Зергелю (Soergel, 1936), А. И. Москвитину (1940, 1947), Дылику (Dylik, 1955, 1956) и Трикарю (Tricart, 1963). Следует иметь в виду, что сезонная мерзлота (Petrapek, 1953; Ackermann, 1955; Dylikowa, 1956; Данилова, 1956; Уошберн, 1958) и даже явления, не связанные с мерзлотой (Halicki, 1960, Hole, 1961; Dückер, 1962; Артюшков, 1963; Горецкий, 1963), иногда создают морфологически сходные образования. Следы плейстоценовых мерзлотных процессов, показанные на рис. 2, вероятно, связаны как с постоянной, так и с сезонной мерзлотой. Имеются попытки раздельного картирования плейстоценовых областей распространения постоянной и сезонной мерзлоты (Федорович, 1962).

Несовершенство современных методов раздельного картирования постоянной и сезонной мерзлоты применительно к проблеме лёсса позволяет сделать лишь немногие основные выводы.

Можно считать достаточно обоснованным, что для области постоянной мерзлоты и интенсивного морозного выветривания характерны процессы образования частиц 0,01—0,05 мм (Beskow, 1930; Dückер, 1937; Цытович, 1947; Кригер, 1957; Сергеев и Минервин, 1960). Другой областью рождения этих частиц являются теплые пустыни с резко континентальным климатом (Трофимов, 1953). Однако ни та, ни другая область не имеет условий для накопления таких частиц в мощных толщах и для образования лёсса. Весьма вероятно, что образующаяся в этих областях пыль (0,01—0,05 мм) выносятся эоловым путем. Мощные толщи лёсса создаются на окраинах пустынь и в периферической части так называемой перигляциальной зоны или зоны развития следов мерзлотных процессов. Можно предполагать, что эта периферическая часть принадлежала территории сезонного и неглубокого постоянного промерзания. В районах развития плейстоценовой мощной постоянной мерзлоты (Якутия, Аляска) развиты лишь лёссовидные породы. К числу последних в Европе относятся «солифлюкционный лёсс» (Tricart, 1956), «конгелифлюкционные лёссовидные породы» (Dylik, 1952), «нивадно-эоловый лёсс» (Marechal et Maarleveld, 1955; Jahn, 1956a) и «листоватый лёсс» (Weidenbach, 1956).

Просадочность лёсса показывает, что его толща не промачивалась с того времени, когда полностью закончились процессы седиментации. Вопрос о возможности сохранения текстуры и просадочных свойств лёсса после его промерзания и последующего оттаивания постоянной мерзлоты требует специального изучения. Близ Красноярска в лёссовидном суглинке описаны полости диаметром 0,2—0,7 м и больше, приуроченные к псевдоморфозам по мерзлотным клиньям (Литвинов, 1962). Мне думается, эти пустоты могут быть объяснены одним из двух способов: либо в данном случае имеют место карстово-суффозионные явления, которые приурочивались преимущественно к псевдоморфозам по повторно-жильным льдам

(поскольку порода здесь могла быть несколько более рыхлой), либо жильный лед и постоянная мерзлота исчезли не в результате таяния, а в результате испарения в условиях сухого климата.

Поскольку известно испарение снегового покрова и испарение подземных вод, вопрос об испарении подземного льда в сухом климате, мне думается, может быть поставлен с достаточными основаниями. Этот процесс мог бы объяснить порадоксальную приуроченность ископаемых мерзлотных клиньев к такой недоуплотненной породе, как просадочный лёсс. На вопрос о сохранении текстуры и просадочных свойств лёсса, подвергшегося промерзанию, может быть, прольет свет решение вопроса о происхождении пустот в оттаявшем мерзлом грунте, наблюдавшихся некоторыми исследователями.

Минералогия лёсса

В данной статье я не касаюсь вопроса о происхождении гранулометрического состава, пористости и водорастворимых солей в лёссе. Это сделано в другом месте (Кригер, 1965). Очень важным является вопрос о распределении влаги в лёссе. Характерно существование в лёссе «мертвого» горизонта иссушения, в котором не наблюдается сезонного изменения влажности (Денисов, 1953; Кригер, 1961, 1962, 1965; Балаев и Царев, 1964). Это обстоятельство объясняет причину слабой активности эпигенетических процессов в лёссе, делает понятным сохранение его слабоустойчивых свойств и микростратиграфических горизонтов на протяжении значительной части четвертичного периода (Кригер, 1962, 1965; Балаев и Царев, 1964). Слабое развитие эпигенетических процессов заставляет отвергнуть почвенную гипотезу происхождения лёсса.

В связи с этим следует сделать некоторые замечания о минералогическом составе лёсса.

Одним из интересных свойств лёсса является слабая выветрелость слагающих его минералов (Розанов, 1951; Рябченков, 1954, 1961; Седлецкий и Ананьев, 1957; Guenther, 1961). Это объяснимо при допущении субаэрального происхождения лёсса в условиях засушливого и, вероятно, холодного климата. На Русской равнине количество неустойчивых минералов в лёссе несколько уменьшается по мере удаления от области древних оледенений (Лысенко, 1962).

Другой особенностью минералогического состава лёсса является его однородность на значительном протяжении (Рябченков, 1961; Седенко, 1960). Для лёсса разных мест характерно присутствие кварца в количестве 60—75%, полевых шпатов — 10—20% и карбоната кальция — 10—30%. Нахождение в лёссе примеси местных минералов и выделение самостоятельных лёссовых минералогических провинций (Дядченко, 1961) не влияет на вышеуказанный вывод. Однородность минералогического состава лёсса разных районов позволяет высказать предположение о том, что значительная часть лёссового материала принесена ветром.

Некоторые выводы

Для решения проблемы лёсса необходимо строго разделять лёсс и лёссовидные породы. Генезис последних по большей части не кажется столь загадочным, как генезис лёсса. К определению лёсса, помимо общепринятых критериев, мне думается, необходимо добавить покровные условия залегания и достаточную мощность. Именно так можно выделить предмет многолетних споров исследователей, поскольку прослой напоминающего лёсс материала, но залегающего в долинах и имеющего лишь небольшую мощность, едва ли в современной геологии будут представлять собой трудную проблему. Проблема лёсса охватывает широкий круг во-

просов различных наук и, в общем, является палеогеографической. Вводя в определение лёсса условия его залегания, мы можем констатировать необходимость изучения лёсса не в отдельных образцах, а в природной обстановке, во взаимосвязи с другими природными явлениями.

Основное в проблеме лёсса — выяснение географической среды, в которой происходило его образование. На основании вышесказанного можно заключить, что лёсс — продукт субаральных степных условий, причем в Европе и, вероятно, в других местах он связан с холодными степями. Нет оснований связывать территорию седиментации лёссового матерпала с районами постоянной мерзлоты, однако в некоторых случаях такая приуроченность, может быть, имеется. Очевидно, что промерзание и последующее таяние подземного льда может привести к деградации лёсса. Поэтому изучение «сухой» мерзлоты и процессов испарения подземного льда было бы очень важно для дальнейшего познания лёсса. Очень важно также различать следы постоянной и сезонной мерзлоты в лёссе.

Главнейшими факторами, определяющими образование лёсса, надо считать эоловый принос пыли, делювиальный литогенез и сингенетические процессы выветривания и почвообразования в засушливом (семиаридном) климате. Значение эолового элементарного процесса, вероятно, достаточно велико, но к сожалению, пока не может быть оценено количественно. Заслуживает упоминания заметная роль и вулканических процессов в образовании лёсса. Прослой и включения вулканического пепла известны в лёссе различных частей света (Заморий, 1961; Грищенко, 1951; Карлов, 1953, 1963; Ковалев, 1963; Ремизов и Ковалев, 1963; Teruggi, 1957; Schönhalz, 1959). Идеи геологов первой половины XIX в., связывавших образование лёсса с вулканическими явлениями, должны быть признаны не умершими, а видоизменившимися в условиях современной науки.

ЛИТЕРАТУРА

- А р т ю ш к о в Е. В. О физических причинах возникновения полигональных структур в грунтах.— В кн.: «Проблемы палеогеографии и морфогенеза в полярных странах и высокогорье», Изд-во МГУ, 1964.
- Б а л а е в Л. Г. и Ц а р е в П. В. Лёссовые породы Центрального и Восточного Предкавказья. Изд-во «Наука», 1964.
- Г о р е ц к и й Г. И. Погребенные почвы, погребенный почвенный делювий и трещины усыхания как стратиграфические документы при инженерно-геологических изысканиях.— Труды Гидропроекта, 1963, сб. 9.
- Г р и ч у к В. П. К истории растительности Европейской части СССР в четвертичном периоде.— Труды Ин-та географии АН СССР, 1946, вып. 37.
- Г р и ч у к В. П. Основные результаты микропалеоботанического изучения четвертичных отложений Русской равнины.— Материалы по четверт. периоду СССР, Изд-во АН СССР, 1952, вып. 3.
- Г р и ч у к В. П. Основные черты истории растительности Русской равнины в четвертичном периоде.— В кн.: «Современные проблемы географии», Изд-во «Наука», 1964.
- Г р и щ е н к о М. Н. Материалы к характеристике условий залегания и возраста вулканических пеплов четвертичной толщи юга Русской платформы.— Труды Воролежск. гос. ун-та, 1951, 22.
- Д а н и л о в а К. С. Грунтовые жилы и их происхождение.— Материалы к основам учения о мерзлых зонах земной коры, Изд-во АН СССР, 1956, вып. 3.
- Д е н и с о в Н. Я. Строительные свойства лёсса и лёссовидных суглинков. Изд. 2. М., Госстройиздат, 1953.
- Д о с к а ч А. Г. О псевдоперигляциальных явлениях.— В кн.: «Вопросы криологии при изучении четвертичных отложений», Изд-во АН СССР, 1962.
- Д я д ч е н к о И. Г. К минералогии четвертичных отложений Украинской ССР.— В сб.: «Четвертичный период». Киев, Изд-во АН УССР, 1961, вып. 13—15.
- З а м о р и й П. К. Четвертинні відклади Української РСР, ч. I, Вид. Київськ. унів., 1961.
- К а р л о в Н. Н. К вопросу о происхождении приднепровского лёсса.— Докл. АН СССР, 1953, 95, № 5.
- К и р и к о в С. В. Изменение животного мира в природных зонах СССР.— В кн.: «Лесная зона и лесотундра», Изд-во АН СССР, 1960.

- К о в а л е в П. К. К вопросу об условиях образования лёссовидных пород на Северном Кавказе.— Изв. Харьк. отд. Геогр. об-ва СССР, 1963.
- К р и г е р Н. И. Гранулометрический состав лёссовых пород.— Труды Совещания по инж.-геол. свойствам горных пород и методам их изучения, т. 2. Изд-во АН СССР, 1957.
- К р и г е р Н. И. Инженерная стратиграфия и отношение к рельефу лёссовых толщ в связи с оценкой их просадочности.— В кн.: «Сборник трудов Совещания по строительству на лёссовых грунтах в Днепропетровске 29—31 мая 1957 г.» Киев, 1960.
- К р и г е р Н. И. О распределении влаги в лёссовых породах.— В кн.: «Вопросы строительства на лёссовых грунтах», Изд-во Воронежск. инж.-строит. ин-та, 1961.
- К р и г е р Н. И. Лёсс, его свойства и связь с географической средой. Изд-во «Наука», 1965.
- К у н и ц а Н. А. Использование фауны моллюсков для выявления условий и способов образования лёссовых пород Среднего Приднепровья.— Материалы Всес. совещания по изуч. четверт. периода, т. I. Изд-во АН СССР, 1961.
- Л а в р у ш и н Ю. А. Аллювий равнинных рек субарктического пояса и перигляциальных областей материковых оледенений.— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1963, вып. 87.
- Л а р и о н о в А. К., П р и к л о н с к и й В. А., А н а н ь е в В. П. Лёссовые породы Европейской части СССР и их строительные свойства. Госгеолиздат, 1959.
- Л в т в и н о в А. Я. Следы древних криогенных процессов и явлений в окрестностях г. Красноярска.— Труды Ин-та мерзлотоведения АН СССР, 1962, 18.
- Л о м а е в а Е. Т. Некоторые результаты изучения спорово-пыльцевого состава четвертичных отложений Украинской ССР.— Материалы Всес. совещания по изуч. четверт. периода, т. I. Изд-во АН СССР, 1961.
- Л о м т а д з е В. Д. О формировании инженерно-геологических свойств глинистых пород.— Труды Совещ. по инж.-геол. свойствам горных пород и методам их изучения, т. I, Изд-во АН СССР, 1956.
- Л ы с е н к о М. П. Состав, инженерно-геологические свойства и зональность лёссовых пород Европейской части СССР.— Автореф. докт. дисс., МГУ, 1962.
- М о с к в и т и н А. И. «Ледяные» клинья, клиновидные трещины и их стратиграфическое значение.— Бюлл. МОИП, отд. геол. 1940, 18, № 2.
- М о с к в и т и н А. И. О следах мералоты и необходимости их распознавания.— Мерзлотоведение, 1947, 2, вып. 1.
- Н и к о л а е в Н. И. Генетические типы новейших континентальных отложений.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1946, 21, № 4.
- О б р у ч е в В. А. Лёсс, как особый вид почвы.— Бюлл. Комиссии по изуч. четверт. периода АН СССР, 1948, № 12.
- О б р у ч е в В. А. Лёсс Северного Китая.— Труды Комиссии по изуч. четверт. периода АН СССР, 1959, XV.
- П а в л о в А. П. Делювий, как генетический тип послетретичных отношений.— Вестник естествознания, 1890, № 8; то же в кн.: «Павлов А. П. Статьи по геоморфологии и прикладной геологии». Изд-во МОИП, 1951.
- П о п о в В. И., М а к а р о в а С. Д., С т а н к е в и ч Ю. В., Ф и л и п п о в А. А. Руководство по определению осадочных фациальных комплексов и методика фациально-палеогеографического картирования. Л., Гостоптехиздат, 1963.
- П р и к л о н с к и й А. В. Петрогенез и формирование инженерно-геологических свойств горных пород.— Труды Совещания по инж.-геол. свойствам горных пород и методам их изучения, т. I, Изд-во АН СССР, 1956.
- Р а в с к и й Э. И. Перигляциальные явления и перигляциальные зоны плейстоцена Восточной Сибири.— В кн.: «Вопросы геологии антропогена», Изд-во АН СССР, 1961.
- Р е м и з о в И. Н. и К о в а л е в П. В. Физико-географические условия бугского яруса лёсса на Украине.— Изв. Харьк. отд. Геогр. об-ва СССР, 1963.
- Р о з а н о в А. Н. Сероземы Средней Азии. Изд-во АН СССР, 1951.
- Р я б ч е н к о в А. С. Новые данные о происхождении украинского лёсса.— Докл. АН СССР, 1954, 98, № 4.
- Р я б ч е н к о в А. С. Результаты сравнительного изучения минералогического состава четвертичных отложений западной части Русской равнины.— Материалы Всес. совещания по изуч. четверт. периода, т. 2, Изд-во АН, СССР, 1961.
- С е д е н к о М. В. Минералогический состав лёссовидных суглинков Восточного Предкавказья.— Зап. Всес. минерал. об-ва, 1960, ч. 79, № 4.
- С е д л е ц к и й И. Д. и А н а н ь е в В. П. Новые данные о лёссе.— Труды Комиссии по изуч. четверт. периода АН СССР, 1957, XII.
- С е р г е е в Е. М. и М и н е р в и н А. В. Сущность процесса облессования в подзолистой зоне.— Вестник МГУ, Геология, 1960, № 3.
- Т р о ф и м о в И. И. Группа лёссовых пород Таджикистана (опыт комплексных исследований) — Труды Всес. рабочего совещания по итогам изуч. четверт. периода в Ташкенте в 1948 г. Изд-во АН Уз. ССР, 1953.

- У о ш б е р н А. Л. Классификация структурных грунтов и обзор теорий их происхождения.— В кн.: «Мерзлые породы Аляски и Сибири», ИЛ, 1958.
- Ф е д о р о в и ч Б. А. Мерзлотные образования в степях и пустынях Евразии.— Труды Комиссии по изуч. четверт. периода АН СССР, 1962, XIX.
- Ф л и н т Р. Ф. Ледники и палеогеография плейстоцена. ИЛ, 1963.
- Ц е й н е р Ф. Плейстоцен. ИЛ, 1963.
- Ц ы т о в и ч Н. А. О незамерзающей воде в рыхлых горных породах.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1947, № 5.
- Ш а н ц е р Е. В. Генетические типы четвертичных континентальных осадочных образований.— Материалы по четверт. периоду СССР, вып. 2, Изд-во АН СССР, 1950.
- Ш а н ц е р Е. В. О принципах литолого-генетического изучения и фациального анализа четвертичных континентальных отложений.— В кн. «Четвертичный период и его история», Изд-во «Наука», 1965.
- Я н Ч ж у н - ц з я н ь и С у н М э н - л и н ь. Новые находки ископаемых страусов в Китае и их стратиграфическое значение.— Труды Комиссии по изуч. четверт. периода АН СССР, 1959, XIV.
- А с к е р м а n n В. Zur Unterscheidung glacialer und postglacialer Fliesserden.— Geol. Rundschau, 1955, 43, N 2.
- В е с к о w Г. Erdflüssen und Strukturböden der Hochgebirge im Lichte der Frosthebung.— Geol. För. Förh., 1930, v. 52.
- В r a n d t n e r F. Lösstratigraphie und paläolithische Kultur abfolge in Niederösterreich und in den angrenzenden Gebieten.— Eiszeitalter und Gegenwart, 1957, N 7.
- В r o c h u M. Elargissement de la notion de «périglaciare».— Bull. perigl., 1960, N 7.
- С а р е л л о С. Périglaciare ou cryonival? — Biul. perygl., 1962, N 11.
- Д ü с к е r А. Über Strukturböden im Riesengebirge.— Z. Deutsche. Geol. Ges., 1937, 89, H. 3.
- Д y л и k J. Glazy rzezbione przez wiatr u utwory podobne do lessu w Srodkowej Polsce.— Biul. Pánstw. Inst. geol., 1952, 3, N 67.
- Д y л и k J. Badania peryglacialne w Polsce.— Biul. Panstw. inst. geol., 1955, 6, N 70.
- Д y л и k J. Coup d'oeil sur la Pologne périglaciare.— Biul. perygl., 1956, N 4.
- Д y л и k o w a А. Formes contemporaines du type congelifluctif sur le Turbacz (Corce-Carpates).— Biul. perygl., N 4, 1956.
- Fr a n k e l ь L. Nebraska's loess deposits-grassland or woodland environment?— J. Paleontol., 1958, 32, N 3.
- G u e n t h e r E. W. Sedimentpetrographische Untersuchung von Lössen.— Fundament-Reihe B, 1961, I. Köln.
- H a l i c k i В. O roznej genezie strukturalnych deformacji ocadow w srodkowisku hydroplastycznym.— Biul. perygl., 1960, N 7.
- H o l e F. D. A classification of pedoturbations and some other processes and factors of soil formation on relation to isotropism and anisotropism.— Soil Sci., 1961, 91, N 6.
- J a h n А. Some periglacial problems in Poland.— Biul. perygl., 1956, №4.
- J a h n А. Wyżyna Lubelska.— Prace geogr. Inst. geogr. PAN, 1956a, №7.
- K i e l h a c k K. Das Rätsel der Loßbildung.— Z. Deutsch. geol. Ges., Monatsber., 1920, 72.
- L e o n a r d А. B. Stratigraphic zonation of the Peorie loess in Kansas. J. Geol., 1951, v. 59, N 4.
- L i u T u n g - s h e n g, W a n g T i n g - m a i, W a n g K e h - l o c a n d W e n C h i - c h u n g. Chinese loess map of Shansi and Shansi regions.— Sci. Record, Peking, N. S., 1958, 2, N 5.
- L i b o u t r y L. Etudes de cryopédologie dans les Andes du Chili Central.— Biul. perygl., 1957, N 5.
- L o ž e k V. Mollusca Survey of Chechoslovak Quaternary.— Prace Inst. geol., Warszawa, 1961, 34, cz. 1.
- M a r e c h a l R. et M a a r l e v e l d G. C. L'extension des phénomènes périglaciaires in Belgique et aux Pays-Bas.— Meded. geol. stichting, 1955, N 8.
- N e h r i n g А. Über Tundren und Steppen der Jetzt- und Vorzeit, mit besonderer Berücksichtigung ihrer Fauna. Berlin, 1890.
- P e t r à n e k J. Polygonální půdy v Jihošlovanském krašiu.— Sbor. Českosl. společ. zeměpisné, 1953, 58, N 3.
- R i c h t h o f e n F. China. Bd. I. Berlin, 1877.
- S c h ö n h a l s E. Der Basalt-Tuff von Kärlich als Leithorizont des Würm-Hochglacials.— Fortschr. Geol. Rheinland. und Westf., 1959, 4.
- S o e r g e l W. Lössе, Eiszeiten und paläolithische Kulturen. Jena, 1919.
- S o e r g e l W. Diluviale Eiskeile.— Z. Deutsche geol. Ges., 1936, 88, N 3.
- T e r u g g i M. E. The nature and origin of Argentine loess.— J. Sediment. Petrol 1957, 27, N 3.
- T r i c a r t J. France.— Biul. perygl., 1956, N 4.
- T r i c a r t J. Géomorphologie des régions froides. Paris, 1963.
- W e i d e n b a c h F. Über Frostblätterigkeit in Lössen und ihre Entstehung.— Eiszeitalter und Gegenwart, 1956, 7.

ОБ УКРУПНЕНИИ ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКОГО СОСТАВА ПОРОД ЛЁССОВОЙ ФОРМАЦИИ В НАПРАВЛЕНИИ К РЕЧНЫМ ДОЛИНАМ И ПОНИЖЕНИЯМ

Г. И. Горецкий
(СССР)

Укрупнение гранулометрического состава осадков лёссовой формации, т. е. лёссов и лёссовидных пород, в направлении к речным долинам прослежено многими исследователями. В том же направлении изменяются показатели тех физических свойств отложений лёссовой формации, которые тесно связаны с гранулометрическим составом, — прежде всего числа пластичности.

Укрупнение гранулометрического состава пород лёссовой формации к речным долинам большинство исследователей объясняет влиянием ветра, переносящего тонкопесчаные и пылеватые частицы из речных долин на водораздельные склоны и водоразделы. Некоторые исследователи полагают, что в условиях высоких ледниковых водополий, будто бы перекрывавших даже водоразделы, в составе лёссов и лёссовидных пород также должно происходить укрупнение материала к речным долинам.

При инженерно-геологических изысканиях на Запорожском выступе правобережья Украины (рис. 1) было замечено, что гранулометрический состав пород лёссовой формации укрупняется как к речным долинам, так и к крупным балкам и другим местным понижениям, где аллювиальный тонкопесчаный и пылеватый материал слабо развит, а местами даже отсутствует (Горецкий, 1963). Такое укрупнение не может быть объяснено воздействием ветра или влиянием ледниковых водополий.

Наиболее вероятной причиной укрупнения гранулометрического состава пород лёссовой формации в направлении к речным долинам и крупным понижениям является, по-моему, денудационное, особенно делювиальное, перемещение частиц пород по склону.

Денудационное, в том числе и делювиальное, перемещение частиц пород не ограничивается только склоном с более крутыми уклонами рельефа (порядка 3—10°), но распространяется на десятки километров в сторону водоразделов, захватывая присклоновые участки с небольшими уклонами поверхностного рельефа (порядка 0,1—1°).

Такого рода денудационное перемещение материала лёссовых и лёссовидных пород наблюдалось мною в районе водораздела между реками Днепр, Саксагань, Ингулец, Каменка на правобережье Днепра (рис. 1).

Схематический геологический профиль по начальной части водораздела Днепр-Саксагань, на расстоянии до 15 км от Каховского водохранилища (рис. 2), показывает, какие изменения произошли с породами основных горизонтов лёссовой формации при переходе от присклоновой части водораздела к денудационной ступени.

Денудационная ступень образовалась между двумя крупными балочными амфитеатрами. Формирование этой ступени протекало неравномерно, по всей вероятности, в зависимости от колебаний базиса эрозии и климати-

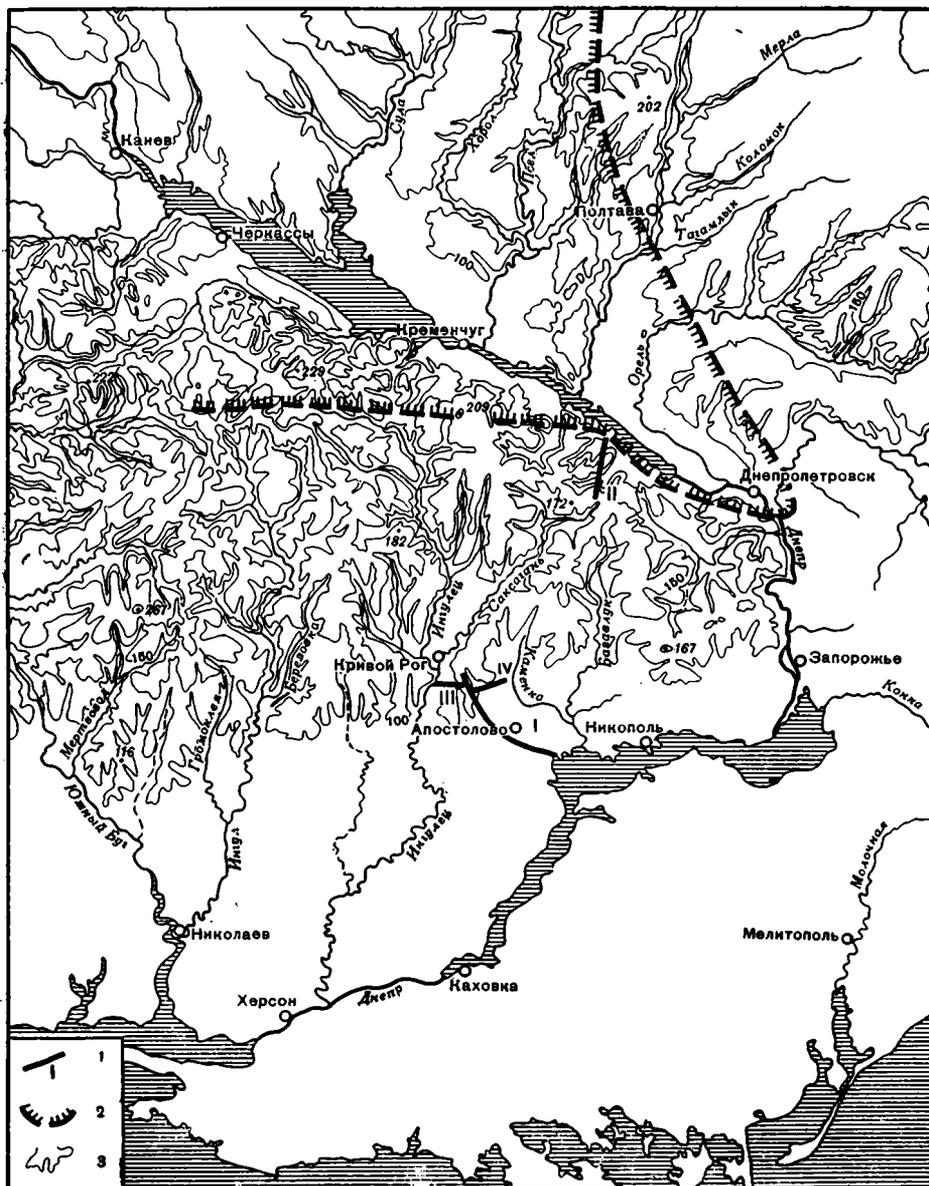


Рис. 1. Схема расположения профилей на Запорожском выступе правобережья Украины

1 — линии геологических профилей и их номер; 2 — границы днепровского оледенения; 3 — горизонтали рельефа

ческих изменений. При наибольшем понижении базиса эрозии и максимальной глубине речных врезов Днепра в венедское и древнезвксинское (кривичское) время произошло значительное уменьшение (в полтора-два раза) мощности березинского и окского горизонтов элювиально-делювиальных и делювиальных пород.

В конце днепровского оледенения, во время рославльского межледниковья (сухого и теплого) и одинцовского межстадиала, под влиянием климатических условий усилились денудационные процессы, что привело к полному сносу на денудационной ступени лихвинской погребенной почвы

и резкому снижению (в два раза и больше) мощности днепровского горизонта лёссовидных пород.

В течение сожского оледенения и его московской стадии, во время миккулинского межледниковья и валдайского оледенения формирование денудационной ступени стабилизировалось: мощности сожского (московского) горизонта лёссов, миккулинской погребенной почвы и валдайского горизонта лёссов не подверглись существенным изменениям при переходе от при-склонового водораздельного участка к денудационной ступени.

Но в продолжение валдайского ледниковья на денудационной ступени произошло усиленное накопление лёссовидных пород, что привело к общему увеличению мощности осадков валдайского горизонта. Возможно, что в этом явлении сказалось ослабление денудационных процессов в после-валдайское время.

Денудационное перемещение материала лёссовых и лёссовидных пород на денудационную ступень и в сторону долины Днепра вообще сопровождалось весьма ощутимым отощением осадков лёссовой формации, что выражается укрупнением гранулометрического состава и уменьшением числа пластичности.

На расстоянии до 36 км от Каховского водохранилища число пластичности пород основных горизонтов лёссовой формации изменяется следующим образом (табл. 1).

Таблица 1

Изменение числа пластичности пород лёссовой формации в направлении к долине Днепра

Расстояние от Каховского водохранилища, км	Число пластичности по горизонтам							Число определений по горизонтам						
	lsQ_3^v	pdQ_3^{mk}	lsQ_2^{ms}	$(ls)Q_2^{dn}$	pdQ_2^{lh}	lsQ_1^{ok}	dQ_1^{ok}	lsQ_3^v	pdQ_3^{mk}	lsQ_2^{ms}	$(ls)Q_2^{dn}$	pdQ_2^{lh}	lsQ_1^{ok}	dQ_1^{ok}
4—8	14,9	13,7	12,3	17,8		15,2	22,4	189	15	36	60		12	8
8—12	17,8	14,9	13,0	19,2	16,5	15,7	28,8	53	19	40	42	10	7	17
12—18	18,0	15,7	15,0	19,2				11	18	15	11			
18—28	19,4	17,7	16,6	21,5	17,7			53	8	9	24	10		
28—36	21,0	17,2	16,1	22,8	20,4	19,2	30,1	43	26	7	7	19	5	20

Примечание: *ls* — лёссов; (*ls*) — лёссовидные отложения; *pd* — погребенная почва; *d* — делювиальные осадки; *ok* — окский горизонт; *lh* — лихвинский горизонт; *dn* — днепровский горизонт; *ms* — московский (сожский) горизонт; *mk* — миккулинский горизонт; *v* — валдайский горизонт.

Постепенное уменьшение чисел пластичности, т. е. отощение пород, в направлении к долине Днепра прослеживается во всех генетических разновидностях и во всех основных горизонтах лёссовой формации. Небольшие отклонения от общей закономерности обнаруживаются лишь в некоторых случаях с малым количеством определений.

Наибольшее снижение чисел пластичности лёссов, лёссовидных пород, погребенных почв и необлёсованных делювиальных осадков приурочено к денудационной ступени (4—8 км от Каховского водохранилища). По-видимому, интенсивность укрупнения гранулометрического состава пород лёссовой формации определяется напряженностью денудационных процессов, зависящей в значительной степени от крутизны склона, близости к речным долинам и пониженным частям овражно-балочных амфитеатров.

Укрупнение гранулометрического состава пород лёссовой формации в направлении к долине Днепра на Запорожском выступе правобережья Украины прослеживается не только при движении с севера на юг (см.

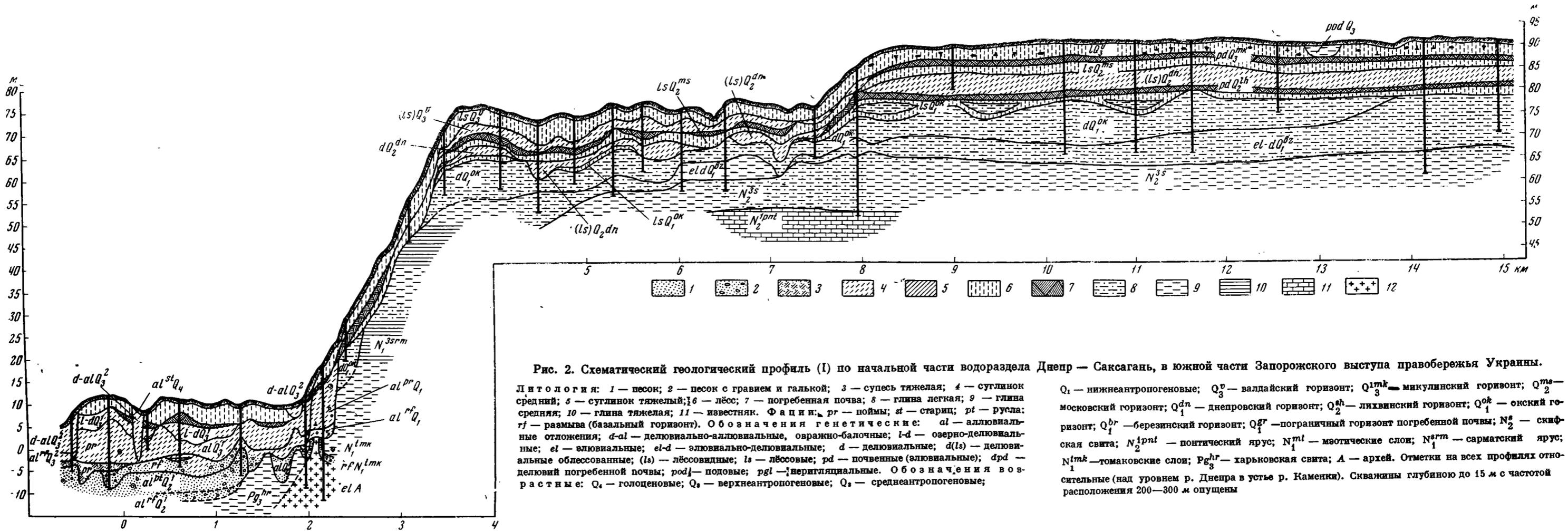


Рис. 2. Схематический геологический профиль (I) по начальной части водораздела Днепр — Саксагань, в южной части Запорожского выступа правобережья Украины.

