



ЛЕССОВЫЕ ПОРОДЫ: НОВЫЕ ВОЗМОЖНОСТИ ИЗУЧЕНИЯ ИХ ГЕНЕЗИСА

LOESS SOIL: NEW OPPORTUNITIES OF ITS GENESIS STUDY

КОНИЩЕВ В.Н.

Заведующий кафедрой криолитологии и гляциологии географического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова, профессор, д.г.н., г. Москва, vkonish@mail.ru

KONISHCHEV V.N.

Head of the Cryolithology and Glaciology Department of the Geography Faculty of Lomonosov Moscow State University, professor, DSc (doctor of science in Geography), Moscow, vkonish@mail.ru

Ключевые слова:

лессовые породы; гранулометрический состав; минералогический состав; криогенез; криолитозона; перигляциальная зона; историко-генетический подход.

Key words:

loess; granulometric composition; mineralogical composition; cryogenesis; cryolithozone; periglacial zone; historical-genetic approach.

Аннотация

В статье рассмотрен новый подход к анализу генетической природы минерального вещества лессовых пород. Предлагаемая методика основана на дифференцированном анализе распределения основных породообразующих минералов (кварца и полевых шпатов) по гранулометрическому спектру. Предложены два критерия — коэффициент криогенной контрастности и коэффициент распределения тяжелых минералов, которые позволяют определить степень участия криогенных процессов, а также эоловой и водной седиментации в формировании лессовых пород.

Введение

Среди исследователей, изучавших проблему лесса, практически не существует больших разночтений в определении основных свойств этих отложений [15]. К последним относится однородность гранулометрического состава как по разрезу, так и в плане на огромных пространствах. Обычно это неслоистый известковый микроагрегированный алеврит с содержанием первичных частиц в пределах 30–55%, общей пористостью 40–45%, относительно повышенным содержанием легкорастворимых солей, способностью держать вертикальную стенку в обнажениях, при увлажнении просадочный, покровно залегающий, часто включающий погребенные почвы.

Совершенно иной является ситуация при генетических интерпретациях перечисленных выше признаков и свойств лессов, которых придерживаются различные исследователи. Наблюдаются диаметрально противоположные точки зрения, что свидетельствует о недостаточной изученности проблемы и отсутствии достаточно определенных генетических критериев при интерпретации того или иного признака или свойств лессов.

Наиболее показателен в этом отношении гранулометрический состав этих отложений.

Многие исследователи считают, что лессовые покровы формировались в холодные эпохи неоплейстоцена как продукт осаждения атмосферной пыли. Во время максимумов оледенений и похолоданий и, соответственно, аридизации климата, наблюдалась активизация атмосферной циркуляции. Это вызывало насыщение атмосферы пылью, содержание которой в 30 раз превышало количество пыли в атмосфере межледниковий [41]. Происходило обогащение пылью даже холодных интервалов антарктического и гренландского ледниковых кернов [14]. В теплые периоды неоплейстоцена накопление пыли либо прекращалось, либо существенно замедлялось и на поверхности формировались почвы. Таким образом возникли лессово-почвенные последовательности, которые считаются очень важными природными объектами с точки зрения полноты палеоклиматической информации.

Abstract

The article describes a new approach to analysis of the genetic nature of mineral matter of loess soils. The proposed method is based on differential analysis of distribution of the main bedrock-forming minerals (quartz and feldspars) by the granulometric spectrum. The author proposes two criteria such as the cryogenic contrast coefficient and heavy minerals distribution coefficient which allow to determine the role of cryogenic processes, aeolian and water sedimentation in development of loess soils.



Время формирования лессовых горизонтов лессово-почвенной последовательности совпадает с холодными стадиями изотопно-кислородной шкалы, а погребенных почв — соответственно, с теплыми стадиями [40]. Эоловая природа лесса, по мнению многих исследователей, наиболее просто выявляется путем сопоставления его гранулометрического состава с современными эоловыми осадками на снежниках, ледниках и других поверхностях после пылевых бурь во многих современных районах мира [36, 45, 46]. Ведущую роль в составе этих накоплений играют первичные частицы крупного алеврита (диаметром 0,05–0,001 мм), содержание которых составляет более 40–50%.

Работами многих исследователей показано, что при переносе дисперсного минерального вещества происходит дифференциация частиц по размеру и минералогическому составу [28, 32, 15]. Основное место в составе занимают кварц, полевые шпаты и другие легкие минералы, в небольшом количестве содержатся также тяжелые минералы.

Атмосферная пыль, перенесенная на значительные расстояния, включает разнообразные по размеру и минеральному составу частицы (в том числе из тяжелых минералов), т.е. характеризуется полидисперсностью и полиминеральностью, но с преобладанием первичных частиц размером 0,05–0,01 мм.

Важно подчеркнуть, что основная масса тяжелых минералов концентрируется в пределах фракции с размером частиц 0,05–0,01 мм. Тогда как кварц — наиболее устойчивый минерал — тяготеет к более крупным гранулометрическим фракциям.

На рисунке 1 представлен гранулометрический и минералогический состав скоплений эоловой пыли, собранной на абсолютной высоте 3950 м на правой ветви ледника Шокальского (хр. Заилийский Алатау, Тянь-Шань). Скальное обрамление располагалось в 800–900 м от места взятия проб. Даже на таком небольшом расстоянии наблюдается заметная гранулометрическая сортировка, сопровождающаяся минералогической сортировкой, которая выражается в распределении минералов тяжелой фракции (плотность по гранулометрическому спектру — более 2,9 г/см³). Максимум весового содержания тяжелых минералов тяготеет к фракции с размером частиц 0,05–0,01 мм. Подобное седиментогенное распределение содержания тяжелой фракции по гранулометрическому спектру является общей закономерностью для истинно эоловых отложений. В водной среде также происходит схожая гранулометрическая и минералогическая сортировка, но несколько в более сглаженном виде, поскольку максимально эффективная сортировка минерального вещества происходит в воздушной среде.

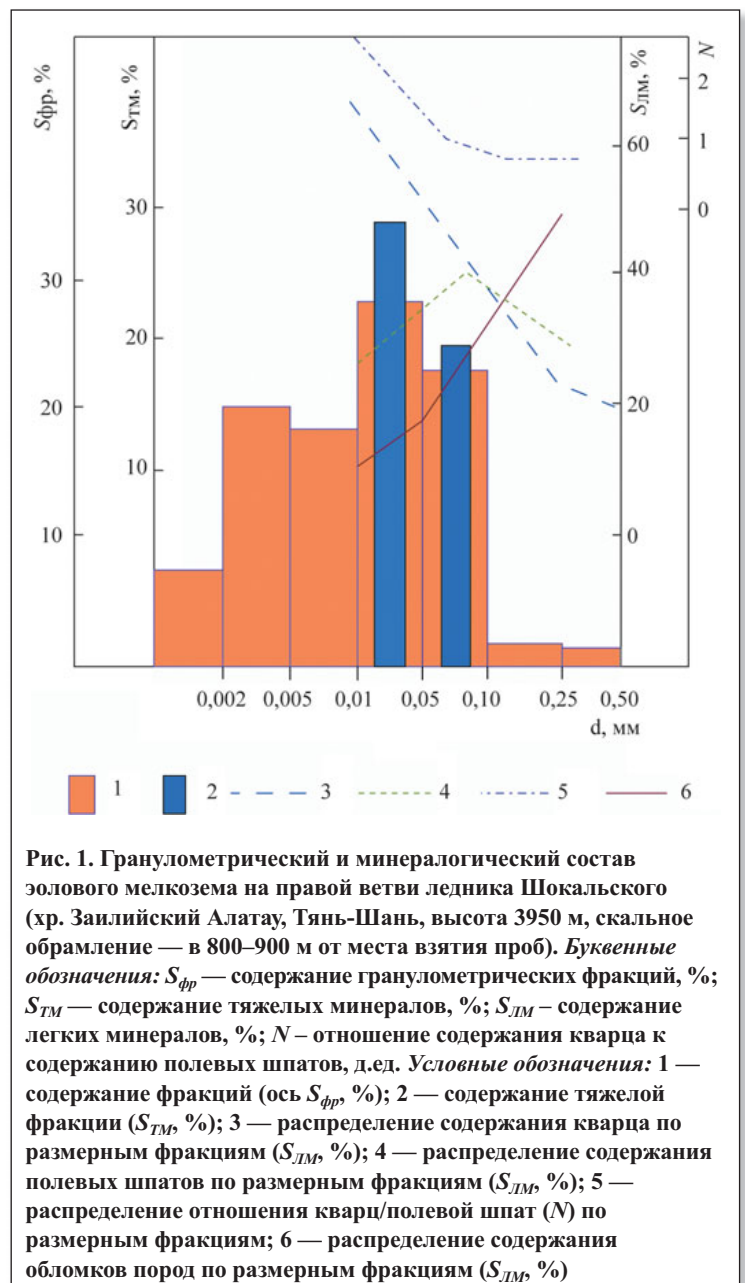
К сожалению, несмотря на огромное количество гранулометрических, микроагрегатных и минералогических анализов лессов и лессовидных отложений, данные о распределении содержания как легких, так и тяжелых по гранулометрическим фракциям минералов в литературе практически отсутствуют. И, главное, авторы не считают эти параметры сколь-либо значительными для выявления генетической природы минерального вещества лессов.

Это же относится и к атмосферной пыли, изучаемой в рамках международных проектов. В трудах между-

народных конференций содержатся данные о гранулометрическом составе переносимой в атмосфере пыли и общем содержании минералов, в том числе тяжелых, но данные об их распределении по гранулометрическому спектру отсутствуют.

Размер частиц атмосферной пыли, улавливаемой специальными пылеуловителями, чаще всего на порядок меньше диаметра частиц крупной пыли, доминирующей в лессовых породах, и составляет 0,6–3,0 мм [43, 44, 47]. По данным анализа ледниковых кернов Гренландии и Антарктиды повышенное содержание микрочастиц в познеплейстоценовом льду соответствует максимальному понижению температуры, которое вызывало уменьшение количества выпадавших осадков, что и приводило к относительному увеличению содержания микрочастиц. При этом полностью отрицать повышенную активность атмосферной циркуляции, разумеется, нельзя.

