

КРИОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ И ОБРАЗОВАНИЯ

УДК 551.345

DOI: 10.21782/KZ1560-7496-2016-4(37-44)

ПРОЯВЛЕНИЯ ПРОЦЕССОВ КРИОГЕНЕЗА В СОСТАВЕ ЛЕССОВ

В.Н. Конищев¹, В.В. Рогов¹⁻³

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, географический ф-т,
119991, Москва, Ленинские горы, 1, Россия; vkonish@mail.ru

² Институт криосферы Земли СО РАН, 625000, Тюмень, а/я 1230, Россия

³ Тюменский государственный университет, 625003, Тюмень, ул. Володарского, 6, Россия; rogovvic@mail.ru

На примере двух разрезов лессовой толщи показана перспективность применения методики криолитологического анализа минерального вещества. Установлено, что не только в пределах многолетней перигляциальной криолитозоны, но и в условиях сезонного промерзания в плейстоцене происходили процессы криогенного преобразования отложений, которые участвовали в формировании состава и свойств лессов достаточно большой мощности.

Лесс, криогенез, пылеватая фракция, мерзлота, сезонное промерзание

PHENOMENA OF THE PROCESSES OF CRYOGENESIS IN LOESS COMPOSITION

V.N. Konishchev¹, V.V. Rogov¹⁻³

¹ Lomonosov Moscow State University, Department of Geography,
119991, Moscow, Leninskie Gory, 1, Russia; vkonish@mail.ru

² Earth Cryosphere Institute, SB RAS, 625000, Tyumen, P/O box 1230, Russia

³ Tyumen State University, 625003, Tyumen, Volodarskogo str., 6, Russia; rogovvic@mail.ru

On the example of two loess sections the perspective of application of methodology of cryolithological analysis of mineral substance has been demonstrated. It has been revealed that the processes of cryogenic transformation of sediments had occurred in the limits of permafrost zone as well as in the conditions of seasonal freezing in Pleistocene. These processes controlled the formation of the composition and properties of thick loess strata.

Loess, cryogenesis processes, silt fraction, permafrost, seasonal freezing

ВВЕДЕНИЕ

В пределах плейстоценовой перигляциальной зоны широко развиты так называемые лессово-почвенные формации, представляющие собой чередование горизонтов лессов и погребенных почв. Большинство исследователей считают, что в структуре лессово-почвенных формаций зафиксированы циклические колебания климата в плейстоцене: в теплые межледниковые и межстадиальные эпохи преобладало биогенное осадконакопление и формировались почвы; в холодные эпохи, когда происходило резкое по сравнению с современностью расширение плейстоценовых зон многолетней мерзлоты, накапливались горизонты лессов.

В литературе преобладает точка зрения, что лессы – это преимущественно эоловые отложения, накопление которых происходило в условиях холодного континентального климата, когда суще-

ственно увеличивалась активность атмосферной циркуляции [Кригер, 1965; Лессовые породы..., 1986]. В результате атмосфера насыщалась пылью, ее содержание в 30 раз превышало количество пыли в теплые межледниковые периоды. Такой вывод делается из анализа ледниковых кернов Гренландии и Антарктиды, в которых зафиксировано повышенное содержание микрочастиц в позднеплейстоценовых горизонтах льда. Однако такую картину можно объяснить и по-другому. Горизонты ледникового льда с повышенным содержанием микрочастиц соответствуют максимальному понижению температуры (о чем свидетельствуют данные изотопного состава льда), которое вызывает уменьшение количества выпадающих снежных осадков, что, в свою очередь, может приводить к относительному увеличению содержания микрочастиц.

Кроме того, по мнению ряда авторов, активность атмосферной циркуляции в последний ледниковый максимум следует изучать дифференцированно – для зимнего и летнего периодов отдельно. Математическое моделирование структурных изменений циркуляции атмосферы ледниковых максимумов показало, что именно в зимние сезоны средние скорости ветра характеризуются повышенными значениями [Lofverstrom et al., 2014]. В летние же сезоны над перигляциальными территориями атмосфера характеризовалась меньшей облачностью, у поверхности формировалась теплая аномалия, т. е. фактически имела место антициклональная погода. Отсюда следует, что активность эоловых процессов практически сходилась на нет, несмотря на благоприятные условия для их проявления, когда поверхность освобождалась от снега и грунты и почвы непосредственно контактировали с воздушной средой.