Литология: 1 — песок; 2 — песок с гравием и галькой; 3 — супесь тяжелая; 4 — суглинок средний; 5 — суглинок тяжелый; 6 — лёс; 7 — погребенная почва; 8 — глина легкая; 9 — глина средняя; 10 — глина тяжелая; 11 — известняк. Фации: *pr* — поймы; *st* — старица; *pt* — русла; *rf* — размыва (базальный горизонт). Обозначения генетически: *al* — аллювиальные отложения; *d-al* — делювиально-аллювиальные, овражно-балочные; *l-d* — озерно-делювиальные; *el* — элювиальные; *el-d* — элювиально-делювиальные; *d* — делювиальные; *d(ls)* — делювиальные облессованные; *(ls)* — лёсовидные; *ls* — лёсовые; *pd* — почвенные (элювиальные); *dpr* — делювий погребенной почвы; *pod* — подовые; *prl* — перигляциальные. Обозначения возрасты: Q_4 — голоценовые; Q_3 — верхнеантропогеновые; Q_2 — среднеантропогеновые;

Q_1 — нижнеантропогеновые; Q_3^v — валдайский горизонт; Q_3^{mk} — микულიнский горизонт; Q_2^{mo} — московский горизонт; Q_1^{dn} — днепровский горизонт; Q_2^{sh} — лихвинский горизонт; Q_1^{ok} — окский горизонт; Q_1^{br} — березинский горизонт; Q_1^{gr} — пограничный горизонт погребенной почвы; N_2^s — скифская свита; N_2^{pnt} — понтический ярус; N_1^{mt} — мезотические слои; N_1^{sr} — сарматский ярус; N_1^{mk} — томаковские слои; Pg_3^{hr} — харьковская свита; *A* — архей. Отметки на всех профилях относительные (над уровнем р. Днепра в устье р. Каменки). Скважины глубиной до 15 м с частотой расположения 200—300 м опущены

рис. 2), но и с юга на север, от верховьев р. Саксагани в сторону Днепровской долины (рис. 3). Процентное содержание в лёссовых породах крупнопылеватой фракции (0,05—0,01 мм) увеличивается в северном направлении от 40—45 до 55—65%.

Укрупнение гранулометрического состава пород лёссовой формации по направлению к северу, в сторону Днепра, по профилю Лозоватка — Бородаевка, сопряжено с увеличением мощностей некоторых горизонтов этих пород. Мощность лёссов окского горизонта возрастает с 4—7 м до 8—12 м; лёссы днепровского и московского (сожского) горизонтов увеличиваются в мощности от 2—5 м до 8—10 м и местами до 10—12 м. Лихвинская погребенная почва возрастает по мощности с 1,5—2 м до 5—6 м, главным образом за счет увеличения мощности погребенного почвенного делювия.

Возрастание мощностей более древних горизонтов лёссовой формации обусловлено, по всей вероятности, денудационным переотложением пород этих горизонтов. Более молодые горизонты лёссовой формации — горизонты валдайских лёссов и микулинской погребенной почвы — не обнаруживают увеличения мощности в сторону долины Днепра (см. рис. 3). В приднепровской части микулинская погребенная почва местами целиком уничтожена, а лёсс валдайского горизонта имеет небольшую мощность. Это является результатом новейших денудационных процессов.

Отошение связанных пород лёссовой формации, сопряженное с увеличением мощности лёссовидных суглинков днепровского горизонта, наблюдается и в широтном направлении, при движении от водораздела на запад, в сторону р. Ингулец (рис. 4).

Лихвинская и микулинская погребенные почвы прослеживаются по этому разрезу почти непрерывно. Микулинская погребенная почва вблизи долины р. Ингулец перекрывает мелкозернистые пески перигляциальной формации. Мощность лёссов московского горизонта и лёссовидных суглинков днепровского горизонта, залегающих между двумя погребенными почвами, возрастает с 3—4 м на водоразделе до 6—8 м на водораздельном склоне у долины р. Ингулец, преимущественно за счет увеличения мощности лёссовидных суглинков днепровского горизонта.

Такое же отошение пород лёссовой формации наблюдается в широтном разрезе восточнее от водораздела в сторону балки Тарановой (рис. 5). Но полоса денудационного переотложения осадков здесь сужается, активно проявляясь главным образом на склонах балки Тарановой и далее на восток, в сторону долины р. Каменки.

Мощность элювиально-делювиальных отложений березинского горизонта, делювиальных пород окского горизонта и лёссовидных осадков днепровского горизонта в склоновой зоне интенсивной денудации уменьшается. Лихвинская и микулинская погребенные почвы полностью уничтожаются или переходят в погребенный почвенный делювий. Валдайские лёссы замещаются делювиальными лёссовидными суглинками.

Таким образом, денудационное переотложение пород лёссовой формации со стороны водораздела между реками Днепр — Саксагань, Ингулец — Каменка (см. рис. 1) в направлении к речным долинам и понижениям распространялось широко, но протекало неравномерно.

Более интенсивно проявлялось денудационное переотложение в направлении к долине Днепра, к ее северной части, что иллюстрируется следующими данными о числах пластичности осадков основных горизонтов лёссовой формации (табл. 2).

Числа пластичности лёссов и лёссовидных пород первых трех горизонтов при движении от водораздела в сторону Днепра в северном направлении снижаются более, чем вдвое; при движении же от водораздела в южном направлении они уменьшаются только в полтора раза. Снижение чисел пластичности в сторону балки Тарановой еще меньше — около одной пятой и ниже. Значит, интенсивность денудационного переотложения в

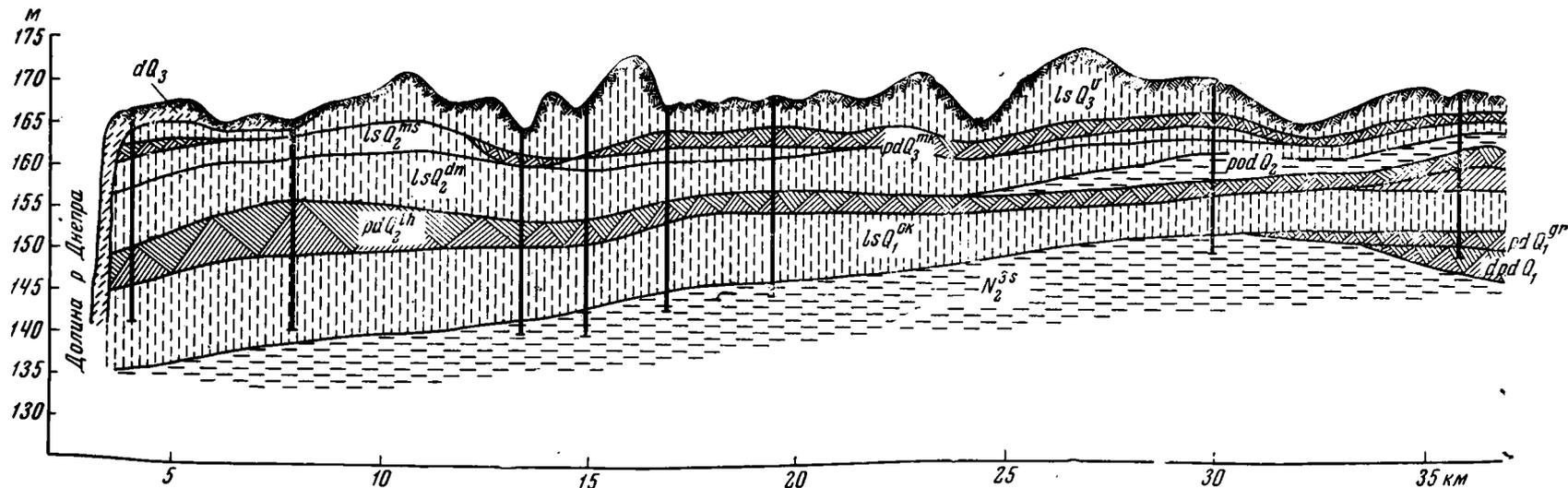


Рис. 3. Схематический геологический профиль (II) в северной части Запорожского выступа правобережья Украины, по водоразделу Саксагань — Днепр (Лозоватка — Бородаевка)
 Условные обозначения см. на рис. 2

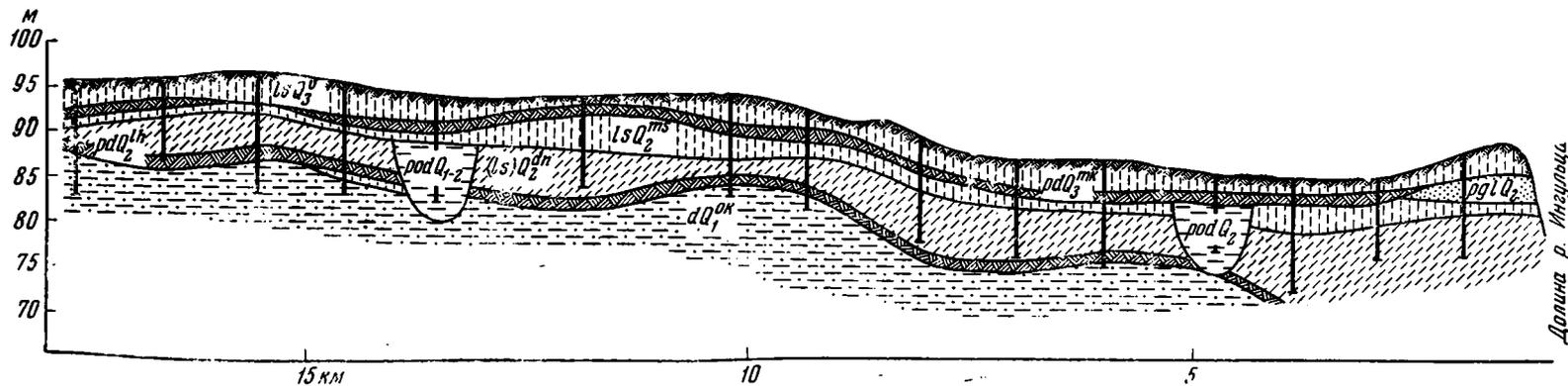


Рис. 4. Схематический геологический профиль (III) широтного направления по западной части водораздела Каменка — Ингулец, от балки Тарановой на с. Новоседовка
 Условные обозначения см. на рис. 1

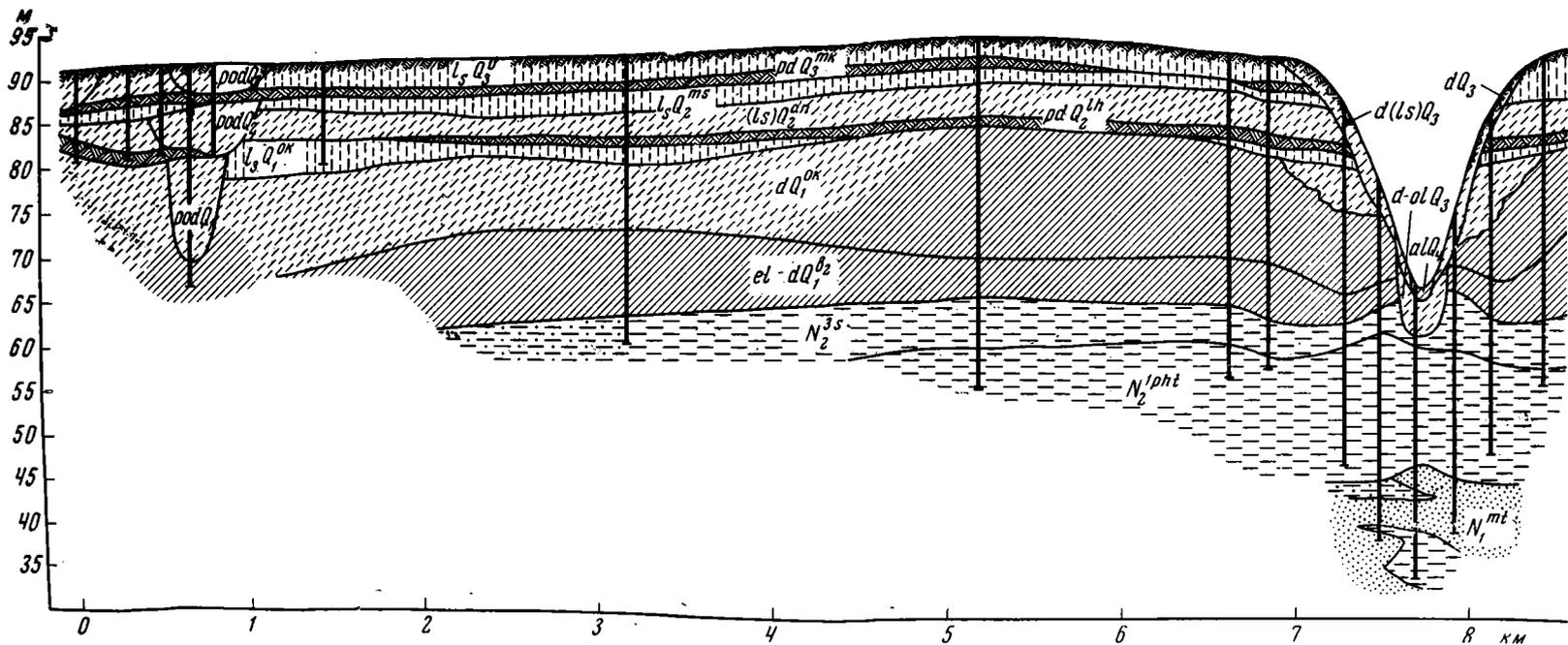


Рис. 5. Схематический геологический профиль (IV) широтного направления по восточной части водораздела Каменка — Ингулец, через балку Таранову

Условные обозначения см. на рис. 2

направлении к речным долинам более высокая, чем в направлении к балочным понижениям.

Весьма интенсивное укрупнение гранулометрического состава и снижение чисел пластичности лёссовых пород в северной части Запорожского выступа отражают более сильное денудационное переотложение этих пород в северном направлении, обусловленное высокой эрозионной расчлененностью северной части Запорожского выступа правобережья Днепра, по сравнению с расчлененностью южной части.

Т а б л и ц а 2

Числа пластичности связных пород основных горизонтов лёссовой формации на Запорожском выступе правобережья Украины

Район	Основные горизонты			
	валдайский	московский (сожский)	днепровский	окский
Водораздельный	21,0	17,9	25,8	30,1
Северный:				
Бородаевка—				
Лозоватка	8,2	6,3	9,9	18,0
Южный:				
Денудационная ступень в 4—8 км от Каховского водохранилища	14,9	12,3	17,8	22,4
Кривой Рог — балка Таранова	19,8	14,0	20,7	29,4

Большая расчлененность северной части Запорожского выступа правобережья Украины видна и на рис. 1, с горизонталями рельефа через 50 м. В северной части больше крупных овражно-балочных амфитеатров, коротких оврагов и балок с крутыми склонами. Коренные доантропогеновые и антропогеновые доднепровские отложения значительно деформированы здесь воздействием днепровского ледника (Веклич, 1958), что делает их более податливыми влиянию склоновой эрозии.

Водораздел между Днепром и реками, текущими на юг (Ингулец, Саксагань, Базавлук и др.), сильно смещен к северной части Запорожского выступа (см. рис. 1), что и способствовало ее более интенсивной эрозионной расчлененности.

При денудационном переотложении происходит отощение пород лёссовой формации, выражаемое укрупнением гранулометрического состава и уменьшением чисел пластичности, и соответственно изменяются все физические и физико-механические свойства этих пород (Горецкий, 1963).

Для иллюстрации ограничимся приведением данных об изменении показателей просадочности пород лёссовой формации по мере удаления от долины Днепра (табл. 3).

Положение уровня грунтовых вод оказывает большое влияние на просадку пород лёссовой формации. При близком залегании грунтовых вод и при полном водонасыщении лёссов и лёссовидных осадков эти породы становятся непросадочными. При одинаковом водонасыщении просадочные свойства отложений лёссовой формации возрастают по мере их отощения, при постепенном продвижении в сторону Днепровской долины.

Итак, можно считать достоверно установленным, что на Запорожском выступе правобережья Днепра происходило отощение пород лёссовой формации от водораздела по всем направлениям в сторону речных долин и

крупных понижений. Это отощение, выражаемое укрупнением гранулометрического состава и снижением чисел пластичности, происходило неравномерно, увеличиваясь в сторону более крупных речных долин и к районам с более сильным эрозионным расчленением.

Т а б л и ц а 3

Изменение показателей просадочности (i_{m_3} , %) пород лёссовой формации по мере удаления от Каховского водохранилища в южной части Запорожского выступа правобережья Украины

Горизонты пород лёссовой формации	Расстоянии от Каховского водохранилища, км		
	4—12	12—28	28—36
Лёсс валдайского горизонта	3,3	1,3	0,7
Микулинская погребенная почва . . .	4,3	1,9	0,9
Лёсс московского горизонта	5,8	2,7	—
Лёсс днепровского горизонта	1,7	0,5	—
Лихвинская погребенная почва . . .	—	2,1	—
Лёсс окского горизонта	2,0	—	—
Делювиальный суглинок окского горизонта	0,1	—	—

Аналогичное отощение лёссов и лёссовидных пород наблюдалось не только на правобережье Днепра, но и в районах Цимлянского гидроузла на Дону (Кавеев, 1958), Доно-Сальско-Маньчской оросительной сети, канала Северный Донец — Донбасс, в бассейне р. Кубани (Горецкий, 1963) и в других местах. Но наиболее подробно оно было изучено на Запорожском выступе правобережья Украины. Именно здесь было обнаружено, что отощение осадков лёссовой формации прослеживается не в направлении преобладающих ветров, а в направлении речных долин и крупных понижений.

Этот факт послужил основанием к объяснению отощения пород лёссовой формации в сторону понижений не с позиций эоловой гипотезы происхождения лёссов, а на основании конкретных фактов денудационного переотложения материала элювиально-делювиальных, лёссовидных и лёссовых пород.

В денудационном переотложении осадков принимают участие делювиальные, солифлюкционно-криогенные, гравитационные, эоловые и пролювиально-делювиальные процессы. На разных генетических отрезках поверхности водораздельных склонов преобладающее участие принадлежит тем или иным денудационным процессам.

В поверхности водораздельных склонов можно различить следующие генетические участки (при движении со стороны водоразделов): 1) пологонаклонная присклоновая поверхность; 2) местные денудационные уступы; 3) местные денудационные ступени и гребни, разделяющие крупные овражно-балочные амфитеатры; 4) бровка склона; 5) собственно склон (уступ) различной крутизны; 6) подножие склона вне конусов выноса; 7) подножие склона с конусами выноса, заметными в рельефе; 8) подножие склонов с целиком слившимися конусами выноса.

Делювиальные процессы преобладают на участках пологонаклонной присклоновой поверхности, с углами наклона $0,1—1^\circ$. При плоскостном и струйчатом стоке дождевых, особенно ливневых, и талых вод происходит дезинтеграция частиц связных пород, вынос глинистых и тонкопылеватых частиц к подножию склона, с аккумуляцией оставшегося материала непосредственно на присклоновой поверхности. Вследствие выноса тонкого

материала происходит отощение осадков лёссовой формации и повышение их мощности в дистальном направлении.

Преобладают делювиальные процессы и на местных денудационных ступенях, но снос материала достигает при этом такой высокой интенсивности, что происходит не только отощение связанных пород, но и значительное уменьшение мощности отдельных горизонтов лёссовой формации.

На собственно склоновых участках (уступах) различной крутизны делювиальные процессы принимают также большое участие. В верхних частях склонов преобладает снос материала, нередко приводящий к полному уничтожению некоторых горизонтов лёссов, лёссовидных пород и погребенных почв; в нижних частях склонов наблюдается накопление перетолженного и отощенного материала.

Делювиальные процессы на склонах приводят к отощению связанных пород лёссовой формации, главным образом вследствие выноса тонких частиц мелкозема. Вынос мелкозема из связанных пород под воздействием дождевых вод заметил еще М. В. Ломоносов. В трактате «О слоях земных», составленном в 1757—1759 гг., М. В. Ломоносов (1949, стр. 68) писал: «...где на низких и покатных местах вымывает легкие черноземные частицы дождями и в даль сносит, а песок, садясь скорее на дно, остается удобнее на старом месте».

Н. И. Маккавеев (1955, стр. 36—37) пришел к выводу, что «интенсивность перемещения твердого материала склоновыми потоками зависит от степени измельчения материала, крутизны склона, скорости течения потока и его глубины... Воздействие дождевых потоков на склон приводит к сортировке частиц грунта на его поверхности... Материал сортируется таким образом, что крупность частиц возрастает к подошве склона».

Делювиально-денудационное переотложение по склону связанных пород лёссовой формации приводит в конечном итоге к отощению этих пород.

Солифлюкционно-криогенные процессы, сопровождавшие накопление пород лёссовой формации, с особенной эффективностью проявлялись на собственно склоновых участках. Морозобойные трещины, ледяные клинья, котлы пучения, трещины усыхания, перемещение талых пород по склону и другие деформации приводили к грандиозному нарушению сплошности и монолитности лёссовых и лёссовидных осадков.

Тщательное изучение текстур пород лёссовой формации, составляющее первоочередную задачу исследователей этих пород, позволяет убедиться в необычайной интенсивности солифлюкционно-криогенных деформаций.

Высокая степень раздробленности пород лёссовой формации на обломки самых разнообразных размеров облегчает перемещение их по склону, воздействие на них гравитационной силы, сортировку материала и вынос тонких частиц с общим отощением осадков. Дезинтеграция пород лёссовой формации усиливается под влиянием активной деятельности землероев, особенно червей и мелких грызунов, создающих многочисленные прямые и обратные кротовины, спальные камеры и ходы сообщения. Способствуют нарушению монолитности лёссов и лёссовидных пород почвообразовательные и геохимические процессы, влияние травянистой растительности с ее сложной корневой системой, а также вертикальное сезонное перемещение поясов увлажнения.

Скорость перемещения обломочков, комочков и частиц пород лёссовой формации по склону под воздействием силы тяжести пропорциональна их массе. Поэтому при преобладающем гравитационном перемещении гранулометрический состав материала в дистальном направлении укрупняется, в противоположность его ветровому и водному перемещениям, при которых гранулометрический состав его укрупняется в проксимальном направлении.

При активном склоновом перемещении лёссовых и лёссовидных пород глины постепенно сменяются суглинками — сначала тяжелыми, затем

средними и легкими, далее супесями — сначала тяжелыми, затем легкими. При особенно сильном склоновом перемещении материала суглинки и супеси преобразуются в тонкие и мелкие пески, что приводит к накоплению пятен или сплошного плаща сепарационного песчаного делювия.

Эоловые процессы участвуют во всех фазах денудационного перемещения лёссовых и лёссовидных пород, наиболее активно проявляясь на участках бровок, собственно склонов и денудационных ступеней.

Проллювиально-делювиальные процессы приурочены преимущественно к подножиям склонов, особенно к подножиям с конусами выноса и к подножиям с целиком слившимися конусами выноса, широко развитыми на речных террасах, где породы лёссовой формации являются полностью переотложенными и сильно отошенными.

Укрупнение гранулометрического состава и снижение чисел пластичности осадков лёссовой формации наблюдается как в направлении к речным долинам и крупным понижениям, так и в вертикальном разрезе, при переходе от древних к более молодым горизонтам лёссов и лёссовидных пород. Эта закономерность отражена в табл. 1 и 2 и на рис. 2—5. Отклонение в намечающуюся закономерность вносится горизонтами лихвинской и микулинской погребенных почв, а также лёссами окского и московского горизонтов; осадки этих четырех горизонтов отличаются наибольшим отошением и наименьшими числами пластичности.

Но в однородных генетических горизонтах (отдельно в лёссах, погребенных почвах, делювиальных лёссовидных суглинках) прослеживается отошение пород от древних к более молодым. Однако лёссы московского горизонта оказываются сильнее отошенными по сравнению с более молодыми лёссами валдайского горизонта.

Процессы лёссообразования были более интенсивно выражены в днепровское и московское (сожское) время, чем в валдайское время. В этом сказывалась, вероятно, большая близость к Запорожскому выступу правобережья Украины края днепровского или сожского (московского) ледника по сравнению с краем валдайского ледника.

В вертикальном разрезе пород лёссовой формации замечается также некоторое увеличение мощности лёссовидных осадков в направлении сверху — от древних к молодым отложениям.

Отошение пород лёссовой формации в направлении к речным долинам и понижениям, проявляющееся во всех горизонтах этой формации, начиная с наиболее древнего — березинского, свидетельствует о чрезвычайно сильно денудационном переотложении материала этих пород в течение всего антропогенного периода.

Денудационное переотложение как бы подготовляло исходный материал для лёссообразования. Из скифских связанных пород, преимущественно глин мощностью до 15—30 м, путем элювиального и денудационного преобразования накопились глины и тяжелые суглинки березинского горизонта темно-коричневого и красновато-коричневого цвета мощностью до 5—12 м. Элювиально-делювиальное происхождение этих глин и тяжелых суглинков, с числом пластичности до 25—36, подтверждается их окраской, сходной с цветом скифских пород, наличием железисто-марганцевых включений и камневидных карбонатных стяжений, обычно встречающихся в скифских глинах.

Денудационное переотложение осадков березинского горизонта привело к преобразованию их в делювиальные глины и суглинки окского горизонта, преимущественно коричневого и желто-коричневого цвета, без камневидных карбонатных включений, с редкими железисто-марганцевыми зернами, с числами пластичности до 18—29, мощностью 5—15 м, увеличивающейся в сторону речных долин и понижений.

Делювиальные суглинки окского горизонта на водоразделе не облессованы, на пологих слабо расчлененных склонах слабо облессованы, на более

же крутых и сильно расчлененных склонах преобразованы в лёссовидные породы и лёссы.

Суглинки днепровского горизонта, залегающие на лихвинской погребенной почве или непосредственно на окском лёссе, имеют преобладающую мощность 4—6 м, возрастающую в сторону речных долин и уменьшающуюся на денудационных ступенях. Суглинки днепровского горизонта облессованы, а на сильно расчлененных водораздельных склонах превращены в лёссы.

Лёссы московского горизонта не отделены от лёссовидных суглинков днепровского горизонта погребенной почвой рославльского или одинцовского времени. Поэтому нет препятствий к рассмотрению их как переотложенных и сильнооблессованных суглинков днепровского горизонта. Стратификационные отношения осадков московского и днепровского горизонтов, по отсутствию между ними погребенной почвы, аналогичны отношениям березинского и окского горизонтов, также обычно не разделенных погребенными почвами.

Лёссы и лёссовидные суглинки валдайского горизонта отделяются от московского лёсса почти повсеместно выраженной микулинской погребенной почвой. Эта почва уничтожена лишь в немногих местах, на крутых склонах и на денудационных ступенях.

Почти повсеместная сохранность лихвинской и микулинской погребенных почв на Запорожском выступе правобережья Украины не дает возможности объяснить происхождение исходного материала днепровского, московского и валдайского лёссов только денудационным переотложением подстилающих их пород. Но участие денудационных процессов в накоплении лёссов и лёссовидных осадков верхних горизонтов (от днепровского и выше) можно считать доказанным. Проявлялись процессы денудационного переотложения и при накоплении пород нижних, доднепровских горизонтов лёссовой формации.

В заключение хочется высказать пожелание, чтобы факты отождения лёссов и лёссовидных суглинков, укрупнения гранулометрического состава и снижения чисел пластичности их в направлении к речным долинам и крупным понижениям были проверены и детально изучены в других районах СССР и за его рубежами.

Л И Т Е Р А Т У Р А

- В е к л и ч М. Ф. Четвертинні відклади правобережжя середнього Дніпра. К., Изд-во АН УССР, 1958.
- Г о р е ц к и й Г. И. Погребенные почвы, погребенный почвенный делювий и трещины усыхания как стратиграфические документы при инженерно-геологических изысканиях.— Труды Гидропроекта. М., 1963, сб. 9.
- К а в е е в Т. С. Лёссовые породы территории орошения Ростовской области (условия залегания и просадочность). Автореф. канд. дисс., МГУ, 1958.
- Л о м о н о с о в М. В. О слоях земных. М.— Л., Госгеолгиздат, 1949.
- М а к к а в е е в Н. И. Русло реки и эрозия в ее бассейне. Изд-во АН СССР, 1955.

ОБРАЗОВАНИЕ ЛЁССОВЫХ ПОРОД НА ТЕРРИТОРИИ БЕЛОРУССИИ

*К. И. Лукашев, И. А. Добровольская,
В. К. Лукашев*

(СССР)

Лёссовые породы широко развиты в пределах Белоруссии. Они встречаются в комплексе флювиогляциальных, аллювиальных, делювиальных и моренных отложений, обнаруживая в своем размещении тесную связь с различными генетическими типами рельефа: моренными возвышенностями, водораздельными плато и их склонами, террасами речных долин (Днепр, Сож и др.).

Наиболее значительные пространства лёссовых пород приурочены к обширному Оршанско-Могилевскому плато. Другие районы их распространения (рис. 1, 2) представлены крупными «островами» (Минская, Новогрудская, Мозырская возвышенности). Подстилаются лёссовые породы самыми разнообразными отложениями: красно-бурой валунной супесью, водно-ледниковыми суглинками, древнеаллювиальными песками, озерными супесями, суглинками, иногда глинами.

Мощность их колеблется от 0,5 до 10—12 м. Наиболее мощные толщи характерны для пород, залегающих в окрестностях городов Мозыря и Мстиславля. Состав лёссовых отложений в толщах является более или менее однородным. Во многих случаях, однако, в них встречаются прослой и линзы кварцевого песка, торфа и погребенной почвы.

Авторы на протяжении ряда лет изучали взаимосвязь лёссовых пород с другими генетическими типами отложений, их литологические и химические особенности. По этому вопросу опубликованы ряд статей и монография (Лукашев, 1961).

Наши исследования лёссовых пород Белоруссии показывают, что накопление их происходило в перигляциальных условиях и связано главным образом с размывом и дифференциацией моренных, флювиогляциальных, делювиальных, озерно-аллювиальных и других отложений. Водный фактор является решающим в седиментации лёссового материала и его распространения по площади. Этим обусловлена теснейшая связь залегания лёссового материала с конечноморенными возвышенностями и плато, флювиогляциальными, делювиальными и озерно-аллювиальными отложениями. Приведем некоторые примеры.

Полевые наблюдения показывают (рис. 3), что моренные гряды БССР состоят из трех главных фаций: 1) собственно морены (или неслоистые отложения, по классификации Р. Флинта), 2) слоистые ледниковые отложения, образованные на контакте с льдом, и 3) плащ, состоящий из алевритового материала с примесью песка и валунно-галечного материала. По своему происхождению этот плащ, вероятно, связан с течением грунта (солифлюкция) во время осаднения или вытаявания морены. На фотографии видно, что во впадине между моренными холмами мощность плаща увеличивается. Породы этого плаща имеют разный гранулометрический состав (иногда они хорошо отсортированы), часто палевую окраску, карбонатны, и в ряде случаев представляют собой породу, которую можно назвать лёссом. Возникает предположение, что из трех фаций морен эта фация представляет особый интерес с точки зрения происхождения лёссов.

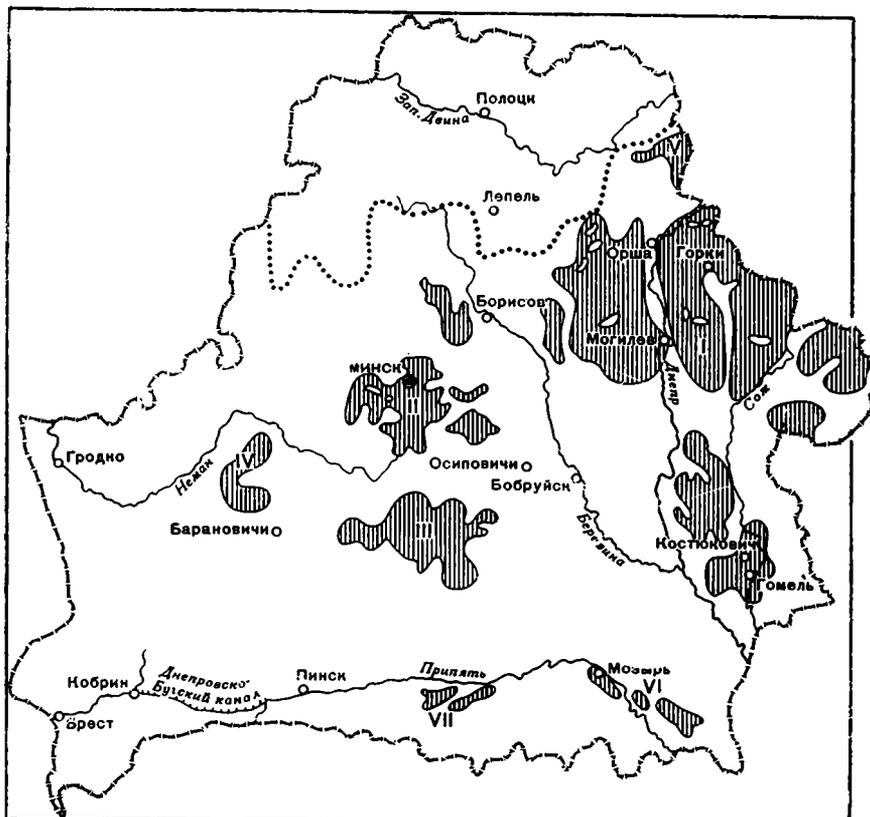


Рис. 1. Схема основных районов распространения лёссовых пород на территории БССР (по Лукашеву и Стецко, 1960)

I — Орошанско-Могилевский; II — Минский; III — Слуцкий; IV — Новогрудско-Жореличский
 V — Лиозненский; VI — Мозырско-Хойниково-Брагинский; VIII — Туровский. Пунктиром обозначена граница последнего (вюрмского) оледенения

Эта фация могла являться главным источником накопления лёссового материала. Этот материал мог сдуваться с подсохших возвышенностей, участвовать в делювиально-пролювиальных процессах и попадать в водные потоки, водоемы озерного характера и балки.

Моренные возвышенности разных районов БССР сильно различаются. Полевые наблюдения показывают, что в основном они сложены слоистыми водно-ледниковыми песчаными фациями.