Доказательством наличия холодных климатических условий, в которых формировались лессовые отложения, являются следы мерзлотных процессов в форме мерзлотных структур и текстур (таких как псевдомор-



фозы повторно-жильных льдов, криотурбации и инволюции, постшлюзовые текстуры и др.). Многолетние исследования палеомерзлотных фенолов, их классификация и картографирование были выполнены А.А. Величко и его учениками [3, 4]. При этом упомянутые исследователи придерживаются эоловой концепции формирования лессов. Несмотря на исчерпывающую классификацию палеомерзлотных явлений, в том числе микроструктурных особенностей строения минеральной матрицы лессов, характерной для разрезов лессово-почвенной серии в пределах Восточно-Европейской равнины и Западной Европы, исследователи явно недооценивали собственно литологический аспект многократных циклов промерзания-оттаивания, сопровождавших накопление минеральной массы лессов.

О роли процессов морозного выветривания в образовании лессовой фракции (0,05–0,01 мм) писали многие исследователи. Очень хороший исторический обзор этой проблемы сделал Н.И. Кригер [15]. Позднее изучение данного вопроса продолжалось преимущественно мерзлововедами. В многочисленных экспериментах было показано, что под воздействием многократного циклического промерзания-оттаивания в различных породах — как монолитных (гранитах, песчаниках и др.), так и дисперсных (песках, супесях, суглинках) — накапливаются частицы лессовой фракции за счет разрушения более крупных (кварцевых, полевошпатовых и др.) частиц и агрегации частиц глинистого размера. Тем не менее это не означало, что был найден критерий, позволявший различать продукты ветровой сепарации и криогенного преобразования минерального вещества.

Методы исследований

Применявшаяся ранее методика экспериментального исследования криогенного выветривания осно-

вывалась на испытаниях образцов полидисперсного и полиминерального состава, что и привело к выводам о накоплении лессовой фракции в грунтах, но какая-либо специфика продуктов криогенного разрушения минералов при этом не выявлялась. Поэтому сохранялась неопределенность генетической интерпретации гранулометрического состава лессов и лессовидных отложений.

Специфика криогенного выветривания проявилась только при исследовании криогенной устойчивости монодисперсных и мономинеральных фракций. Впервые такой подход к экспериментальным исследованиям криогенной устойчивости был осуществлен в работе [10]. Было установлено, что зерна кварца разрушаются до фракции 0,05–0,01 мм, а зерна полевых шпатов, не измененных более ранними процессами пелитизации, дробятся до размера 0,1–0,05 мм. Были установлены пределы криогенного разрушения других минералов, но это не имело особого значения, поскольку их содержание в исходных породах обычно невелико — не более нескольких процентов, тогда как основную массу составляют кварц и полевые шпаты, содержание которых обычно превышает 90–95 %.

Эти выводы были подтверждены результатами эксперимента, представленными в работе А.В. Минервина [22]. Им также была изучена криогенная устойчивость мономинеральных и монофракционных образцов, но количество циклов промерзания-оттаивания составляло 1000 и эксперимент длился более 3 лет — гораздо дольше, чем при исследовании, представленном в работе [10] (табл. 1). Но результат, как следует из таблицы, получился тем же, однако выраженным более четко: кварц дробится до более мелких частиц (до 0,05–0,01 мм), чем полевой шпат (микроклин) (до 0,1–0,5 мм). К сожалению, автор работы [22] не придал этому результату никакого значения — он просто его не заметил.

Таблица 1

Результаты моделирования формирования крупнопылеватой лессовой фракции в различных условиях (по [22])							
Условия опыта	минерал	Содержание фракции, %, с диаметром частиц, мм					
		0,25÷0,1	0,1÷0,05	0,05÷0,01	0,01÷0,005	0,005÷0,001	<0,001
До опыта	кварц	100	-	-	-	-	-
	микроклин	100	-	-	-	-	-
	кальцит	100	-	-	-	-	-
	биотит	100	-	-	-	-	-
Замораживание (-10 °С) — оттаивание (+15÷20 °С) в водонасыщенном состоянии	кварц	11	20	68	1	-	-
	микроклин	7	44	48	1	-	-
	кальцит	6	15	20	30	29	-
	биотит	98	1	1	-	-	-
Замораживание (-10 °С) — нагревание (+50 °С) в воздушно-сухом состоянии	кварц	98,5	1	0,5	-	-	-
	микроклин	98	1,5	0,5	-	-	-
	кальцит	93,5	5	1	0,5	-	-
	биотит	100	-	-	-	-	-
Замачивание-высушивание (+18÷20 °С) в лабораторных условиях	кварц	100	-	-	-	-	-
	микроклин	100	-	-	-	-	-
	кальцит	100	-	-	-	-	-
	биотит	100	-	-	-	-	-



На самом деле этот вывод имеет принципиальное значение. Во-первых, становится понятным, почему наблюдается абсолютное преобладание частиц размером 0,05–0,01 мм в продуктах криогенного выветривания. Это определяется господствующей ролью кварца в составе осадочных пород (моренных, аллювиальных, морских и пр.), которые являлись исходными материнскими породами, впоследствии преобразованными криогенным выветриванием.

Во-вторых, возникают особые требования к методике анализа состава дисперсных отложений с целью определения роли криогенеза в их формировании. Минералогический состав необходимо определить не в общей массе породы, а дифференцированно, в отдельных гранулометрических фракциях, прежде всего во фракциях 0,05–0,01 и 0,1–0,5 мм, обычно составляющих значительную, а в лессовых отложениях большую, часть минеральной массы.

Исследованию связей гранулометрического и минералогического состава дисперсных осадочных образований посвящено большое число работ [1, 18, 29–31, 37].

В своем капитальном труде [33] Н.М. Страхов обобщил огромный материал и представил принципиальную схему распределения минералов по гранулометрическому спектру отложений различных фациальных типов, сформировавшихся в гумидных условиях преимущественно вне зоны криолитогенеза (рис. 2) Выделяется область максимального минералогического разнообразия, ограниченная размерами частиц 0,25–0,01 мм. Максимумы внутри нее в гранулометрическом спектре не совпадают и располагаются последовательно в ряду от более крупных частиц к более мелким: кварц → полевые шпаты → минералы тяжелой фракции.

Природа верхнего предела гранулометрического поля обломочных минералов имеет унаследованный характер и связана с их обычной размерностью в исходных массивно-кристаллических породах.

Нижний предел гранулометрического поля преимущественного содержания обломочных минералов (0,001 мм) обусловлен резким возрастанием неустойчивости минеральных зерен по отношению к факторам химического выветривания по мере их измельчения.

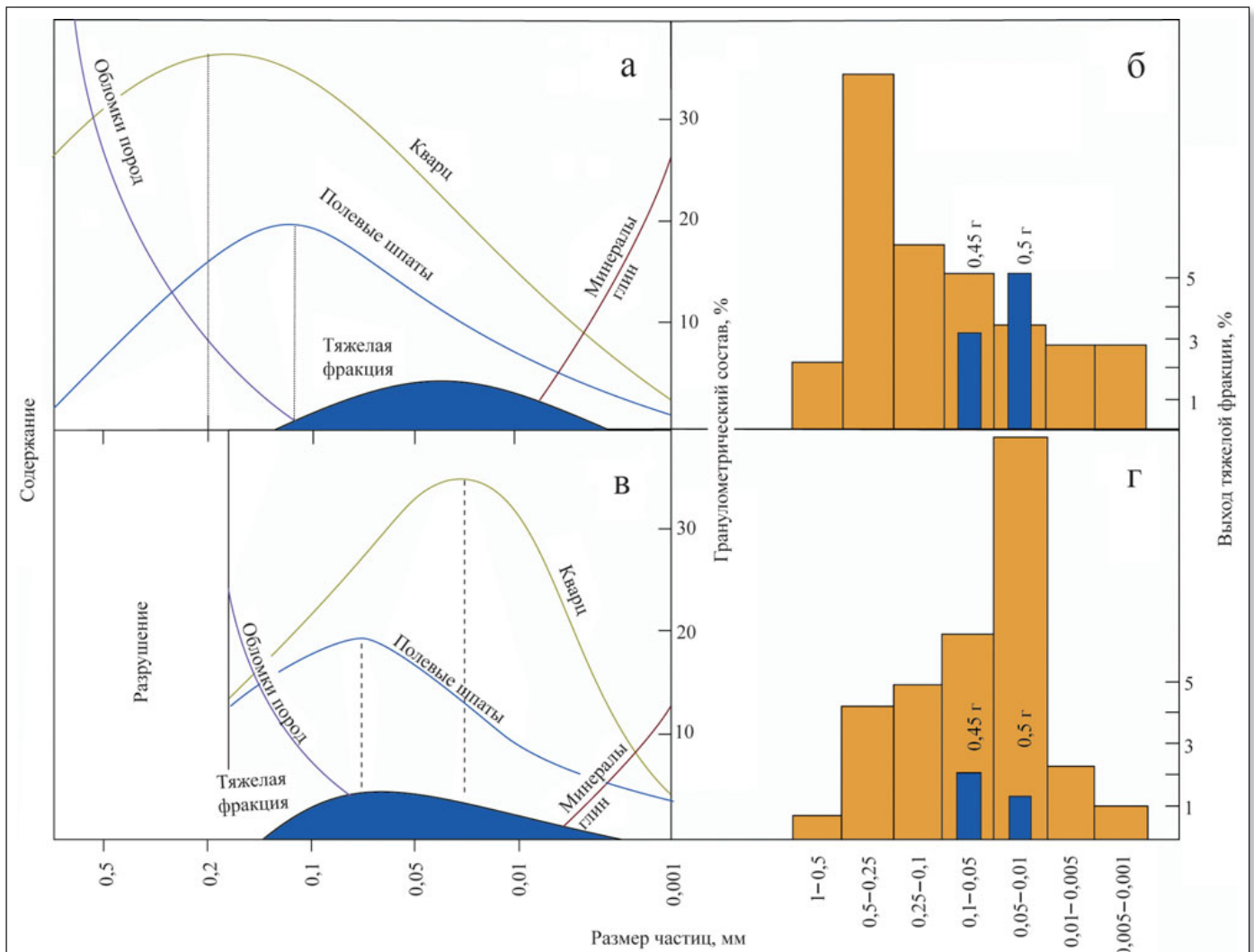


Рис. 2. Перестройка распределения основных минералогических параметров по гранулометрическому спектру при криогенезе [11]: *а, в* — качественные схемы: *а* — распределение содержания основных минеральных компонентов по гранулометрическому спектру исходной породы, *в* — распределение основных минеральных компонентов в продуктах криогенеза; *б, г* — количественные схемы перестройки относительного массового содержания тяжелых минералов по гранулометрическому спектру при неизменном абсолютном содержании: *б* — исходная порода с седиментогенным типом распределения тяжелой фракции; *г* — криогенный тип содержания тяжелой фракции в продуктах криогенеза. Синим цветом показано абсолютное содержание тяжелых минералов (с плотностью более 2,9 г/см³)

Решающее значение в локализации минералов тяжелой фракции имеют удельный вес и степень сортированности осадков. В сортированных осадках суммарное максимальное весовое содержание тяжелых минералов тяготеет к фракции 0,05–0,01 мм.