Важным аргументом сторонников эолового происхождения лессов является их гранулометрический состав. Многие исследователи полагают, что пылеватый, очень однородный гранулометрический состав лессов – это результат сортировки в воздушной среде, в которой дисперсное минеральное вещество переносится ветром во взвешенном состоянии на большие расстояния (до нескольких тысяч километров) на значительной высоте (до 3 км) от поверхности земли. Последующие процессы осаждения атмосферной пыли и лежат, по их мнению, в основе формирования лессов. Так, Ф. Цейнер [1963] писал: “Эоловая природа лесса наиболее просто выявляется путем его сопостав-

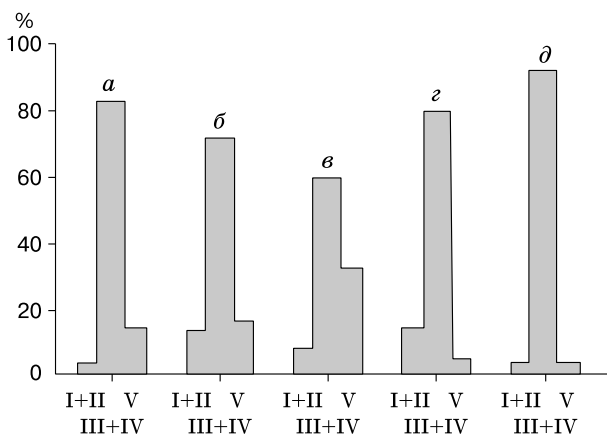


Рис. 1. Гранулометрический состав различных типов пылеватых отложений [Цейнер, 1963].

а – эоловая пыль, собранная на снегу после пыльной бури, Вроцлав, Польша; б – полосчатые солифлюкционные почвы, Шпицберген; в – эоловая пыль, собранная с поверхности ледника, Шпицберген; г – молодые лессы Сен-Пьерле-Эльбеф, нижняя Сена, Франция; д – мезозойские “лессы” триасового возраста Бреттен, Баден, юго-западная часть Германии. Гранулометрические классы (мм): I+II – 0–0.01; III+IV – 0.01–0.07; V – 0.07–2.0.

ления с современной эоловой пылью” (с. 131). На рис. 1, воспроизводимом из его работы, представлен гранулометрический состав различных типов отложений пылеватого состава. Эоловая пыль, собранная на снегу после пыльной бури в черте города Вроцлав (см. рис. 1, а), по гранулометрическому составу очень сходна с типичными лессами (см. рис. 1, г, д). Однако сходство велико также и с солифлюкционным мелкоземом Шпицбергена (см. рис. 1, б), происхождение которого, вероятнее всего, связано с криогенным выветриванием, а эоловая пыль с ледника, напротив, имеет более грубый состав (см. рис. 1, в).

Еще одним аргументом в пользу эоловой природы лессов является, по мнению сторонников этого взгляда, морфоскопия кварцевых частиц, входящих в состав лессов. Практически все кварцевые зерна размером 0.5–1.0 мм, реже 0.5–0.25 мм, несут следы механической обработки в воздушной среде – у них высокая степень окатанности, микроямчатость поверхности, матовый характер последней. В то же время на поверхности части зерен отмечаются образования, связанные с криогенными процессами, т. е. с периодическим промерзанием [Timireva, Velichko, 2006].

Показательным с точки зрения генезиса лессов является происхождение частиц размером 0.05–0.01 мм (так называемая лессовая фракция или фракция крупной пыли) и частиц размером 0.10–0.05 мм, которые в сумме составляют до 70–80 % объема лессов.

В грунтоведении и мерзлотоведении давно известны данные многочисленных экспериментальных исследований, показывающие, что под воздействием многократных циклов промерзания–оттаивания различных типов отложений (песков, валунных суглинков и др.) происходит разрушение фракций крупнее 0.25 мм и накопление фракции крупной пыли (0.05–0.01 мм). Это послужило основой представлений о криоэлювиальной природе лессов и их свойств [Сергеев, Минервин, 1960; Попов, 1967; Лессовые породы..., 1986].