В пределах моренных возвышенностей встречаются узлы, сложенные неслоистыми моренными отложениями, или собственно мореней. Наиболее мощные накопления лёссовых пород встречаются локальными участками и связаны именно с этими узлами, что особенно хорошо видно в районе Мозырской возвышенности (Лукашев, Сологуб, 1963), где лёссы расположены сравнительно небольшой полосой около 1 км ширины на северном и северо-восточном склонах. Фация лёссов в пределах моренной возвышенности является не чем-то изолированным, а связана с рядом переходных тонкозернистых пород, по своим свойствам (гранулометрии, окраске) приближающимся к лёссам. Эти породы находятся внутри морены, чем подтверждается, что весь комплекс по времени осаднения сингенетичен. Для Мозырской гряды характерно широкое распространение, наряду с моренной, песчаных водно-ледниковых фаций.

Изучение гранулометрических особенностей (анализ кумулятивных кривых, распределение M_d и S_0) показало, что M_d пород (например, мо-

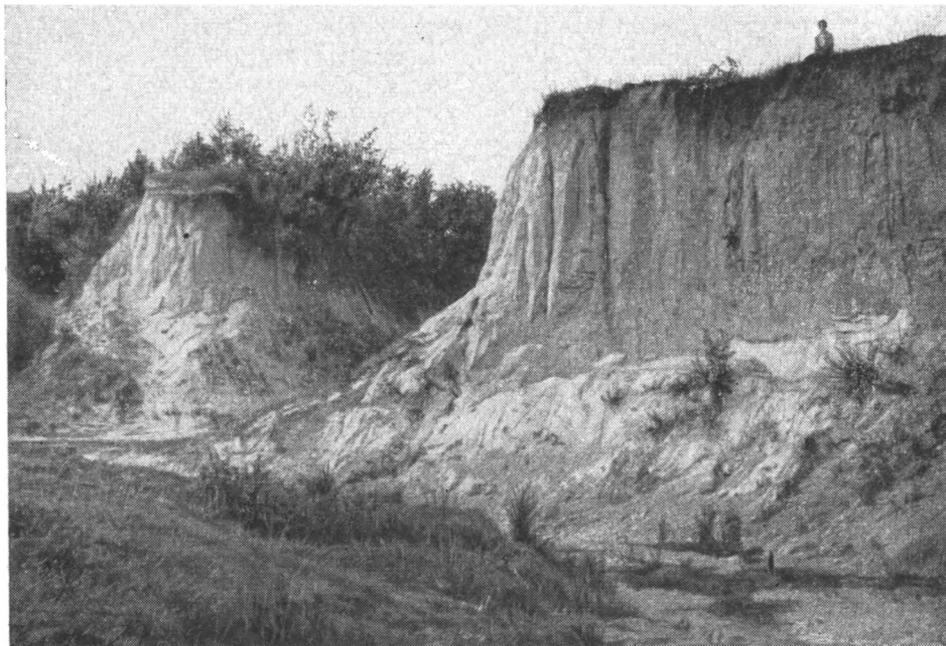


Рис. 2. Лёсы в районе д. Рутковичей (Новогрудская возвышенность)

Фото В. К. Лукашева

рены и лёссов) в ряде случаев почти одинаков, что указывает на один и тот же исходный материал в теле ледника. Однако в пределах гряды имелись очень разные условия осадконакопления, которые привели к сильной дифференциации вещества. Это нашло отражение в большой разнице коэффициента сортировки пород. Коэффициенты сортировки в морене, переходных породах и типичных лёссах изменяются от 6,253 до 1,069. Различия в коэффициентах сортировки между лёссами и переходными породами менее выражены. Есть породы, лучше отсортированные, чем лёсы. Например, материал одной из линз морены (образец 11 — 2) имеет $S_0 = 1,069$. Но разница между лёссами и переходными породами проявляется в M_d (0,024 мм — лёсы, и 0,036—0,077 мм — переходные породы), и главным образом в одной из характерных черт лёссов — содержании фракции 0,075—0,01 мм (75,09—82,83% в лёссах и 42,83—77,01% — в переходных породах). Морена в районе Мозыря суглинистая и содержит большое количество пылеватых и глинистых частиц, что при флювиальной переработке содействует накоплению лёссового мелкозема.

Изучение текстурных особенностей лёссов очень важно для понимания механизма их накопления.

Отдельные сведения о слоистости в лёссах БССР имеются в ранее опубликованных работах К. И. Лукашева, В. М. Мотуза и др.

В лёссах БССР наблюдаются горизонтальная, косая и другие виды слоистости, что указывает на различные условия накопления осадков (рис. 4). Проведенные в последнее время авторами наблюдения позволили шире использовать этот критерий для понимания механизма накопления лёссов.

В г. Словечно, на улице Братьска, на склоне долины имеется хорошее обнажение лёссов мощностью 13 м, которые прослеживаются вдоль дороги на протяжении более чем 100 м. В толще типичных лёссов встречаются тонкие прослой песка, мелкого гравия, отдельные песчаные карманы, орт-

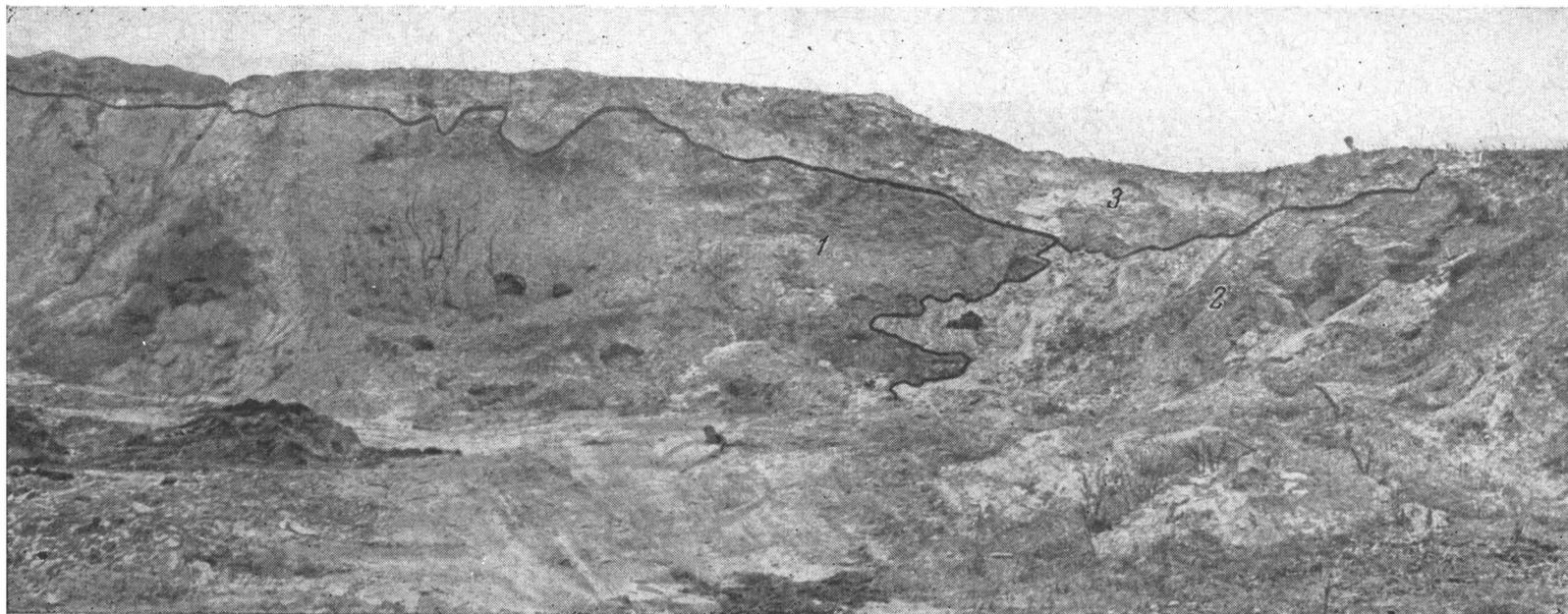


Рис. 3. Главные фации моренных отложений БССР:

1— собственно морена; 2 — слоистые ледниковые отложения, образованные на контакте со льдом; 3 — плащ, состоящий из алевритового материала с примесью песка и валуно-галечникового материала

Фото В. К. Лукашева

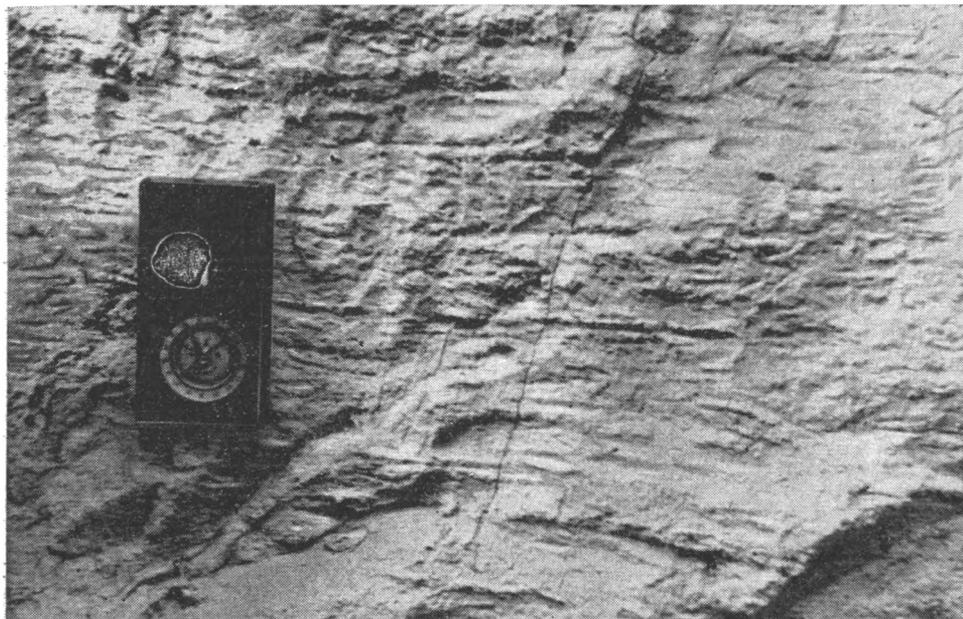


Рис. 4. Слоистость в лёссах в районе г. Мозыря

Фото В. К. Лукашева

занды. Слоистость обусловлена чередованием слоев более крупных частиц (мощностью около 1 мм) и мелких частиц (мощностью 2—3 мм), что хорошо видно при изучении шлифов под микроскопом. Слоистость в лёссах волнистая. Расстояние между гребнями волн (длина) колеблется от 5 до 10 м, в основном около 6 м, высота волн около 1,5 м. Гребни асимметричные. Падение слоев на крутом склоне гребня (обращенные вниз к долине) достигает 20° , на пологом 10° и меньше.

В целом текстура напоминает немного наклоненную по направлению к долине синусоиду и прослеживается на расстоянии около 40 м. В одном месте в обнажении была отмечена оттененная ортзандами текстура, напоминающая следы подводного оползания. Некоторые интересные сведения о слоистости в лёссах получены авторами в обнажениях в г. Мозыре, где также встречается волнистая слоистость в лёссах.

В одном из обнажений в переулке Калинина (г. Мозырь) можно наблюдать, как небольшое углубление (около 30 см) на размытой поверхности морены нашло отражение в слоистости вышележащих лёссов. В пределах углубления слои изогнуты. По-видимому, при отложении материала здесь было небольшое завихрение, что могло иметь место в движущейся среде. В 20 см выше края ямки слои становятся горизонтальными и параллельными один другому.

Интересный для лёссов тип слоистости наблюдается в карьере на улице Новая Фрунзовка, где в толще моренной супеси лежит слой лёсса толщиной 1 м. Выше он перекрыт толщей грубозернистого песка с галькой (мощностью около 2 м), которая по характеру напоминает абляционную морену.

В лёссах видна четкая слоистость типа ряби течения. Она представляет собой тонкую, волнистую, линзовидную слоистость. В лёссах в районе г. Мозыря наблюдаются также текстуры подводного оползания. Изучение слоистости подтверждает, что накопление материала происходило не в спокойной водоеме, а в движущейся среде, о чем свидетельствуют волнистая

слоистость и завихрение в местах, где имелись неровности в подстилающей морене. Значительная скорость потока объясняет хорошую сортированность и накопление большой массы осадка. Такое явление может быть связано с мутьевыми потоками в приледниковых водоемах. Однако не весь лёссовый материал оставался в пределах вытаявшей морены. Часть материала попадала в водные потоки и осаждалась в виде аллювиального и озерного лёсса на некотором удалении от края ледника.

Примером озерно-аллювиального лёсса являются лёсы Мстиславля, где они находятся в ассоциации с озерными глинами и суглинками.

Часть ледникового материала сдувалась с подсохших моренных возвышенностей и плато и в виде эоловой пыли примешивалась к другим осадкам. Однако доказательств крупных накоплений лёсса (порядка нескольких метров) эоловым путем мы привести не можем.

В ряде лёссовых толщ наблюдаются горизонты погребенных почв и торфяников.

Определение абсолютного возраста образца торфа, отобранного Н. С. Чеботаревой в 1962 г. из разреза у дер. Тимошквичи, Кореличского района, Гродненской обл., показывает, что он имеет возраст 1720 ± 170 лет.

Этот разрез приурочен к громадной древней балке бассейна р. Неман. Слой торфа находится на глубине 3,5 м от поверхности и покрыт алевритами овражно-делювиального генезиса. Эти алевриты имеют облик лёссов.

Верхняя часть толщи тимошквичских лёссовых пород (до глубины 1,20 м) почти полностью лишена карбонатов. Ниже этой глубины содержание CaCO_3 достигает 12,53%. Кажущаяся неоднородность химического состава лёссовых пород верхней и нижней части толщи является следствием неравномерного распределения карбонатов. При сравнении химических анализов исследованных пород, пересчитанных на бескарбонатное вещество, становится очевидным их довольно однородный состав.

В гранулометрическом составе тимошквичских лёссовых пород, подобно остальным белорусским лёссам, преобладает фракция 0,075—0,01 мм (63,34%) и фракция 0,01—0,005 мм (10,56%); фракция меньше 0,005 мм составляет в среднем 9,8%.

Приведенные данные по определению абсолютного возраста встречаемых в толщах тимошквичских лёссовых пород погребенных почв и торфяников могут в корне изменить наши представления о каких-то специфических условиях лёссообразования: аридность ледникового климата и т. д.

Для лёссовых пород Белоруссии характерны следующие колебания в содержании основных компонентов химического состава (в процентах на абсолютно сухую бескарбонатную породу): SiO_2 — 75,94—87,72; Al_2O_3 — 5,68—11,31; Fe_2O_3 — 1,64—3,63; Fe_2O — 0,14—0,36; TiO_2 — 0,33—0,45; MgO — 0,28—2,11; CaO силикатов 0,00—0,69; K_2O — 1,68—2,83; Na_2O — 0,70—1,21; SO_3 от следов до 0,34; п. п. п. (без CO_2) — 0,63—2,20; CO_2 — 0,00—6,53; H_2O гигроскопическая 0,53—3,07; CaCO_3 — 0,00—18,16. Химический состав находится в тесной связи с гранулометрическим, и наблюдаемые вариации в содержании SiO_2 и Al_2O_3 являются следствием наличия на исследуемой территории литологических разновидностей от тяжелых лёссовидных суглинков на севере (Дубровно) до пылеватых супесей на юге (Мозырь).

В целом содержание SiO_2 и R_2O_3 в исследуемых породах находится в пределах, характерных для лёссовых пород приледниковых и ледниковых районов.

В ряде случаев имеет место почти тождественная близость химического состава гранулометрических фракций одинаковой размерности, выделенных из лёссовых и подстилающих пород (озерных суглинков, глин). Отличаются эти породы лишь количественным соотношением фракций. Очевидно, материал, послуживший источником их образования, был общим, и различались лишь условия их отложения.

Характерна выдержанность химического состава по разрезу. Особенно четко это наблюдается в тех случаях, когда вниз по разрезу лёссовые породы постепенно переходят в озерные суглинки (Мстиславль). В сущности только количество CaO и CO_2 испытывает сколько-нибудь заметное колебание. Некоторые вариации в содержании SiO_2 и Al_2O_3 вызваны наличием микропрослоек кварцевого песка и проникновением по корням растений и трещинам свободных окислов железа из почвенных горизонтов, что влияет на изменение процентных соотношений отдельных окислов в химическом составе.

Возможно, что имеет место небольшое движение алюминия в почвенном профиле в виде органо-минеральных соединений, либо под прикрытием органических коллоидов. На это указывает несколько меньшее содержание Al_2O_3 в образцах из верхних горизонтов некоторых разрезов. Не исключена также вероятность небольшого перераспределения SiO_2 в пределах действия почвенных процессов.

Таким образом, сравнительно равномерное распределение Si , Al , Fe , Ti по толщам и рН среды водных суспензий, лежащее в пределах их наименьшей растворимости (подвижности), свидетельствует о том, что геохимическая направленность гипергенных процессов в белорусских лёссовых породах не способствовала миграции значительных масс перечисленных элементов.

Для белорусских лёссовых пород весьма характерно также довольно выдержанное в пределах каждого местонахождения содержание Na_2O и K_2O . Это, наряду с данными минерало-петрографического исследования, выявившего среди полевых шпатов песчано-алевритовых фракций преобладающие зерна, содержащих умеренное количество продуктов разрушения (несущих следы окатанности и растворения), позволяет предположить, что гипергенные процессы не способствовали активному разрушению полевых шпатов и выносу щелочей. Об отсутствии значительных гипергенных изменений свидетельствует также довольно хорошая свежесть основной массы частичек гидрослюды фракции $<0,001$ мм (Лукашев, Дромашко, 1961).

Тем не менее наблюдается наличие некоторого, хотя и незначительного, перераспределения вещества в толщах белорусских лёссовых пород: присутствие в составе песчано-алевритовых фракций небольшого количества совершенно разрушенных полевых шпатов, несущих на себе следы гипергенных преобразований; наличие тончайших прожилков вторичной гидрослюды, обнаруженных при изучении плоскопараллельных шлифов пород под микроскопом, и следы монтмориллонитизации гидрослюды фракции $<0,001$ мм (Чикилевский, 1961).

Однако все эти изменения отражают лишь незначительное перераспределение вещества, происходившее в толщах изучаемых пород.

Заслуживают внимания данные изучения особенностей поглощающего комплекса и комплекса поглощенных оснований белорусских лёссовых пород (Добровольская, 1963).

Полученный экспериментальный материал позволяет высказать ряд предположений о геохимических особенностях условий осадконакопления и формирования исследуемых лёссов, о времени их карбонатизации.

Емкость поглощения исследуемых пород колеблется от 4,8 до 18,5 *М-экв*/100 г, что характерно для пород гидрослюдисто-кварцевого состава. Поглощающая емкость растет с ростом содержания частиц $<0,005$ мм (особенно $<0,001$ мм) и уменьшается с ростом молекулярного отношения SiO_2 к R_2O_3 (основную массу SiO_2 составляет практически не участвующий в обменной адсорбции кварц).

Преобладающим катионом в поглощающем комплексе является Ca^{+2} (46,4—64,4% от емкости). Поглощенный Mg составляет 16,4—52,2% *М-экв*.

Количество обменного Na^+ весьма различное: в мстиславльских поро-

дах его содержится от 12 до 36% *М-экс*, в породах остальных образцов — всего 1—4% *М-экс*.

Накопление большого количества Na^+ в коллоидном комплексе мстиславльских пород, содержащих в твердой фазе до 11% CaCO_3 , можно объяснить следующим образом: при седиментации и диагенезе мстиславльских пород не происходило растворения CaCO_3 . В таких условиях могло происходить накопление в поглощенном комплексе ионов Na^{+1} , высвобождающихся при гидролизе алюмосиликатов.

Самое незначительное место в поглощенном комплексе занимает K^+ (0,04—5,6% *м-экс*/100 г).

В лёссовых породах окрестностей Логойска, Дубровно, Минска обнаружен прочносвязанный поглощенный водород (0,07—2,4 *м-экс*/100 г), а в дубровских — также обменный (0,3—1,26 *м-экс*/100 г).

Экспериментально установлено, что коллоидный комплекс перечисленных пород недонасыщен по отношению к иону кальция. Эти породы проявляют способность поглощать Ca^{+2} из раствора CaCl_2 (явление, ранее обнаруженное А. Н. Соколовским, В. Н. Дубовской, и др. при изучении украинских лёссов). Адсорбционная недонасыщенность основаниями, в том числе кальцием дубровенских, минских, логойских пород, мощность которых не превышает 3,0 м, является следствием действия почвенных процессов. Эти процессы привели не только к растворению и выносу CaCO_3 из толщ, но и к частичному вытеснению иона кальция из поглощенного комплекса пород. Способность поглощать Ca^{+2} из раствора CaCl_2 лёссовыми породами Мстиславля, содержащими до 11% CaCO_3 , так же, как наличие сравнительно значительного количества обменного Na^+ , дает основание предположить, что условия седиментации этих пород и последующие диагенетические процессы не способствовали растворению CaCO_3 , основная масса которого, по нашему мнению, принесена вместе с алевритовым материалом.

Очевидно, в растворах, контактировавших с осадком и с породой, было мало свободного CO_2 . Оно не обеспечило смещения карбонатного равновесия в сторону образования значительных количеств гидрокарбоната кальция. Имело место равновесное состояние, при котором коллоидный комплекс пород остался недонасыщенным по отношению к Ca^{+2} . Активная реакция среды могла быть только щелочной (скорее, слабощелочной). Гидрокарбонатные растворы, возникающие в почвенных горизонтах при участии CO_2 органического вещества, мигрировали по наиболее доступным каналам, микро- и макротрещинам, выкристаллизовываясь в них и не промачивая всю толщу. Таким путем возникли карбонатные скопления в виде желваков, состоящие на 47—78% из CaCO_3 .

В мстиславльских лёссах действие этих процессов ослабевает с глубиной, о чем свидетельствует падение коэффициента насыщенности кальцием коллоидного комплекса, начиная с карбонатного горизонта.

На исследуемой территории имеются также лёссовые породы, коллоидный комплекс которых полностью насыщен основаниями. В мозырских лёссовых породах не обнаружен поглощенный водород, и Ca^{+2} из раствора CaCl_2 в них не поглощается.

Можно предположить, что геохимическая направленность процессов, происходивших в толщах мозырских лёссовых пород, имели отличие от процессов, протекавших в мстиславльских породах.

Вполне возможно, что в мозырских лёссах вследствие особенностей механического состава (весьма небольшое содержание глинистых фракций, наличие песчаных фракций и т. д.) происходила активная инфильтрация гидрокарбонатно-кальциевых растворов из верхних горизонтов.

На основании данных, полученных при изучении лёссовых пород Белоруссии, мы приходим к выводу, что основные процессы накопления элементов в лёссах связаны с сингенетической стадией осадконакопления и

подтверждают ранее высказанное К. И. Лукашевым и С. Г. Дромашко (1961) положение о методической ошибке, получающейся при разделении процесса лёссовобразования на два этапа: принос и облессование материала.

Процесс накопления материала и его превращение в породу — это единый процесс осадконакопления — лёссовый литогенез. Все основные особенности лёссовых пород закладывались в стадии сингенеза.

Диagenетические изменения, связанные с действием процессов почвообразования и выражающиеся главным образом в выносе CaCO_3 , охватили целиком лишь маломощные толщи. В толщах пород значительной мощности влияние этих процессов затронуло только верхние, почвенные горизонты, ниже которых лёссовые породы не претерпели существенных диagenетических изменений.

Приведенные данные по строению, литологии, минералогическому и химическому составу дают основание говорить об образовании лёссовых пород на территории БССР при господствующем участии водных процессов. Такие литологические критерии, как медианный диаметр лёссового материала, коэффициент сортировки, тип слоистости, могут значительно помочь более детальному фациальному исследованию лёссовых пород.

Новые данные по определению абсолютного возраста в сочетании с палеогеографическими исследованиями обогащают наши представления об условиях лёссовобразования.

Изучение химических и минералого-петрографических особенностей белорусских лёссовых пород не позволяет механически разделить процесс лёссовобразования на два этапа — принос и облессование материала. Это единый процесс лёссового литогенеза.

ЛИТЕРАТУРА

- Виноградов А. П., Девирц А. Л., Добкина Э. И., Маркова Н. Г. Определение абсолютного возраста по C^{14} , сообщение 4.—*Геохимия*, 1963, № 9.
- Добровольская И. А. Химическая характеристика лёссовых пород Белоруссии.— Автореф. канд. дисс. Минск, 1963.
- Лукашев К. И. Проблема лёссов в свете современных представлений. Минск, Изд-во АН БССР, 1961.
- Лукашев К. И., Дромашко С. Г. Некоторые вопросы генезиса лёссовых пород Белоруссии.— В сб. «Материалы по генезису и литологии четвертичных отложений». Минск, Изд-во АН БССР, 1961.
- Лукашев В. К. и Сологуб В. М. О накоплении лёссового материала в процессе осаднения конечной морены (на примере Мозырской гряды).— Докл. АН БССР, 1963, VII, № 8.
- Чиклевский Л. И. Некоторые результаты электронномикроскопического изучения лёссовых пород БССР.— Изв. АН БССР, серия физ.-техн. наук, 1961, № 2.

НЕКОТОРЫЕ СЕДИМЕНТОЛОГИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ И СВОЙСТВА МОРЕННЫХ СУГЛИНКОВ ЗАПАДНОЙ ПОЛЬШИ

Б. Крыговский

(Польша)

Характер накопления моренных суглинков изучен еще недостаточно детально, хотя они занимают гигантские площади и низменности Европы. Мало изучена дифференциация этих образований не только в вертикальном направлении, но и в горизонтальном (их региональная дифференциация). С этим связаны серьезные трудности в определении возраста отдельных горизонтов моренных суглинков.

Для разрешения этой проблемы в нескольких пунктах нашей страны были проведены очень тщательные исследования валунных суглинков с целью получения данных для классификации этих образований. Эти исследования имеют, конечно, и практическое значение.

Были рассмотрены следующие параметры и свойства моренных суглинков: а) цвет; б) характер слоистости (структура); в) характер сланцеватости (призматическое раскалывание и пр.); г) ориентировка гальки; е) истирание зерен; ж) упрощенная петрографическая характеристика; з) тяжелые минералы; и) глинистые минералы; к) некоторые химические свойства.

Образцы суглинков обычно отбирались через каждые 15 см по вертикали. Опробывались моренные суглинки двух последних оледенений — балтийского и среднепольского. Всего было проанализировано 600 образцов.

Характеристика параметров и свойств моренных суглинков, полученных в результате проведения работ, дается ниже.

Цвет

Хорошо известно, что изменения цвета моренных суглинков бывают весьма заметными. Цвет изменяется не только в вертикальном, но и в горизонтальном направлении. Связь этого явления с местными особенностями геологического строения хорошо известна и отражена во многих работах (Flint, 1957; Woldstedt, 1954; Ruchin, 1958). Механические процессы, действующие с различной интенсивностью в разные периоды, изменяют окраску суглинков в еще большей степени. Поэтому цвет может служить только вспомогательным критерием при классификации моренных суглинков.

Слоистость

По характеру слоистости моренные суглинки можно разделить, по крайней мере, на три группы: а) хорошо слоистые суглинки; б) неясно-слоистые суглинки; в) суглинки, лишенные слоистости.

Последний тип встречается очень часто. Мнение о том, что слоистость моренных суглинков является отражением слоистости покровного льда у

его основания, вероятно, соответствует действительности. С другой стороны, отсутствие слоистой структуры в основании ледникового покрова, вероятно, вызывает формирование неслоистых моренных суглинков. Скорость накопления суглинков также играет определенную роль. К сожалению, процессы придонной ледниковой аккумуляции пока еще не очень хорошо изучены (Flint, 1957).

Все перечисленные структуры присутствуют в каждом горизонте моренных суглинков, и характер слоистости, следовательно, может являться только дополнительным критерием при их классификации.

Сланцеватость

Сланцеватость моренных суглинков является, вероятно, результатом давления покровного льда — чаще встречается в более древних образованиях, перекрывающихся по меньшей мере дважды. Однако ее присутствие помогает распознать более древние моренные суглинки лишь до известной степени. Поэтому она также имеет лишь подсобное значение для классификации (Karczewski, 1963).

Ориентировка гальки

Этот параметр определялся в двух участках развития балтийского моренного суглинка — на побережье Балтики (Реваль) и у Нарамовице близ Познани (рис. 1). На основании 1500 измерений мы смогли установить следующее.

1. Моренные суглинки, обнажающиеся в прибрежном уступе (Реваль), имеют почти одинаковую ориентировку гальки по всему разрезу.

2. Только в основании и в самой верхней части разреза ориентировка имеет несколько хаотический характер. Это, по-видимому, означает, что механизм накопления моренных суглинков был исключительно однообразным в течение всего периода аккумуляции и только в начале и в конце этого периода он был неустойчивым. Именно эти моменты и отмечены хаотической ориентировкой гальки (Karczewski, 1963).

3. Соответствие между общим направлением Балтийского желоба и ориентировкой гальки очень характерно. Оно свидетельствует о том, что ориентировка гальки повторяет общее направление движения льда, отражающее существование Балтийского желоба. Мощность слоя моренного суглинка, с одинаковой ориентировкой гальки, достигающая 14 м, по-видимому, указывает на длительное существование механизма накопления этого типа.

4. Ориентировка гальки в окрестностях Познани более хаотична, хотя ее среднее значение в отдельных слоях обнажений более или менее одинаково.

Заметно меньшая выдержанность ориентировки в этом случае обусловлена, вероятно, равнинностью ископаемой Познанской низменности, которая была лишена больших и глубоких желобов, способных оказать решающее значение на направление движения льда.

Механический состав

1. Значительная неоднородность механического состава каждого из образцов моренного суглинка является их обычным свойством. Она выражается наличием зерен всех фракций — от глинистой и пылевой до гравийной и галечной. Это видно в значениях коэффициента сортированности, изменяющегося от 3 до 6 и являющегося типичным для плохой сортировки, свойственной моренным суглинкам.

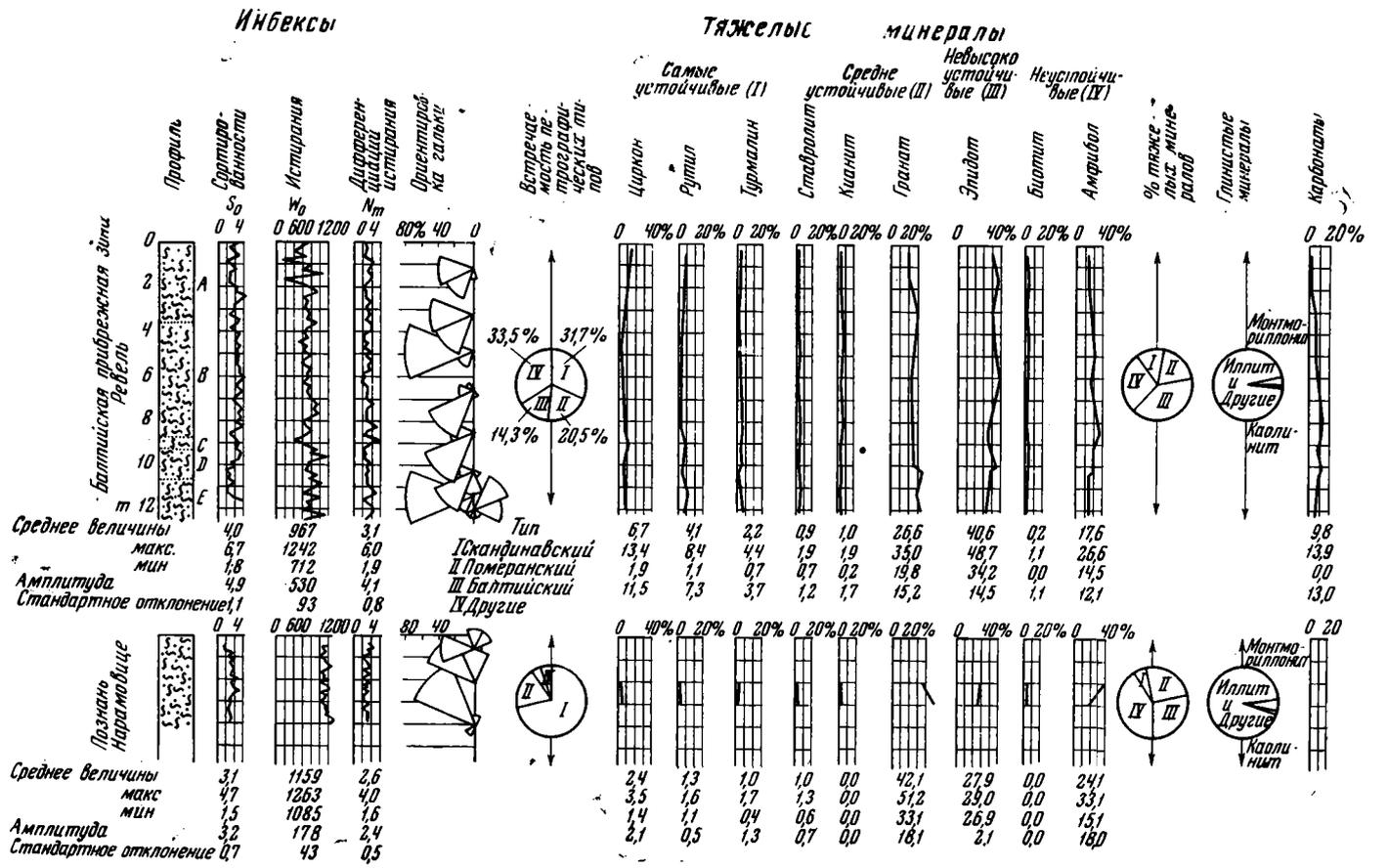


Рис. 1. Некоторые седиментологические параметры и свойства моренных суглинков Западной Польши
 М о р е н ы: А—бронзовая; В—серая, Д и Е—темно-серая (по Костжевскому, Козацкой, Крыговскому). На врезке показано географическое положение пунктов взятия проб

2. Кроме того, если судить по средним значениям коэффициента сортированности, то различия в механическом составе очень невелики не только внутри отдельных слоев, но и в суглинках, принадлежащих различным оледенениям.

При продвижении к югу можно отметить, что зерна в общем уменьшаются в размерах, что соответствует направлению движения льда.

Истирание зерен

Данные табл. 1 позволяют установить высокую изменчивость значений индекса истирания в вертикальном направлении для суглинков Балтийской зоны (профили А, Б, С), что выражено в значениях амплитуды и стандартного отклонения индексов истирания. Эти значения в Балтийской зоне значительно выше, чем в моренных суглинках окрестностей Познани (профили А, В) и Варшавы.