В многочисленных исследованиях, посвященных анализу гранулометрического и минералогического состава типичных лессов, подобный дифференцированный подход практически не применялся. Высокая степень гранулометрической сортированности считается достаточным критерием для выводов о фациально-генетических условиях формирования этих пород.

Между тем проведенные автором и его коллегами исследования состава лессовидных образований современной криолитозоны, в пределах которой типичные карбонатные лессы отсутствуют, показали, что только дифференцированный подход к изучению состава позволяет более объективно судить о мерзлотно-климатических и фациально-генетических условиях накопления минерального вещества этих отложений [11, 13].

В качестве конкретного показателя, характеризующего степень участия в формировании отложений процесса криогенного выветривания, был предложен особый коэффициент, учитывающий распределение кварца и полевых шпатов по гранулометрическому спектру (точнее, по предельным размерам фракций, в которых эти минералы накапливаются в ходе криогенеза), названный коэффициентом криогенной контрастности (ККК):

$$ККК = Q_1/F_1:(Q_2/F_2), \quad (1)$$

где Q_1, Q_2 — содержание кварца во фракциях 0,05–0,01 и 0,1–0,5 мм соответственно; F_1, F_2 — содержание полевых шпатов во фракциях 0,05–0,01 и 0,1–0,5 мм соответственно.

Отложения, сформировавшиеся в условиях криолитозоны, должны иметь значения $ККК > 1$. Тогда как отложения, сформировавшиеся вне этой зоны, т.е. в условиях умеренного и теплого климата, имеют значения $ККК < 1$ (исходя из схемы Н.М. Страхова [33]).

Обобщение большого количества материала по составу отложений, сформировавшихся в пределах и вне зоны криогенеза, полностью подтвердило объективность предложенного показателя [11].

Анализ объектов исследований

Специфика состава продуктов криогенного преобразования особенно четко выявилась при анализе состава покровных лессовидных образований Большеземельской тундры. Комплексная характеристика этих отложений дана в работе [11], поэтому здесь остановимся на особенностях их дифференцированного грануло-минералогического состава. Отметим только, что покровные лессовидные суглинки Большеземельской тундры плащеобразно покрывают водоразделы, отсутствуют на первой террасе и в поймах рек и имеют мощность 1,5–1,8 м при колебаниях от 0,2–0,5 до 3–3,5 м в межблочных понижениях полигонального рельефа. Покровные суглинки залегают с постепенным контактом на валунных суглинках, реже на песках, что отражается на их составе, и сочетаются с полигональной системой мерзлотных грунтовых жил.

Дифференцированный минералогический анализ (по отдельным гранулометрическим фракциям) показал, что максимальное содержание кварца наблюдается в наиболее представительной фракции крупного алеврита — 0,05–0,01 мм (рис. 3). Количество кварца в этой фракции колеблется в пределах 74–85%, заметно снижаясь в более крупных (до 59–70% во фракции 0,1–0,05 мм, до 46–58% во фракции 0,1–0,25 мм) и более мелких по размерам частиц фракциях. Гранулометрический спектр содержания полевых шпатов во всех случаях однотипен и характеризуется максимумом 30–42% во фракции 0,1–0,05 мм. В более мелких фракциях содержание полевых шпатов уменьшается (до 15–26% во фракции 0,05–0,01 мм, до 9–18% во фракции 0,1–0,25 мм).

Как видно, распределение основных породообразующих минералов (кварца и полевых шпатов) по гранулометрическому спектру покровных лессовидных образований Большеземельской тундры прямо противоположно таковому в отложениях, сформировавшихся в теплых климатических условиях.

В литературе получила широкое распространение точка зрения, согласно которой лессы и лессовидные отложения характеризуются очень небольшой выветренностью [29, 35], что позволило отрицать сколь-либо существенное влияние процессов выветривания в их формировании. В этом суждении скрыта явная логическая непоследовательность. По сути, коэффициент выветренности, определяемый как отношение суммарных масс устойчивых и неустойчивых минералов в общей массе породы без разделения на гранулометрические фракции, — это соотношение (!) процессов физического (дробление минералов) и химического (разложение, преобразование минералов) выветривания. Низкие значения коэффициента выветренности означают слабую интенсивность химического выветривания, а не выветривания вообще и высокую интенсивность физического дробления минералов без изменения их минералогической сущности.

Приуроченность максимума содержания кварца к наиболее характерной размерной фракции (0,05–0,01 мм) покровных лессовидных образований севера европейской части России и максимума содержания полевых шпатов — к более крупной фракции (0,1–0,5 мм) раскрывает основную минералогическую сущность процесса формирования этих отложений — криогенное дробление минералов исходных пород (валунных суглинков, песков) до характерных для этих минералов пределов. Для кварца это предел 0,05–0,01 мм, для полевых шпатов — 0,1–0,05 мм, что находится в соответствии с экспериментальными и теоретическими выводами о криогенной устойчивости минералов.

Важнейшим следствием этого процесса является распределение по гранулометрическому спектру суммарного содержания тяжелых минералов (процентов содержания тяжелых минералов по массе в отдельных размерных фракциях). Во всех проанализированных образцах покровных лессовидных суглинков максимальное относительное содержание тяжелых минералов по массе наблюдается во фракции 0,1–0,05 мм, а не в более тонкой фракции 0,05–0,01 мм. Смещение максимума содержания тяжелых минералов в сторону



более крупной фракции — это прямое следствие криогенного дробления основных породообразующих минералов — кварца и полевых шпатов (см. рис. 2, в).

Отсюда следует принципиально важный вывод: если бы рассматриваемые покровные лессовидные образования имели осадочное происхождение, а их высокая степень гранулометрической сортированности была связана с особенностями осадконакопления в водной или воздушной среде, то следовало бы ожидать, что распределение относительного весового содержания тяжелых минералов по гранулометрическому спектру должно соответствовать седиментогенному распределению, как это наблюдается в истинно эоловых отложениях (см. рис. 1).

Основное породообразующее положение кварца в составе исходных пород, высокая степень криогенной дробимости кварцевых частиц по сравнению с другими минералами, стабильность кварцевых частиц размером 0,05–0,01 мм приводят к тому, что в ходе криогенного преобразования сложной по составу минеральной массы формируется максимум содержания кварцевых частиц в размерной фракции 0,05–0,01 мм, являющейся пределом криогенного дробления этого минерала. Этот процесс неизбежно деформирует исходное распределение тяжелых минералов по гранулометрическому спектру, уменьшая их содержание во фракции 0,05–0,01 мм, где их как бы замещают кварцевые зерна, — таким образом, максимум относительного весового содержания тяжелых минералов смещается в сторону более крупных размерных фракций (см. рис. 2, з).

Установленный специфический (неседиментогенный) характер распределения относительного суммарного весового содержания тяжелых минералов по гранулометрическому спектру покровных лессовидных образований Большеземельской тундры является од-

ним из основных минералогических признаков криогенного элювия (при соответствующем значении ККК) и доказывает, что высокая степень его гранулометрической сортированности имеет криогенную природу и никак не связана с процессом эоловой седиментации, как это утверждается в некоторых публикациях [2].

Другие признаки покровных лессовидных суглинков Большеземельской тундры — тесная связь с мерзлотными грунтовыми структурами [25, 26], микрополигональное микростроение минеральной массы [11] — еще больше убеждают в криогенно-элювиальной природе этих образований. Первичные, т.е. неперетолженные, покровные суглинки имеют небольшую мощность (до 1,5–1,8 м), которая в целом соответствует толщине слоя сезонного оттаивания. Повышенная мощность характерна для межблочных понижений (до 3,5 м) полигонально-блочного рельефа. Но при этом седиментогенных признаков в минералогическом составе здесь не наблюдается, хотя прослой торфа и болотные почвы иногда встречаются.

Покровные суглинки в таких условиях представляют собой продукт ближайшего переотложения криогенного элювия.

Покровные суглинки Большеземельской тундры можно рассматривать в качестве модельного объекта с точки зрения выявления степени участия криогенных факторов в формировании любого типа лессовых пород в самых разных регионах.

Наряду с параметром ККК, позволяющим оценить собственно криогенную природу минерального вещества исследуемых отложений, естественно, возникает необходимость введения еще одного показателя, который можно назвать *индексом тяжелой фракции* (K_{mf}):