Впервые значение морозного выветривания в происхождении лесса отметил еще в 1882–1889 гг. С. Вуд (по [Кригер, 1965]). По мнению С. Вуда, лесс образовался за пределами развития ледников в районах вечной мерзлоты при сезонном оттаивании, оползании и оплывании верхних слоев почвы. При смещении мелкоземистые продукты морозного выветривания накапливались во впадинах и понижениях рельефа. Подобные суглинистые накопления С. Вуд и считал лессом, сформировавшимся в пределах Европы и Северной Америки. Но подобный взгляд на природу лесса не распространялся С. Вудом на лесс Китая в виду его огромной мощности. Впоследствии гипотеза С. Вуда неоднократно критиковалась, поскольку его точка зрения не объясняла ряд характерных

особенностей лесса, в частности, его карбонатность и др.

Тем не менее представление С. Вуда о распространении лесса преимущественно в плейстоценовой перигляциальной зоне, точнее в пределах плейстоценовых криолитозон (терминология, появившаяся много позже), получило подтверждение и детализировано в более поздних работах [Кригер, 1965; Конищев, 1981].

В целом, до недавнего времени имела место неопределенность в понимании различий между двумя процессами формирования ведущей гранулометрической фракции лессов (0.05–0.01 мм): либо это продукт эоловой дифференциации минерального вещества и его сортировки в воздушной среде, либо результат криогенной переработки различных типов исходных пород.

На основе многолетних исследований лессовидных отложений на севере Евразии, в частности, покровных лессовидных образований Большеземельской тундры, севера Западной Сибири, отложений ледового комплекса севера Якутии, а также в результате экспериментального изучения криогенной устойчивости основных породообразующих минералов, нами предложены конкретные литологические критерии, позволяющие идентифицировать криогенный мелкозем и продукты его переотложения [Конищев, 1977, 1981].

Это стало возможным только после того, как было установлено, что ряд устойчивости основных породообразующих минералов (кварца, полевых шпатов, слюд) по отношению к криогенному выветриванию (процессу попеременного промерзания–оттаивания) прямо противоположен устойчивости этих минералов в условиях умеренного и теплого климата. Это общее положение было конкретизировано при определении криогенной устойчивости монодисперсных гранулометрических фракций различных породообразующих минералов (кварц, полевые шпаты и др.).

Впервые такой подход к экспериментальным исследованиям криогенной устойчивости был осуществлен в работе [Конищев и др., 1976] и подтвержден результатами эксперимента, представленными в [Минервин, 1982]. Было установлено, что под воздействием попеременного промерзания–оттаивания зерна кварца разрушаются до фракции 0.05–0.01 мм, а зерна полевых шпатов, не измененных более ранними процессами пелитизации, дробятся до фракции 0.10–0.05 мм.

Причина различий пределов криогенной дезинтеграции разных минералов объясняется различиями в толщинах и свойствах пленок незамерзшей воды, адсорбированных на поверхности этих минералов в процессе их криогенеза [Конищев, 1981].

Из этого следует, что распределение максимумов содержания основных породообразующих ми-

нералов по гранулометрическому спектру криогенного мелкозема (криогенного элювия) и продуктов его ближайшего переотложения должны не совпадать и располагаться последовательно в ряду от более крупных частиц к более мелким: полевые шпаты → кварц → минералы тяжелой фракции. Подобный криогенный ряд зеркально противоположен схеме распределения минералов по гранулометрическому спектру отложений различных фациально-генетических типов, сформировавшихся в гумидных условиях теплого и умеренного климата (рис. 2) [Страхов, 1962]. Как видно на рис. 2, внутри области максимального минералогического разнообразия, ограниченной размерами частиц 0.25–0.01 мм, максимумы содержания минералов не совпадают. Исходя из этого, можно констатировать, что распределение по гранулометрическому спектру основных породообразующих минералов (прежде всего кварца и полевых шпатов) кардинально различается в пределах зоны криогенеза и вне ее.