Таблица 1

Местонахождение	Профиль, количество образцов	Значение индекса			Среднее	Стандартное отклонение
		максимальное	минимальное	амплитуда		
Балтийская прибрежная зона (Реваль)	А; 56	1269	755	514	1041	106
	Б; 68	1178	739	439	937	116
	С; 63	1041	828	213	940	59
Познань *	А; 40	1270	1074	196	1161	48
	В; 40	1263	1085	178	1159	43
Варшава ** (Мохты)	А; 30	1279	1097	182	1173	49

* По У. Козацкой, 1964.

** По А. Косташевскому, 1964.

Это означает, что по мере продвижения к югу увеличивается путь, пройденный льдом и, следовательно, больше истираются зерна. Однако на основании приведенных фактов следует отметить, что процесс истирания в ледниковой обстановке был чрезвычайно медленным.

Индексы истирания познанских и варшавских моренных суглинков почти одинаковы, несмотря на их различный возраст. Таким образом, основную роль в истирании играл не возраст, а состояние, пройденное ледником, почти одинаковое для Варшавы и Познани.

Упрощенная петрографическая характеристика ¹

Петрографическая дифференциация моренных суглинков, охарактеризованная при помощи разделения зерен на три петрографические группы минимальна. Это подтверждает их значительную петрографическую однородность в вертикальном направлении так же, как и региональную однородность. Ни путь, пройденный ледником, ни возраст не отражаются на петрографической характеристике суглинков.

С другой стороны, можно отметить различия между слоями моренных суглинков (табл. 2), если характеризовать их по частоте встречаемости

¹ Рассматриваются только три группы зерен: кварцевые, кристаллические и осадочные, делящиеся на известковые и неизвестковые.

Встречаемость петрографических типов в моренных суглинках, %

Петрографический тип *	Содержание зерен различных петрографических групп			Встречаемость типа общего числа образцов	
	кварцевые	кристаллические	осадочные	Балтийское побережье	Варшава
Скандинавский	25—50	25—50	25—50	31,7	17,5
Померанский	0,25	25—50	25—50	20,5	80,0
Балтийский	25—50	0—25	25—50	14,3	—

* Различные петрографические типы имеют определенное содержание зерен разных петрографических групп.

различных петрографических типов. Так, скандинавский тип в моренных суглинках Балтийского побережья встречается чаще (31,7%), чем в районе Варшавы (17,5%). Померанский тип, наоборот, в варшавских моренных суглинках встречается в четыре раза чаще (80,0%), чем в балтийских (20,5%). Столь заметные различия могут быть очень важны для стратиграфических и классификационных целей (Krugowski, 1956).

Тяжелые минералы

1. Тяжелые минералы невысокой устойчивости (эпидот, амфибол, биотит) образуют самую богатую группу в валунных суглинках. Количество этих минералов колеблется от 41,4 до 58,4%; минералов средней устойчивости (ставролит, кианит, гранат) — от 28,5 до 47,96%; самых устойчивых (циркон, рутил, турмалин) — от 4,7 до 13%. Увеличение количества последних вверх по разрезам связано с инфильтрацией грунтовых вод, разрушающих менее устойчивые минералы (Stankowska, 1964).

2. Колебания содержания тяжелых минералов в вертикальном направлении, независимо от возраста моренных суглинков, в общем не значительны. Поэтому тяжелые минералы для классификационных и стратиграфических целей имеют подчиненное значение.

Глинистые минералы

Во всех моренных суглинках доминирует иллит. Некоторые различия наблюдаются только в содержании монтмориллонита и каолинита (табл. 3). Особенно велики эти различия для моренных суглинков разного возраста, тогда как в одновозрастных суглинках они незначительны (Stankowska, 1964).

Карбонаты

1. Содержание карбонатов колеблется от нуля до 14%, причем колебание содержания карбонатов в одном и том же горизонте моренных суглинков больше, чем в средних содержаниях между горизонтами, принадлежащими к разным оледенениям. Последние весьма невелики.

2. В почвах, развитых на моренных суглинках, карбонатов нет. Иногда эти почвы достигают 4 м мощности, например, в районе Балтийского побережья (о-в Волин, Реваль). Такие суглинки, очевидно, подверглись вторичным изменениям.

Содержание глинистых минералов в моренных суглинках, %

Местонахождение моренных суглинков	Оледенение	Среднее содержание глинистых минералов	
		монтмориллонит	каолинит
Балтийское побережье, Реваль, Познань	Балтийское (последнее)	2,5	Следы »
	То же	5,0	
Люцень (близ Вроцлава)	Среднепольское (более древнее)	17,5	5,8
Радовице (близ Познани)	То же	14,1	13,4

Выводы

1. Рассмотренные параметры и свойства подтверждают, что моренные суглинки Польши являются существенно однородным образованием. Это выражается в том, что дифференциация абсолютных значений параметров высока.

2. Имеется только два исключения, упоминающиеся выше: глинистые минералы и встречаемость петрографических типов. Эти параметры обнаруживают заметную дифференциацию не только в разных местонахождениях и районах, но и в образованиях разного возраста.

Таблица 4

Предварительная схема классификации моренных суглинков Западной Польши

Объединяющие параметры и свойства	Параметры и свойства, позволяющие разделить семейство моренных суглинков на типы			
Механический состав, тяжелые минералы, упрощенная петрографическая характеристика, химические свойства и др.	Структура (слоистость)	Ориентировка гальки	Глинистые минералы	Встречаемость петрографических типов
Семейство моренных суглинков	1. Неслоистые (с хаотической структурой)	1. С ясной ориентировкой	1. С низким содержанием монтмориллонита; каолинита нет	1. С высоким содержанием поморанского типа
	2. Неяслоистые	2. С неясной ориентировкой	2. С высоким содержанием монтмориллонита и каолина (и т. д.)	2. С низким содержанием поморанского типа (и т. д.)
	3. Яснослоистые	3. С хаотической ориентировкой		

3. Параметры и свойства моренных суглинков могут быть разделены на две группы:

- а) объединяющие все моренные суглинки в одно большое семейство;
- б) позволяющие разделять их на отдельные типы. Это разделение может служить определенной основой для построения классификации моренных суглинков нашей страны.

Предварительная схема такой классификации дана в табл. 4.

ЛИТЕРАТУРА

- Д о р о ф е е в Л. И. Минералогический состав и условия формирования морены максимального оледенения в среднем Приднепровье.— Четвертичный период, вып. 13, 14, 15. Киев, изд-во АН УССР, 1961.
- B a l i n s k a - W u t t k e K. Morphometric investigations of pleistocene sand grains in the Rawka River Basin.— *Biul. geol.*, Warszawa, 1964, 3.
- F a l k i e w i c z A. Main types of boulder clays of the Middle Masovien area.— *Buil. geol.* Warszawa, 1961, 1.
- F l i n t R. P. *Glacial and Pleistocene Geology*. N. Y., 1957.
- B l a c h o w s k i R. Rocky indicator of ground moraines and the possibilities of the marking of the terminal and stadial moraines.— *C. R. Congr. internat. géogr.*, Amsterdam, 1939, v. 2, sec. IIa.
- K a r c z e w s k i A. Morphology, structure and texture of the ground moraine area of West Poland.— *Posnań Soc. Friends of Sci. Sect. Geogr. and Geol.*, 1963, 4, N 2.
- K r y g o w s k i B. Granulometric investigations of the Pleistocene of Western Poland.— *Biul. Inst. geol.*, Warszawa, 1956, 100, N 7.
- K r y g o w s k i B. *Mechanische Graniformametrie, Theorie, Anwendung*. — *Poznań Soc. Friends of Sci.*, 1964, 14.
- K r y g o w s k i B. and K r y g o w s k i T. M. Mechanical method of estimating the abrasion grade of sand (mechanical graniformametry).— *J. Sediment. Petrol.*, 1964 (in print).
- P e t t i j o h n F. J. *Sedimentary rocks*, N. Y., 1957.
- R u c h i n L. B. *Grundzüge der Lithologie*. Berlin, 1958.
- S t a n k o w s k a A. Results of investigation of boulder clay near Rewal according to heavy minerals and chemical analysis.— *Zesz. nauk. UAM, Geog.*, 1964, 5.
- W o l d s t e d t P. *Das Eiszeitalter*. Bd. I. Stuttgart, 1954.

ГЛАВНЕЙШИЕ ПУТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ МОЛОДЫХ ОЛЕДЕНЕНИЙ НА СЕВЕРО-ЗАПАДЕ РУССКОЙ РАВНИНЫ ПО ДАННЫМ ЛИТОЛОГИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ МОРЕН

С. В. Яковлева
(СССР)

Литологическое изучение морен имеет большое значение для многих отраслей геологии. В области четвертичной геологии главной задачей этого изучения является использование получаемых данных в качестве критерия для стратиграфических построений и выяснения изменений динамики ледников во времени и пространстве.

Однако при этом возникает ряд трудностей. Прежде всего, поскольку состав морен целиком зависит от состава пород, по которым двигался ледник, разновозрастные морены могут быть близкого состава, а одно-возрастные в разных районах обычно имеют разный состав. Кроме того, полная характеристика состава возможна лишь для морен, залегающих в условиях, в которых они доступны непосредственному наблюдению — на поверхности, в обнажениях и шурфах. В областях же, покрывавшихся молодыми оледенениями, все более древние морены вскрываются только скважинами и не получают полной характеристики в отношении состава и расположения валунов. Это делает результаты наблюдений трудно сопоставимыми.

Если учесть, что к началу разных оледенений вскрывались и уничтожались различные толщи, сносился или сохранялся покров четвертичных отложений, то станет ясным, насколько сложной оказывается вся проблема.

Проведенные мною наблюдения над составом морен северо-запада Русской равнины, включавшие качественное и количественное изучение петрографического состава валунов, ориентировки их длинных осей, гранулометрической и минералогической характеристики мелкозема, дали материал для уточнения картины распространения ледников в различные моменты оледенения. Однако этот материал еще далеко не полностью обработан, поэтому делать по нему какие-либо определенные выводы преждевременно.

В отдельных случаях было отмечено различие в особенностях морен, залегающих в одном разрезе. Например, в скважине на Масляной горе, близ г. Пикалева, встречено три морены. Из них две верхние лежат одна на другой без перерыва, но отличаются цветом. Мелкозем всех трех морен оказался разного состава.

В Великой губе, на Онежском озере, в друмликах лежащие одна на другой морены имеют различную ориентировку валунов — в верхней валуны направлены длинной осью на северо-запад, в нижней — на северо-восток, причем в нижней морене валуны настолько выветрены, что даже некоторые кварцитовые обломки рассыпаются в дресву. Разная ориентировка валунов в моренах одного разреза наблюдается и на северных берегах Чудского озера.



Схема главных путей распространения молодых оледенений на Северо-Западе Русской равнины

1—3 — границы оледенений: 1 — калининского; 2 — осташковского; 3 — карельского; 4 — граница стадия отступления карельского оледенения; 5—9 — разнос валунов: 5 — московским оледенением; 6 — калининским оледенением; 7 — осташковским оледенением; 8 — карельским оледенением; 9 — стадией карельского оледенения

Переходя к вопросу о распространении молодых ледниковых покровов на северо-западе Русской равнины, по данным изучения состава морен, можно сказать, что целиком подтвердилось значение главных впадин, направлявших ледниковые потоки. Такими впадинами были Белое море, Онежское, Ладожское, Чудское озера и Балтийское море с его заливами (рисунок).

Влияние впадины Онежского озера и Белого моря устанавливается уже для московского оледенения (варта). Онежский поток принес большое число обломков шокшинского кварцито-песчаника с западного побережья Онежского озера до бассейнов Унжи и Ветлуги, причем валуны эти нередко достигают крупных размеров.

На севере московский ледник, двигавшийся по дну Кандалакшского залива и Белого моря на восток, достиг правобережья р. Печоры, о чем свидетельствует состав валунов в его морене (Краснов, 1947; Яковлев,

1956). На Тимане, по данным Г. В. Матвеевой, в московской морене валуны ориентированы на северо-запад от 270 до 350°, с подчиненным максимумом 250—270°. Среди них господствуют породы Тимана (до 75% и более). Из чуждых пород встречены главным образом метаморфические и изверженные породы Кольского полуострова и Северной Карелии, а также пермских песчаников и карбонатных пород, развитых к западу от Тимана.

На р. Пезе, в обнажениях у Сидорова шелья и дер. Мосеево, валуны ориентированы к западу 280 и 290°, а состав их подтверждает принос из области Кольского полуострова, Беломорья и севера Архангельской области.

Для калининского оледенения (висла, 2-е варшавское) интересные данные получены по п-ову Канину. Ледник, следовавший по Кандалакскому заливу, поворачивал своим левым флангом в горло Белого моря и достигал западного побережья п-ова Канина. Он принес валуны нефелиновых сиенитов, гранато-эвдиалитовых и роговообманковых гнейсов с Кольского полуострова и малиновых кварцито-песчаников — с его Терского побережья (Спиридонов, Яковлева, 1961). Оси удлиненных валунов ориентированы в морене на северо-восток под углом 40°, т. е. ледник двигался с юго-запада под углом 230°.

В минеральном составе фракции 0,1—0,01 мм обнаружено высокое содержание рудных минералов (44%) и граната (до 15%), что соответствует составу пород запада Кольского полуострова.

На севере п-ова Канина калининская морена замещена флювиогляциальными отложениями, с валунами как скандинавских пород, так и пород Канинского кряжа, явно преобладающих по количеству (70—80% общего числа). Среди них господствуют метаморфические филлитоподобные глинистые сланцы, песчаники, кварциты, известняки.

Восточная часть п-ова Канина покрывалась чешским языком новоземельского ледника. В месте его стыка с кольским потоком отложились краевые образования, расходящиеся затем к юго-западу и востоку, где они образуют прекрасную дугу по периферии Чёпской губы, огибают Тиман и уходят в Малоземельскую и Большеземельскую тундры. Не доходя до Хайшудырской губы, конечноморенный пояс спускается на дно моря, следуя к Новой Земле.

В Архангельской области, где на поверхности нередко выходы палеозойских карбонатных пород, морена обогащена щебнем и карбонатами.

Значительно больше сведений получено для морен ошашковского (балтийская, померанская, померанская фаза) и еще более молодого карельского оледенения. Для этих маломощных ледников, оставивших свежие краевые пояса, очень резко сказывается зависимость от рельефа и состава пород, служивших ложем наступавшему леднику. Даже незначительные возвышенности обтекались льдами, а по прилегающим к ним впадинам ледники продвигались языками или широкими лопастями и потоками, оставляя по краю возвышенностей камы и другие формы ледниковой аккумуляции.

Подобная картина наблюдается около Судомских, Вязовских и Бежаницких высот, центральных возвышенностей Карельского и Онежско-Ладожского перешейков, возвышенности Пандивере в Эстонии и др.

Морене каждого ледникового потока свойственны определенные индивидуальныe черты.

Беломорский поток, как это указывалось выше, нес валуны из комплекса палеозойских щелочных пород, архейских гранато-роговообманковых гнейсов Кольского полуострова и протерозойских малиновых кварцито-песчаников с его Терского побережья.

Северная Карелия не давала каких-либо типичных валунов, так как на ее территории развиты плагио-микроклиновые граниты и гранито-

гнейсы, габбро-нориты, кристаллические сланцы и другие разнообразные породы карельской формации, широко распространенные по всей Карелии.

В качестве руководящих могут быть выделены для обширных территорий Русской равнины, входящих в сферу деятельности этого потока, слюдяно-гранат-кванитовые и амфиболовые гнейсы и асбестоносные основные породы, выявленные в последние годы Н. И. Климовым в северо-западном Беломорье, имеющие здесь локальное распространение.

В месте прохождения ледника вдоль Ветреного пояса морена получила много матернала ультраосновных пород — пикритов и базальтов, слагающих эту гряду.

Удлиненные оси валунов в местности к юго-западу от Ветреного пояса сильно отклоняются на запад, что свидетельствует об изменении направления движения ледника под влиянием препятствия.

Для ледника Онежского озера типичны валуны малиновых кварцито-песчаников шокшинской и зеленатовых или темно-серых, иногда красно-бурых, петрозаводской (каменноборской) свит иотния с западного берега озера, эффузивов суйсарского вулканического комплекса, в том числе шаровых лав, вулканических брекчий, туфов и туфосланцев, халцедоновых и прочих мандельштейнов, диабазовых порфиритов, развитых к северу от Петрозаводска, на п-ове Заонежье и прилегающих островах.

С валунами суйсарского вулканического комплекса связаны и мелкие обломки шунгитовых сланцев, выходы которых известны в ряде мест п-ова Заонежье и к западу от р. Суны. В силу нестойкости этих сланцев валунчики их встречаются лишь на небольшом расстоянии от материнских выходов, но морена насыщается продуктами их разрушения в своих мелких фракциях, давая при почвообразовании черную плодородную землю.

В качестве сопутствующих валунам всех упомянутых пород надо отметить также большое число обломков метадиабазов.

Среди руководящих пород из валунов онежского потока можно выделить еще онколитовый известняк с Южного Оленьего острова, среднепротерозойские красные доломиты и лиловато-бурые глинисто-железистые сланцы, обнажающиеся на южном берегу Пялозера, а также мраморы и доломиты разной окраски из района Белой горы, Тивдии и других мест юго-западной Карелии, порфирит из Видан на севере Онежско-Ладожского перешейка.

Ладожский поток, в своей восточной части, шел с северо-запада на юго-восток, примерно в направлении $330-340^\circ$ (Яковлева, 1957). Он нес валуны ладожского рапакиви, микроклинового пегматита, амфиболитовых, слюдяных, кремнисто-глинистых, тальково-хлоритовых и прочих сланцев до городов Тихвина и Пикалева. Количество валунов ладожского рапакиви, при подсчете в устье р. Видлицы, впадающей в Ладожское озеро с востока, составило 27%, микроклинового розового гранито-гнейса — 25%, темно-серых кристаллических сланцев — 19%, серого гнейса — 5%, иотнийского песчаника и эффузивных пород со дна Ладоги — по 5%, рифейского песчаника — 3%. Остальное количество падает на жильный кварц, кварцит и различные нетипичные граниты и гнейсы.

В г. Пикалеве был изучен состав валунов в карьере на восточной окраине города и в пос. Харчевни, в 20 км западнее. Ледник проник туда, пройдя значительную полосу развития девонских пестроцветных песчаников и аргиллитов, а также карбонатных пород. Поэтому из 600 валунчиков подавляющее место занимают обломки последних: карбонатные породы составляют в Пикалеве 60% общего количества, в пос. Харчевни — 35%, песчаники соответственно 9,5 и 31%. Содержание валунчиков ладожского рапакиви падает до 2% против 55% на р. Видлице, розового гранита и гранито-гнейса — до 2—9%, серых кристаллических сланцев — до 2,4—5%, серого гнейса — до 0,4—1,0%. Представители иотнийского песчаника и эффузивов со дна Ладоги не встречены.

Удлиненные валуны в морене Пикалева ориентированы на северо-запад под углом 330° .

Район Питкяранты богат рудоносными породами, которые бедны гранатом. Соответственно, морена в Пикалеве содержит в тяжелой фракции до 74,8% рудных минералов, в пос. Харчевни 80,8%, тогда как граната в них всего 4% и 1,2%.

В Бокситогорске морена получает тип локальной и насыщена материалом бокситовых пород.

Главная масса ладожского ледника двигалась с севера на юг. Ориентировка валунов в его морене приближается к меридиональной.

Среди валунов в морене ладожского ледникового потока господствуют породы северного побережья Ладоги: плагио-микроклиновые огнейсованные граниты, богатые гранатом, и их мигматиты, метаморфические кварцево-биотитовые сланцы, иногда филлитоподобные, из сланцевых зон, окружающие гранитные интрузии. Сланцы содержат нередко гранат, розговую обманку, ставролит, силлиманит, кордиерит, андалузит и другие минералы. Попадают валунчики рускеальского мрамора, габбро-норитов и габбро-диабазов с островов Путсари, Валаам и других мест, кварцитов, преимущественно белых и серых оттенков ладожской серии нижнего протерозоя.

Заслуживает внимания обилие на юго-западном побережье Ладожского озера валунчиков эффузивных пород, о которых упоминалось при описании валунного состава восточноладожского потока. Подобные породы неизвестны на материке по пути движения ледника (Яковлева, 1963). Это позволяет делать предположение о залегании указанных пород на дне северной части Ладоги.

Оттуда же, по-видимому, происходят валуны красного кварцито-песчаника типа потнийского, часто встречающиеся на островах, вплоть до Кожевца, и значительно реже — на южных берегах озера (Яковлева, 1955).

Из северо-восточной части Карельского перешейка принесены валуны малиновых и фиолетовых разнозернистых кварцево-полевошпатовых песчаников, принадлежащих рифею верхнего протерозоя.

В мелкоземе морены ладожского языка появляется до 14—20% граната и в небольших количествах (0,2—0,8%) ставролита, полностью отсутствующего в моренах смежных районов.

Очень резко сказывается связь состава морены с подстилающими породами на западе Ленинградской и Псковской областей. На южном побережье Финского залива, где синяя кембрийская глина поднимается выше уровня моря, морена карельского ледника по виду почти не отличается от этой глины. Она содержит преимущественно валуны выборгского рапакиви (50%) и сопутствующих ему порфир-гранитов, кварцевых и полевошпатовых порфиров, а также кембрийских светло-серых песчаников со дна Финского залива.

Валуны кристаллических пород составляют 70%, осадочных — 30% (за счет кембрийских песчаников). Господствующая ориентировка длинных осей валунов — северо-запад $330—340^\circ$.

В мелкоземе морены появляется до 2—8% глауконита, заимствованного из синей кембрийской глины.

На Ордовикском плато, сложенном известняками, морена богата материалом карбонатных пород и местами подобна рихку Эстонии. В пос. Танцы она содержит (в легкой фракции) до 50% карбонатов.

К югу от р. Луги морена карельского и осташковского ледников становится красно-бурой и опесчаненной за счет материала красных девонских песчаников, а южнее Пскова морены опять обогащаются продуктами разрушения девонских карбонатных пород.

Пятна локальной морены встречены в районе дер. Большой Уторгоши, где в одном образце ее легкой фракции было обнаружено до 95% кар-

бонатов и лишь редкие зерна кварца и полевого шпата, а также на юго-западном берегу оз. Ильменя, в Ловатской низине и во многих других местах, где дочетвертичные породы поднимаются на поверхность. Ледниковый язык Чудского озера проник во время осташковского оледенения, вплоть до пределов восточной Литвы (Тарвидас, 1961). Этот поток двигался почти меридионально, принеся туда валуны из юго-восточной Финляндии, из массива выборгского рапакиви и с островов и дна Финского залива.

Для карельского оледенения выделяется крупная стадия (см. рис. 1), граница которой опоясывает центральную возвышенность Карельского перешейка, о чем свидетельствует изменение ориентировки валунов к северу от нее с северо-западной ($330-350^\circ$) на северо-восточную $10-30^\circ$ (Апухтин, Яковлева, 1960).

Далее граница прослеживается по Ордовиковскому плато, огибает оз. Самро, пересекает Чудское озеро в месте его соединения с Псковским озером и уходит по западному берегу на север, вдоль склона возвышенности Пандивере. Огибая эту возвышенность с севера, она переходит на дно Финского залива и появляется вновь на северо-западе Эстонии и на островах Хиумаа и Сааремаа, как установили эстонские геологи (Вийдинг, 1957).

Отсюда граница этой стадии опять проводится по дну Балтийского моря и, вероятно, описав дугу, соединяется с конечной мореной и озом, описанными на о-ве Готска Сандён и прилегающей части моря к северу от о-ва Готланда шведскими исследователями (Яковлева, 1963; Martinsson, 1960).

Ориентировка удлинённых валунов в морене, оставленной указанным надвигом ледника в области Чудского озера, ясно показывает, что лед двигался меридионально, но затем растекался в виде веера, по периферии которого происходила переориентировка валунов к юго-западу (Raukas, 1961) и юго-востоку.

Из сказанного ясно, как важно учитывать состав пород, за счет которых формировалась морена. Дополнительно можно привести еще проценты соотношения роговой обманки и эпидота в некоторых моренах, взятых из разных областей. Исследованиями А. С. Рябченкова было показано, что породы балтийского кристаллического щита богаты роговой обманкой и бедны эпидотом, в осадочных же породах палеозоя соотношения минералов обратные.

В тех частях Карельского перешейка, где ледник прошел только по кристаллическим породам, отложилась морена, в которой резко преобладает роговая обманка. Так, на Черной речке, к северу от Зеленогорска, в верхней морене, во фракции $0,1-0,01$ мм, роговая обманка составляет 40% суммы всех тяжелых минералов, а эпидот лишь 7%, на ст. Горской Приморской ж. д. эти количества составляют 40,7% и 11,5%, в пос. Дибунь 36% и 13%.

Южнее соотношения меняются. На Южном берегу Финского залива в пос. Большая Ижора, куда ледник проходил через узкую полосу развития кембрийских пород, роговая обманка составляет 17%, эпидот 6%. В пос. Шапки, отстоящем еще более к югу, процентное содержание этих минералов в морене почти одинаково. Одинаково оно и в верхней морене, обнажающейся по побережью Самбийского полуострова, в Калининградской области, куда скандинавский ледник приходил по породам палеозоя и мезозоя, развитым на дне Балтийского моря.

В морене, связываемой с калининским оледенением, в дер. Воезеро, на Мошинских озерах, к востоку от ст. Няндомы Северной ж. д., соотношения тоже близкие — 26,8% роговой обманки и 23,2% эпидота.

В Московской области, в моренах московского оледенения, по данным Л. Д. Шорыгиной, оказалось уже преобладание эпидота: в Красково

13,8% роговой обманки, 16,2% эпидота, на Владимирском заводе 1,2% роговой обманки и 20,2% эпидота.

Кроме дочетвертичных пород очень велико значение состава четвертичных отложений, обогащавших морену органическими остатками и минеральным материалом. Подтверждением этого могут быть морены северо-востока Русской равнины, принесенные новоземельскими ледниками. Южный остров Новой Земли сложен в основном палеозойскими черными известняками и сланцами. На дне моря господствуют морские четвертичные отложения. Поэтому морены этих ледников совсем не похожи на привычный скандинавский тип — они черные и темно-серые, маловалунные, содержат обломки и целые створки раковин, скорлупки фораминифер, древесину, споры и пыльцу различных растений.

Недооценка значения состава исходного материала этих морен служит причиной распространившегося сейчас среди ряда геологов отрицания ледникового происхождения морен севера и перевода их в морские четвертичные и плиоценовые отложения.

Подводя итог, мы можем сказать, что по мере расширения наших знаний в области состава морен, перехода к статистическому анализу, несомненно, будет получен материал, который облегчит стратиграфическое расчленение морен, а следовательно, и всей четвертичной толщи.

ЛИТЕРАТУРА

- А п у х т и н Н. И., Я к о в л е в а С. В. К вопросу об истории отступления ледника последнего оледенения на Карельском перешейке.— Информ. сборник ВСЕГЕИ, 1960, № 29.
- В и й д и н г Х. Распространение и петрография эрратических валунов Эстонской ССР.— Научные сообщ. Ин-та геологии и географии АН Лит. ССР, 1957, IV.
- К р а с н о в И. И. Результаты изучения четвертичных отложений Большеземельской тундры и Печорской низменности.— Бюлл. Комиссии по изуч. четверт. периода АН СССР, 1947, № 9.
- С п и р и д о н о в М. А., Я к о в л е в а С. В. Четвертичные отложения побережья полуострова Какина и бассейна р. Пезы.— Материалы по четверт. геологии и геоморфологии СССР, ВСЕГЕИ, 1961, вып. 3.
- Т а р в и д а с Р. Кристаллические валуны последнего и предпоследнего оледенений южной Прибалтики и их минералого-петрографическая характеристика.— Автореф. канд. дисс., Вильнюсский гос. ун-т, 1961.
- Я к о в л е в а С. В. Ориентировка валунов в основных моренах и ее изучение для определения направления движения ледников.— Труды Комиссии по изуч. четверт. периода АН СССР, 1957, XIII.
- Я к о в л е в а С. В. Значение ледниковых валунов для познания геологического строения дна водных бассейнов (о предполагаемом залегании ютнийского песчаника на дне Ладожского озера).— Материалы ВСЕГЕИ, новая серия, вып. 9. Госгеолтехиздат, 1955.
- Я к о в л е в а С. В. Некоторые результаты изучения ледниковых валунов на юго-западном побережье Ладожского озера.— Труды ВСЕГЕИ, новая серия, т. 90. Материалы по четверт. геологии и геоморфологии, 1963, вып. 5.
- Я к о в л е в С. А. Основы геологии четвертичных отложений Русской равнины.— Труды ВСЕГЕИ, новая серия, 1956, 17.
- M a r t i n s s o n A. The submarine morphology of the Baltic Cambro-Silurian area.— Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala, 1960, 38, pt. 1.
- R a u k a s A. Mandrijää liikumiset Eestis.— Eesti loodus, 1961, N 5.

НЕКОТОРЫЕ ПРОБЛЕМЫ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ВАЛУНОВ В ЛЕДНИКОВЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ПОЛЬШИ

С. Ружицкий
(Польша)

Подготовка к работе по изучению состава эрратических валунов Польши началась с обобщения результатов исследований, полученных в довоенные годы (Корн, Хессеман, Мюнх, В и К. Мильтерс, А. Галицкой Клызинской и др.). Обращают на себя внимание также результаты исследований З. Лямпарского по распределению местных пород в маргинальной зоне среднепольского оледенения.

В настоящее время существует представление о разном составе валунов в моренах разных стадий оледенений. Однако в практике часто можно видеть большие различия в их составе в одном и том же горизонте морены даже в близко расположенных обнажениях, как это хорошо показал проф. Крыговский. Поэтому автор настоящей статьи принял другой метод подсчета валунов, который заключается в осреднении данных по составу валунов, подсчитанных отдельно по меридиональным секторам, шириной от 50 до 100 км, в пределах распространения морен каждой из стадий оледенения.

Применение этого метода при определении границ распространений и их главных стадий может дать в некоторых случаях хорошие результаты. Однако при использовании его на более широких пространствах получены неопределенные выводы, так как состав эрратических валунов может изменяться по линии простирания одновозрастных моренных гряд.

В этом мы убедились при сопоставлении границы распространения бурых балтийских порфиров фестонами фронтальных морен и детальными стратиграфическими изысканиями.

На территории ФРГ и ГДР, где В. Мильтерс разрабатывал свой метод, и в Польше до меридиана 18° в. д. имеется полное совпадение границы упомянутого «оледенения» (стадии варта) с границей распространения бурых балтийских порфиров. На восток от этого меридиана дело обстоит иначе. Начиная от окрестностей Ченстохова и дальше на восток, валуны бурого порфира попадают все чаще и чаще в моренных отложениях предыдущей (максимальной) стадии среднепольского оледенения. Однако до границы максимального распространения среднепольского оледенения бурые порфиры не доходят около 250 км, а в ледниковых языках Радома и Коцеполя прослеживаются на 120 км к югу от фронта морен стадии варта.

На левом берегу Вислы, на восток от Пулав (примерно до меридиана 22°), южная граница распространения этих порфиров опять смещается на север и снова совпадает с линией фронтальных морен стадии варта.

Одновременно обнаруживаются интенсивные изменения процентного содержания балтийских порфиров среди характерных пород скандинавского происхождения.

На территории восточной части ГДР и в Западной Польше до меридиана 24° в. д. в моренах стадии варта бурый балтийский порфир составляет 3—5% суммы всех руководящих валунов аландского, северо-балтийского и среднешведского (из провинции Даликарна) происхождения. Восточнее этого меридиана содержание бурых балтийских порфиров

не превышает 1%, а количество красного балтийского порфира повышается до 7%. От этого максимума к западу красный порфир становится все более редким. Между меридианом 21 и 24° содержание его в определенных секторах колеблется от 4 до 6%, а между меридианами 18 и 21° составляет уже только 2—4%. Эти данные получены из пересчета результатов, опубликованных В. и К. Мильтерс, и совершенно сходны с теми, что получил С. Конечный для Западной Польши.

Для максимальной стадии среднепольского оледенения распределение валунов получилось иное. Бурый балтийский порфир встречается довольно часто в секторе между 19 и 22°, где содержание его равно 3—5%. В секторе 20—21° он встречается наиболее часто. Восточнее меридиана 22° бурый балтийский порфир содержится в количестве не более 0,25% или совершенно отсутствует.

Распространение красного балтийского порфира не согласуется с распространением бурого порфира.

Сектор максимума распространения красного порфира для максимальной стадии среднепольского оледенения находится между 21° 30' и 23°. В сравнении с аналогичным максимумом распространения бурого порфира максимум красного смещается на 100—120 км восточнее. К западу и востоку от этого сектора красный порфир обнаруживается реже (2—5%).

В отложениях последнего оледенения балтийские порфиры имеются в моренах всех стадий. Но распределение их совершенно иное. Секторы, наиболее обогащенные ими, распространены в Западной Польше. При этом выявлено, что в отложениях более молодых стадий секторы с большим содержанием балтийских порфиров располагаются еще западнее и в осадках поморской стадии приурочены уже к левобережью Одры.

Следует подчеркнуть, что секторы с максимальным содержанием бурых балтийских порфиров располагаются всегда западнее, чем секторы с преобладанием красных порфиров.

Аналогичные данные получены по распространению в моренах порфира района Паскаллавик (провинция Смоланд, Южная Швеция) и смоландского гранита. В моренных отложениях среднепольского оледенения, стадии варты и последующих рецессионных стадий их практически нет. К. и В. Мильтерс среди 20 190 определенных им руководящих скандинавских валунов не обнаружили этих пород вообще. С. Конечный для Западной Польши (в секторе между меридианами 15 и 18°) из 3 672 валунов определил только 5, принадлежащих породам, происходящим из провинции Смоланд (1 порфир из Паскаллавик и 4 смоландских гранита).

В отложениях последнего оледенения валунов смоландских пород гораздо больше, но количество их в разных его стадиях различно.

В древней стадии, т. е. в стадии лешна, порфиры из Паскаллавик еще очень редки, но смоландские граниты встречаются уже довольно часто. По данным С. Конечного, среди руководящих валунов содержание их достигает 6%.