$$K_{mf} = S_{TM1}/S_{TM2}, \quad (2)$$

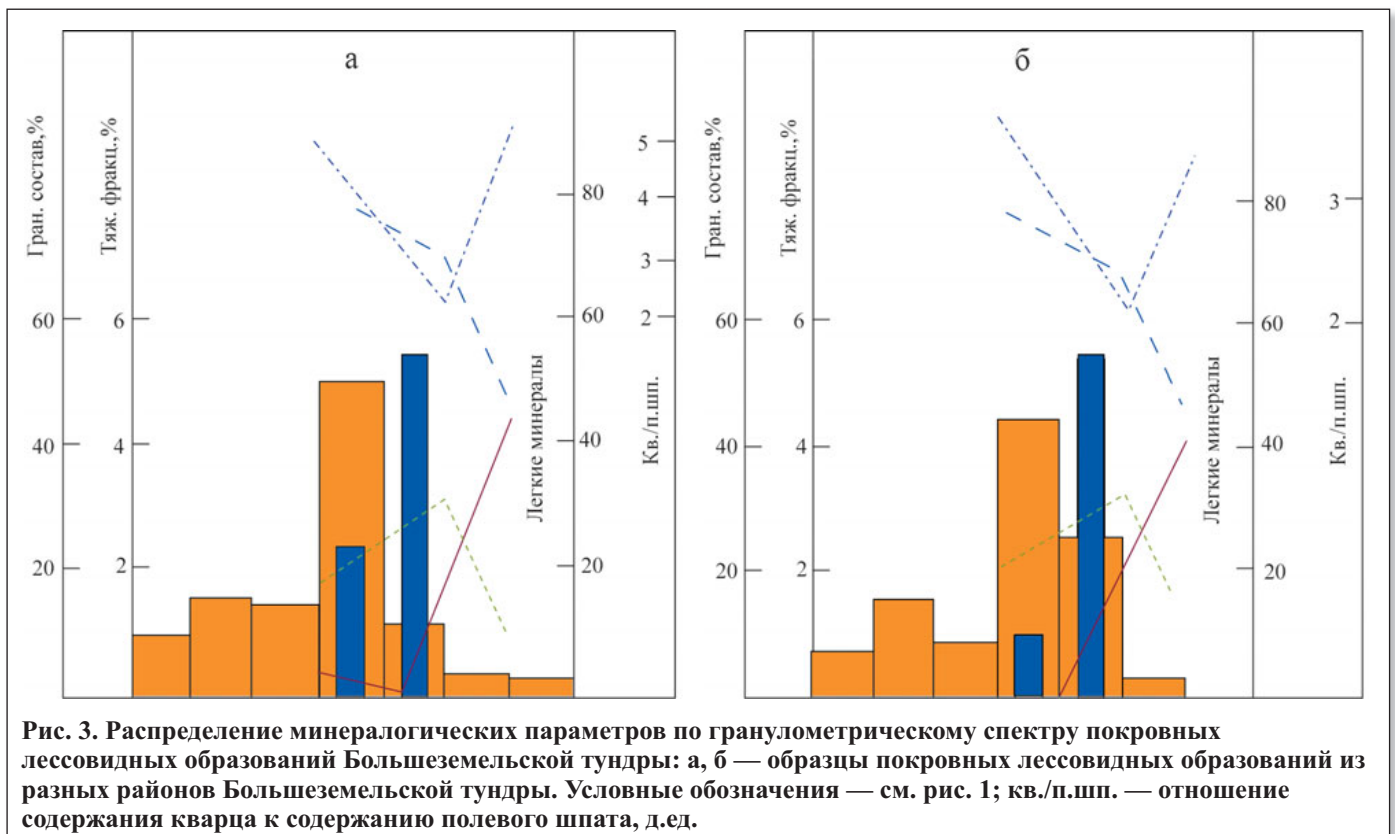


Рис. 3. Распределение минералогических параметров по гранулометрическому спектру покровных лессовидных образований Большеземельской тундры: а, б — образцы покровных лессовидных образований из разных районов Большеземельской тундры. Условные обозначения — см. рис. 1; кв./п.шп. — отношение содержания кварца к содержанию полевого шпата, д.ед.

где S_{TM1} , S_{TM2} — содержание по массе тяжелых минералов в гранулометрических фракциях с размером частиц 0,05–0,01 и 0,10–0,05 мм соответственно, %.

Индекс тяжелой фракции характеризует степень сортирующего воздействия водной или воздушной среды на формирование отложений или отсутствие такового, что означает определяющее значение криогенной дезинтеграции минералов легкой фракции, прежде всего кварца, на формирование лессовых отложений.

Применение вышеописанных индексов к анализу генетической природы «ледового комплекса» Северной и Центральной Якутии, значительная часть которого представлена лессовидными отложениями, позволило установить ведущую роль криогенной дезинтеграции в формировании минерального вещества этих отложений.

Были выделены различные фашиально-генетические типы лессовидных отложений «ледового комплекса» — прежде всего продукты ближайшего переотложения криогенного элювия с соответствующими параметрами предложенных индексов и отложения, представляющие собой продукты переотложения криогенного мелкозема в различных динамических условиях водной среды [7, 8, 11, 13].

Территория распространения покровных суглинков севера Восточно-Европейской равнины — это самая северная часть ареала некарбонатных лессовидных образований [39]. К югу они переходят в слабокарбонатные лессовидные суглинки, которые распространены начиная с южных окраин дерново-подзолистой зоны. Южнее зоны слабокарбонатных лессовидных суглинков располагается зона карбонатных лессовидных суглинков и карбонатного лесса [38].

Столь закономерная географическая сопряженность разных типов лессовидных отложений является серьезным основанием считать их генетически родственными, на что неоднократно указывали многие исследователи, правда вкладывая разный смысл в генетическое родство этих отложений.

Н.И. Кригер в своем фундаментальном исследовании «Лесс, его свойства и связь с географической средой» [15] пришел к совершенно правильному заключению: «Поскольку область распространения лесса связана лишь с периферической частью территории распространения мерзлотных явлений, ...можно сделать наиболее вероятный вывод, что лесс приурочен к окраинам перигляциальной (субарктической) зоны и преимущественно к зоне умеренного климата. К области с более ярко выраженными мерзлотными явлениями, связанными со сплошной многолетней мерзлотой, приурочены лессовидные породы» [15, с. 24].

Несколько обобщая приведенную формулировку, можно сказать, что ареал распространения лессовых пород (всего спектра — от типичных лессов до некарбонатных покровных лессовидных суглинков) практически совпадает с ареалом позднеплейстоценовой криолитозоны. Эта закономерность наиболее четко выражена на европейском континенте, в Северной Америке и Азии (рис. 4).

Тем не менее Н.И. Кригер [15] придерживался той точки зрения, что типичный лесс — это субаэральное образование преимущественно эолового генезиса. Такой точки зрения придерживаются многие исследователи и в настоящее время [4, 9].

В пределах Восточно-Европейской равнины лессовые образования увеличивают свою мощность с севера на юг, одновременно усложняется и их строение. Как уже говорилось выше, на самом севере, в Большеземельской тундре, первичные непереотложенные покровные суглинки имеют мощность 1,5–1,8 м и одноярусное строение, т.е. не имеют прослоев погребенных почв. Южнее их толщина увеличивается до 5–8 м, еще южнее — до 10 м и более. И лессовая толща становится многоярусной. Одновременно с ростом мощности увеличивается сложность ее строения, появляется все большее количество погребенных почв/педокомплексов, что явилось причиной выделения лессово-почвенной формации, или лессово-почвенной последовательности. Поскольку чередование лессовых горизонтов и погребенных почв усложняется еще и горизонтами криогенных структур (псевдоморфоз по жильному льду и изначально-грунтовых клиньев), то некоторые исследователи называют эти накопления лессового-почвенно-криогенной формацией [4, 5, 21]. Причиной формирования последней являлась палеогеографическая предопределенность развития внеледниковой зоны Восточно-Европейской равнины. Это выразилось в чередовании на этой территории эпох накопления лессов, формирования мерзлотных структур в холодные и почвообразования в теплые этапы палеогеографического развития.

Таким образом, получило широкое распространение представление, согласно которому лесс рассматривается как феномен ледниковых, точнее холодных, эпох, сформировавшийся в результате синхронно развивающихся процессов аккумуляции в основном воздушным путем преимущественно алевритовой минеральной массы и ее преобразования комплексным воздействием процессов аридного синлитогенного почвообразования и морозного выветривания [9, 21]. Однако неопределенность сохраняется: что же является определяющим в формировании алевритовой минеральной массы лесса — эоловая аккумуляция или морозное выветривание — и как они соотносятся в стадийности последовательности литогенеза?

По мнению ряда исследователей, пространственная выдержанность лессово-почвенных серий в междуречьях и их значительная мощность (до нескольких десятков метров) не должны оставлять сомнений в том, что ведущим фактором накопления достаточно однородных алевритовых горизонтов лесса явилась эоловая аккумуляция.

Однако в литературе появились данные, позволяющие засомневаться в объективности описанной выше картины условий залегания почвенно-лессовых серий. Анализ информации по условиям залегания почвенно-лессовых серий, содержащейся в крупных обобщениях [9, 19, 20, 21], приводит к выводу, что наиболее общей закономерностью является то, что на водораздельных пространствах Восточно-Европейской равнины, равно как и на юге Западно-Сибирской низменности, мощность лессовых пород меняется от 1,5–2,0 до 80 м и более, причем более мощные лессовые породы приурочены главным образом к понижениям долессового рельефа.

Такая картина характерна для территории Белоруссии, где на значительных территориях лессовидные от-