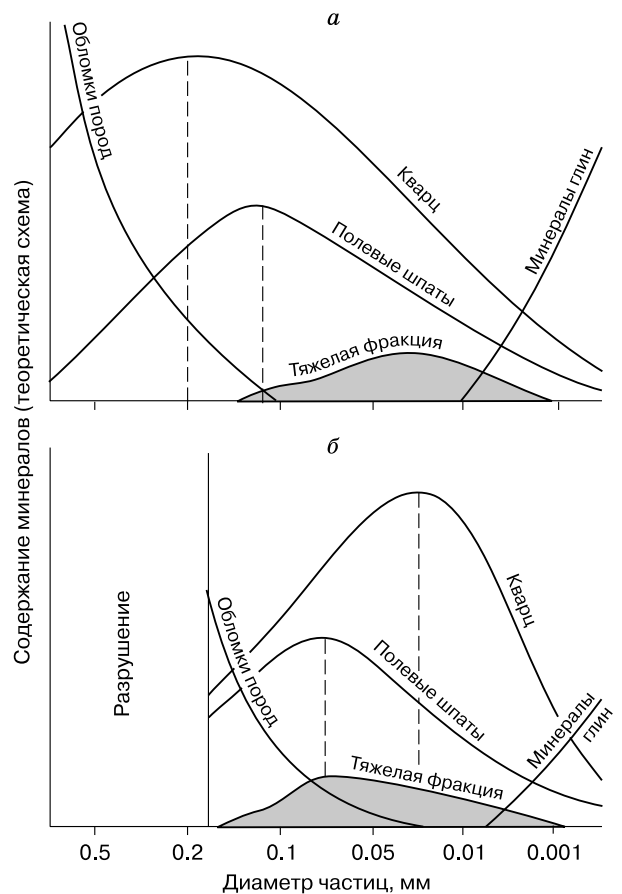


Рис. 2. Изменение содержаний минералов в дисперсных породах по гранулометрическому спектру в отложениях, сформированных в условиях теплого климата (а) [Страхов, 1962] и зоне криогенеза (б) [Конищев, 1981].

Проведенные авторами исследования состава лессовидных образований в пределах современной криолитозоны (покровные суглинки Большеземельской тундры, ледовый комплекс Северной и Центральной Якутии) показали, что только дифференцированный подход к анализу состава позволяет объективно судить о мерзлотно-климатических и фациально-генетических условиях накопления минерального вещества этих отложений.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ

В качестве конкретного показателя, характеризующего степень участия в формировании отложений процесса криогенного выветривания, авторами 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 [Конищев, Рогов, 1994]. Данный коэффициент был назван коэффициентом криогенной контрастности (ККК):

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

где Q_1, F_1 – содержание кварца и полевых шпатов во фракции 0.05–0.01 мм; Q_2, F_2 – содержание кварца и полевых шпатов во фракции 0.10–0.05 мм.

Отложения, сформировавшиеся в условиях криолитозоны, имеют значения $\text{ККК} > 1$, тогда как отложения, сформировавшиеся вне этой зоны, т. е. в условиях умеренного и теплого климата, исходя из схемы Н.М. Страхова, имеют значения $\text{ККК} < 1$.

Наряду с параметром ККК, позволяющим оценить собственно криогенную природу минерального вещества исследуемых отложений, возникает необходимость использования еще одного показателя, который можно назвать коэффициентом тяжелой фракции (КТФ) [Конищев, 1981]:

$$\text{КТФ} = \frac{\sum_{\text{ТМ}} 0.05 - 0.01 \text{ мм}}{\sum_{\text{ТМ}} 0.10 - 0.05 \text{ мм}}.$$

Он представляет собой отношение весовых содержаний тяжелых минералов ($\Sigma_{\text{ТМ}}$) во фракции 0.05–0.01 мм и во фракции 0.10–0.05 мм и характеризует степень сортирующего воздействия водной или воздушной среды на формирование отложений либо отсутствие таковой.

Значение индекса $\text{КТФ} > 1$, свойственное седиментогенному распределению тяжелых минералов по гранулометрическому спектру отложений,

указывает на наличие сортировки в водной или воздушной среде. Значение $\text{КТФ} < 1$ указывает на условия элювиального происхождения или ближайшего переотложения (склонового или пролювиального) криогенного мелкозема.

Применение данных 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 [Конищев, 2013]. В этой работе выделены различные фациально-генетические типы лессовидных отложений ледового комплекса и, 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.

Применение индексов ККК и КТФ к анализу отдельных разрезов почвенно-лессовых формаций в пределах плейстоценовой перигляциальной зоны Восточно-Европейской равнины, вне зоны современного криогенеза, также дало интересные и, в целом, положительные результаты [Конищев и др., 2005].

В настоящем исследовании описанная выше методика использована для анализа состава отложений двух разрезов лессово-почвенной формации, расположенных на южной окраине Европейского ареала лессовых отложений (разрез Беглица) и в пределах лессового плато Китая (разрез Цаосянь).

Основным методом определения минералогического состава образцов лессов послужил рентгенодифрактометрический анализ. Подготовка образцов для указанного метода состояла в выделении фракций 0.05–0.01 и 0.10–0.05 мм ситовым методом*.