Несколько чаще встречаются порфиры из Паскаллавик в моренах следующей, познанской стадии (до 1%), особенно западнее меридиана 18°. Содержание здесь смоландского гранита составляет около 6%. В большом изобилии смоландские граниты известны только в отложениях последней поморской стадии, где они составляют около 13,5% всей группы руководящих скандинавских валунов. Из этого числа 2,5% приходится на порфиры из Паскаллавик и 11% — на смоландские граниты (по данным С. Конечного).

Приведенные примеры дают возможность утверждать, что процент участия определенных пород в составе руководящих скандинавских валунов, если рассматривать его не для единичных обнажений, а для более широких секторов шириной около 50—100 км, дает достаточно определен-

ную статистическую базу, которая сглаживает все местные отклонения и позволяет проследить постепенно происходящие изменения состава эрратических валунов. Почти всегда в этом случае удается определить секторы, в которых исследуемый тип породы получает наибольшее распространение, и зафиксировать изменения содержания породы в целой зоне рассматриваемой ледниковой стадии. С большой долей вероятности можно признать, что линия, проведенная между местом коренного выхода породы и центром ее максимального содержания в моренной зоне определенной стадии оледенения, будет указывать главное направление ледникового транспорта во время накопления этих морен.

Изучение распространения балтийских порфировых пород, происходящих из двух близко лежащих центров между островом Готланд и Аландскими островами, с учетом секторов их максимального содержания, дало интересные результаты. Кроме упомянутого уже выше перемещения секторов максимального содержания руководящих валунов, было установлено также, что взаимное расположение максимумов для бурого и красного порфира все время сохраняет одинаковое положение. Это подтверждает, что полученные результаты не случайны, а дают некоторую характеристику общего направления движения льда.

В стадии варта максимум для балтийских порфиров расположен восточнее по сравнению с максимальной стадией среднепольского оледенения. Это, по-видимому, указывает на возросшую активность более западного (вероятно, южно- и среднешведского) центра оледенения, с которого приходило больше льда, сдвигавшего на восток северобалтийский ледниковый покров. Отсюда можно сделать вывод, что в это время произошло изменение в динамике воздушных масс, которое привело к обильному накоплению твердых осадков (снега) на той части ледникового купола, которая находилась ближе к южным путям передвижения атлантических циклонов.

Во время последнего оледенения направления главных путей передвижения валунов постепенно меняются. В последней фазе активного развития последнего оледенения в Дании в большом количестве обнаружены валуны из северной Балтики и Финляндии. По исследованиям датских и шведских геологов, здесь очень четко наблюдается три яруса морен последнего оледенения с норвежскими (в нижнем ярусе), южношведскими (в среднем ярусе) и финляндскими (в верхнем ярусе) валунами. Это вполне соответствует тому, что отмечается нами для Польши, где тоже наблюдается постепенный переход направления движения среднешведских и северобалтийских валунов с южного на юго-западный. Таким образом, можно сделать вывод, что в первой фазе последнего оледенения южные центры скандинавского ледникового покрова были более активными, а в поздних его фазах главный центр снегонакопления сдвинулся на северо-восток и находился в южной части Ботнического залива, что опять связано с существенными изменениями климатического режима Скандинавии и путей циклонов.

Сравнение диаграмм состава руководящих валунов по секторам разновозрастных зон последних оледенений показывает, что состав валунов из более отдаленных центров осредняется. Наоборот, в стадиях, при которых ледники меньше продвинулись на юг, эти различия более контрастны. Это еще раз доказывает правильность взгляда, что в ледяном покрове, по мере уменьшения его размеров, сильнее проявляется влияние региональных струй льда.

О МИНЕРАЛЬНОМ СОСТАВЕ ПЕСЧАНО-АЛЕВРИТОВОЙ ФРАКЦИИ ЛЕДНИКОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ И ИСПОЛЬЗОВАНИИ ЕЕ В ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ И СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ ЦЕЛЯХ

Е. В. Рухина

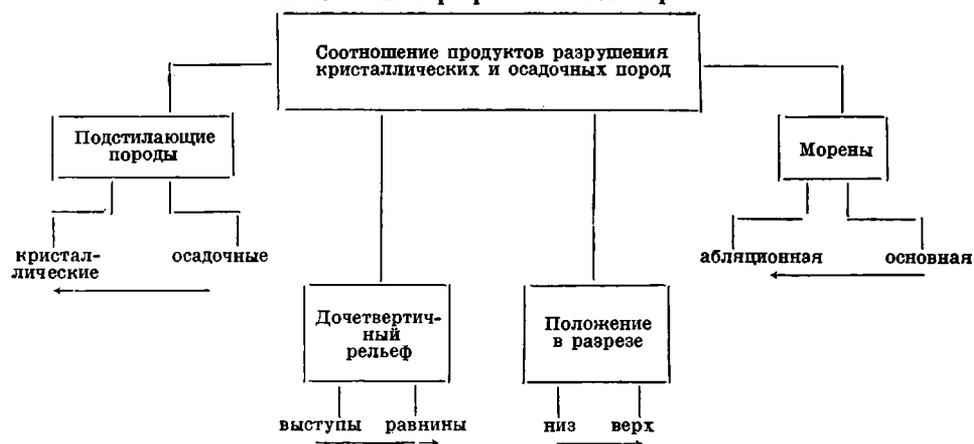
(СССР)

При изучении ледниковых и водно-ледниковых отложений большое внимание должно уделяться литологическим исследованиям — гранулометрии, петрографии, химизму и текстурным особенностям отложений. Не последнее место среди них занимает минеральный состав песчано-алевритовой фракции. Ее состав позволяет в некоторых случаях установить условия образования отложений, наметить их фациальные отличия, выделить различные генетические типы и иногда подразделить толщи на различные стратиграфические горизонты. Это связано с тем, что на минеральный состав фракции 0,1—0,01 мм, к которой чаще всего приурочен главный размерный максимум (обычно >25%), оказывают влияние: 1) питающие провинции — кристаллические породы Балтийского щита и налеозойские породы северо-запада Русской платформы; 2) доледниковый рельеф; 3) положение в разрезе и 4) условия переноса и отложения. Наиболее четко влияние перечисленных факторов сказывается на соотношении эратических минералов, возникающих в результате разрушения кристаллических пород Балтийского щита, и локальных — местных минералов, возникающих в результате разрушения подстилающих осадочных пород.

Соотношение между эратическими и местными минералами приведено на схеме 1. Минеральный состав песчано-алевритовой фракции в лед-

Схема 1

Соотношение между продуктами разрушения кристаллических и осадочных пород в зависимости от состава подстилающих пород, дочетвертичного рельефа, положения в разрезе и типов морен



Стрелки указывают направление увеличения продуктов разрушения кристаллических пород.

никовых отложениях, залегающих на кристаллических породах, характеризуется большим разнообразием, чем на осадочных породах, что обусловлено минеральным разнообразием кристаллических пород и присутствием среди них малоустойчивых минералов, а также переносом материала на незначительные расстояния. Поэтому в ледниковых отложениях, залегающих на кристаллических породах, встречаются такие минералы, как эгирин, пироксены, флюорит и др. В ледниковых отложениях, залегающих на осадочных породах, которые образовались за счет продуктов разрушения как подстилающих осадочных пород, так и кристаллических, количество малоустойчивых минералов снижается. Это объясняется тем, что в осадочных породах содержание тяжелых минералов очень невелико (доли процента) и они представлены лишь устойчивыми минералами. Минералы же, принесенные с кристаллического щита, прошли уже длительный путь, и среди них тоже преобладают относительно устойчивые минералы. Такие минералы, как эгирин, флюорит и другие, как правило, отсутствуют. Резко уменьшается содержание пироксенов. Однако минеральная ассоциация четвертичных отложений значительно разнообразнее, чем в палеозойских осадочных породах за счет добавления к ним эрратического материала.

Влияние осадочных пород на минеральный состав фракции 0,1—0,01 мм ледниковых отложений в значительной степени зависит от гранулометрического состава подстилающих пород. Глинистые породы не влияют на состав алевритовой фракции. Значительные изменения наблюдаются на карбонатных и песчаных породах. Песчано-глинистые осадки девона обычно обогащают легкую фракцию слюдой, глауконитовые толщи ордовика — глауконитом и т. п. Кембрийские глины, содержащие пирит, обогащают тяжелую фракцию пиритом. Карбонатные породы обогащают ледниковые отложения карбонатами. При этом большое значение имеет рельеф коренных пород, особенно сильно влияющий на минеральный состав ледниковых отложений на выступах дочетвертичного рельефа, и почти не сказывающийся на выровненных участках (ордовикское, карбонное и другие плато). Другими словами, возвышенности обогащают морену местным материалом.

Среди минералов тяжелой фракции ледниковых и водно-ледниковых отложений в наибольшем количестве встречаются рудные минералы, обыкновенная роговая обманка, эпидот, гранат и циркон. Они составляют обычно более 10% и встречаются во всех ледниковых и водно-ледниковых отложениях как валдайского, так и более древних отложений. Эти минералы объединяются нами в первую группу. В значительных количествах встречаются минералы, составляющие вторую группу: рутил, сфен, лейкоксен, барит, сидерит, но содержание их обычно не превышает 5% и не опускается ниже 1%. В третью группу входят эгирин, пироксены, турмалин, апатит, ставролит, силлиманит, андалузит, монацит, брукит и др. Содержание их не превышает, как правило, 1%, но обычно не более 0,4%; многие из них присутствуют далеко не всегда.

Минералы первой группы в подавляющем большинстве относятся к эрратическим и принесены с Балтийского щита. Некоторые минералы второй группы захвачены из подстилающих осадочных пород (сидерит, барит и др.). Осадочные породы оказывают главное влияние на состав легкой фракции¹, а также обогащают морену на выступах коренного рельефа карбонатами, глауконитом, реже — кремнем и др. Влияние подстилающих пород на легкую фракцию основной морены в пределах одного горизонта сказывается наиболее резко в нижней части разреза. Если вскрыто несколько разновозрастных морен, то соотношение между местным и

¹ В легкой фракции обычно резко преобладает кварц, содержание которого в четвертичных отложениях обычно превышает 70%, полевые шпаты в количестве 10—20% и слюды.

эратическим материалом в пачках различного возраста часто меняется вверх по разрезу. Наиболее молодые отложения более обогащены эратическим материалом, а более древние — местным. Существенных различий между разновозрастными отложениями различных генетических типов (моренами, флювиогляциальными и озерно-ледниковыми) не наблюдается.

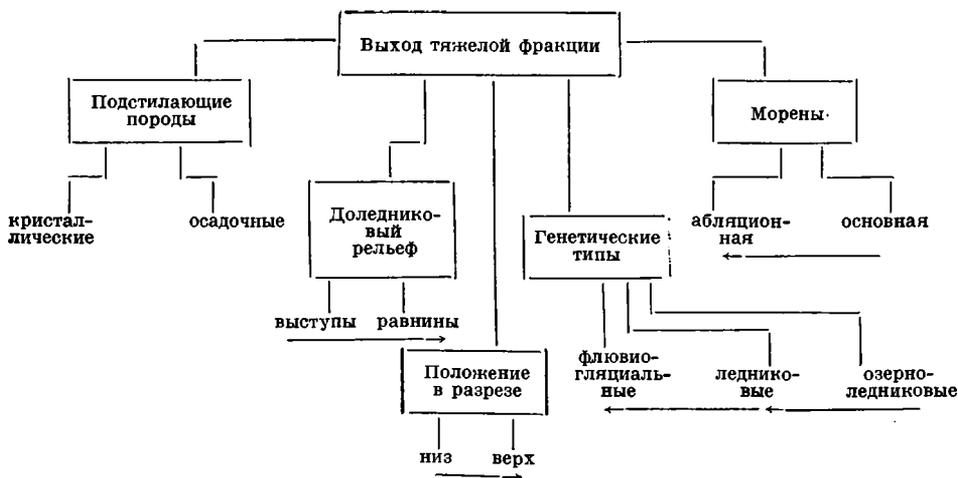
Условия переноса и отложений также влияют на соотношение эратического и локального материала.

Изучение соотношения эратического и локального материала помогает установить различные типы морен. Влияние коренных пород наиболее резко выражено в основных моренах. Абляционные морены обычно целиком состоят из эратического материала. Так, в пределах ордовикского плато абляционная морена бескарбонатна, тогда как основная содержит карбонатов до 30% и более.

Значительный интерес при палеогеографических реконструкциях и установлении генетических типов отложений представляет анализ содержания тяжелой фракции (схема 2). Количество ее колеблется в значительных пределах. Максимальное содержание тяжелой фракции наблюдается в пределах кристаллического щита, где оно достигает 15—20%,

Схема 2

Зависимость выхода тяжелой фракции от подстилающих пород, доледникового рельефа, положения в разрезе, генетических типов отложений и типов морен



Стрелки указывают направление увеличения процентного содержания тяжелой фракции.

повышаясь местами до 46—48%. В районах, где ледниковые отложения залегают на осадочных породах, выход тяжелой фракции резко падает до 1% и меньше. Намечаются некоторые закономерности в изменении содержания тяжелой фракции. Так, в пределах кембрийской денудационной равнины выход тяжелой фракции колеблется от 5% (на границе с кристаллическим щитом) до 1% и менее в пределах Приневской низменности. На ордовикском плато, девонской низине и карбовом плато выход тяжелой фракции снижается до нескольких долей процента; лишь местами повышаясь до 1%.

В пределах северо-западной части Русской равнины выход тяжелых минералов в общем постепенно уменьшается в юго-восточном направлении, но имеется много отклонений от этого положения. На выход тяжелой фракции влияет также рельеф коренных пород. Выступы коренных

пород, как отмечалось выше, обогащают легкую фракцию и снижают выход тяжелой, а в пределах одного горизонта в основной морене иногда наблюдается уменьшение содержания тяжелой фракции в нижней части, контактирующей с осадочными породами. В разрезах, где вскрыты разновозрастные толщи, нижние части горизонтов иногда содержат меньше тяжелой фракции, чем верхние.

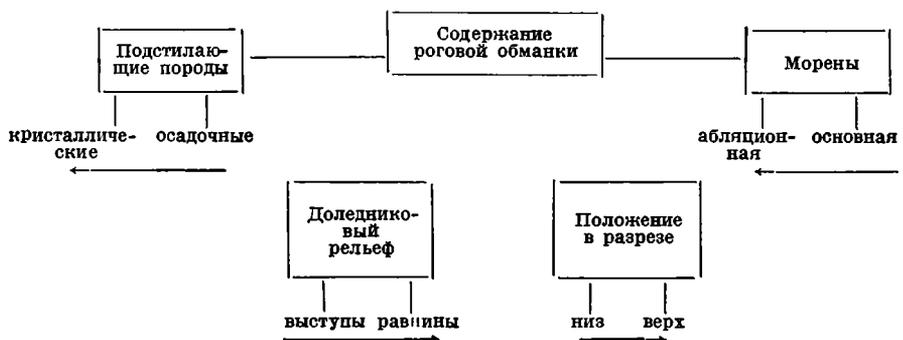
Содержание тяжелой фракции зависит также от условий и длительности переноса, в связи с чем в абляционной морене выход тяжелой фракции иногда больше, чем в основной (например, на ордовикском плато).

Выход тяжелой фракции для различных генетических типов ледниковых отложений неодинаков. Максимальное содержание тяжелой фракции наблюдается обычно у флювиогляциальных отложений и равно 1—2%, реже — 3%, но обычно оно в 2—3 раза превышает выход тяжелой фракции в моренах. Для флювиогляциальных отложений в общем характерны резкие колебания в содержании тяжелой фракции. Выход тяжелой фракции в моренах значительно более постоянен и редко превышает 1% (обычно 0,6—0,8%). Наименее богаты тяжелой фракцией озерно-ледниковые отложения (0,5—0,6%), но иногда в них отмечается повышение содержания тяжелых минералов, что связано с осадками прибрежной части водоемов, где при благоприятных условиях образуются естественные шлихи.

Среди тяжелых минералов наибольший интерес представляет обыкновенная роговая обманка. Содержание ее зависит от тех же факторов, что и выход тяжелой фракции, а также от соотношения между эратическим и местным материалом. Количество роговой обманки обычно снижается одновременно с общим содержанием тяжелой фракции, в особенности в пределах выступов коренных пород, которые служили препятствием при движении ледника (ордовикский и карбоновый уступы; схема 3). В основной морене намечается повышение содержания роговой обманки вверх

Схема 3

Зависимость содержания роговой обманки от подстилающих пород доледникового рельефа и положения в разрезе и типа морен



Стрелки указывают направление увеличения процентного содержания тяжелой фракции.

по разрезу в пределах одного горизонта, тогда как в основных моренах, залегающих на ровных участках коренного рельефа, содержание роговой обманки в пределах одного горизонта остается более или менее постоянным. В разновозрастных отложениях содержание роговой обманки возрастает от более древних к более молодым отложениям. В нижних моренах содержание роговой обманки незначительно (до 10%), в более верхних повышается до 15—20 и 20—30%, но в пределах одного горизонта в нем часто наблюдаются большие отклонения, чем в разновозрастных, что ограничивает использование этих данных в стратиграфических целях.

Существенных изменений в содержании роговой обманки различных генетических типов отложений не наблюдается. Некоторые водно-ледниковые отложения имеют значительное количество гранатов, а роговой обманки в них меньше, но довольно часто морены по содержанию гранатов не отличаются от водно-ледниковых отложений.

В различных типах морен содержание роговой обманки часто неодинаково; обычно в абляционных моренах оно несколько повышено по сравнению с основными (местами в 1,5—2 раза).

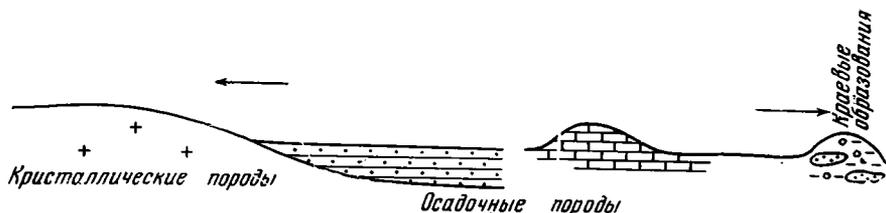


Рис. 1. Схематический профиль коренных пород и влияние их на содержание тяжелой фракции и роговой обманки. Стрелки указывают, в каком направлении увеличивается выход тяжелой фракции и содержание роговой обманки

Таким образом, ясно, что минеральный состав ледниковых и водно-ледниковых отложений является сложной функцией и варьирует в значительных пределах. Влияние подстилающих пород на минеральный состав одновозрастных морен лимитирует применение его в стратиграфических целях.

Все это казалось бы снижает интерес к минералогическому анализу, но тем не менее изучение его весьма желательно при изучении ледниковых отложений, так как оно помогает расчленению отдельных разрезов и выделению различных генетических типов. Поэтому при изучении литологии ледниковых отложений желательно использовать и минералогию. При этом можно несколько упростить самый анализ, а именно определить содержание минералов лишь первой группы и частично второй. Выбор минералов второй группы зависит от состава тяжелой фракции подстилающих пород. Так, над породами, богатыми глауконитом, необходимо определять глауконит, над породами, обогащенными сидеритом, — сидерит и т. п. Для этого следует располагать данными по минеральному составу коренных пород.

На рисунке приведен схематический профиль, на котором стрелками показано направление увеличения выхода тяжелой фракции, повышение содержания продуктов разрушения кристаллических пород и увеличение процентного содержания роговой обманки в тяжелой фракции. Все эти изменения связаны одно с другим и, как видно на профиле, зависят от рельефа коренных пород и их состава. Незначительное увеличение выхода тяжелой фракции и содержания роговой обманки наблюдается также в крайних зонах, что связано, вероятно, с относительно широким распространением здесь абляционной морены.

Несмотря на то, что изучение минерального состава ледниковых отложений не дает возможности коррелировать удаленные один от другого разрезы, исследование его имеет большой интерес при решении палеогеографических вопросов, а также при расчленении толщ.

ОПЫТ СРАВНИТЕЛЬНОЙ ХАРАКТЕРИСТИКИ СТРОЕНИЯ АЛЛЮВИЯ РАВНИННЫХ РЕК РАЗЛИЧНЫХ КЛИМАТИЧЕСКИХ ЗОН

Ю. А. Лаврушин

(СССР)

В настоящее время существует две точки зрения о влиянии климата на строение и формирование аллювия. Согласно первой, климат оказывает настолько серьезное воздействие на формирование аллювиальной свиты, что приводит к существенным различиям в строении аллювия. Таких представлений, в частности, придерживается Г. И. Горецкий (1958), который, описывая аллювиальные отложения рек, питавшихся талыми водами материковых оледенений, пришел к выводу о необходимости выделения этих образований в самостоятельный генетический тип континентальных четвертичных осадков, названный им просхозогляциальным. Позднее сходные взгляды о влиянии климата на строение и формирование аллювия высказал А. А. Асеев (1960, 1963).

Сторонники второй точки зрения считают, что климат, действительно, оказывает существенное влияние на формирование аллювия, но по существу не меняет схемы его строения, разработанной Е. В. Шанцером (1951).

Исследование аллювиальных отложений, формировавшихся в различных климатических условиях (умеренный, субарктический, семиаридный, перигляциальный пояса), проведенное автором настоящей статьи, позволило ему присоединиться к сторонникам второй точки зрения. Действительно, изучение аллювия равнинных рек перечисленных выше климатических обстановок, показало, что влияние климата отражается прежде всего на соотношении фаций или, точнее говоря, на относительной роли тех или иных фаций в строении аллювиальных свит и на строении и вещественном составе этих фаций. С нашей точки зрения, наибольшее влияние климата сказывается через гидрологический режим рек¹, а также температурный режим и количество осадков, выпадающих в той или иной климатической зоне. Последние два фактора оказывают чрезвычайно важное воздействие на ход и направленность процессов субаэрального диагенеза, придающих многим фациям аллювиальных отложений в каждой климатической зоне свой неповторимый, специфический облик.

В связи с этим при дальнейшем изложении мы и остановимся главным образом на отражении указанных факторов² в строении аллювиальных свит.

Влияние гидрологического режима рек на соотношение фаций в строении аллювиальных свит

Несмотря на то, что все равнинные реки принадлежат в общем к одной категории русловых потоков, характеризующихся однотипной схемой внутренней поперечной циркуляции и относительно неболь-

¹ В понятие гидрологического режима реки автор, как это принято в гидрологии, включает не только водный расход, но и расход наносов.

² В настоящей статье автор не будет останавливаться на других климатических факторах, поскольку это является предметом специального рассмотрения.

шими скоростями течения, гидрологические режимы их могут быть достаточно разнообразны. Поэтому каждому типу гидрологического режима (который, конечно, зависит не только от климата, но и от других компонентов физико-географической обстановки, в частности, от геологического строения бассейна), соответствует свой режим осадконакопления и свойственная ему относительная роль основных фаций аллювия, определяющих весь облик аллювиальных свит в целом.

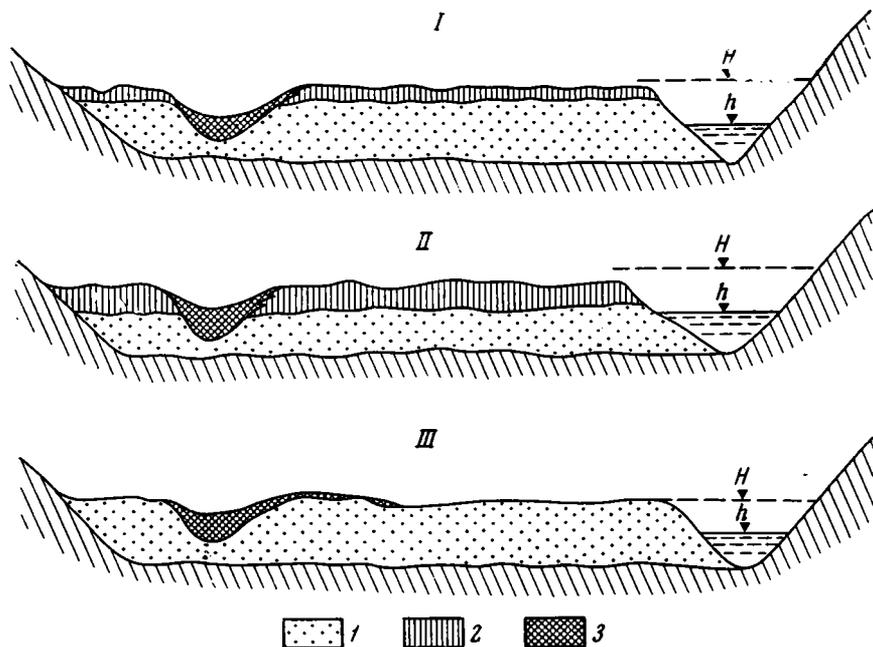


Рис. 1. Соотношение основных фаций в аллювиальной свите равнинной реки, находящейся в перстративной фазе аккумуляции (варианты I, II и III)

1 — русловой аллювий; 2 — пойменный аллювий; 3 — старичный аллювий; h — урез воды в русле реки в межень; H — урез воды во время половодья

На равнинных реках изученных нами климатических зон, в зависимости от гидрологического режима, можно выделить несколько вариантов строения аллювиальных свит с различной относительной ролью основных фаций аллювия³.

Первый вариант — «нормальное» соотношение фаций в видимой части разреза поймы. В этом случае примерно треть поймы сложена пойменным аллювием, а остальная часть — русловым (рис. 1, I). Рассматриваемый вариант строения аллювиальной свиты достаточно хорошо описан в литературе на примере рек умеренного пояса (Шанцер, 1951), поэтому останавливаться на нем подробнее нет необходимости. Дополнительно отметим, что теоретически можно допустить подобные же соотношения и на некоторых реках других климатических зон.

Второй вариант — в видимой части разреза преобладают отложения пойменного аллювия, что может быть обусловлено значительными весенними половодьями, во время которых реки переносят достаточное количество взвешенных наносов, необходимых для накопления мощного

³ Нами всюду имеется в виду случай перстративной аккумуляции, поскольку на строении контрастного аллювия могут резко сказываться особенности хода тектонических движений, осложняющие характер связей с климатом.

пойменного аллювия (рис. 1, II). Этот вариант строения аллювиальных свит довольно полно выражен на реках с восточносибирским типом гидрологического режима, характеризующимся резко выраженным весенним половодьем, после которого наступают низкие уровни летней межени (Давыдов, 1955; Лаврушин, 1963). Строго говоря, различия между первым и вторым вариантом строения аллювиальных свит не очень значительны. Поэтому, может быть, было бы правильнее считать их не самостоятельными вариантами, а даже подвариантами. Тем не менее для того, чтобы подчеркнуть в настоящем сообщении роль гидрологического режима в строении аллювиальных свит, мы сочли целесообразным выделить их в два самостоятельных варианта.

В какой-то степени разновидностью рассматриваемого варианта строения аллювиальной свиты является аллювий рек семиаридного пояса.

В строении видимой части разреза поймы этих рек также нередко преобладает пойменный аллювий (Шанцер, 1954, 1964; Лаврушин, 1964).

Третий вариант — вся видимая часть разреза поймы, а следовательно, и вся аллювиальная свита в целом, сложена почти целиком русловым аллювием (рис. 1, III). Такое строение свойственно некоторым рекам местного питания субарктического пояса, что объясняется отсутствием резко выраженных паводков и половодий на этих реках (Лаврушин, 1963).

Еще более четко подобный вариант строения аллювия выражен в строении так называемых борových террас многих рек территории СССР и Западной Европы, питание которых не было связано с талыми водами ледникового покрова. По-видимому, климатическая обстановка перигляциальной зоны⁴ оказывала существенное влияние на тип гидрологического режима этих рек, который, скорее всего, отличался отсутствием крупных половодий. Отсутствие пойменного аллювия сближает до какой-то степени отложения этих рек с аллювием субарктических рек местного питания. Одновременно наличие на их поверхности перевеянных песков, образующих довольно крупные дюны, указывает на аридную или семиаридную обстановку их накопления. Аналогичное соотношение основных фаций имеется также у аллювиальных свит равнинных рек озерного питания, отличающихся зарегулированным гидрологическим режимом. Однако в климатическом отношении эти реки являются азовальными.

Четвертый вариант строения аллювиальных свит является более сложным. Он свойствен обычно крупным речным артериям с широкими поймами, достигающими десятков километров ширины (например, Волго-Ахтубинская пойма, пойма р. Оби на широтном отрезке ее долины), с интенсивно развитой фуркацией русла. В строении аллювия такой многорукавной поймы отчетливо выражена двухъярусность⁵. В основании аллювиальных свит таких рек вскрывается обычно мощная толща грубого руслового аллювия главного водотока, поверх которой лежат отложения, сформированные различными по силе второстепенными водотоками; ложе

⁴ В настоящее время почти все исследователи связывают время формирования «борových» террас с перигляциальной обстановкой.

⁵ Тип миграции русла реки, как известно, зависит, прежде всего от соотношения водного и твердого стока реки, от количества и крупности наносов, их подвижности, от скоростей течения водного потока. Иногда делают попытку связать тип миграции русла реки с неотектоническими движениями. В принципе это верно, но не исчерпывает всех наблюдающихся в природе случаев. Так, например, нередко связывают фуркацию русел крупных рек с областями современных тектонических опусканий. Действительно, такие случаи наблюдаются, но имеются и прямо противоположные. В этом отношении можно сослаться на нижнее течение Миссисипи или низовья р. По, протекающих через зоны современных интенсивных отрицательных тектонических движений, но продолжающих меандрировать вплоть до устья. Поэтому, с нашей точки зрения, тип миграции русла реки правильнее объяснять особенностями гидрологического режима, понимая последние так, как это было отмечено выше.

их может располагаться на нескольких различных уровнях (рис. 2, IV). Другими словами, аллювиальная свита в этом случае будет состоять как бы из двух подсвит: подсвиты основного водотока с русловым, пойменным и старичным аллювием и подсвиты второстепенных протоков с аналогичным комплексом образований⁶.

Близкое к описанному строение имеют плейстоценовые аллювиальные свиты равнинных рек ледникового питания или так называемые ледниково-аллювиальные отложения. Благодаря особенностям гидрологического режима этих рек (водный поток был сильно перегружен наносами), аллювиальные свиты их построены уже полностью по констративному типу.

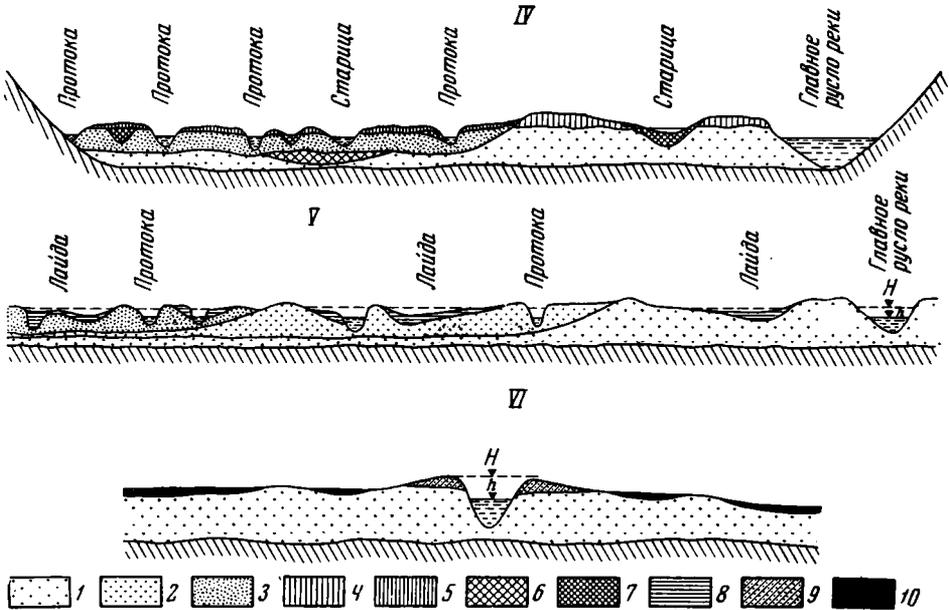


Рис. 2. Соотношение основных фаций в аллювиальных свитах равнинных рек, находящихся в перстративной фазе аккумуляции (варианты IV, V, VI)

1 — русловый аллювий главных русел; 2 — русловый аллювий крупных протоков и рукавов приречной зоны поймы; 3 — русловый аллювий второстепенных протоков внутренней зоны поймы; 4 — пойменный аллювий основного русла; 5 — пойменный аллювий второстепенных протоков; 6 — старичный аллювий основного русла; 7 — старичный аллювий второстепенных протоков; 8 — комплексы отложений застойных и полупроточных вод частичного затопления поймы (речные лайды, соры и т.д.—различных генераций); 9 — комплекс отложений естественных прирусловых дамб; 10 — комплекс отложений застойных водоемов и болот; Н — урез воды в русле реки во время половодья; h — урез воды в межень

В целом строение этих свит выглядит довольно пестро за счет неоднократного чередования по вертикали и частой смены по простиранию пачек отложений, относящихся к разным фациям руслового, пойменного и старичного аллювия, различных по силе водотоков.

Пятый вариант строения аллювиальной свиты характерен для крупных рек, русла которых также интенсивно дробятся на рукава, а ширина поймы такова, что по своим масштабам приближается к аллювиальным равнинам. Обилие многочисленных протоков и рукавов, дренирующих

⁶ В этом варианте, как и в последующем, в строении аллювиальных свит уже появляются некоторые свойства констративности аллювия, т. е. здесь соотношение фаций характерно для констративного типа аккумуляции. Однако обусловлено оно в значительной степени особенностями гидрологического режима рек.

пойму, которые в сумме способны пропускать громадные расходы воды, приводит в этом случае к тому, что полые воды сравнительно редко выходят из берегов. Вследствие этого условия для накопления пойменного аллювия, даже при наличии большой мутности речной воды, крайне неблагоприятны. Во время половодий заливаются только наиболее пониженные части поймы, и в них формируются осадки, относимые нами к отложениям частичных разливов, которые на реках субарктического пояса с индигирским типом гидрологического режима мы называем отложениями речных лайд.