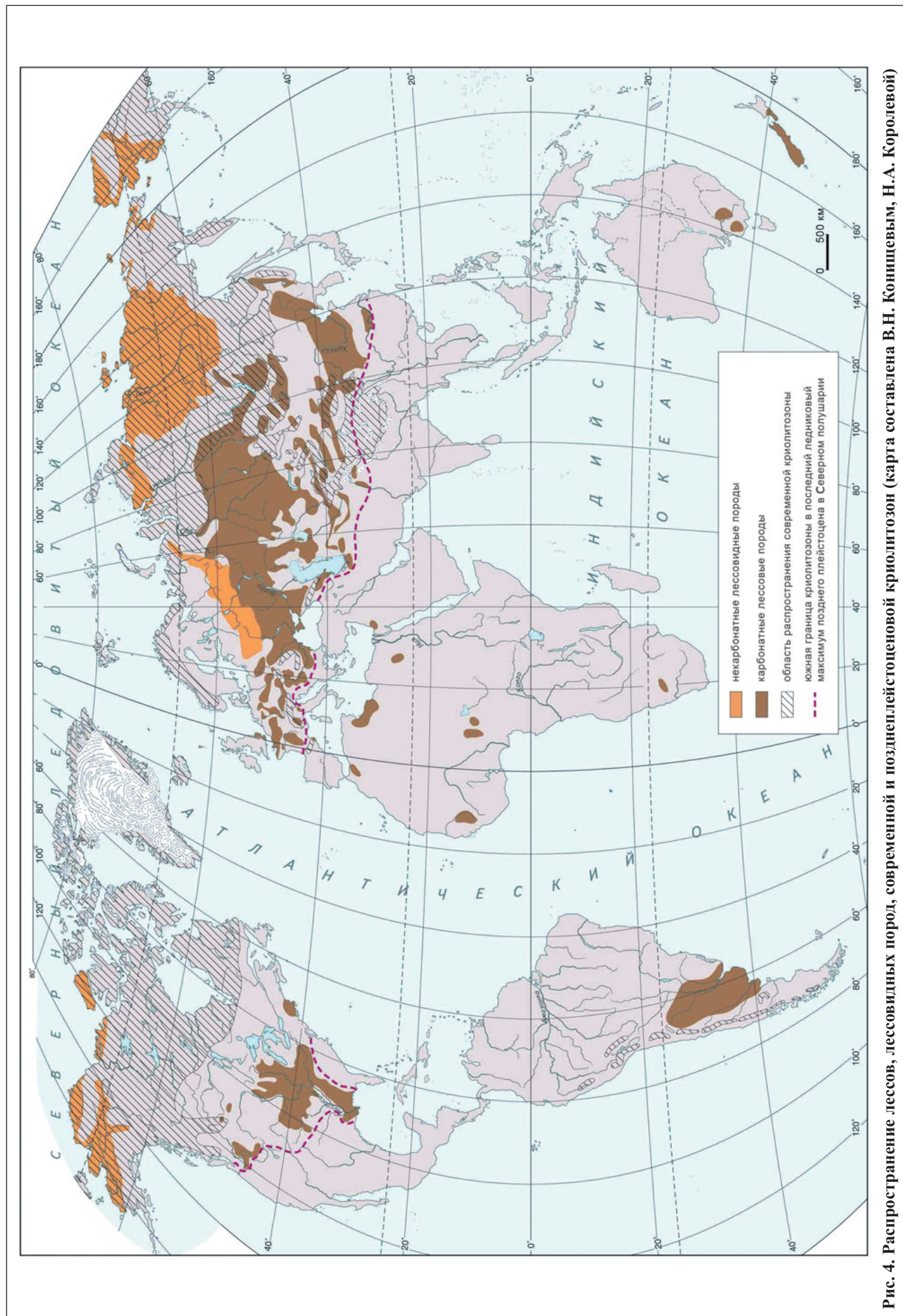


Рис. 4. Распространение лессов, лессовидных пород, современной и позднеледниковой криолитозон (карта составлена В.Н. Конищевым, Н.А. Королевой)

ложения имеют мощность 0,5–1 м. На водораздельных участках Приазовской возвышенности и Бугско-Днестровского водораздела лессовый покров имеет мощность 1–5 м [19].

Наиболее полные разрезы лессовых пород в Днепропетровской области наблюдаются на несколько пониженных участках дислоцированного плато [19].

В Закарпатье для участков наклонных предгорных равнин отмечается увеличение мощности лессовых пород в пониженных частях до 15 м и иногда до 20 м [19].

подавляющую часть территории распространения лессовых пород занимают пологие и протяженные склоны речных долин и балок. Лессовые отложения, покрывая междуречья, выстилают микро- и мезоформы рельефа, спускаясь к долинам рек и ручьев, где постепенно сменяются водно-ледниковыми отложениями высоких террас [21].

В Западной Сибири подавляющую часть зоны распространения лессовых пород также занимают склоны [9].

При этом мощность лессовых пород обычно возрастает от центральных участков междуречий к склонам основных долин.

При описании конкретных разрезов почвенно-лессовых серий авторы работы [9] неоднократно пишут о примесях песка, гравия и мелкого щебня как в горизонтах почв, так и в собственно лессовых отложениях. Они указывают, что в погребенных почвенных горизонтах в качестве сопутствующих генетических типов нередко встречаются гидроморфные почвы, сформировавшиеся в условиях большего поступления влаги.

Все эти признаки, по мнению автора настоящей статьи, указывают на то, что почвенно-лессовые серии формировались в понижениях рельефа, которые заполнялись алевритовым мелкоземом, нередко с примесью обломочного материала (гравия, щебня, гальки), поступавшего с ближайших склонов. В последнее время некоторые исследователи прямо пишут о палеоврезах (погребенных формах мезорельефа), в которых мощность позднеплейстоценовых отложений (почвенно-лессовых серий) достигает 10 м и более в отличие от плакорных разрезов [34].

Однако в некоторых местах встречаются возвышенности, пологие холмы, сложенные полностью лессами, что создает впечатление покровности, плащеобразности их залегания. Такие случаи объясняются инверсией рельефа в период его развития после завершения накопления лессовых толщ. Лесс, обладая повышенной структурной прочностью за счет своей карбонатности, в случаях катастрофически быстрых размывов, когда длительное его замokание и просадка исключены, оказывается несколько более устойчивым, например, по сравнению с песчаными толщами. Таким образом, массивы лессовых пород могут быть вычленены быстрой эрозией из окружающих отложений, представленных другими рыхлыми осадочными породами, и оказаться вторичными (инверсионными) возвышенностями.

Историко-геологический (формационный) подход к анализу генезиса лессовых пород

Приведенные выше данные можно интерпретировать не только с той точки зрения, что в эпохи аридизации и активизации атмосферной циркуляции атмо-

сфера была насыщена пылью, которая, осаждаясь, образовывала лессовые горизонты, разделявшие погребенные почвы. Вполне логично предположить, что весь этот сложный покровный комплекс формировался по классической литогенетической схеме, описанной в капитальном труде Н.М. Страхова [33].

Согласно теоретической схеме стадийности образования осадочных пород Н.М. Страхова [33] конкретные стадии формирования лессовых пород как результата мерзлотного литогенеза выглядят так: криогенное выветривание исходных материнских пород (моренных, водно-ледниковых, аллювиальных) в слое сезонного оттаивания и образование первичных непереотложенных покровных лессовидных суглинков мощностью до 2–2,5 м, перенос алевритового криогенного мелкозема по склонам и частичное отложение его еще в ходе перемещения в локальных понижениях рельефа и, наконец, поступление алевритового криогенного мелкозема в крупные понижения долессового рельефа (палеоврезы, озерные котловины) и подножия склонов. Об этом же свидетельствует и зависимость содержания CaCO_3 в лессе и лессовидных породах от рельефа местности [15, 24].

На всех стадиях формирования лессовых отложений ведущими являются криогенные процессы — криогенное выветривание, солифлюкция, криогенный крип, морозобойное растрескивание, на основе которого возникают первичные грунтовые жилы, повторно-ледяные жилы, впоследствии вытравивающие в этапы потепления и превращающиеся в псевдоморфозы. На протяжении плейстоцена криохроны и соответствующие им этапы мерзлотного литогенеза чередуются с термохронами, которым соответствуют этапы почвообразования, что в итоге приводит к формированию почвенно-лессовых серий.

Ведущая роль криогенных процессов в формировании лессовидных отложений криолитозоны, в том числе своеобразной толщи ледового комплекса Северной и Центральной Якутии, по существу являющейся криогенным вариантом почвенно-лессовой серии, была показана в ряде работ [7, 8, 11]. Для доказательства криогенной природы минерального вещества этих отложений были предложены два литологических критерия (см. выше), позволяющих не только оценить степень участия криогенных процессов в формировании лессовидных толщ современной криолитозоны, но и проанализировать минеральное вещество лессовых толщ в целом.

Изучение состава лессовых пород в пределах перигляциальных зон плейстоцена

До настоящего времени исследования с использованием вышеописанной методики в пределах перигляциальных зон плейстоцена не проводились. Исключение, пожалуй, составляет специальное изучение палеокриогенных структур (псевдоморфоз, грунтовых жил) и микростроения минеральной массы [4, 9], которые, однако, никак не связываются авторами работ [4, 9] с собственным генезисом алевритовой массы лессовых пород.

Тем не менее все же имеются некоторые данные, указывающие на перспективность применения собственно криолитологического анализа минерального вещества лессовых пород в пределах плейстоценовых криолитозон.



До сих пор уникальными остаются данные С.С. Морозова [23] по химико-минералогическому составу и свойствам различных гранулометрических фракций лессов Приднепровья и генетически близких им пород. В таблице 2 приведены некоторые показатели состава лессовых и других типов покровных пород из пяти пунктов Восточно-Европейской равнины. К сожалению, четыре образца были взяты из приповерхностной 2,5-метровой толщи и только один (мстиславский лесс) — с глубины 3 м. Поэтому при интерпретации состава необходимо учитывать возможность влияния голоценовых и современных почвенных процессов, которые приводят к «разлессованию» и уничтожению криогенных признаков [6]. В четырех образцах из покровных образований наблюдается неседиментогенное распределение весового выхода тяжелой фракции. Этот признак, характерный для криоэлювиальных образований, присущ также внутрiformационным палеогеновым корам выветривания осадочных пород. Можно предположить, что аномальное с точки зрения седиментогенеза распределение тяжелой фракции вообще свойственно элювию осадочных пород. Если принять во внимание условия залегания образцов, проанализированных С.С. Морозовым [23], данный показатель может отражать проявления факторов гипергенеза вообще. И только для образца мстиславского лесса можно более определенно связывать аномальное распределение тяжелой фракции с плейстоценовым криогенезом, поскольку он залегает на глубине 3 м, что исключает заметное влияние современных почвенных процессов.

Минералогический анализ показал обогащение кварцем фракции 0,05–0,01 мм по сравнению с более крупными зернами в образцах мстиславского и тульского лессовидных суглинков, т.е. для наиболее север-

ных пунктов исследованной территории. При интерпретации значений кварц-полевошпатового отношения в различных размерных фракциях также необходимо учитывать возможность влияния более поздних наложенных гипергенных процессов, которые могли изменить это соотношение. В образце мстиславского лесса (с глубины 3 м) распределение кварца и полевых шпатов в двух размерных фракциях отвечает криогенному. В других образцах этот показатель характеризует некриогенный тип гипергенеза, что объясняется влиянием современных процессов почвообразования.

Более определенные результаты были получены при исследовании состава лессовидных суглинков и подстилающих их отложений из района г. Рославля в 100 км к востоку от района, где С.С. Морозовым был взят образец мстиславского лесса. А.А. Величко [3, 4] и Т.П. Кузнецова [16] описали здесь мощные клиновидные и связанные с ними покровные образования верхнеплейстоценовой криогенной эпохи, аналогичные полигональным структурам других районов палеокриогенной области и различных районов современной области многолетней мерзлоты Большеземельской тундры, Центральной Якутии и др. [25, 26].