ОПИСАНИЕ ИССЛЕДОВАННЫХ РАЗРЕЗОВ

Разрез Беглица находится примерно в 25 км к западу от Таганрога на северном побережье Таганрогского залива Азовского моря (Неклиновский район, Ростовская область), в пределах обрывистого берега моря протяженностью около 3 км, вскрывающего отложения так называемой беглицкой террасы. Координаты разреза – 47°07' с.ш., 38°30' в.д. Максимальная высота обрыва на участке, где расположен разрез, – 17.8 м, средняя – око-

* Образцы из разреза Беглица анализировались в лаборатории криотрасологии Института криосферы Земли СО РАН на приборе D2 Phaser А.Н. Курчатовой, образцы фракций из разреза Цаосянь анализировались на кафедре морской литологии геологического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова на приборе "Дрон" Д.Г. Шмелевым. Это исследование стало возможным благодаря профессору А.А. Величко, по приглашению которого и его сотрудников авторы данной статьи приняли участие в комплексном международном проекте. Авторам статьи были предоставлены образцы из вышеупомянутых разрезов, которые и были проанализированы в рамках предложенной методики.

ло 16–17 м над уровнем моря. В разрезе вскрывается толща поздневалдайского лесса с горизонтальными погребенными почв брянского и мезинского педокомплексов; нижняя часть разреза сложена лиманно-аллювиальными позднехазарскими отложениями.

Второй изученный разрез – Цаосянь находится в 50 км от г. Цзинъюань провинции Шаньси в среднем течении р. Хуанхэ. Координаты разреза – 36°24' с.ш., 104°36' в.д. Разрез вскрывается в склоне овражной балки крутизной около 30°. В нижней части склона отмечается хорошо выраженный террасообразный уровень. Общая глубина от поверхности плато до русла – около 300 м. В разрезе представлена достаточно однородная толща лесса мощностью ~55 м. Отложения в разрезе представлены палево-серым лессом, местами с коричневым оттенком, белесой присыпкой карбонатов по тонким корнеходам, местами с бурыми прослоями и пятнами. Гранулометрический состав очень однороден по всей изученной толще и представлен крупнопылеватым алевритом. Почвы в данном разрезе на протяжении больших интервалов отсутствуют, лишь на глубинах 11,5, 34,5 и 43,5 м

наблюдаются некоторые признаки почвенных процессов – буровато-коричневый цвет и марганцовистые примазки. В этом отношении данный разрез очень похож на разрез “последнего гляциального” лесса [Зыкина, Зыкин, 2012], который не содержит почв и расположен на севере китайского лессового плато.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ И ИХ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

В разрезе Беглица по предложенной методике было проанализировано девять образцов, равномерно распределенных по разрезу (рис. 3, А). Часть образцов взята из лессов, другая – из отложений, входящих в почвенный комплекс. Во всех образцах лессов значения ККК оказались больше единицы; кроме того, значения КТФ < 1, т. е. имеют неседиментационный характер. Таким образом, судя по значениям ККК и КТФ, в целом минеральное вещество лессовых горизонтов – это типичный криогенный мелкозем.

Более подробную интерпретацию картины можно сделать на основе ранее полученной одним из авторов связи ККК и среднегодовой температу-