Индигирский тип гидрологического режима имеет три основные особенности, оказывающие наибольшее влияние на соотношение фаций в строении аллювиальных свит и их вещественный состав. Первая особенность заключается в том, что после четко выраженного весеннего половодья в летнее время происходят неоднократные подъемы и спады уровня воды. Вторую особенность составляет большое количество переносимых потоком взвешенных наносов и, наконец, третью — относительно небольшая высота весенних и летних паводков, наиболее высокие из которых, как правило, заливают не всю пойму целиком, а только ее пониженные части. По происхождению речные лайд могут быть очень разнородны (понижения на поверхности поймы, полуотшнуровавшиеся от основного русла рукава и протоки, отдельные затоны и заводи, днища спущенных термокарстовых озер на пойме и т. д.). Поэтому в фациальном отношении образующиеся в них осадки занимают промежуточное положение между пойменным и старичным аллювием, замещающая и тот и другой. Отложения речных лайд до некоторой степени можно сопоставлять с осадками култуков или ильменей внутренних частей дельт, а также соров, распространенных в приустьевых частях рек умеренного и холодно-умеренного поясов. В условиях аридного климата к осадкам частичного затопления поймы близки, по-видимому, отложения, выделяемые некоторыми исследователями в дельте Аму-Дарьи в пойменную такыровидную фацию. Таким образом, аллювиальные свиты аккумулятивных равнин, созданных реками, гидрологический режим которых способствует развитию интенсивной фуркации русла, построены в основном из руслового аллювия различных по величине протоков и рукавов и разных генераций отложений фации частичных разливов поймы (рис. 2, V).

Наконец, последний, шестой вариант строения аллювиальной свиты также приурочен к обширным аллювиальным равнинам. В этом случае мы имеем в виду равнины, формирующиеся реками с меандровым типом миграции, русла которых обвалованы дамбами на значительном протяжении (рис. 2, VI). Гидрологический режим этих рек (ярким примером может служить участок р. Хуанхэ на Великой Китайской равнине) отличается кратковременными резкими паводками и очень большим количеством несомых наносов. Рост прирусловых дамб, по-видимому, обусловлен резким контрастом скоростей течения на переходе от русла к пойме, что способствует крайне большой скорости осадконакопления в прирусловой зоне. В результате река течет как бы в приподнятом над плоской равниной ложе, обнесенном с обеих сторон высокими дамбами, закрепляющими русло реки и препятствующими его дальнейшей миграции. Возникающие время от времени прорывы полых вод через дамбы заливают пониженные участки поймы, создавая временные или питаемые постоянными водоемы, в которых формируются осадки озерно-болотного типа. Последние не являются, строго говоря, ни пойменным, ни старичным аллювием, а представляют собой уже особую фацию, которую можно назвать фацией застойных водоемов и болот. В целом аллювиальная свита в своем строении имеет три важных компонента: русловой аллювий, пойменный аллювий, представленный хорошо выраженными осадками прирусловых дамб, и отложения фации застойных водоемов и болот.

Таким образом, в результате изучения аллювиальных свит равнинных рек различных климатических зон и разного гидрологического режима удалось выделить, по крайней мере, шесть вариантов их строения, отличающихся по относительному развитию основных фаций. Естественно, не все охарактеризованные варианты имеют одинаковое значение. Однако часть их может безусловно хорошо распознаваться и в ископаемом состоянии не только среди четвертичных толщ, но и среди дочетвертичных континентальных образований. В этом случае тщательный фациальный анализ строения аллювиальных свит может оказать помощь в расшифровке некоторых гидрологических особенностей рек далекого геологического прошлого.

Влияние гидрологического режима на строение основных фаций аллювия равнинных рек

Гидрологический режим реки оказывает большое влияние на строение руслового и пойменного аллювия. В меньшей степени это касается старичных отложений, поэтому специально на них мы останавливаться не будем.

Накопление, строение и текстуры руслового аллювия любой климатической зоны и любой реки неразрывно связаны с транспортировкой и перераспределением переносимых ею наносов. Их количество, крупность, степень подвижности при определенных скоростях течения и расходе водного потока являются основными факторами, определяющими большинство особенностей строения аллювия.

Русловой аллювий принято подразделять на две основные фации — пристрежневую и прирусловую отмели. Отложения первой накапливаются в условиях, отличающихся довольно неустойчивым режимом аккумуляции осадков. Вследствие этого для пристрежневой части русла характерна аккумуляция относительно грубозернистых отложений и типична частая смена материала, нередко очень различного гранулометрического состава. Вторая фация руслового аллювия — отложения прирусловой отмели — соответствует зоне наиболее устойчивого режима осадконакопления в русле реки, что объясняется менее интенсивной турбулентностью потока и меньшими скоростями течения.

Накопление прирусловых отмелей является прямым итогом деятельности поперечных циркуляционных токов. Изучение основных особенностей строения современных морфологически хорошо выраженных отмелей, позволило выделить в их пределах три зоны осадконакопления, различающиеся по гидродинамической обстановке (рис. 3).

Первая зона — это верхняя часть отмели, затапливаемая лишь при очень высокой воде. Для нее характерны мелкие колебания уровней воды, которые находят свое четкое отражение в динамике осадконакопления. Другой ее существенной особенностью является то, что здесь, в связи с малыми глубинами, по-видимому, не возникает правильная система поперечных циркуляционных токов и движение и накопление наносов обусловлено в значительной степени продольными токами воды на мелководье. В результате этих особенностей осадконакопления в верхней части отмели формируется обычно тонкослоистая пачка отложений, состоящая из более или менее правильного горизонтального мелколинзовидного чередования тонких прослоев суглинков, алевритов и песка. В песчаных прослоях нередко наблюдается тонкая слоистость ряби течения, ряби волнения, а также горизонтально-линзовидная слоистость.

Прослой суглинков и алевритов залегают почти горизонтально, без заметного уклона к стрежню русла, что связано с аккумуляцией их в верхней выпуклой части отмели и неустойчивостью режима осадконакопления в силу частых и небольших колебаний уровней в паводок.

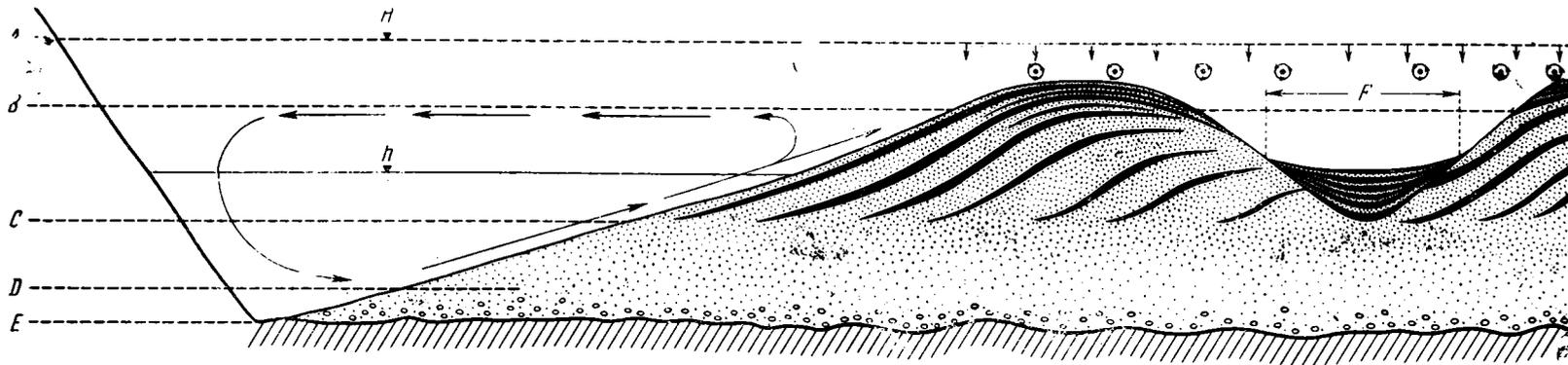


Рис. 3. Основные зоны осадконакопления в пределах приустьевой отмели.

h — меженный уровень воды; H — уровень половодья; AD — приустьевая отмель; DE — пристречневой аллювий; AB — зона небольших колебаний уровней воды на мелководье во время паводков — область преимущественного воздействия продольных турбулентных токов воды и осаднения наносов из взвеси. Преимущественно распространена носо-волнистая слоистость рьяи течения, волнения и линзовидно-горизонтальная. Характерно горизонтально-линзовидное чередование тонких прослоев песков, супесей и алевритов (субфация верхней части отмели). BC — зона крупных колебаний уровней воды, область воздействия поперечных циркуляционных токов. При спаде воды замедление скоростей течения до минимальных значений. Преимущественно распространена косая слоистость диагонального типа и слоистость рьяи течения. Характерно чередование крупных прослоев песков, супесей и алевритов (субфация средней части отмели). CD — зона преимущественного воздействия поперечных циркуляционных токов, область правильных текстур косой слоистости диагонального типа (субфация нижней части отмели). F — осадки субфации заводей или зотонов, область накопления преимущественно взвешенных наносов, в песчаных слоях возможны текстуры слоистости рьяи течения и волнения при преобладании параллельной слоистости облакающего типа

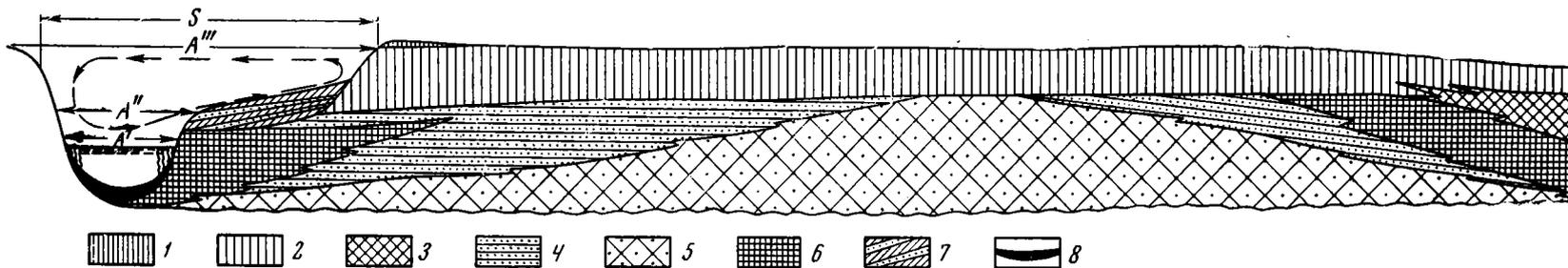


Рис. 4. Принципиальная схема строения аллювия равнинной реки степной зоны, находящейся в перстративной фазе аккумуляции

1 — с тложения наложенной приустьевой дамбы; 2 — пойменный аллювий; 3 — старичный аллювий; 4 — отложения приустьевой отмели; 5 — отложения переката; 6 — отложения плеса меженного уровня; 7 — отложения наложенной приустьевой отмели; 8 — современные осадки плеса меженного уровня; A' — урез воды в межень; A'' — уровень прекращения активных поперечных циркуляционных токов в русле степной реки; A''' — уровень половодья; S — ширина русла степной реки в половодье

Вторая зона — это средняя часть отмели. Она располагается в полове, лежащей вблизи меженного уреза воды, и простирается на некоторое расстояние от него как в сторону стрежня, так и в сторону берега. Отличительной особенностью накопления осадков в этой зоне является то, что с одной стороны, она уже целиком находится под воздействием поперечных циркуляционных токов, а с другой — при спаде воды скорости течения в ее пределах имеют наименьшие значения и здесь происходит периодическое осаждение взвешенных наносов. В разрезах, характеризующих эту часть отмели, наблюдается чередование крупных прослоев заиления и примерно аналогичных по мощности прослоев песка. В песчаных прослоях, в зависимости от соотношения между скоростями течения водного потока и гранулометрическим составом наносов, бывает развита косая слоистость диагонального типа или мелколинзовидная косоволнистая слоистость ряби течения.

В зависимости от конфигурации русла в этой зоне русловой отмели возникают нередко заводи и затоны. Особенно широко они бывают распространены в хвостовых частях кос. В них накапливаются своеобразные отложения, которые выделяются в субфацию затона или заводи (Лаврушин, 1963).

Третья зона — это наиболее нижняя часть отмели, прилегающая к стрежню, где можно ожидать встретить преимущественно правильные текстуры косой слоистости диагонального типа. Но поскольку даже в меженях в этих частях отмелей скорости течения достаточно велики, то аккумуляция взвешенных наносов, по-видимому, не происходит и прослой заиления, как правило, не образуются.

Совершенно особый характер имеют отложения руслового аллювия, накапливающегося в многочисленных мелких протоках, интенсивно дробящихся на рукава равнинных рек. В этих условиях заиление распространяется не только на всю прирусловую отмель, но практически почти и на всю пристрежневую часть русел. В результате все выстилающие протоки осадки имеют большое сходство и их бывает трудно фациально различить.

Поэтому в настоящее время более правильным будет выделять их в особую фацию руслового аллювия, фацию кратковременно функционирующих протоков и рукавов.

Отмеченные основные особенности осадконакопления в руслах равнинных рек установлены для рек субарктического и влажноумеренного климата, возможно, типичны и для других климатических обстановок. Их можно также обнаружить в аллювии крупных транзитных рек, проходящих через несколько климатических зон.

В руслах равнинных рек семиаридной (степной) зоны осадконакопление имеет отличительные особенности, обусловленные гидрологическим режимом (рис. 4). Последний на степных реках характеризуется резкой, высокой, но кратковременной волной весеннего половодья, после которого наступает летняя межень. Сток в это время почти совершенно прекращается, и русла рек представляют собой почти изолированные глубокие плёсы, разобщенные заросшими растительностью перекатами, а многие малые реки пересыхают полностью. Эти особенности гидрологического режима степных рек оказывают существенное влияние на строение руслового аллювия. Имеющиеся в нашем распоряжении материалы позволяют выделить в руслах этих рек три основные обстановки осадконакопления, связанные с различной динамикой водного потока. Осадки, накапливающиеся в этих зонах, мы рассматриваем как фации руслового аллювия степных рек. Прежде всего, четко различаются отложения перекатов и плёсов.

Поскольку отложения, формирующиеся на перекатах крупных и средних степных рек, находятся под водой, мы имеем сравнительно мало ма-

териала по их строению. В настоящем сообщении необходимо отметить только, что по сравнению с реками умеренного и субарктического поясов отложения перекаатов степных рек сложены очень мелкозернистыми осадками, нередко значительно заиленными.

В строении осадков, слагающих плёсы, на реках степной зоны четко выделяется два типа отложений, обусловленных гидродинамикой речного потока.

Первый из них — это отложения прирусловых отмелей, накопление которых в руслах степных рек происходит только во время весеннего половодья.

Второй тип — это осадки плёсовых западин меженного русла, накопление которых связано с падением скоростей течения до минимальных значений, отсутствием поперечных циркуляционных токов и появлением условий, благоприятных для осаждения взвешенных наносов.

Отложения прирусловых отмелей на степных реках распространены обычно только на выпуклых берегах меандров. В поперечном профиле они слагают слабо наклоненные к руслу площадки, нередко обрывающиеся к меженному уровню воды уступом высотой 1,0—1,5 м. На поверхности этих площадок, как правило, интенсивно заросших кустарником, иногда можно различить ряд небольших грив. Существенной особенностью осадков прирусловых отмелей является то, что они сложены толщей линзовидно-наслоенных чрезвычайно заглиненных песков и суглинков, прослой которых толщиной 0,4—0,5 м имеют заметное падение в сторону русла. Изредка в песчаных прослоях хорошо видна мелколинзовидная косая слоистость ряби течения.

Толща осадков прирусловой отмели на степных реках содержит большое количество корней кустарниковой и прибрежной растительности и, в отличие от аналогичных образований рек умеренно-гумидной и субарктической зоны, имеет коричневато-бурые тона и явные следы почвообразовательного процесса.

Выше уже отмечалось, что прирусловые отмели нередко отделяются от меженного уреза воды довольно крутым уступом. Особенно четко подобные уступы бывают выражены на степных реках с очень крутыми и большими излучинами русла, которое имеет канавообразный тип поперечного профиля (Большой и Малый Ирғиз, Большой Узень, отдельные участки). В этих достаточно крутых и крупных меандрах, по-видимому, во время весенних половодий уклоны продольного профиля бывают очень невелики, скорости течения незначительны и интенсивность поперечных циркуляционных потоков крайне ослаблена. В связи с этим практически вовсе прекращается боковая эрозия, о чем однозначно свидетельствует задренованность даже вогнутых бортов русла. В итоге русло оказывается закрепленным, его миграция по дну долины прекращается, и пойма перестает перерабатываться рекой, беспрепятственно повышаясь отлагающимися на ее поверхности осадками до максимально возможной высоты. В результате полые воды перестают заливать пойму во время обычных по высоте паводков и весь паводковый расход воды пропускается исключительно через русловую ложбину. Это несколько активизирует русловый размыв в стрежневой зоне русла и приводит к частичному врезанию реки в собственные отложения. Особенно ярко этот врез проявляется на выпуклых берегах меандров, где на спаде воды начинает формироваться отчетливо выраженный более низкий эрозионный уровень, с которым связано накопление новой генерации осадков русловых отмелей, прислоненной и частично наложенной на осадки более ранней генерации нормальных половодных русловых отмелей. Отложения этих наложенных русловых отмелей в ряде случаев прислоняются к толще пойменного аллювия.

Плёсы в межень превращаются в почти не связанные один с другим стоячие водоемы с режимом, близким к старичному. Это накладывает су-

ществленный отпечаток на строение накапливающихся здесь осадков и сближает их со старичными отложениями рек умеренно-гумидной и субарктической зоны. Отложения плёсов межженного русла представлены существенно заиленными иловато-суглинистыми осадками с неясно выраженной горизонтальной слоистостью. При этом осадки, накапливающиеся в прибрежной части плёсовых западин, отличаются большим содержанием растительных остатков, которые нередко переполняют породу.

Пойменный аллювий степных рек также своеобразен. Е. В. Шанцер в своей монографии показал довольно полное различия его строения на реках умеренно-гумидной зоны в зависимости от гидродинамической обстановки. Аналогичные закономерности выявлены были позже для рек умеренно-холодного и субарктического пояса.

Существенной особенностью строения пойменного аллювия рек степной зоны, в отличие от этих климатических обстановок, является его м о н о ф а ц и а л ь н о с т ь. Пойменный аллювий степных рек, как правило, почти целиком представлен осадками, литогенетически сходными с отложениями внутренней зоны поймы рек умеренно-гумидной зоны. Это можно связать с незначительными скоростями течения полых вод, сравнительной кратковременностью весеннего половодья и недостаточно интенсивной поперечной циркуляцией в русле, которая не способствует выносу относительно грубого материала на пойму.

Только на участках русел степных рек, где имеются очень крупные и крутые излучины, в рельефе поймы около вогнутых бортов русла появляются слабо выраженные валобразные повышения. Сложены они, как правило, слабослоистыми опесчаненными супесями, лежащими на пойменном аллювии, типичном для степных рек. Такую картину мы неоднократно наблюдали в среднем течении р. Большой Ирғиз, где подобные меандры были описаны Е. В. Шанцером (1951). Появление таких валобразных повышений на поймах степных рек можно понять, если учитывать динамику водного потока на этих участках русла, о чем частично говорилось уже выше.

Здесь же мы лишь подчеркнем, что в фациальном отношении осадки, слагающие подобные валобразные повышения в рельефе поймы, можно рассматривать как зачаточные наложенные прирусловые валы, образующие своеобразные дамбы.

Пойменный аллювий степных рек обычно чрезвычайно сильно переработан почвенными процессами. Об этом свидетельствуют многочисленные следы почвообразования, которые фиксируются во всех изученных разрезах аллювия в виде погребенных почв, обильно развитого известковистого псевдомицелия и т. д.

Влияние других климатических факторов на строение основных фаций аллювия равнинных рек

Известно, что климат оказывает большое влияние на ход процессов литогенеза. Наиболее важными факторами климата, влияющими на эти процессы, являются температурный режим и режим влажности. Учитывая в основном эти два фактора, мы и рассмотрим особенности строения основных фаций аллювия равнинных рек в субарктической, умеренной и семиаридной зонах.

Основной чертой субарктического пояса в интересующем нас отношении является низкая отрицательная температура в течение большей части года. В связи с этим активная деятельность воды здесь возможна только в очень короткий период времени. В остальное время она может воздействовать на образующиеся осадки только в твердой фазе в виде льда. Это накладывает весьма специфический отпечаток на весь аллювий субарктического пояса. Действительно, характерной особенностью всех аллю-

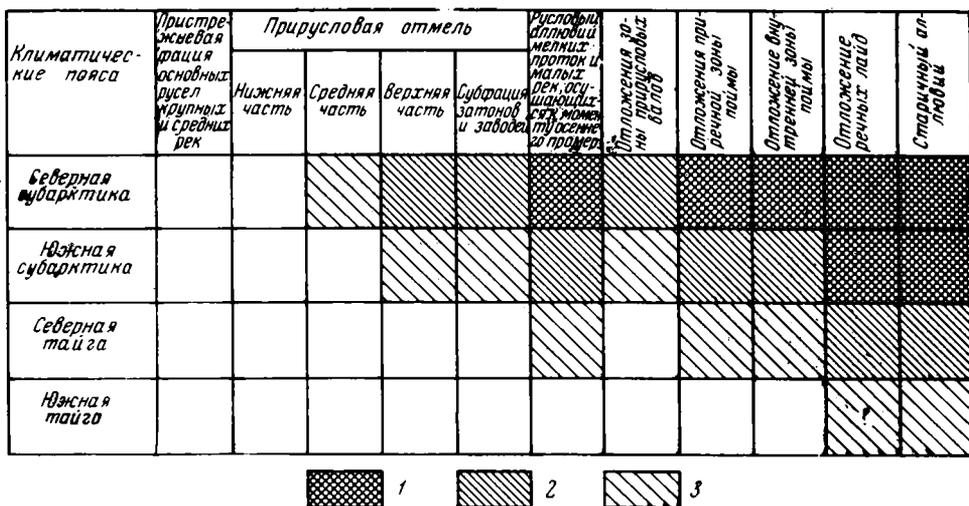


Рис. 5. Фациальная приуроченность ледяных жил в аллювиальных отложениях
 Степень распространения ледяных жил: 1 — сильная; 2 — средняя; 3 — слабая

виальных отложений субарктических рек, за исключением маломощного деятельного слоя, является их сильная обогащенность льдом. Особенно большое впечатление производят повторно-жильные льды.

До настоящего времени существует мнение, что жильные льды распространены только в пойменном аллювии. Наши наблюдения позволили прийти к другому выводу. На крайних северных окраинах материка жильные льды присутствуют почти во всех фациях современного равнинного аллювия. Исключение составляют только осадки пристрелкового аллювия крупных рек. В направлении с севера на юг условия, благоприятные для обнаружения повторно-жильных льдов, в той или иной фации аллювия могут меняться (рис. 5).

Низкие температуры способствуют подавлению почти всех процессов химического выветривания. В результате даже наиболее тонкие пелитовые разности аллювиальных отложений почти не содержат глинистых минералов.

Аллювиальные отложения не имеют сколько-нибудь заметных диагенетических преобразований под действием почвенных процессов. Исключением являются только осадки пойменного аллювия, на которые накладывается слабо выраженный процесс тундрового типа почвообразования.

Наконец, в связи с отрицательными среднегодовыми температурами областей субарктического пояса разложение растительных и других остатков в аллювии или почти не происходит или крайне замедлено. В связи с этим аллювий равнинных рек субарктического пояса, как правило, слабо обогащен разложенным органическим веществом, хотя часто и содержит много растительного детрита. Одновременно повышенная относительная влажность деятельного слоя способствует тому, что почти все фации аллювия (прирусловая отмель, пойменный и старичный аллювий) в его пределах несут четкие следы диагенетического преобразования осадков вследствие интенсивно происходящих процессов болотообразования. В породе они выражаются прежде всего в появлении признаков оглеения и новообразований вивианита. По-видимому, низкие температуры Субарктики способствуют тому, что закисное железо, хотя и отличается нестой-

костью, почти не окисляется на выходах пород в естественных обнажениях.

Вероятно, это связано также с тем, что интенсивно разлагающиеся оттаивающие растительные и животные остатки, играющие роль своеобразного энергичного восстановителя, расходуют почти весь поступающий к породе кислород. Вследствие этого в отложениях равнинных рек субарктического пояса в целом преобладают светло-сизые тона.

В условиях умеренного пояса, где количество осадков преобладает над испарением и температурный режим продолжительное время способствует существованию воды в жидкой фазе, процессы субаэрального диагенеза идут более активно. В этих условиях пойменный аллювий уже достаточно интенсивно переработан почвенными процессами. Процессы болотообразования приурочены в основном только к старичному аллювию и лишь к некоторым фациям пойменного аллювия. Процессы субаэрального диагенеза в речных отложениях рек умеренно-гумидного пояса сравнительно недавно достаточно полно и интересно охарактеризовал А. А. Лазаренко (1963). Содержание органического вещества в аллювии этих рек постепенно возрастает от русловых отложений к старичным и колеблется в пределах от 0,03—0,04 % в русловых до 1,9—3,79 % — в старичных.

В осадках старичного и болотного типа уже нередко встречаются хемогенные диагенетические карбонаты.

А. А. Лазаренко выделил в современном аллювии рек умеренного пояса пять характерных физико-химических обстановок среды осадкообразования: старичного типа (включая вторичные водоемы поймы), который характеризуется восстановительной средой и слабокислыми значениями рН; заплесные осадки русел — нейтральная среда и слабощелочное значение рН; отмытые песчаные осадки русел — хорошо выраженная щелочная среда; болотные осадки — окислительная среда и кислая реакция рН; пойменного типа отложения — слабоокислительная среда, значения рН близки к нейтральным.

В современных осадках рек умеренно-гумидного пояса А. А. Лазаренко установил следующие минеральные новообразования: сульфиды железа [гидротроилит, мельниковит (?), пирит], гидроокислы железа, гидроокислы марганца, окислы титана (лейкоксен, анатаз), карбонаты кальция и железа (кальцит, сидерит), сульфаты кальция (гипс), фосфаты железа и аутигенное глинистое вещество типа гидрослюды. Этим исследователем выявлены также особенности диагенетических преобразований различных фаций аллювия.

Климатические особенности семиаридной (степной и полупустынной) зоны характеризуются отрицательным балансом влаги и довольно высокими среднегодовыми температурами. Это накладывает на речные отложения семиаридного пояса специфические черты. Заметные диагенетические преобразования под действием почвенных процессов имеются здесь уже не только в пойменном аллювии, но и в русловом (в отложениях прирусловой отмели).

Процессы заболачивания в аллювии рек степной зоны почти совершенно подавлены. В слабой степени они развиты только в прибрежных частях плёсовых ложбин меженного уровня воды, а также на перекатах. Однако заболачивание здесь приводит не к зарастанию и образованию торфяника, как это происходит в субарктическом и умеренном поясах, а вызывает засоление пород; в более сухих восточных районах в результате заболачивания возникают настоящие солончаки. При этом засоление является характерной чертой для самых различных фаций аллювия рек семиаридного пояса.

Результаты наших исследований показали, что карбонатность свойственна всем фациям степного аллювия, а не только старичным отложениям, как это отмечено для рек умеренно-гумидного пояса. Хемогенные выделе-

ния карбонатов имеют разнообразную форму (Лаврушин, 1965). В полупустынных областях все фации аллювия отличаются значительной заглипсованностью.

Среди диагенетических минеральных новообразований во всех фациях аллювия семиаридной зоны широким распространением пользуются гидрокислы железа и новообразованное глинистое вещество гидрослюдистого состава, в отдельных случаях, возможно, имеющие небольшую примесь монтмориллонита.

Распределение органического вещества в аллювии рек семиаридного пояса тесно связано с динамикой накопления осадков и степенью интенсивности почвообразовательного процесса. Эти два фактора взаимосвязаны, и порой бывает трудно рассматривать их в отдельности. Действительно, как уже отмечалось выше, на реках степной зоны процессы почвообразования идут интенсивно уже на прирусловых отмелях. Присутствие в этих осадках автохтонных растительных остатков и наличие почвообразовательного процесса способствует довольно значительному содержанию в них органического вещества, значение которого в верхах отмелей в зоне черноземных степей достигает 1,55%. Вместе с этим в частях отмелей, прилегающих к меженному урезу воды, содержание $C_{орг.}$ уменьшается. В песках оно достигает 0,35%, а в суглинках 0,49%. Еще меньше содержание $C_{орг.}$ в отложениях перекатов, где оно колеблется от 0,03 до 0,23%.

В осадках плёсов меженного уровня воды четко различаются по содержанию $C_{орг.}$ отложения прибрежной и центральной частей плёсовых ложбин. В прибрежной части количество органического вещества колеблется от 0,74 до 1,41%, в то время как в центральной части оно не превышает 0,20—0,29%. Это, по-видимому, связано со значительной обогащенностью прибрежных частей плёсовых ложбин меженного русла автохтонными растительными остатками.

Четкую зависимость содержания $C_{орг.}$ от интенсивности и типа почвообразовательного процесса особенно можно хорошо проследить в пойменном аллювии. В зоне черноземных степей содержание $C_{орг.}$ в нем колеблется от 1,73 до 2,79%, в степях с темно-каштановыми почвами — от 0,33 до 1,2%, а в степях, где распространены светло-каштановые почвы, от 0,29 до 0,60%. Наибольшие значения $C_{орг.}$ в пойменном аллювии приурочены, как правило, или к его кровле, или к погребенным почвам.

Таким образом, даже частичное рассмотрение строения аллювия равнинных рек различных климатических зон показывает, что такие важные показатели климата, как гидрологический режим, среднегодовой баланс влажности, температурный режим, конечно, отражаются на строении аллювия, но существенно не меняют его. Влияние этих факторов сказывается, прежде всего, на вещественном составе аллювия. При этом особенно велико значение гидрологического режима рек, который оказывает влияние на соотношение основных фаций в строении аллювиальной свиты. Однако в связи с тем, что в пределах одной и той же климатической зоны могут существовать реки с несколько различными типами гидрологического режима, ни один из описанных вариантов строения аллювиальных свит строго не приурочен только к одному климату. Поэтому выяснение собственно климатических признаков аллювия требует дополнительного изучения деталей состава и строения основных его фаций и направленности процессов субаэрального диагенеза.

ЛИТЕРАТУРА

- А с е е в А. А. Роль тектонического и климатического факторов в формировании аллювия равнинных рек.— Изв. АН СССР, серия геогр., 1960, № 2.
- А с е е в А. А. Влияние климатических ритмов четвертичного периода на развитие эрозивной сети.— Изв. АН СССР, серия геогр., 1960, № 1.
- Г о р е ц к и й Г. И. О перигляциальной формации.— Бюлл. Комиссии по изуч. четверт. периода АН СССР, 1958, № 24.
- Д а в ы д о в Л. К. Гидрография СССР. Ч. 2. Гидрография районов. Изд-во ЛГУ, 1955.
- Л а в р у ш и н Ю. А. Аллювий равнинных рек субарктического пояса и перигляциальных областей материковых оледенений.— Труды ГИН АН СССР, вып. 87, 1963.
- Л а в р у ш и н Ю. А. Основные черты строения аллювия равнинных рек степной зоны.— В сб. «Литология и генезис континентальных четвертичных отложений», Изд-во «Наука», 1965.
- Л а з а р е н к о А. А. Основные черты литологии современных аллювиальных осадков равнинных рек гумидной зоны (на примере Днепра, Десны и Оки).— Автореф. канд. дисс., М., 1963.
- Ш а н ц е р Е. В. Аллювий равнинных рек умеренного пояса и его значение для познания закономерностей строения и формирования аллювиальных свит.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, геол. серия (№ 55), 1951.
- Ш а н ц е р Е. В. Типы аллювиальных отложений.— В кн. «Вопросы геологии антропогена», Изд-во АН СССР, 1961.

К МЕТОДИКЕ ИЗУЧЕНИЯ МИНЕРАЛОГИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ЧЕТВЕРТИЧНОГО АЛЛЮВИЯ В РАЗЛИЧНЫХ КЛИМАТИЧЕСКИХ УСЛОВИЯХ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ И ГИПЕРГЕНЕЗА

Н. Г. Судакова

(СССР)

Применение комплексного минералогического анализа чрезвычайно повышает эффективность палеогеографических исследований. Если принять во внимание богатейший материал по минералогии четвертичных отложений СССР, накопленный за последнее время, то станет ясным, какое большое значение приобретает расшифровка основных закономерностей минералообразования.

Однако многие методы палеогеографического анализа, в том числе и минералогический, испытывают определенные затруднения, когда дело касается применения их к молодым аллювиальным толщам. В частности, трудности сопоставления минералогических данных вызваны фациальной изменчивостью речных осадков и пестрым геологическим строением различных территорий. Что касается четвертичных отложений, то подчас ставится под сомнение сама перспективность минералогического метода, прежде всего из-за предполагаемой относительной медленности процессов минералообразования.

Многие из названных сомнений можно преодолеть путем использования некоторых специальных приемов исследования. Так, границы сопоставимости рыхлых отложений могут быть расширены, если в качестве руководящих критериев взять сопряженный комплекс в составе терригенных, вторичных и глинистых минералов, парагенетически связанных между собой. Преимущество парагенетических ассоциаций состоит в том, что при их помощи выявляются типичные особенности спектра; при этом возможен взаимный контроль достоверности полученных результатов.

Сопоставление большого цифрового материала значительно упрощается при использовании коэффициентов устойчивости (КУ), представляющих собой отношение суммы средних значений устойчивых к сумме средних значений легко разрушающихся минералов в соответствии с их химической и механической стойкостью. Как правило, увеличение КУ до 1 характеризует возросшую интенсивность минералообразования в обстановке более влажного и теплого климата, что подтверждается данными гранулометрического, химического и палеоботанического анализов.

Объекты нашего исследования подобраны с таким расчетом, чтобы охарактеризовать и сравнить особенности минералогического строения аллювия в различных природных условиях. Среди них Фергана и Центральный Казахстан — районы с относительно устойчивым аридным климатом; Центрально-Алданский район и Зейские депрессии отличаются периодически меняющимся климатом в антропогене. Забайкальские котловины занимают промежуточное положение (рис. 1).

Материалом для обобщения послужило около 2000 образцов, исследованных по методу комплексного минералогического анализа и систематизированных в виде отчетов и статей.