По данным Т.П. Кузнецовой [16], в карьерах кирпичного завода близ г. Рославля, приуроченных к обширным понижениям рельефа, надморенная толща отложений четко разделяется на две части — нижнюю (субаквальную), представленную сизыми суглинками с растительными остатками, и верхнюю (субаэральную), представленную светло-серыми и светло-коричневыми однородными лессовидными супесями. В субаэрально-субаквальной толще развиты мощные клиновидные структуры двухъярусного типа. Нижние более узкие концы жил выражены очень четко, имеют клиновидную форму и расположены в субаквальном

Таблица 2

Некоторые показатели состава различных фракций лессов Русской равнины* [23]													
Грунт, район	Глубина, м	Содержание фракции (без разрушения карбонатов), %, с размером частиц, мм						Содержание SiO ₂ , %, в бескарбонатной навеске фракции с размером частиц, мм		Выход тяжелых минералов, д.ед., для фракции с размером частиц, мм		Отношение содержания кварца к содержанию полевых шпатов, д.ед., для фракции с размером частиц, мм	
		1÷0,25	0,25÷0,05	0,05÷0,01	0,01÷0,005	0,005÷0,001	<0,001	0,05÷0,01	порода в целом	0,25÷0,05	0,05÷0,01	0,25÷0,05	0,05÷0,01
Пензенская покровная глина красновато-палевая, богатая карбонатами; 52°50' с.ш.	1,44÷1,54	0,40	2,35	17,12	29,86	4,49	45,09	83,40	66,01	0,17	0,08	3,319	3,284
Тульский суглинок лессовидный палевый, с красноватым оттенком; 53°30' с.ш.	2,00	0,06	2,76	42,78	26,06	4,80	23,18	86,47	73,64	Сл.**	0,13	3,424	3,595
Прилуцкий лесс палевый пористый; 50°30' с.ш.	1,80÷1,90	0,05	5,42	57,44	21,28	1,44	13,67	89,11	83,23	0,62	0,08	4,503	4,319
Мстиславский лесс палевый; 54°30' с.ш.	3,00	1,97	11,47	49,00	22,91	3,91	10,43	85,53	79,17	0,21	0,02	2,144	3,51
Трубчевский лесс палевый пористый; 52°30' с.ш.	2,50	0,23	9,38	67,47	11,98	2,01	8,52	88,28	85,06	0,13	0,08	6,129	4,030

* Жирным шрифтом в таблице выделены значения показателей, свидетельствующие, по мнению автора статьи, о криогенной природе минеральной массы изученного образца лесса. ** Сл. — следы

горизонте. Верхние широкие части структур, раскрытые к поверхности, как бы растворяются в слое лессовидных супесей, которые выполняют всю структуру, изменяя ее цвет на сизый или светло-зеленый в ее нижней клиновидной части. Двухъярусный характер структур, по мнению Т.П. Кузнецовой [16], позволяет отнести их к изначально грунтовому типу и отражает контакт двух горизонтов криолитогенеза — многолетней мерзлоты и слоя сезонного оттаивания.

На рисунке 5 представлена зарисовка одной из типичных структур в одном из карьеров г. Рославля.

А.Г. Костяев любезно предоставил в распоряжение автора несколько образцов из основных типов отложенных этого разреза.

Нижний (субаквальный) горизонт покровной толщи характеризуется явно седиментогенными чертами: выход тяжелой фракции в образце с глубины 3,6 м максимален в самых мелких зернах песчано-алевритового поля (см. рис. 5). Соотношение содержания кварца, полевых шпатов и кварц-полевошпатового коэффициента во фракциях 0,05–0,01 и 0,05–0,1 мм относится к криогенному типу. Здесь $K_{KK}=1,2$; $K_{m\phi}=1,1$.

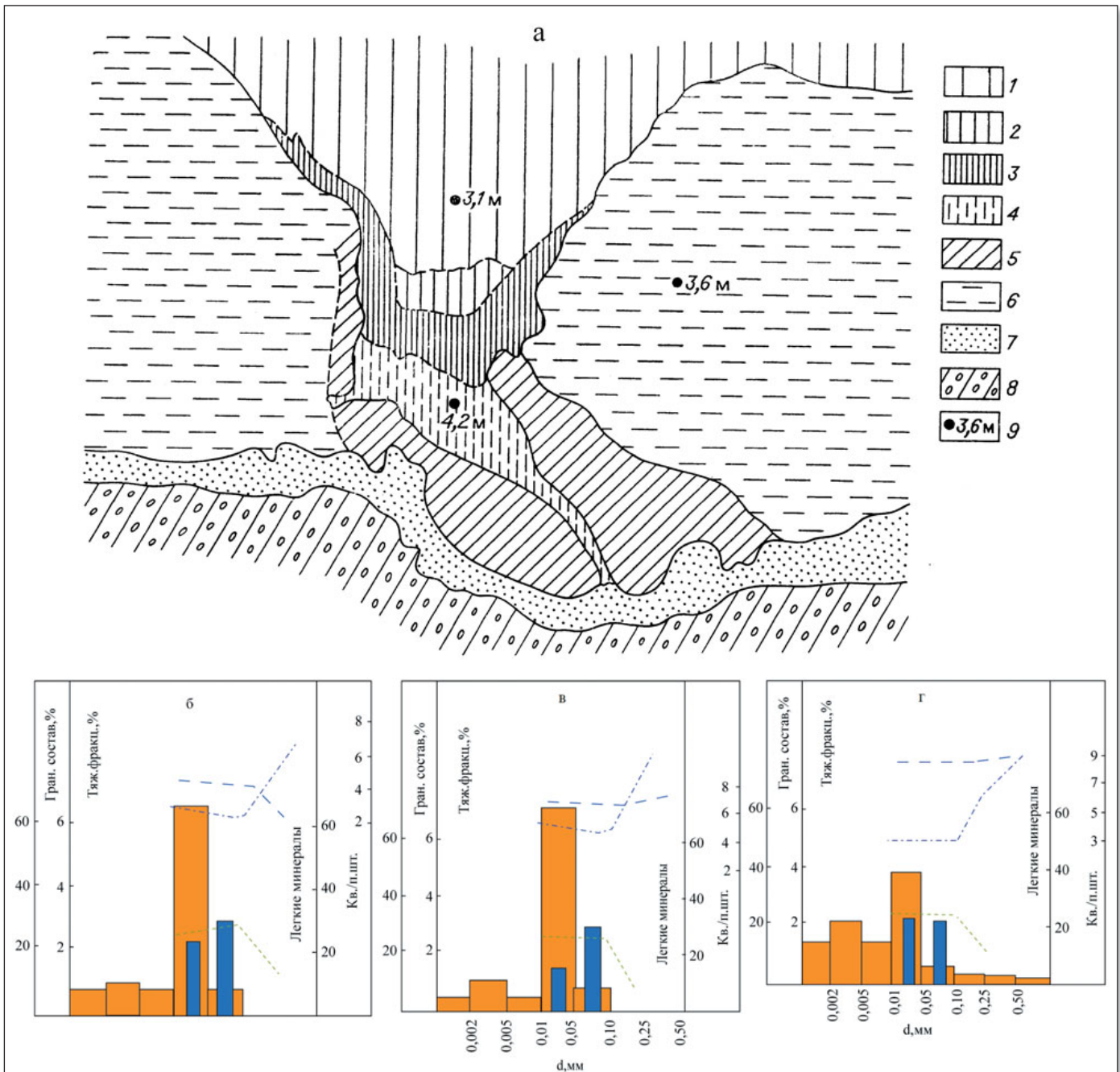


Рис. 5. Характер дифференциации минерального вещества лессовых и других типов пород, вскрытых в районе г. Рославля: а — клиновидная структура лессовидных суглинков (зарисовка А.Г. Костяева) (1 — коричневатопалевый лесс, 2 — палевый с заиленными пятнами лесс, 3 — светло-зеленый с пятнами ожелезнения лесс, 4 — светло-зеленый лесс, 5 — коричневатосерый суглинок, 6 — суглинок коричневатосизо-серый с трубчатыми железистыми конкрециями, 7 — песок, 8 — супесь моренная красно-бурая, 9 — глубина взятия образцов); б–г — гранулометрический состав: б — лесса коричневатопалевого (с глубины 3,1 м), в — лесса светлозеленого (с глубины 4,2 м); в — вмещающего субаквального суглинка (с глубины 3,6 м) (условные обозначения к графикам б–г — см. рис. 1, 3).



Лессовидные отложения, выполняющие верхнюю и нижнюю части реликтовой криогенной структуры, отличаются более однородным механическим составом, особенно за счет сокращения содержания тонкодисперсных (<0,005 мм) частиц. Содержание крупноалевритовой фракции возрастает на 25–30% по сравнению с субаквальным суглинком. Несмотря на увеличение однородности и гранулометрической сортированности лессовидных супесей, распределение тяжелой фракции в их гранулометрическом спектре меняется на противоположное, т.е. явно неседиментогенное. Индексы тяжелой фракции K_{mf} составляют 0,6 и 0,4 на графиках b и z на рис. 5. Отчетливо прослеживается криогенная тенденция в распределении основных породообразующих минеральных компонентов — кварца, полевых шпатов. Характерно, что в палеовой лессовидной супеси (с глубины 3,1 м) содержание кварца последовательно увеличивается от фракции 0,25–0,10 мм до фракции 0,05–0,01 мм, так же как и в верхнем наиболее однородном горизонте лессовидных образований Большеземельской тундры. Следует, однако, отметить, что в целом контрастность в содержании перечисленных минералов в сравниваемых размерных фракциях здесь несколько ниже по сравнению с лессовидными образованиями современной области многолетней мерзлоты. Причина — большая изначальная выветрелость полевых шпатов в исходных породах в районе г. Рославля (в таежной зоне) по сравнению с материнскими породами покровных лессовидных образований Большеземельской тундры.

Более определенные результаты, свидетельствующие об определяющем влиянии криогенного выветривания на состав почвенно-лессовых серий, были получены при исследовании разрезов «Никитино» и «Суворотино» (рис. 6, 7), а также в районе г. Рославля (центр Восточно-Европейской равнины). В них наблюдается чередование лессов и погребенных почв.

Криолитологический анализ отложений в разрезе «Никитино» показал следующее (см. рис. 7). В современной почве коэффициент криогенной контрастности оказался равным 0,51. В подстилающем горизонте лесса (лесс II+III по [3]) значение ККК достигает 1,40 в верхней части горизонта, снижаясь до 1,08 в нижней части. В нижележащей погребенной почве, предположительно брянской [3], на глубине 3,7 м величина ККК меньше единицы и составляет 0,59. Еще глубже в нижней части лесса I значение ККК больше единицы и равно 1,31. В подстилающих озерных отложениях ККК равен 1,08 в средней части слоя и 1,06 на глубине 6,1 м.

В разрезе «Суворотино» вскрываются современная почва, два горизонта лесса и две погребенные почвы — брянская и сложный мезенский почвенный комплекс [3, 4].