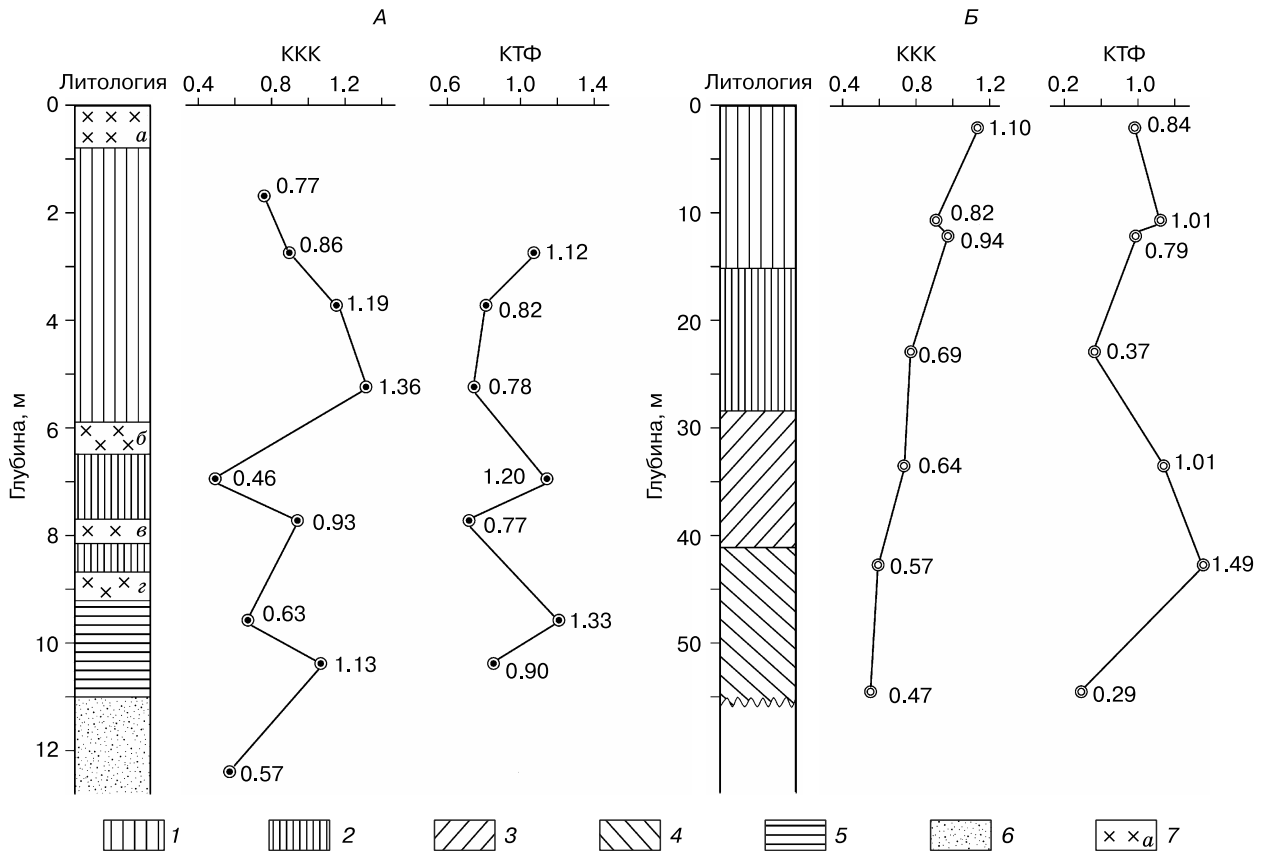


Рис. 3. Распределение значений ККК и КТФ по разрезам Беглица (А) и Цаосянь (Б).

1 – лесс палево-серый; 2 – лесс светло-палевый; 3 – лесс серо-желтый; 4 – лесс желто-бурый; 5 – супесь лессовидная серо-бурая; 6 – песок пылеватый; 7 – почвенные горизонты (а – современная почва, б – брянская палеопочва, в – мезинская палеопочва, крутицкий горизонт, з – мезинская палеопочва, салынский горизонт).

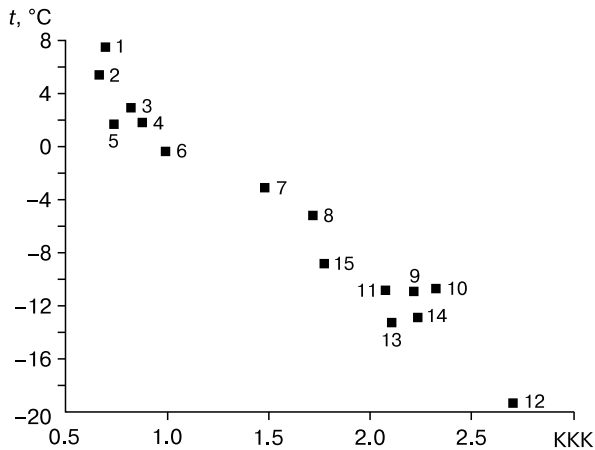


Рис. 4. Связь коэффициента криогенной контрастности и среднегодовой температуры отложений t на глубине 50 см.