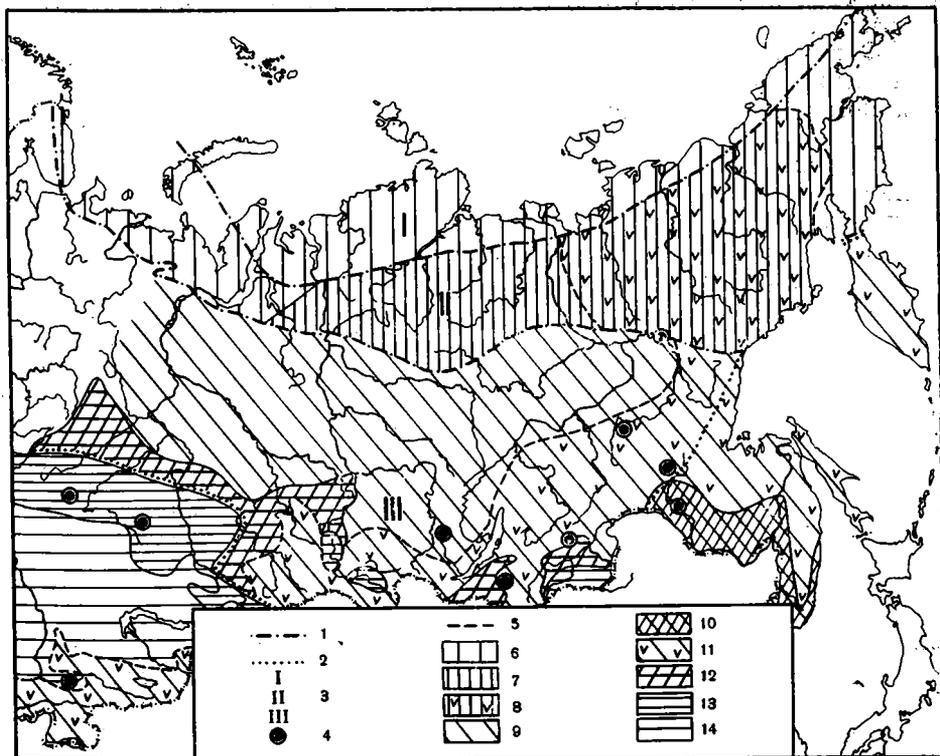


Рис. 1. Биоклиматические зоны Азиатской части СССР

1 — границы климатических поясов; 2 — границы климатических областей; 3 — климатические пояса по Б. П. Алисову: I — арктический пояс; II — субарктический пояс; III — умеренный пояс; 4 — районы исследования; 5 — границы горных ландшафтов; 6 — тундра; 7 — редкостойные леса; 8 — горные ландшафты редкостойных лесов; 9 — тайга; 10 — широколиственные и смешанные леса Дальнего Востока; 11 — горные лесные ландшафты; 12 — лесостепь; 13 — степь; 14 — полупустыня, пустыня

Аналізу подвергнута размерность 0,25—0,1 мм тяжелой фракции шихов, которые отмывались из русловой фации аллювия. Глинистые минералы определялись из состава заполнителя во фракции меньше 1 м.

Пестрый, на первый взгляд, мозаичный состав минералогических спектров каждого района при внимательном обследовании обнаруживает определенные закономерности в проявлении вторичного и глинистого минералообразования, а также общие тенденции развития в антропогене. Пространственная специфика ассоциаций придает им, с одной стороны, черты зональных различий, а с другой — признаки известного сходства, создающие типологические особенности минералогического строения. В связи с этим возникает проблема соотношений в пространстве и во времени различных факторов и тенденций минералообразования в антропогене.

Региональные и зональные особенности минералогического состава аллювия

Обращаясь к минералогии наших районов, мы находим массу общих специфических черт, свойственных различным терригенно-минералогическим провинциям, но формирующихся в однотипных ландшафтно-

географических условиях. Характерные черты минералогии осадка вырабатываются по нескольким направлениям:

1. Формирование ассоциаций терригенных минералов с различным соотношением устойчивых и неустойчивых видов.
2. Возникновение типичных в данных условиях вторичных образований.

3. Создание определенных комбинаций глинистых минералов.

Наибольшей трансформацией исходного минерального состава из исследуемых районов отличается Нижне-Зейская депрессия (НЗД), включающая несколько терригенно-минералогических провинций. Обильные муссонные дожди и высокие температуры в течение большей части года, способствующие развитию растительности, создают здесь благоприятные условия для глубокой биогеохимической сортировки минералов. Широко развитые процессы выщелачивания обломочного материала, лимонитизация железосодержащих разностей и ожелезнение всего осадка в целом приводят к резкому сокращению содержания таких слабоустойчивых минералов, как пироксены, амфиболы, эпидот и др. Биотит, гиперстен, оливин, пирит и некоторые другие железосодержащие минералы почти полностью выпадают из спектра уже в отложениях высокой поймы и I надпойменной террасы. Вследствие этого КУ для НЗД составляет в среднем 0,8—1,2.

В условиях поверхностного выветривания в аллювии р. Зеи в качестве одного из характерных вторичных явлений следует назвать процесс видоизменения титансодержащих минералов. По ильмениту можно наблюдать несколько стадий зарождения бурого рутила и гематита; большой процент реликтовых зерен рутила, ильменита, а иногда и сфена бывает изъеден лейкоксеновым веществом; нередко под микроскопом видны метаморфозы лейкоксена по прекрасно сохранившимся хрупким кристалликам сфена.

Интенсивность минералообразующих процессов, по данным таблиц и графиков, постепенно ослабевает как к северу (Верхне-Зейская депрессия, Южная Якутия), так и к югу — в направлении засушливых областей Восточного Забайкалья.

Минералогический состав аллювия Верхне-Зейской депрессии (ВЗД), имея много общего со спектрами НЗД, заметно различается с последними, в частности, по степени сохранности обломочных зерен. Так, например, в ВЗД в отложениях I террасы содержание роговой обманки составляет 30%, в то время как в НЗД в аналогичных геологических условиях это содержание не превышает и 20%. Черты минералогического различия этих двух в сущности очень близких по геологическому строению районов наиболее наглядно выступают при сравнении их КУ.

ВЗД (для русла)		НЗД (для русла)	
Дер. Потехино	—0,2	Гор. Зей	—0,84
Дер. Журбан	—0,29	Устье Уркан	—0,47
Зимовье Филимошка . .	—0,24	Дер. Новоямполь	—0,36
Устье Бекельдеуль . . .	—0,48	Дер. Аяк	—0,53
Средний	—0,3	Средний	—0,6

Относительная интенсивность минералообразования в ВЗД по сравнению с НЗД заметно занижена.

Степень преобразования вещественного состава аллювия в Алданском районе выражена намного слабее по сравнению с призейскими депрессиями. Природа сурового края наложила яркий отпечаток на его минералогию в целом. Резко континентальный климат с продолжительной холодной зимой (средняя температура января в Якутске — 43°) и коротким летом

(средняя суточная температура июля $+19^{\circ}$) в условиях широкого развития многолетней мерзлоты подготавливает здесь благоприятную почву для дезинтеграции и массового перемещения рыхлых образований по склонам. Среди материала, доставляемого в долины, большое место занимают продукты древних кор выветривания. В результате такого перемешивания создается своеобразный аллювиальный минералогический комплекс, в котором переплетаются теснейшим образом как реликтовые черты, так и специфические особенности биоклиматической обстановки. Слабая интенсивность выветривания приводит к несравненно лучшей, нежели в Зейских депрессиях, сохранности даже относительно нестойких минералов. Так, в молодых осадках сохраняется апатит, некоторые разновидности пироксенов, но в то же время в сочетании с ними могут встретиться видоизмененные глубоким выветриванием «оплавленные» призмы устойчивого циркона, корродированные обломки кварца, почти целиком лейкоксенизированные зерна рутила — немые свидетели иных условий осадкообразования.

KY руслового аллювия составляет в среднем не более 0,3—0,4.

Что касается таких железистых и железосодержащих минералов как первичный гематит, биотит и другие, то их разности в переувлажненных грунтах долинных понижений столь же плохо защищены от разрушения, как и во влажных призейских марях. С поверхности многие минералы покрываются ржавым налетом, а выветривающиеся зерна биотита и пироксенов обесцвечиваются, разрыхляются, принимают причудливые очертания. Процесс лимонитизации рыхлых отложений усугубляется высокой степенью ожелезнения материнских пород и принимает большие масштабы.

Не менее показательны для Алданского аллювия ассоциации глинистых минералов. Наряду с беспорядочной, чисто механической смесью глинистых образований, имеющих явно терригенное происхождение, в аллювиальном комплексе удается обнаружить присутствие закономерно повторяющихся группировок из представителей гидрослюдистой группы. Среди них чаще всего встречаются изометричные разности.

Южные, более засушливые районы Забайкалья, Казахстана и Ферганы отличаются своеобразным минералогическим составом. Однако, подобно северным районам, минералогический состав Ферганы и Казахстана характеризуется великолепной сохранностью терригенного спектра и крайне слабой его сортировкой по устойчивости ($KY = 0,45—0,25$). Вторичные и глинистые минералы ассоциируются в резко отличные комплексы. Весьма характерным процессом для районов Центрального Казахстана и Ферганы является, например, своеобразное обезвоживание минералов. Железистые соединения при большом дефиците влаги сохраняют устойчивую безводную форму гематита.

Ближайшее рассмотрение минералогии речных отложений Казахстана раскрывает явный количественный перевес безводной окиси над лимонитом. Даже в северном районе у сел. Софиевка содержание гематита, превосходящее количество лимонитизированных зерен, варьирует в пределах 30—40%. Если попытаться проследить с севера на юг характер распределения этих разностей, то легко можно заметить тенденцию нарастания безводного гематита к югу (табл. 1).

Таким образом, несмотря на некоторые зональные вариации, устойчивой модификацией всюду остается гематит.

Подмеченная особенность спектра сухих районов контрастирует с приведенным выше составом гумидных областей Восточной Сибири, в которой господствующее место занимает лимонит.

В отличие от районов с избыточным увлажнением железосодержащие силикаты в условиях обезвоживания выветриваются не так интенсивно. Даже в относительно древних отложениях II и III террас зерна пироксенов, железистых гранатов едва затронуты процессами разрушения. И только в древней коре выветривания можно наблюдать массовые признаки

Таблица 1

Содержание гематита и лимонита в тяжелой фракции русловой фации аллювия в различных районах Казахстана, %

Местонахождение	Гематит	Лимонит
Северный район с постоянными водотоками (реки Коянды, Селета)	10—40	10—30
Центральный озерный район с высоким базисом эрозии (реки Нура, Кызылсай)	30—48	13—26
Южный район пересыхающих балок (реки Акжар, Ашут, Тактыгат, Аркалык)	32—58	24

более глубокого разложения с образованием по трещинам и углублениям красных железистых примазок.

Среди глинистых минералов в лёссовидном аллювии долин Кугарт и Караунгур преобладает бейделлитово-гидрослюдистая ассоциация, сопровождаемая, как правило, характерными вторичными образованиями. Они представлены различными минералами солей и в первую очередь гипсом.

Итак, анализируя всевозможные минералогические показатели в различных природных условиях, мы не можем не заметить их закономерной сменяемости с севера на юг.

Табл. 2 иллюстрирует различную интенсивность минералообразующих процессов по схематическому профилю Алдан — Фергана.

Таблица 2

Зональные изменения КУ устойчивых, неустойчивых, вторичных минералов в тяжелой фракции русловой фации аллювия, %

Местонахождение	Устойчивые	Неустойчивые	Вторичные	КУ
Долина р. Алдан	27,9	58,5	10,6	0,65
Верхне-Зейская депрессия	33,4	56,1	9,6	0,56
Нижне-Зейская депрессия	36,7	50,4	9,0	1,15
Долина р. Нерчи	40,7	54,2	7,3	0,67
Долина р. Баяги	27,3	66,2	6,4	0,57
Центральный Казахстан	—	—	—	0,45
Ферганская депрессия	—	—	—	0,24

Согласно данным таблицы, тенденция нарастания степени разложения спектра и ее спад логично увязываются с географической зональностью в целом (см. рис. 1).

Таким образом, сравнение всех перечисленных величин позволяет установить тесную пространственную зависимость парагенетических ассоциаций минералов от биоклиматических условий осадконакопления. Отсюда со всей очевидностью следует, что сопоставление минералогического состава разновозрастных отложений из удаленных районов требует обязательного учета их зональных и региональных особенностей.

Остается пока неясным, действительно ли зоны континентальных отложений (в том числе их минералогический состав.— Н. С.) значительно шире соответствующих почвенных и растительных зон (Перельман, 1963). Анализ минералогических комплексов только одной таежно-лесной зоны Восточной Сибири дает яркие различия их особенностей по ряду территорий. Поэтому решать вопрос о зональности в отношении минералогиче-

ских ассоциаций окончательно в пользу того или другого мнения, по-видимому, преждевременно. Недостаточно еще изучены ландшафтные особенности минералогического состава аллювия многих районов. Во всяком случае, совершенно очевидно, что, наряду с зональными различиями (Восточная Сибирь — Забайкалье — Казахстан — Фергана), существуют и внутри-зональные различия минералогического состава, что вносит, как мы видели, существенные поправки в минералогию Южной Якутии, ВЗД, НЗД.

В связи с этим вопрос о зональности минералообразующих процессов приобретает актуальное значение для палеогеографии.

Развитие минералогических комплексов в плейстоцене

Анализ имеющегося в нашем распоряжении фактического материала не оставляет сомнения в том, что минералогические ассоциации современных речных долин подвергались существенным изменениям в течение всего плейстоцена.

Проведенные расчеты показывают, что только за время формирования серии речных террас (один миллион лет) в районах Восточной Сибири, Дальнего Востока, Забайкалья, Казахстана и Средней Азии суммарное содержание неустойчивых компонентов возросло в целом более, чем в 2,9 раза.

Систематические наблюдения убеждают нас в том, что минералогический состав в это же время претерпевал и сложные качественные преобразования, которые соответствующим образом дифференцировались в различных природных условиях.

Тенденция направленного изменения спектра особенно отчетливо проявляется в районах с относительно устойчивым климатом (Средняя Азия, Казахстан и др.), хотя, как показывает более детальное минералогическое обследование, кратковременные отступления к более влажным эпохам имели место и здесь (Судакова, 1963).

Несмотря на казалось бы незначительные изменения вещественного состава аллювия рек Селета, Нура, Коянды, Кугарт, Кара-Унгур и других, минералогические спектры террасовых уровней обнаруживают отнюдь не однообразное строение. В аллювии рр. Коянды и Селеты (Казахстан) наиболее яркая количественная эволюция выражена для минералов эпидота, ильменита, гематита и группы разрушенных агрегатов (табл. 3).

Т а б л и ц а 3

Среднее содержание некоторых минералов в тяжелой фракции
русловой фации аллювия, %

Местонахождение	Эпидот	Ильменит	Гематит	Разрушенные
Река Коянды				
Русловой аллювий	10	65	5	8
Аллювий террас	5	10	40	18
Река Селета				
Русловой аллювий	18	40	12	5
Аллювий террас	6	3	68	15

Интересно, что количество устойчивого ильменита уменьшается с возрастом, но изменяется строго полярно по отношению ко вторичному гематиту, что, по-видимому, позволяет в специфических условиях Казахстана связывать оба процесса во времени. Нестойкий оливин, зафиксированный только в русловых и пойменных фациях, в более древних отложениях не

встречен. Чрезвычайно показательно также изменение во времени соотношения устойчивых, неустойчивых и вторичных минералов, которые составляют для русла — 2,3 : 1 : 1,05; для поймы — 1,08 : 1 : 4,6; для террас — 2,25 : 1 : 8,9. Итак, согласно данным анализа, в аллювии рек Центрального Казахстана намечается тенденция к снижению малоустойчивых компонентов (эпидот, оливин, пироксен и пр.) и концентрация вторичных образований в древних осадках.

В разрезе р. Кара-Унгур (Фергана) наблюдается аналогичное распределение компонентов (табл. 4).

Т а б л и ц а 4

Среднее содержание некоторых минералов в тяжелой фракции русловой фации аллювия р. Кара-Унгур, %

Минералы	Русло	Высокая пойма	II терра- са	III терра- са
Лимонит-гематит	26,4	37,3	26,0	37,3
Амфиболы-пироксены	32,0	23,0	19,8	10,0
Ильменит	8,8	4,0	11,2	15,9
Лейкоксен	1,6	1,6	1,9	0,6
Разрушенные	20,0	19,0	24,0	15,9
Характерные акцессории	Азурит	Апатит Пикотит Шпинель	Геленит Анализ	Анализ

Более древние спектры обедняются неустойчивыми разностями и обогащаются устойчивым ильменитом, вторичными железистыми и разрушенными образованиями. В связи с подобной перестройкой оказывается, что состав минералов молодого аллювия намного разнообразнее вследствие наличия в нем свежих сульфидов и прочих минералов.

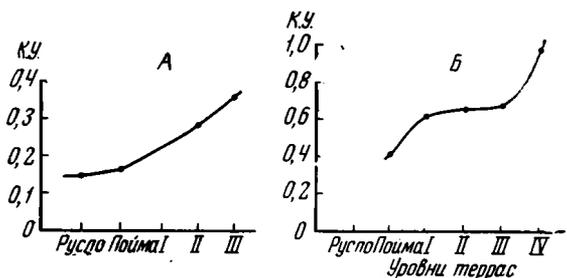


Рис. 2. Изменения коэффициентов устойчивости минералов в аллювии террас

А — р. Кара-Унгур (Фергана); Б — р. Нерча (Забайкалье)

Следовательно, и в тектонически активном районе Ферганы развитие минералогического спектра в четвертичный период характеризуется той же особенностью, что и в платформенном Казахстане, а именно: чем древнее осадок, тем более стойкий состав он имеет. Кривые КУ (рис. 2) очень наглядно воспроизводят направленное развитие спектров этих районов.

Если допустить, что за время формирования молодых террас климат Казахстана и Ферганы мало изменился, что подтверждается геолого-геоморфологическими данными, то подобную перестройку минералогических комплексов можно связать с суммой вторичных преобразований за время гипергенного развития каждой надпойменной террасы. Изменения в ходе гипергенеза измеряются, как правило, равным приращением количествен-

Таблица 5

Среднее содержание основных минералов тяжелой фракции и коэффициенты устойчивости, %

Местонахождение	Амфиболы-пиро-ксены	Апатит	Гиперстен	Гранат	Ильменит	Лейкоксен	Лимонит-гемацит	Роговая обманка	Рутит	Сфен	Эпидот	Циркон	Разрушенные минералы	Коэффициент устойчивости
Долина р. Алдан, Мамонтова гора, русло	3,0	0,3	7,5	50,5	26,5	—	—	3,5	1,0	0,7	1,0	2,0	1,7	4,86
I терраса	8,5	0,16	9,6	32,0	3,0	0,38	1,0	32,0	0,6	0,6	0,6	1,22	7,8	1,22
II »	10,3	0,23	10,0	32,7	5,5	0,54	0,3	31,0	0,3	0,3	0,7	1,0	5,1	0,69
III »	2,37	0,35	0,12	24,4	60,4	1,64	0,37	1,62	1,5	1,0	1,5	2,75	2,0	11,45
IV »	1,2	0,21	0,23	30,0	54,0	0,58	—	4,0	1,0	0,8	2,0	3,0	3,0	10,4
Река Алдан, Эйим-Чампэ, русло	12,0	—	1,0	18,0	26,0	—	3,0	28,0	—	—	—	—	7,1	0,86
I терраса	8,0	0,61	4,0	9,0	26,0	0,48	2,5	31,0	2,0	—	2,0	5,0	6,2	0,82
II »	7,4	1,26	2,6	5,6	14,6	0,49	3,6	47,0	1,0	—	2,0	2,4	6,4	0,37
III »	7,5	1,35	3,4	14,6	22,0	0,46	2,3	40,0	0,85	0,14	2,6	3,7	6,37	0,64
IV »	8,0	1,62	1,0	9,6	26,0	0,86	3,0	36,3	0,5	—	2,5	4,0	5,7	0,75
Устье Селигдар, русло р. Алдан	7,5	3,1	0,5	8,5	53,0	—	4,5	12,0	—	1,0	1,0	4,5	9,0	2,0
I терраса	9,6	2,1	8,4	9,2	5,0	0,36	3,0	36,0	5,0	0,2	5,0	5,0	7,9	0,37
II »	12,0	1,8	4,0	6,0	2,0	0,7	3,0	53,0	0,3	—	6,0	1,0	7,8	0,16
III »	5,5	3,6	4,0	5,5	4,0	0,7	2,0	44,0	0,5	—	10,0	3,0	10,8	0,23
IV »	10,0	2,6	2,5	9,0	3,0	0,6	2,0	42,0	0,7	0,5	11,0	5,3	7,5	0,28
Долина р. Нерчи, пойма	20,4	—	—	2,7	8,3	1,9	0,9	25,4	—	17,6	15,8	—	6,2	0,44
I терраса	16,0	—	—	2,0	17,0	1,5	2,0	24,0	—	18,0	14,0	1,0	4,0	0,67
II »	12,9	0,8	—	2,3	26,0	0,55	0,8	26,2	—	9,8	13,9	0,26	5,0	0,65
III »	8,0	1,4	—	2,0	21,0	3,0	2,3	29,0	—	16,0	17,0	1,0	3,0	0,655
IV »	13,0	0,5	—	2,9	27,1	0,5	0,2	20,4	0,5	19,5	11,5	—	4,7	1,0
Долина р. Зея, дер. Потехино, русло	6,5	—	—	31,0	14,0	—	—	11,0	3,5	2,0	9,5	4,5	11,0	0,20
I терраса	18,0	—	—	11,0	4,0	—	—	29,0	—	4,0	19,0	—	9,0	0,25
III »	7,0	—	—	4,0	6,0	—	—	30,0	—	1,0	15,0	5,0	32,0	0,19

Таблица 5 (окончание)

Местонахождение	Амфиболы пироксены	Апатит	Гиперстен	Гранат	Ильменит	Лейкоксен	Лимонит-гемацит	Роговая обманка	Рутил	Сфен	Эпидот	Циркон	Разрушенные минералы	Коэффициент устойчивости
Зимовье, Филимошка, русло	14,0			12,0	3,5			30,5	0,5	1,0	14,0	1,0	14,0	0,24
I терраса	22,5			6,0	4,5			19,0	—	1,0	34,0	—	9,0	0,13
V »	3,0			10,0	44,0			—	4,0	8,5	24,0	2,5	—	2,55
Устье Бекельдеуль, русло	11,0			8,5	11,5			30,0	0,5	2,5	3,0	2,0	7,0	0,71
I терраса	21,5			12,0	19,0			10,0	4,5	4,0	9,0	1,5	3,0	0,94
II »	12,5			7,0	5,0			37,0	—	—	8,0	—	27,0	0,14
Гор. Зей, русло	14,0			20,0	20,0			20,5	0,5	1,0	8,5	2,0	10,5	0,84
II терраса	3,5			2,0	23,5			7,5	—	0,5	30,0	1,0	25,0	0,41
III »	26,0			6,0	5,0			30,0	—	3,0	25,5	2,0	5,5	0,18
V »	3,0			5,5	31,0			—	1,5	11,0	39,0	0,5	6,5	1,0
Устье Уркай, русло	5,75			8,0	15,75			32,25	—	2,5	9,5	1,25	11,0	0,47
II терраса	20,0			3,0	15,0			24,5	1,0	1,5	12,5	4,0	14,5	0,34
III »	8,0			6,0	7,5			44,0	—	5,0	16,5	2,0	9,0	0,26
Устье Аяк, русло	14,0			11,0	12,5			29,0	1,5	6,0	12,5	3,0	8,0	0,53
I терраса	11,5			10,0	1,0			38,0	0,5	2,5	16,0	1,0	9,5	1,4
II »	10,5			6,0	2,5			36,0	2,0	5,0	20,0	1,0	7,5	0,22
III »	5,0			10,0	2,0			390	1,0	5,0	20,0	0,5	6,0	0,26

ных показателей за одинаковые отрезки времени, а кроме того, хорошо подчеркиваются сходной тенденцией накопления вторичных и разрушенных минералов. Это позволяет отличить гипергенные преобразования аллювия от минералогических группировок времени его седиментации и внести необходимые поправки в палеогеографическую интерпретацию.

Таким образом, даже за сравнительно короткий срок в один миллион лет в районах с относительно устойчивым климатом ясно выявляется тенденция к изменению минеральных ассоциаций.

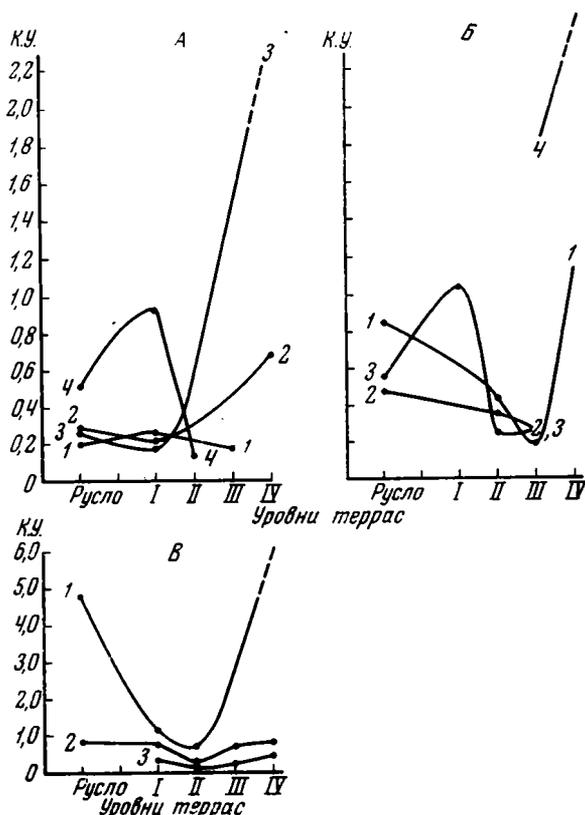


Рис. 3. Изменение коэффициентов устойчивости минералов в аллювии террас

А — ВЗД: 1 — д. Потехино; 2 — д. Журбан; 3 — д. Филимошка; 4 — устье Бекельдеуль Б — НЗД: 1 — г. Зей; 2 — устье р. Уркан; 3 — д. Аяк; 4 — д. Овсянка; В — р. Алдан: 1 — Мамонтова Гора, 2 — Эйим-Чампэ, 3 — устье Селигдар

В районах с периодически меняющимся климатом направленные изменения сочетаются с ритмическими колебаниями состава, благодаря чему интерпретация данных здесь сильно затруднена.

Хорошим примером сложного развития спектров могут служить районы Зейских депрессий и Южной Якутии (табл. 5). Как составная часть развивающихся ландшафтов минералогические комплексы испытывали за время формирования террас закономерные периодические колебания. Данные минералогического анализа позволяют констатировать несколько таких крупных перегруппировок, отвечающих, по-видимому, началу соответствующих климатических ритмов (рис. 3).

Комплекс красноцветных, сильно ожелезненных глинистых песков древних террасовых поверхностей характеризуется чрезвычайно стойким

минералогическим составом с повсеместно развитым вторичным рутилом и каолинитом. К. У. составляет в среднем от 1 до 10. По всей вероятности, формирование этой парагенетической ассоциации происходило в условиях более теплого и влажного климата, что полностью согласуется с данными других видов сопряженного палеогеографического анализа (Грошенкова и др., 1960).

Согласно таблицам и графикам, признаки резкой перестройки терригенных, глинистых и вторичных составляющих ясно читаются в долине р. Зеи на рубеже образования 90-метровой (IV) и 60-метровой (III) террас; по р. Алдан — между 50-метровой (III) и 25-метровой террасами.

Минералогические спектры III и II террас р. Зеи и II террасы р. Алдан отличаются исключительно свежим составом и максимальным количеством для каждого района экзотических видов. Так, в аллювии II и III террас р. Зеи, помимо повышенных концентраций тремолита и гиперстена, появляется и систематически повторяется по всем створам руководящий комплекс в составе дистена, ставролита, силлиманита. Повсюду прослеживается небольшое количество новообразований. Формирование вторичного рутила с сопутствующей гематизацией и каолинизацией для этого комплекса нехарактерно. Тонкодисперсные фракции отличаются преимущественно гидрослюдистым составом. В соответствии со специфическими особенностями комплекса условия его формирования, по-видимому, следует синхронизировать с эпохой максимального похолодания Восточной Сибири.

Второй этап в развитии минералогических спектров речных долин отмечен при переходе от 40-метровой (II) террасы р. Зеи к 25-метровой (I). Менее отчетливо этот рубеж заметен в спектрах р. Алдан с момента заложения долины на уровне I террасы.

Минералогический состав I террасы р. Зеи, хотя и относительно молод, но имеет черты глубокого вторичного преобразования, одним из продуктов которого являются вторичные модификации титаносодержащих минералов. Без сомнения, этап формирования I террасы Зеи знаменует собой известное потепление по сравнению с современными условиями осадконакопления и, тем более, с обстановкой времени аккумуляции среднего аллювиального комплекса.

Итак, при помощи парагенетических ассоциаций минералов в развитии четвертичных осадочных толщ Восточной Сибири и районов, тяготеющих к Дальневосточному краю, устанавливаются явные ритмы похолодания и потепления. Особенности возрастных перегруппировок минералогического состава очень рельефно рисуют кривые КУ, в которых сведено все цифровое многообразие изученных разрезов (см. рис. 3).

Вместе с тем, минералогический состав четвертичных отложений свидетельствует о том, что каждый наступающий цикл осадконакопления соответствует качественно новому этапу. Так, минералогические спектры I и IV террас долины р. Зеи, хотя и имеют некоторое подобие по количественным характеристикам (табл. 5), значительно различаются между собой. Следовательно, при известном сходстве минералогические комплексы не повторяемы во времени, так как отражают одновременно направленное развитие ландшафта.

Действительно, по мере разрастания поднятий и увеличения континентальности климата минералогические комплексы более молодых речных накоплений Алдана, Зеи и других рек все больше насыщаются свежими неустойчивыми видами: оливином, тремолитом, гиперстеном, сульфидами, которые в сумме с породообразующими амфиболами и пироксенами создают в них повышенные концентрации. Отложения высоких террас, напротив, значительно обеднены этими компонентами. Характер направленной дифференциации минералов по устойчивости в разновозрастных отложениях долины Зеи демонстрирует таблица средних процентных содержаний минералов тяжелой фракции шлихов (табл. 6).

Среднее содержание минералов тяжелой фракции, %

Минералы	Молодой аллювий		Древний аллювий	
	ВЗД	НЗД	ВЗД	НЗД
Пироксены	7—15	10—15	1—2	0—1
Роговая обманка	25—30	20—30	До 1	10—15
Ильменит	10	20	50—60	50
Рутил	0,5—1,0		12—15	
Циркон	1		6	

За счет обогащения молодых спектров отлично сохранившимися минералами КУ по профилю Мамонтовой горы (Алдан), прогрессивно снижаются в направлении от III террасы к I:

III терраса	II терраса	I терраса
11,45	1,89	1,22

Таким образом, как в областях с относительно стабильным климатом (Фергана, Казахстан), так и в обстановке неустойчивого от эпохи к эпохе климата (Алдан, Зей, Илим) проступает тенденция направленного эволюционного развития спектра. Подобная трансформация связана, вероятно: а) с направленным развитием ландшафта на фоне общего похолодания и нарастания континентальности с конца неогена; б) с разрушением и перегруппировкой минералов в процессе гипергенеза и, отчасти, диагенеза.

Прямая связь с возрастом намечается в отношении лейкоксена и разрушенных компонентов (рис. 4).

Попробуем теперь проследить изменения минералогического состава одновременно во времени и пространстве (принимая в данном случае наиболее общие показатели КУ) (рис. 5).

Во всех сравниваемых районах ассоциации высоких террас и I надпойменной террасы выделяются относительно интенсивной интенсификацией процессов минералообразования ($KY \geq 1$), в то время как аллювий террас среднего комплекса (II—III р. Зей, II — р. Алдана) характеризуется слабо дифференцированным минералогическим спектром ($KY \leq 0,3$). Вся совокупность фактов дает основания синхронизировать их с эпохой максимального похолодания.

С другой стороны, при сравнении древних и современных типологических особенностей спектра (например, для I и IV террас р. Зей) подчеркивается не только видимое сходство, но и определенные их различия, на которые указывалось выше.

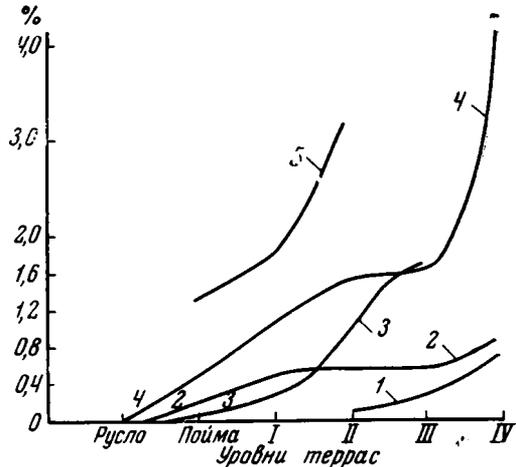


Рис. 4. Распределение лейкоксена в аллювии террас четвертичного возраста в районах Восточной Сибири

1 — р. Илим; 2 — р. Алдан, у Эйим-Чампе; 3 — р. Алдан у Мамонтовой горы; 4 — р. Зей в ВЗД; 5 — р. Унда

Наряду с общими чертами минералогического строения палеоспектров из одноименных террас, выбранный способ сопоставления позволяет вскрыть также и известные их расхождения. В распространении КУ намечается важная по своим палеогеографическим последствиям особенность. В районах ВЗД и Алдана КУ последовательно возрастают от II террасы и III, затем к I и IV террасам. Правда, количественные показатели каждого уровня в Алданском районе и в ВЗД различаются между собой, придавая районам особую окраску, но качественные соотношения показателей одноименных террас при этом остаются однотипными.

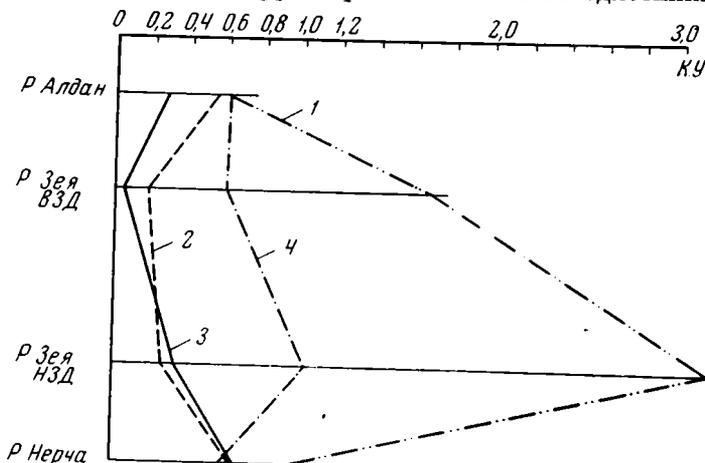


Рис. 5. Изменение интенсивности минералообразующих процессов по эпохам террасообразования.