В современной почве ККК колеблется в пределах 0,59–0,63. В подстилающем лессе II+III в самом верху горизонта непосредственно под современной почвой ККК=0,38, на глубине 140 см ККК достигает значения 1,23. В брянской почве в верхней части ККК=0,44, в нижней на контакте с лессом I ККК=1,12. В нижележащем горизонте лесса в его средней части на глубине 300 см ККК=1,20. В мезенском погребенном комплексе величина ККК резко снижается до 0,35 в верхней части. Однако в самой нижней части мезенского комплекса, вероятно на границе с нижележащим лессом,

который в разрезе не вскрывается, значение ККК увеличивается до 1,45.

Приведенные данные показывают, что показатель ККК весьма четко отражает роль криогенеза в формировании лессовых горизонтов и отсутствие такового в периоды формирования погребенных почв. Эти данные хорошо согласуются с выводами палеогеографов о ходе природного процесса в период формирования почвенно-лессовых серий в центре Восточно-Европейской равнины. К сожалению, в рассмотренных разрезах не были определены коэффициенты распределения тяжелой фракции минералов, как это было сделано для разреза в районе г. Ростова (см. рис. 5). Это позволило бы сделать определенные выводы и о седиментационной обстановке формирования лессовых горизонтов.

Анализ единичных образцов из лессовидных отложений перигляциальных районов средней части Германии (по данным для разреза в районе Ленгенбоден к югу от Берлина) показал перспективность криолитологического анализа минерального вещества также и для перигляциальной зоны Западной Европы [12].

Китайские мерзлотоведы [42] с успехом использовали показатель ККК для определения высотной границы криолитозоны в китайском Тянь-Шане во время последнего плейстоценового криохрона, отобрав образцы лессов на разных высотных уровнях. Значения ККК оказались больше единицы начиная с высоты 2100 м, что на 1000 м ниже, чем в настоящее время.

Генезис карбонатности лессовых пород

Характерной чертой типичных лессов является их высокая карбонатность, которая определяет ряд специфических свойств этих пород, прежде всего способность держать вертикальную стенку в обнажениях и просадочность при замачивании.

Прежде всего возникает вопрос об источниках карбонатов в лессах. На этот счет в литературе имеется большое количество точек зрения, анализ которых дан в работе Н.М. Кригера [15]. По мнению автора настоящей статьи, наиболее близки к правильному пониманию этой проблемы те, которые полагают, что источником карбонатов в лессах являются исходные материнские породы, минеральное вещество которых послужило основой для формирования состава лессов. Об этом сви-



Рис. 6. Расположение разрезов «Никитино» и «Суворотино»

детельствует факт совместного присутствия в лессах как первичных (обломочных), так и вторичных (хемогенных) карбонатов. И это не исключительные случаи, а вполне закономерные, что следует из анализа обобщающих фундаментальных работ [19, 20].

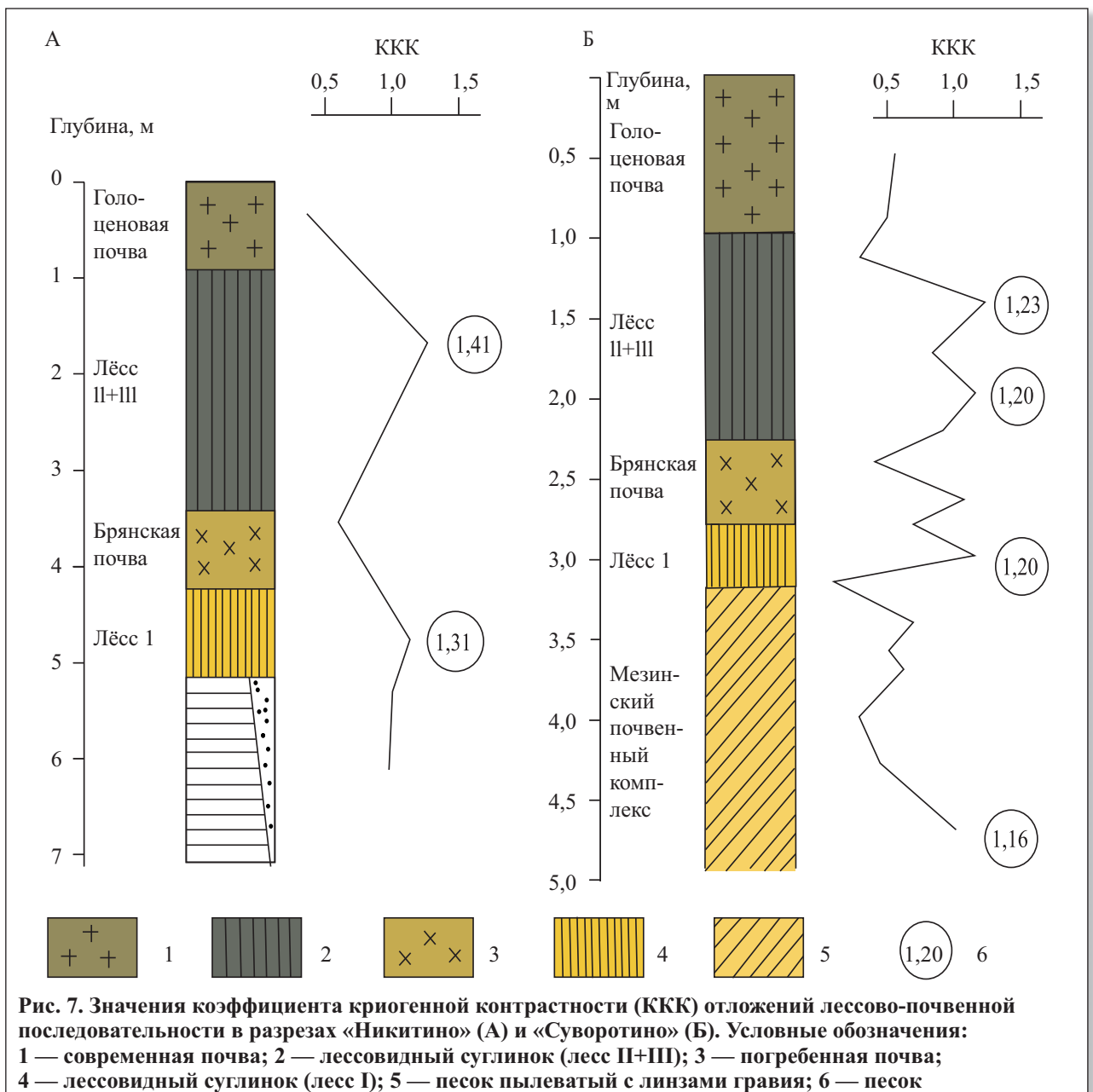
Трансформация первичных карбонатов в исходных материнских породах (растворение, миграция гидрокарбонатных растворов) и осаждение вторичных карбонатов в процессе современного лессообразования в высокогорных степях внутреннего Тянь-Шаня были прекрасно описаны в работе А.Г. Черняховского [38].

Нечто подобное происходило и при формировании типичных лессов в перигляциальной зоне в криохроны плейстоцена.

При этом определенная роль принадлежала и криогенным процессам. Из таблицы 1 следует, что процесс многократного попеременного промерзания-оттаивания приводит в увлажненном состоянии к практически полной дезинтеграции исходных зерен карбоната размером 0,25–0,10 мм до тонкопылеватых и глинистых частиц размером 0,005–0,001 мм. В природных усло-

виях этот процесс существенно увеличивал скорость растворения частиц первичного карбоната. А.Г. Черняховский [38] указывает, что районы современного лессообразования отличаются суровым климатом: зимняя температура в них достигает минус 38 — минус 40 °С, а летом температура воздуха довольно высокая — до плюс 30 °С. Летом часты ночные заморозки, когда на озерах образуется лед толщиной 1,5 см. На заболоченных участках развита многолетняя мерзлота. Естественно, на остальной части территории имеет место сезонное и кратковременное промерзание, которое, по мнению автора настоящей статьи, способствует дезинтеграции исходных коренных пород, в том числе разрушению содержащихся в них зерен карбонатов до порошкообразного состояния, что способствует более быстрому растворению этих карбонатов.

Содержание карбонатов в лессах Восточно-Европейской равнины и в южных районах Западной Сибири колеблется от первых долей процента до 15–20%. Колебания содержания карбонатов наблюдаются не только по вертикальному профилю лессов (во многом





в зависимости от погребенных почв), но и в пространстве (в зависимости от рельефа).

Еще Б.Б. Полюнов [24] подбирал геоморфологическую локализацию лесса как карбонатной аккумулятивной коры выветривания, лежащей на склоне выше области хлоридно-сульфатной аккумулятивной коры выветривания и ниже области сиалитного выветривания. Эта закономерность была установлена Б.Б. Полюновым [24] для горных территорий Кентея¹ и Хангая². В обобщающей работе Н.И. Кригера [15] приведены примеры зависимости содержания CaCO₃ от рельефа не только для горных территорий, но и для равнин, хотя таких данных мало и требуется дальнейшее изучение этой проблемы.

Криогенные процессы способствовали не только дезинтеграции первичных карбонатов до тонкодисперсного состояния и, таким образом, их растворению, но и формированию нескольких генераций аутигенных (вторичных) карбонатных минералов, которые выпадают из раствора в процессе промерзания лессовидного осадка, как это наблюдается в синкриогенных плейстоценовых отложениях северной Якутии [17].


По мнению ряда исследователей, формирование типичного (карбонатного) лесса происходило на территориях плейстоценовых перигляциальных зон в условиях холодной степи [15, 38]. Гидротермический режим в толще лесса во многом определялся мерзлотными процессами (попеременным промерзанием-оттаиванием) и допускал перемещение растворов кальция грунтовыми и почвенными водами, его выпадение в форме новообразований вторичного карбоната [15, 27]. В голоцене карбонатность типичных лессов сохранилась, поскольку северная граница распространения типичных лессов близка к северной границе степи и лесостепи, а плейстоценовые погребенные в лессах семиаридных зон почвы близки к современным почвам семиаридных зон [9, 15]. Севернее этой границы в более гумидных условиях перигляциальной зоны распространены некарбонатные или слабокарбонатные лессовидные породы, где процессы их выщелачивания происходили более интенсивно.

Таким образом, в гидроморфных условиях пониженного рельефа и у подножий склонов в толщах лессов происходила аккумуляция вторичного карбоната в холодные этапы формирования лессово-почвенной последовательности. В этапы относительного потепления и замедления поступления криогенного мелкозема и формирования почв происходило частичное или полное выщелачивание CaCO₃ наряду с частичным уничтожением криогенного характера распределения кварца полевых шпатов по гранулометрическому спектру.

Выводы

1. Предложены литологические критерии (коэффициент криогенной контрастности и коэффициент тяжелой фракции), позволяющие различать генетическую природу гранулометрического состава лессовых отложений, т.е. выяснять, продуктами чего они являются — криогенного выветривания или эоловой седиментации.

2. Широкое применение данных критериев к изучению генетической природы лессовидных некарбонатных пород современной криолитозоны (покровных суглинков севера европейской части России, Западной Сибири, ледового комплекса Восточной Сибири), где признаки плейстоценовых перигляциальных зон сохранились почти полностью, позволило установить криогенную природу минерального вещества этих отложений.

3. В пределах распространения типичных карбонатных лессов анализ генетической природы их гранулометрического состава с использованием предложенных критериев не получил столь широкого применения. Тем не менее приведенные в статье данные по составу лессов различных районов (центра европейской части России, Тянь-Шаня) свидетельствует об их криогенной природе. Безусловно, необходимы дальнейшие исследования с предложенных в данной статье методических позиций, которые выявят ареалы лессов как с криогенной, так и с седиментогенной, в том числе с эоловой, природой их минерального вещества. 

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Ананьев В.П.* О связи гранулометрического состава с минералогическим в лессах // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода АН СССР. 1960. № 24. С. 66–71.
2. *Астахов В.И., Свенсен И.* Покровная формация финального плейстоцена на крайнем северо-востоке Европейской России // Региональная геология и металлогения. 2011. № 47. С. 12–27.
3. *Величко А.А.* Геологический возраст верхнего палеолита центральных районов Русской равнины. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 296 с.
4. *Величко А.А.* Криогенный рельеф позднплейстоценовой перигляциальной зоны (криолитозоны) Восточной Европы / Четвертичный период и его история. М.: Изд-во АН СССР, 1965. С. 104–120.
5. *Величко А.А., Зеликсон Э.М., Борисова О.К., Грибченко Ю.Н., Морозова Т.Д., Нечаев В.П.* Количественные реконструкции климата Восточно-Европейской равнины за последние 450 тыс. лет // Известия РАН. Сер. География. 2004. № 1. С. 7–25.
6. *Голованов Д.Л., Верба М.П.* Соотношение криогенного и педогенного выветривания первичных минералов в почвах на покровных суглинках северной половины Русской равнины / Региональные проблемы экологии, географии и картографии почв. Москва — Смоленск: Изд-во СГУ, 1998. С. 189–197.
7. *Гравис Г.Ф.* Склоновые отложения Якутии. М.: Наука, 1969. 128 с.
8. *Зубаков В.А.* Опыт геологической классификации криогенных явлений / Материалы 8-го Всесоюзного межведомственного совещания по геокриологии (мерзлотоведению). Вып. 2. Якутск, 1966. С. 11–27.

¹ Кентей, или Хэнтэй, — нагорье в северо-восточной части Монголии. Северные отроги расположены в Забайкальском крае России, образуя одноименный хребет. — *Ред.*

² Хангай — нагорье в центральной части Монголии. — *Ред.*



9. *Зыкина В.С., Зыкин В.С.* Лессово-почвенная последовательность и эволюция природной среды и климата Западной Сибири в плейстоцене / под науч. ред. М.И. Кузьмина. Новосибирск: Гео, 2012. 477 с.
10. *Конищев В.Н.* Природа циклического строения ледового комплекса Восточной Сибири // Криосфера Земли. 2013. Т. 17. № 1. С. 3–16.
11. *Конищев В.Н.* Формирование состава дисперсных пород в криолитосфере. Новосибирск: Наука (Сибирское отделение), 1981. 195 с.
12. *Конищев В.Н., Лебедева-Верба М.П., Rogov B.B., Сталина Е.Е.* Криогенез современных и позднеплейстоценовых отложений Алтая и перигляциальных областей Европы. М.: Геос, 2005. 133 с.
13. *Конищев В.Н., Rogov B.B., Шурина Г.Н.* Влияние криогенных процессов на глинистые минералы // Вестник Московского университета. Сер. География. 1974. № 4. С. 40–46.
14. *Котляков В.М., Лориус К.* Четыре климатических цикла по данным ледяного керна из глубокой скважины на станции Восток в Антарктиде // Известия РАН. Сер. География. 2000. № 1. С. 7–19.
15. *Кригер Н.И.* Лесс, его свойства и связь с географической средой. М.: Наука, 1965. 296 с.
16. *Кузнецова Т.П.* О клиновидных структурах центральной части Русской равнины / Проблемы криолитологии. Вып. 5. М.: Изд-во Московского университета, 1976. С. 160–167.
17. *Курчатова А.Н., Rogov B.B.* Аутигенные карбонаты в отложениях ледового комплекса приморских равнин Восточной Арктики // Криосфера Земли. Т. 17. № 3. 2013. С. 60–69.
18. *Лазаренко А.А.* Литология аллювия равнинных рек гумидной зоны (на примере Днепра, Десны и Оки). М.: Наука, 1964. 228 с.
19. Лессовые породы СССР. М.: Наука, 1966. 256 с.
20. Лессовый покров Земли и его свойства / под. ред. В.Т. Трофимова. М.: Изд-во Московского университета, 2001. 464 с.
21. *Макеев А.О.* Поверхностные палеопочвы лессовых водоразделов Русской равнины. М.: Молнет, 2012. 260 с.
22. *Минервин А.В.* Роль криогенных процессов в формировании лессовых пород / Проблемы криолитологии. Вып. 10. М.: Изд-во Московского университета, 1982. С. 41–60.
23. *Морозов С.С.* Химико-минералогический состав и физико-химические свойства отдельных гранулометрических фракций лессов Приднепровья и генетически близких им пород // Ученые записки МГУ. 1949. Вып. 133. Кн. 1. С. 12–38.
24. *Польнов Б.Б.* Геоморфологические условия распределения продуктов выветривания / Географические работы. М.: Географгиз, 1952. 400 с.
25. *Попов А.И.* Блочный рельеф на севере Западной Сибири и в Большеземельской тундре / Вопросы физической географии полярных стран. Вып. 1. М.: Изд-во Московского университета, 1958. С. 146–154.
26. *Попов А.И.* Покровные суглинки и полигональный рельеф Большеземельской тундры / Вопросы географического мерзлотоведения и перигляциальной морфологии. М.: Изд-во Московского университета, 1962. С. 109–130.
27. *Розанов А.Н.* Проблема лесса и сероземообразование // Почвоведение. 1952. № 7.
28. *Рухин Л.Б.* Основы литологии. Л.: Гостонтехиздат, 1961. 770 с.
29. *Рябченков А.С.* К вопросу о происхождении лесса Украины в свете минералогических данных // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода АН СССР. 1955. № 2. С. 45–59.
30. *Рясина В.Е.* О некоторых закономерностях распределения терригенных минералов в различных фациях современного аллювия р. Волги // Бюллетень МОИП. Отд. Геология. 1961. Т. 36. Вып. 1. С. 106–114.
31. *Сергеев Е.М.* Относительно взаимосвязи между минералогическим и гранулометрическим составом грунтов // Вестник Московского университета. 1954. № 2. С. 41–50.
32. *Сидоренко А.В.* Эоловая дифференциация вещества в пустыне // Известия АН СССР. Сер. География. № 3. С. 3–22.
33. *Страхов Н.М.* Основы теории литогенеза (в 2-х томах). М.: Изд-во АН СССР, 1962.
34. *Сычева С.А.* Позднеплейстоценовые мерзлотные феномены в перигляциальной области Русской равнины и их связь с палеопочвами / Проблемы палеогеографии и стратиграфии плейстоцена. Вып. 3. Материалы Всероссийской научной конференции «Марковские чтения 2010 года». М., 2011. С. 228–237.
35. *Халчева Т.А.* Специфика изучения минералогического состава лессовой толщи плейстоцена бассейна Днепра / Проблемы региональной и общей палеогеографии лессовых и перигляциальных областей. М.: Наука, 1975. С. 69–79.
36. *Цейнер Ф.* Плейстоцен. М.: Издательство иностранной литературы, 1963. 502 с.
37. *Цехомский А.М.* О некоторых особенностях минерального состава кварцевых песков // Материалы по литологии. Нов. сер. М.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1956. Вып. 1. С. 31–45.
38. *Черняховский А.Г.* Современное лессообразование в высокогорных степях внутреннего Тянь-Шаня / Современный и четвертичный континентальный литогенез. М.: Наука, 1966. С. 17–35.
39. *Чижиков П.Н.* О распространении покровных лессовидных суглинков на русской равнине // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода АН СССР. 1962. № 27. С. 28–33.
40. *Bassinot F.C., Labeyrie L.D., Vincent E., Quidelleur X., Shackleton N.J., Lancelot Y.* The astronomical theory of climate and the age of the Brunhes-Matuyama magnetic reversal // Earth and Planetary Science Letters. 1994. V. 126. P. 91–108.
41. *Broecker W.S.* Abrupt climate change: causal constraints provided by the paleoclimate record // Earth-Science Reviews. 2000. V. 51. P. 137–154.
42. *Guoqing Q., Guodong Ch.* Permafrost in China: past and present // Permafrost and Periglacial Processes. 1995. V. 6. P. 3–14.
43. *Kawahata H., Okamoto T., Matsumoto E., Ujiie H.* Fluctuations of eolian flux and ocean productivity in the mid-latitude North Pacific during the last 200 kyr // Quaternary Science Reviews. 2000. V. 19 (13). P. 279–291.
44. *Li M., Dong Zh., Zhang Zh.* Calculation of the aeolian sediment flux-density profile based on estimation of the kernel density // Aeolian Research. 2015. V. 16. P. 49–54.
45. *Page L.R., Charman R.W.* The dustfall of December 15–16, 1933 // American Journal of Science. 1934. V. 28. № 1.
46. *Russel R.D.* The mineral composition of atmospheric dust collected at Baton Rouge, Louisiana // American Journal of Science. 1936. V. 31. № 181.
47. *Vandenberghе J., Nugteren G.* Rapid climatic changes recorded in loess successions // Global and Planetary Change. 2001. V. 28. P. 1–9.