1 — средние КУ по IV террасе; 2 — средние КУ по III террасе; 3 — средние КУ по II террасе; 4 — средние КУ по I террасе

В НЗД порядок кульминаций КУ иной. Это неслучайно. В генетическом отношении расхождение кривых состоит, по-видимому, в том, что общее похолодание, начавшееся со времени формирования III террасы р. Зеи, распространялось и на эпоху образования II террасы. Но если на севере (ВЗД и долина р. Алдан) процесс относительного похолодания в это время все еще нарастал в связи с постепенным вовлечением в поднятия больших площадей (в верховьях р. Алдан относительное похолодание даже захватывало, вероятно, начало этапа формирования нижней толщи I террасы), то на юге в муссонной области НЗД к моменту образования II террасы ухудшение климата пошло на убыль. Эти события отразились также на составе спорово-пыльцевого спектра. На широте р. Нерчи вследствие меньшей изменчивости климата возрастные контрасты КУ сильно сглажены, отличаются близкими значениями и постепенными переходами от эпохи к эпохе.

Значит, в соответствии с данными анализа наших районов черты зонального минералогического строения прослеживаются по всем аллювиальным циклам четвертичного осадконакопления. Однако в развитии возрастных комплексов некоторых районов имеются свои специфические особенности, что к сожалению не всегда учитывается при анализе.

Значение сделанных замечаний для палеогеографических интерпретаций очевидно.

Итак, изучение основных закономерностей минералогической дифференциации для новейших речных отложений обнаруживает сложное взаимоотношение многих факторов и тенденций минералообразования, подчас разнонаправленных и непрерывно меняющихся во времени.

Сопоставление всего фактического материала позволяет рассматривать минералогические комплексы в этих условиях как весьма подвижные системы, поскольку они четко отражают черты зонального различия минералогического состава и одновременно определенную его эволюцию в течение четвертичных эпох осадкообразования. Наряду с поступательным развитием минералогического состава, удается наметить ряд крупных ритмов минералообразования, которые соответствуют периодическим колебаниям климата.

Выявленные специфические особенности минералогических ассоциаций аллювия открывают возможность широкого их использования в палеогеографических целях.

Л И Т Е Р А Т У Р А

- Г р о ш е н к о в а Н. Г., З о р и н Л. В., М а л а е в а Е. М. К вопросу об осадко-накоплении в долине р. Зея в четвертичное время.— Сов. геология, 1960, № 2.
- З о р и н Л. В., М а л а е в а Е. М., С у д а к о в а Н. Г. К палеогеографии четвертичного времени Восточного Забайкалья.— В кн.: «Палеогеография четвертичного периода СССР», Изд-во МГУ, 1961.
- П е р е л ь м а н А. И. Размещение геохимических типов коры выветривания и континентальных отложений на территории СССР.— В сб.: «Кора выветривания», Изд-во АН СССР, 1963, вып. 5.
- С у д а к о в а Н. Г. Условия диагенеза и свойства лёссовидных пород в долине р. Кургарт.— Вестник МГУ, серия геогр., 1963, № 5.
- С у д а к о в а Н. Г. Устойчивость минералов.— Природа, 1965, № 2.

ЗОЛОВО-ДЕЛЮВИАЛЬНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ОКРЕСТНОСТЕЙ Г. ЧИТЫ

Б. В. Рыжов
(СССР)

В окрестностях Читы на склонах хребта Черского чрезвычайно широко распространены пески. Л. М. Орлова и И. М. Ширококов, отмечая, что состав песков аналогичен золовым по крупности, степени сортированности и присутствию пылеватых частиц, считают их золовыми; В. П. Боровицкий, а также А. А. Шпак, А. С. Кондратьева, Ю. П. Складневский, Л. П. Тихоненко относят их к шлейфовым или делювиальным. Однако ни один из этих исследователей не дал веских доказательств в подтверждение своих взглядов, так что вопрос о происхождении песков до сих пор остается дискуссионным.

Рассматриваемые пески приурочены к склонам хребта Черского, обрамляющего Ингодино-Читинскую депрессию с юго-востока. Они слагают шлейф в виде почти сплошной каймы шириною от 0,2 до 1 км. Шлейф опирается на поверхность IV надпойменной террасы высотой 80 м над урезами рек Ингоды и Читинки, имеющими здесь абсолютные отметки порядка 650 м. Выявляется тесная связь песков с теми участками указанной террасы, которые характеризуются песчаным строением. Именно поэтому у подножия Яблонового хребта, где отложения IV террасы представлены галечниками с песками и суглинками, описываемые пески шлейфов отсутствуют.

Наклон поверхности шлейфа составляет 3—6°; в нагорной части у тыловой закраины он увеличивается до 10—14°. От лежащего выше склона зоны преимущественной денудации крутизной около 20—25°, выработанного в скальных породах, шлейф отделен слабо выраженным перегибом. Шлейфы нередко разъединены старыми мелкими эрозионными ложбинами, местами поросшими сосной.

Шлейфы протягиваются и в небольшие долины притоков отмеченных рек. Тыловые закраины шлейфов быстро наращивают абсолютные высоты вверх по пади, так что на расстоянии всего 0,5—1 км разница отметок достигает 50—100 м. В мелких плоских ложбинообразных выемах скального склона пади тыловые закраины шлейфов особенно высоко задираются кверху, в то время как на мысах заметно спускаются вниз. Кое-где пески прослеживаются до самых водоразделов, поднимающихся иногда до 350—400 м над уровнем Ингоды. Небольшая же примесь песка в виде хорошо окатанных зерен к склоновым и элювиальным образованиям хребта Черского близ Ингодино-Читинской депрессии отмечается повсеместно.

Среди отложений шлейфов преобладают пески; меньшее значение имеют супеси и суглинки, встречающиеся прослоями и линзами в песках.

Пески желтые, буровато-желтые и серо-желтые, мелко- и среднезернистые, обычно в той или иной степени пылеватые. Представление об их гранулометрии дает приводимая здесь таблица. Песчинки округлые, хорошо окатанные, нередко даже более совершенно по сравнению с зернами песков аллювиальных отложений. Пески полевошпатово-кварцевые, обычно, но не всегда, с преобладанием кварца. Если коренные породы склона

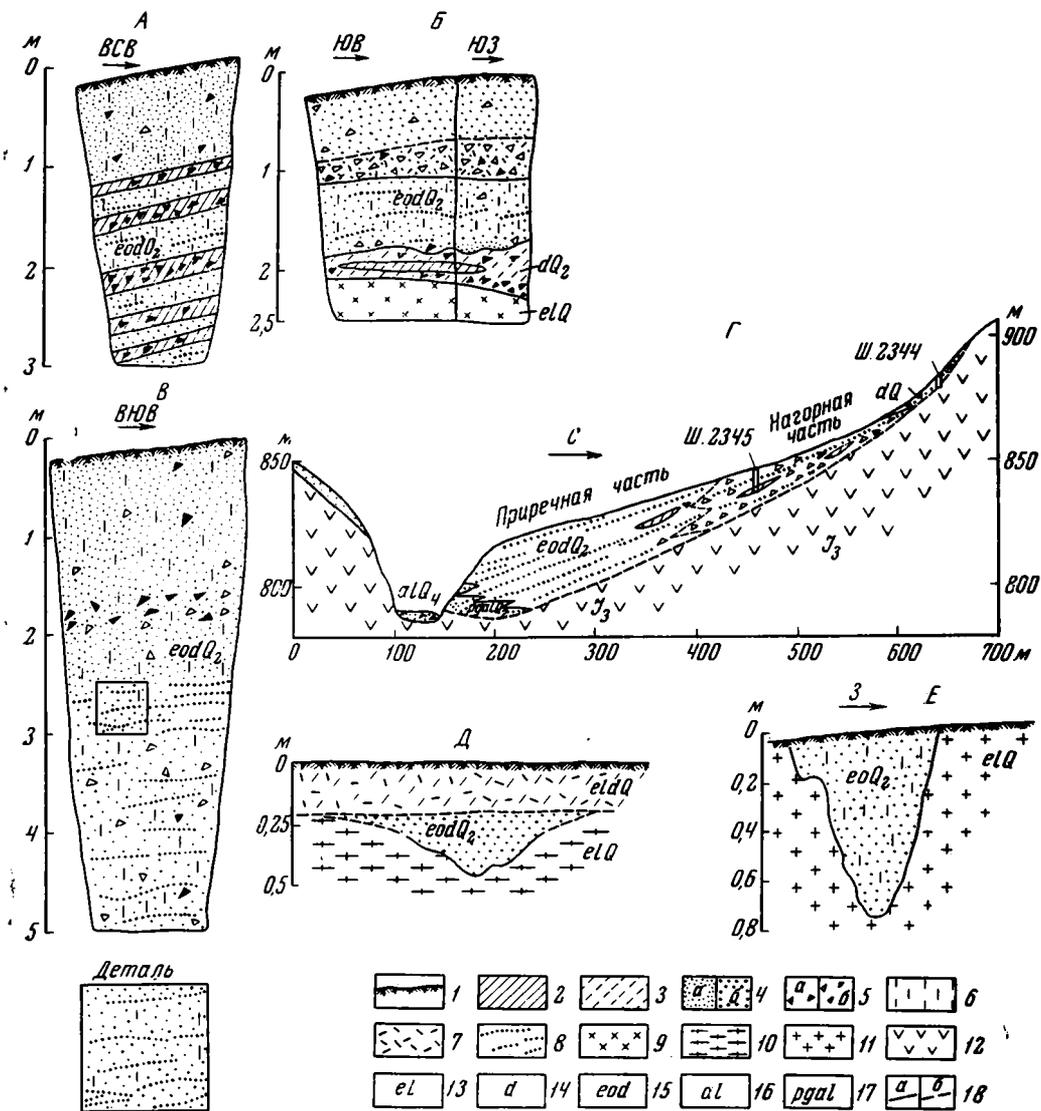


Рис. 1. Характеристика отложений

А — зарисовка стенки шурфа 1701; Б — зарисовка стенок шурфа 3367; В — зарисовка стенки шурфа 2341 и ее деталь; Г — схематический геологический разрез правого борта пади Сухой в точке наблюдения 3418; Д — зарисовка стенки карьера в точке 235; Е — зарисовка стенки карьера в точке наблюдения 3355

1 — гумусовый горизонт почвы; 2 — суглинки желто-коричневые, серые, светло-бурые; 3 — супеси желто-коричневые, серые, светло-бурые; 4 — пески желтые с коричневым, бурым и буровато-серым оттенком, средне- и мелкозернистые, полевшпатово-кварцевые (а) и серовато желтые, крупнозернистые, полевшпатово-кварцевые (б); 5 — щебенка эффузивов остроугольная с шероховатой поверхностью (а) и с округленными углами, гладкой поверхностью, нередко осложненной ямками (б); 6 — пылеватые частицы; 7 — древесинистые частицы; 8 — гравелистые частицы; 9 — дресва выветрелых гранодиоритов; 10 — дресва выветрелых лейкократовых гранитов; 11 — дацитовые порфиры верхней коры; 12 — элювий; 13 — делювий; 14 — делювий; 15 — золово-делювиальные отложения; 16 — балочный аллювий; 17 — балочный аллювий перигляциальных областей; 18 — границы достоверные (а) и предполагаемые или неясно выраженные (б)

Гранулометрический состав песчаных отложений шлейфов, в %

Номер шурфа или точки наблюдения (Т. н.)	Номер образца	Глубина, м	Пески	Размер фракции, мм				
				10-2	2-1	1-0,5	0,5-0,25	<0,25
1701	1	1	Средне-мелкозернистые	0,2	2,3	8,6	28,9	60,0
1701	3	2	Мелко-среднезернистые	3,6	11,8	15,8	31,9	36,9
1702	3	2,1	» »	0,5	11,1	21,7	32,5	34,2
1231	—	1	Средне-мелкозернистые	0,4	3,5	13,9	33,8	48,4
1231	—	1,5	» »	3,2	3,4	8,3	29,8	55,3
1231	—	4	» »	0,4	13,4	23,9	35,3	27,0
1267	1	1,6	» »	0,9	9,0	14,0	25,7	50,4
1267	2	3	Мелко-среднезернистые	4,0	18,4	13,7	22,2	41,7
1235	2	1	Крупно-мелкозернистые	0,7	17,8	25,6	31,7	24,2
1235	3	1,5	Средне-мелкозернистые	1,0	3,1	10,0	29,4	56,5
Т. н. 235	8	0,7	» »	3,2	6,4	8,0	30,6	51,8

не содержат слюды, то ее нет и в песках или она встречается в виде единичных чешуек. Тяжелая фракция (магнитная, электромагнитная и собственно тяжелая) составляет 0,3—3%, редко — больше. В ней преобладают роговая обманка, много магнетита, эпидота, сфена; единичными зернами встречаются гранат, лимонит, циркон и др.

Обращает на себя внимание постоянство минералогического состава песков (полевошпатово-кварцевых), остающихся практически неизменными, хотя коренные породы на вышележащих склонах могут резко различаться; на одних участках это будут граниты, на других — диориты, на третьих — эффузивы среднего состава. Отмечается лишь увеличение роли слюды в песках на склонах, где развиты богатые слюдой изверженные породы.

Супеси и суглинки желтовато-коричневые, серовато-бурые и желтые, песчанистые, нередко макропористые.

В нагорной части отложения шлейфа шириной до 100—200 м содержат много дресвы, щебенки и неокатанных валунов пород коренного склона. На первый взгляд кажется странным, что дресва и щебенка обычно обогащают прослой не песков, а супесей или суглинков. Прослой же песков содержат мало дресвы и щебенки, а зачастую вообще лишены их. Пески в прослоях неслоистые или параллельно-линзовиднослоистые с наклоном слоев вниз по склону под углами от 2—3 до 10—14°. Прослой песков, суглинков и супесей наклонены вниз по склону параллельно дневной поверхности. Мощность их 5—50 см. Чередование обогащенных щебнем прослоев и суглинков с прослоями песков придает отложениям четко выраженную грубую слоистость.

Иллюстрацией такого рода отложений в области сплошного развития эффузивов, в данном случае — дацитовых порфиров, может служить разрез шурфа 1701 (рис. 1, А) на левобережье Читинки, в 1,1 км севернее перекрестка улиц Новобульварной и Кайдаловской г. Читы. Шурф вскрывает сверху:

Мощность, м

Пески коричневатые и ржаво-желтые, средне- и мелкозернистые, пылеватые с мелким гравием и беспорядочно распределенной, преимущественно мелкой, щебенкой эффузивов. Контакт с нижележащим слоем наклонен вниз по склону

0—1,1

Чередование прослоев (0,25—0,5 м) песков средне- и мелкозернистых, буровато-желтых, неслоистых, полевошпатово-кварцевых, бесслюди-

стых, и прослоев (5—20 см) суглинков легких, желтовато-коричневых и желтовато-бурых со щебенкой и дресвой эффузивов, слагающих коренной склон. Прослой слабоволнисто изогнуты и расположены параллельно дневной поверхности, имеющей наклон 10—12° 1,1—2,7

Характерной особенностью отложений, вскрытых шурфом, является переслаивание материала, заимствованного из пород вышележащего склона (суглинки со щебнем) и чуждого им (пески из окатанных кварцевых и полевошпатовых зерен, не содержащих щебенки).

При более сложном наборе коренных пород склона состав шлейфовых отложений в некоторых чертах оказывается иным. В качестве примера рассмотрим разрез шурфа 3367, пройденного на правобережье Ингоды, между падями Нарымкой и Скородумкой, на склоне, уклон которого достигает до 8°, сложенного эффузивами и гранодиоритами (рис. 1, В).

Мощность, м

Пески желтые, мелко- и среднезернистые, полевошпатово-кварцевые с примесью темноцветных минералов (в том числе слюды), неслоистые, с мелким гравием и редкой мелкой щебенкой эффузивов. Переход вниз постепенный 0—0,6

Пески желтые, средне-, мелко- и тонкозернистые с высоким (30—40%) содержанием крупной дресвы и щебенки эффузивов. Мощность слоя уменьшается вниз по склону от 0,4 до 0,2 м. Нижний контакт слоя четкий, его уклон около 4° 0,6—0,9

Пески желтые с буровато-серым оттенком, сходные с песками интервала 0—0,6 м, но более плотные, с примесью пылеватых частиц и с элементами слоистости, проявляющейся в наличии тонких (2—8 мм) линз песка желтого, рыхлого, промытого.

Линзы наклонены вниз по склону под углами от 2—4° до 10—15°, иногда на коротких отрезках линзы горизонтальны или имеют уклон обратный уклону дневной поверхности. Щебенка эффузивов мелкая и встречается очень редко, обычно в основании слоя, подошва которого волнисто изогнута 0,9—1,5

Песчинки в рассмотренных выше слоях песков, как правило, окатанные; щебенка обычно обтерта, нередко с углублениями. Супесей дресвянистые, желто-коричневые, слюдистые, в разной степени обогащенные угловатой щебенкой эффузивов; включают линзу охристо-желтого суглинка. Нижний контакт резкий 1,5—2,1

Дресва гранодиоритов охристо-бурая и серо-зеленая, довольно рыхлая 2,1—2,3

В разрезе этого шурфа среди отложений по генезису различаются три части. Сверху до глубины 1,5 м — пески, материал которых в основном не свойствен породам склона (окатанные полевошпатовые и кварцевые зерна) и лишь частично заимствован из них. По существу это те же отложения, что вскрыты шурфом 1701. В интервале 1,5—2,1 м — типичный делювий, образовавшийся за счет пород вышележащих участков склона. Глубже 2,1 м располагается элювий гранодиоритов.

Ниже по склону роль щебенки, а также супесей и суглинков в отложениях уменьшается, слоистость становится более тонкой и разнообразной.

Картина строения таких отложений видна в разрезе шурфа 2341 на левобережье Читинки, между падями Сухой и Сенной, на склоне с уклоном около 6° (рис. 1, В). Этим шурфом вскрыты пески коричневатожелтые, разномзернистые, преимущественно среднезернистые, в той или иной степени пылеватые, состоящие из окатанных зерен кварца и полевого шпата и включающие редкие и беспорядочно разбросанные обломки эффузивов, обычно мелкие, неправильной формы, с углублениями при гладкой поверхности. Слоистость в песках наблюдается лишь глубже 2,5 м; она обусловлена наличием прослоев и линз песков серовато-желтых, промытых, непывеватых, крупнозернистых мощностью 1—4 см. Прослой волнистоизогнуты и обычно, хотя и не всегда, наклонены вниз по склону под углами 2—7°.

Несколько отличным является разрез этих отложений на правом склоне пади Сухой, близ г. Читы (рис. 1, Г). Здесь, в крутом уступе высотой до 22 м, вскрыты пески желтые, пятнами охристо-бурые, иногда желто-серые, мелко-крупнозернистые, чаще среднезернистые, промытые или слабопылеватые, с редкими тонкими (1—3 см) прослойками серых макропористых супесей. Пески состоят из хорошо окатанных зерен кварца и полевого шпата и содержат незначительную примесь темноцветных минералов. Характерна великолепно выраженная тонкая (0,2—4 см) параллельная и линзовидная слоистость с наклоном слоёчков вниз по пади и в сторону к ручью под углами порядка 3°; слоёчки нередко изогнуты. Наряду с описанной, отмечается и более грубая слоистость в виде прослоев мощностью в 5—20 см. Слоёчки и прослои различаются по гранулометрическому составу. При этом более мелкозернистые пески оказываются сильнее пылеватыми; именно к ним обычно и приурочены прослойки супесей. Изредка констатируется косая слоистость с уклоном тонких слоёчков до 10—20° в отдельных пачках, с размывом налегающих на подстилающие пески. Косые слоёчки обогащены зёрнами грубого песка или мелкого гравия. Такой тип слоистости свойствен преимущественно отложениям мелких русловых потоков и характеризует нижнюю половину разреза.

Выше отмечалось наличие обломков среди рассматриваемых отложений. Примечательно, что часть обломков эффузивов имеет округленные углы и мелкие углубления — ямки. Поверхность таких обломков гладкая.

В некоторых выработках в интервале глубин около 2—2,5 м отмечаются причудливые контуры границ отложений разного состава (песков, супесей), или «карманы» с уклонами на бортах до 50°, выполненные крупными песками в более мелких и сильнее пылеватых песках. Это связано, очевидно, с различными видами проявления мерзлотных деформаций.

Мощность рассматриваемых отложений в нагорной части шлейфа составляет всего 2—3 м; вниз по склону она возрастает и может достигать величины порядка 25 м.

Для понимания происхождения песков небезыntenесны наблюдения на водоразделах.

Водораздел близ Читы с отметкой свыше 1000 м состоит из цепи холмов, разделенных седловинами, над которыми они возвышаются на 5—20 м. На вершинах холмов — крупные обломки и глыбы граносиенита, состоящего на 80—90% из полевых шпатов, кварца и слюды (7—8%). В стенке старой ямы, расположенной на склоне от седловины, вскрыто сверху (рис. 1, Д):

Мощность, м

Супесь светло-бурая с дресвой граносиенита. Переход в нижележащий слой постепенный	0—0,25
Пески желтые, средне- и мелкозернистые, неслойчатые из хорошо окатанных зерен кварца и полевых шпатов. Пески выполняют мелкую, неширокую (в данном сечении 0,9 м) ложбинку, спускающуюся с седловины. Подошва песков неровная; в углублениях она выделяется четко, по бортам — нерезко. Пески лежат на зеленовато-серой дресве — элювия граносиенитов, который подстилает также светло-бурые супеси вне пределов отмеченной ложбинки	0,25—0,45

Элювий граносиенитов состоит из несортированных и неокатанных зерен полевых шпатов, иногда кварца и большого количества чешуек слюды и пылеватых частиц.

Таким образом, пески ложбинки резко отличаются от развитого здесь элювия граносиенитов общим видом, степенью окатанности и сортированности, а также минералогическим составом. Пески могли быть доставлены сюда только ветром, а затем отложиться в ложбине при переносе струйками воды.

Только ветром могли быть занесены пески и на округлую вершину водораздела между ручьями Большая Нарымка и Скородумка в нескольких километрах юго-восточнее сел. Еремина. Здесь желтые мелко- и среднезернистые пески, состоящие из хорошо окатанных зерен полевого шпата и кварца, выполняют грунтовую жилу, внедряющуюся языкообразно на глубину до 0,8 м в выветрелые лейкократовые граниты (рис. 1, Е).

Итак, рассмотренные пески шлейфов по условиям залегания, текстуре (слоистость, параллельная склону) и наличию обломков пород вышележащих склонов, несомненно, имеют делювиальную природу¹. Вместе с тем, от типичного делювия описываемые пески отличает резкая разница их состава (полевошпатово-кварцевого) от пород вышележащих участков склонов смыва, зачастую представленных эффузивами, практически не содержащими кварца. Следовательно, эти пески не могли образоваться за счет разрушения давних пород. Об этом же свидетельствует хорошая окатанность песчаных зерен, которая не могла быть приобретена при незначительном (обычно сотни метров) перемещении вниз по склону. Следует подчеркнуть, что на вышележащих склонах смыва аллювий отсутствует и поэтому своеобразие состава и хорошую окатанность зерен нельзя объяснить размывом древних аллювиальных отложений.

Наблюдения за песками на водоразделах, куда они могли быть принесены только ветром, позволяют сделать заключение, что песчинки навевались ветром на склоны и водоразделы, а затем смывались струйками воды, образуя своеобразный существенно песчаный делювий. Поскольку эти отложения формировались в основном за счет эолового материала, их следует назвать эолово-делювиальными.

При переносе песок производил истирание, следы которого, в частности, отражены в своеобразном облике некоторых обломков эффузивов, имеющих округлые углы, углубления при очень гладкой поверхности.

Периоды эолового заноса песков сменялись периодами смыва, во время которых в сферу денудации попадали не только пески, но и продукты выветривания коренных пород склона, что отмечалось накоплением прослоев супесей и суглинков, насыщенных обломками скальных пород. Почти постоянная примесь щебенки пород склона к пескам, особенно свойственная нагорной части шлейфа, свидетельствует о кратковременности и частом чередовании периодов ветрового заноса песков и периодов последующего делювиального смыва их и продуктов выветривания пород склона. Когда же длительность таких периодов или интенсивность процессов заноса и смыва была большей, создавались условия для формирования прослоев резко различного состава — чистых песков, с одной стороны, и богатых щебнем супесей, с другой.

Тесная пространственная связь рассмотренных шлейфов с IV террасой позволяет предположить, что источником для эоловой дефляции служили пески именно данной террасы. Это находит подтверждение в сходстве состава песков IV террасы и шлейфа, близкой степени окатанности зерен (несколько большей у песков шлейфов). Отсутствие крупных дефляционных котловин на IV террасе может быть истолковано тем, что дефляция песков террасы осуществлялась во время их формирования, при котором выдувание компенсировалось речной аккумуляцией песков.

Результаты работ Читинской инженерно-геологической партии свидетельствуют о том, что формирование отложений IV террасы и сопряженного с ними шлейфа протекало в суровых перигляциальных условиях среднеплейстоценового (?) оледенения. Как показывают данные спорово-пыль-

¹ В настоящее время многие исследователи в состав делювия включают также солифлюкцию и другие склоновые накопления. Мы придерживаемся в этом вопросе представлений А. П. Павлова и под делювием понимаем лишь те склоновые отложения, которые сформированы в результате действия струек талых и дождевых вод.

левого анализа (проведенного М. Б. Чернышевой), в эту эпоху растительность была в основном степной (пыльца полыни, злаков, эфедры и маревых) и разреженной, что свидетельствует о более сухих условиях периода ее произрастания по сравнению с современными. О суровости климата того времени свидетельствуют и отмеченное выше проявление мерзлотных процессов в песках, наличие своеобразного мелкобугристого рельефа, связанного, очевидно, с вытаиванием жильных льдов и развитого на IV террасе у подножья Яблонового хребта, а также развитие существенно солифлюкционных отложений уровня IV террасы за пределами распространения песчаных шлейфов. В этой обстановке, характеризующейся суровостью и значительной сухостью климата, интенсивно проявлялась ветровая деятельность. По расположению эолово-делювиальных шлейфов относительно IV террасы можно предположить, что наиболее сильные ветры, производившие дефляцию, дули в восточном или близком к этому направлении. Поскольку эолово-делювиальные пески включают зерна крупнее 1 мм, причем их содержание достигает 15—22%, то, на основании исследований Н. А. Соколова (Рухин, 1953), можно утверждать, что дувшие тогда ветры имели высокие скорости, иногда превышавшие 12—13 м/сек. Занос песчаных зерен на склоны и водоразделы происходил, скорее всего, путем их волочения, перекачивания и подскакивания в тонком прерывистом слое, над которым во взвешенном состоянии неслась пыль в смеси с наиболее тонкими песчаными частицами. Дувший в восточных румбах ветер раскатылся узкими водоразделами широко ориентированных падей, вдоль которых его скорость, а следовательно, и переносимая сила, значительно возрастала. Лишенная сомкнутого растительного покрова оголенная дневная поверхность времени существования суровых перигляциальных условий почти не препятствовала движению песков, в связи с чем не приходится удивляться тому, что пески эти могли занестись на высоту до 250—300 м над уровнем разветвления.

Формирование эолово-делювиальных отложений не было особенностью лишь среднечетвертичной эпохи. Оно проявлялось и в верхнечетвертичную эпоху во время накопления отложений II надпойменной террасы. Однако масштабы распространения и степень морфологической выраженности этих эолово-делювиальных шлейфов не идут ни в какое сравнение с обширными шлейфами IV террасы.

Разница в строении эолово-делювиальных отложений в направлении вниз по склону позволяет наметить среди них две фации: тыловой закраины шлейфа и приречной его части.

Фа́ция тыловой закраины шлейфа приурочена к его верхней, нагорной части шириной в десятки метров, где уклоны поверхности составляют 7—14°. Характерны для этой фации значительные различия состава слоев, обусловленные обилием щебенки коренных пород в отдельных слоях и нередко присутствием супесей или суглинков, грубая слоистость и небольшая мощность.

Фа́ция приречной части развита в полосе шлейфа шириной во многие сотни метров, имеющего уклон 3—8° и протягивающегося до сочленения с IV террасой или ее уровнем по мелким притокам. По гранулометрическому составу отложения здесь более однородны, содержат меньше щебенки по сравнению с фацией тыловой закраины и характеризуются более тонкой слоистостью, иногда наличием косой слоистости, свойственной отложениям мелких русловых потоков, в данной обстановке начинающих играть заметную роль.

Степень выраженности и относительного развития отдельных фаций зависит от конкретной обстановки и может значительно варьировать. Так, на характер фации тыловой закраины весьма заметный отпечаток накладывает состав коренных пород склона. Наиболее типичными чертами (обилие обломков, грубая слоистость, наличие супесей) она обладает на

участках, сложенных эффузивами, особенно если склон здесь высокий и крутой. В области развития гранитоидов содержание крупнообломочного материала сокращается, значение супесей снижается, слоистость становится менее грубой, поэтому отделение этой фации от фации приречной части шлейфа становится затруднительным.

Мы описали генетическую разновидность делювия на примере песков окрестностей г. Читы, где выделению ее способствовало резкое различие минералогического состава песков шлейфов, с одной стороны, и коренных пород вышележащего склона — с другой. Можно утверждать, что условия, благоприятствовавшие формированию рассмотренных отложений (сочетание значительной сухости, достаточной силы ветра, интенсивного проявления плоскостного смыва и наличия источника для выдувания), не были чем-то из ряда вон выходящим, свойственным лишь району Читы и более нигде не повторяющимся. Это дает основание предполагать значительно более широкое распространение эолово-делювиальных отложений, чем может показаться на первый взгляд. Думается, что только менее благоприятное сочетание отличительных признаков в других местах затруднило выделение этой своеобразной разновидности широко и давно известного генетического типа — делювия. В частности, представляется весьма вероятным, что слоистый делювий, по Г. И. Горецкому (1961), в значительной мере относится к эолово-делювиальным отложениям, причем это может касаться не только песчаных, но и суглинистых разновидностей.

Особенности минералогического состава эолово-делювиальных отложений, в целом чуждого составу пород вышележащего склона и этим отличающегося от других генетических типов склоновых отложений, отражающих состав пород коренных склонов, могут и должны быть учтены при поисках и разведке месторождений полезных ископаемых.

Поскольку материал, поставлявшийся ветром, был затем переотложен струйками воды, то образовавшиеся при этом отложения утратили механические свойства, характерные для эоловых отложений, и в этом отношении их можно рассматривать как просто делювиальные. Это следует иметь в виду при инженерно-геологической оценке рассмотренных песков.

Л И Т Е Р А Т У Р А

- Г о р е ц к и й Г. И. Генетические типы и разновидности отложений перигляциальной формации. — В сб.: «Материалы по генезису и литологии четвертичных отложений». Минск, Изд-во АН БССР, 1961.
- Р у х и н Л. Б. Основы литологии. Л.— М., Гостоптехиздат, 1953.

СО Д Е Р Ж А Н И Е

Предисловие	3
<i>И. П. Герасимов, А. А. Величко, Т. Д. Морозова, М. А. Фаустова</i> (СССР). Микроморфологический метод в изучении лёссовых образований и первые результаты его применения	5
<i>А. Г. Чернышовский</i> (СССР). Современное лёссовобразование в высокогорных степях Внутреннего Тянь-Шаня	17
<i>Ю. Финк</i> (Австрия). Заметки к вопросу о лёссе	35
<i>М. Печи</i> (Венгрия). Склоновые лёссы Венгрии и условия их образования	48
<i>Г. Т. Смит</i> (США). Лёссовые отложения США	60
<i>В. Ложек</i> (Чехословакия). Лёссы и лёссовидные породы Чехословакии	72
<i>Э. Литяну</i> (Румыния). К вопросу изучения генезиса лёссовидных отложений Валахской впадины	83
<i>А. Малицкий</i> (Польша). К методике установлений различий между лёссами и лёссовидными породами	91
<i>А. С. Кесь</i> (СССР). Эолово-почвенные отложения, их состав, строение и особенности формирования	93
<i>Н. И. Кригер</i> (СССР). О происхождении лёсса	105
<i>Г. И. Горецкий</i> (СССР). Об укрупнении гравулометрического состава пород лёссовой формации в направлении к речным долинам и понижениям	120
<i>К. И. Лукашев, И. А. Добровольская, В. К. Лукашев</i> (СССР). Образование лёссовых пород на территории Белоруссии	131
<i>Б. Крыговский</i> (Польша). Некоторые седиментологические параметры и свойства моренных суглинков Западной Польши	140
<i>С. В. Яковлева</i> (СССР). Главнейшие пути распространения молодых оледенений на северо-западе Русской равнины по данным литологического изучения морен	147
<i>С. Ружицкий</i> (Польша). Некоторые проблемы распределения валунов в ледниковых отложениях Польши	154
<i>Е. В. Рухина</i> (СССР). О минеральном составе песчано-алевритовой фракции ледниковых отложений и использовании ее в палеогеографических и стратиграфических целях	157
<i>Ю. А. Лаврушин</i> (СССР). Опыт сравнительной характеристики строения аллювия равнинных рек различных климатических зон	162
<i>Н. Г. Судакова</i> (СССР). К методике изучения минералогических комплексов четвертичного аллювия в различных климатических условиях осадконакопления и гипергенеза	176
<i>Б. В. Рыжов</i> (СССР). Эолово-делювиальные отложения окрестностей г. Читы	190

**Современный и четвертичный
континентальный литогенез**

*Утверждено к печати
Комиссией по изучению
четвертичного периода АН СССР*

Редактор Издательства *Ю. А. Лаврушин*
Художник *К. М. Егоров*
Технический редактор *О. П. Ульянова*

Сдано в набор 30/XII 1965 г. Подписано в печать 27/IV 1966 г.
Формат 70×108^{1/16}. Печ. л. 12^{1/2}+3 вкл. (13,5 п. л.)
Усл. печ. л. 18,9. Уч.-изд. л. 16,5(15,7+0,8 вкл.). Тираж 1400 экз.
Изд. № 818/66. Тип. зак. № 16. Т-03687

Цена 1 р. 36 к.

Издательство «Наука».
Москва, К-62, Подсосенский пер., 21

2-я типография издательства «Наука».
Москва, Г-99, Шубинский пер., 10