1 – подзолистая почва на озерно-ледниковых отложениях (Белоруссия, район г. Минска); 2 – подзолистая почва на моренных суглинках (Белоруссия, Поозерье); 3 – дерново-подзолистая и подзолистая почвы на покровных суглинках (южная тайга, Клино-Дмитровская гряда); 4 – подзолистая почва на покровных суглинках (средняя тайга, район г. Сыктывкара); 5 – подзолистая почва на покровных суглинках (Западная Сибирь, пос. Ларык); 6 – глеево-подзолистая почва на покровном суглинке (северная тайга, г. Троицко-Печорск); 7 – торфяно-глеевая почва на покровном суглинке (южная тундра, пос. Воргашор); 8 – торфяно-глеевые почвы на покровном суглинке (Большеземельская тундра, район г. Воркуты); 9 – суглинистый элювий песчаников и сланцев (Яно-Омолойское междуречье, хр. Кулар); 10 – тундровая глеевая почва на отложениях ледового комплекса (р. Индигирка, область Воронцовского яра); 11 – тундровая глеевая почва на отложениях ледового комплекса (побережье Восточно-Сибирского моря, мыс Чукочий); 12 – элювиосолифлюкционные отложения (Памир, абс. высота 6200 м, край фирнового плато); 13 – элювий песчано-глинистых сланцев (Восточно-Сибирское море, п-ов Святой Нос); 14 – элювий песчано-глинистых сланцев (Восточно-Сибирское море, п-ов Широкостан); 15 – элювий песчано-глинистых сланцев (нижнее течение р. Колыма).

ры поверхности почвы (рис. 4) [Конищев, 1999]. Наибольшее значение ККК (1.36) приходится на горизонт поздневалдайского лесса над брянской почвой. Это позволяет предполагать здесь в этот период существование маломощной высокотемпературной мерзлоты. Во время формирования средневалдайского лесса меньшее значение ККК (1.13) позволяет предположить в этом районе существование островной мерзлоты. Что же касается образцов, взятых из почвенных и подстилающих их горизонтов, то криогенный характер минерального вещества в них не прослеживается. Очевидно, это результат воздействия почвенных процессов на изначально криогенное распределение минеральных параметров по гранулометрическому спектру, свойственное типичному лессу.

В самом нижнем образце песка, который относится к переходному слою к лиманно-аллювиальным отложениям, значение ККК оказалось равным 0.57, что свидетельствует о весьма теплом времени накопления этих отложений.

Таким образом, данные о составе лессовых горизонтов в разрезе Беглица позволяют интерпретировать их как продукты криогенного преобразования исходных пород (скорее всего, это лиманно-аллювиальные отложения хазарской трансгрессии), которые переотложились в понижениях многоуровневой дельты. На субаэральном этапе развития территории рельеф сглаживался и все неровности поверхности лиманных отложений погребались под субаэральной толщей почвенно-лессовой последовательности. Этот вывод подтверждается и геологическим профилем вдоль юго-восточной береговой линии Таганрогского залива и устья р. Дон [Путеводитель..., 2013].

В разрезе Цаосянь было проанализировано семь образцов с глубины от 3 до 55 м. Значения ККК распределены по глубине достаточно закономерно от 1.10 на глубине 3 м до 0.47 на 55 м (см. рис. 3, Б). Опираясь на результаты связи значений ККК и среднегодовой температуры поверхности почвы (см. рис. 4), можно утверждать, что значение ККК = 1.1 свидетельствует об условиях существования островной криолитозоны. В то же время значения ККК = 0.9–0.6 свидетельствуют об условиях глубокого сезонного промерзания, а еще меньшие ККК указывают на глубины сезонного промерзания всего 0.7–0.8 м.

Весьма показательны также значения коэффициента КТФ. В самом верхнем образце (где ККК > 1, что указывает на определенную роль процессов криогенеза в формировании дисперсности отложений этого горизонта) наблюдается неседиментогенное распределение тяжелой фракции по гранулометрическому спектру. Это дополнительный аргумент в пользу криогенной природы минерального вещества в этом образце. В ряде других образцов (с глубин 12, 23 и 55 м) также наблюдается неседиментогенное распределение минералов тяжелой фракции, что противоречит определяющей роли эолового генезиса отложений на указанных глубинах. В образцах, отобранных с глубин 11.5, 34.5 и 43.5 м, где были отмечены некоторые признаки почвенных процессов, напротив, КТФ > 1. Вероятно, поэтому в периоды накопления отложений на данных глубинах в них произошли процессы, которые изменили криогенное распределение минералов тяжелой фракции по гранулометрическому спектру.

На примере данного разреза хорошо видно, что не только в условиях криолитозоны и слоя сезонного протаивания, но и в условиях сезонного промерзания может накапливаться криогенный

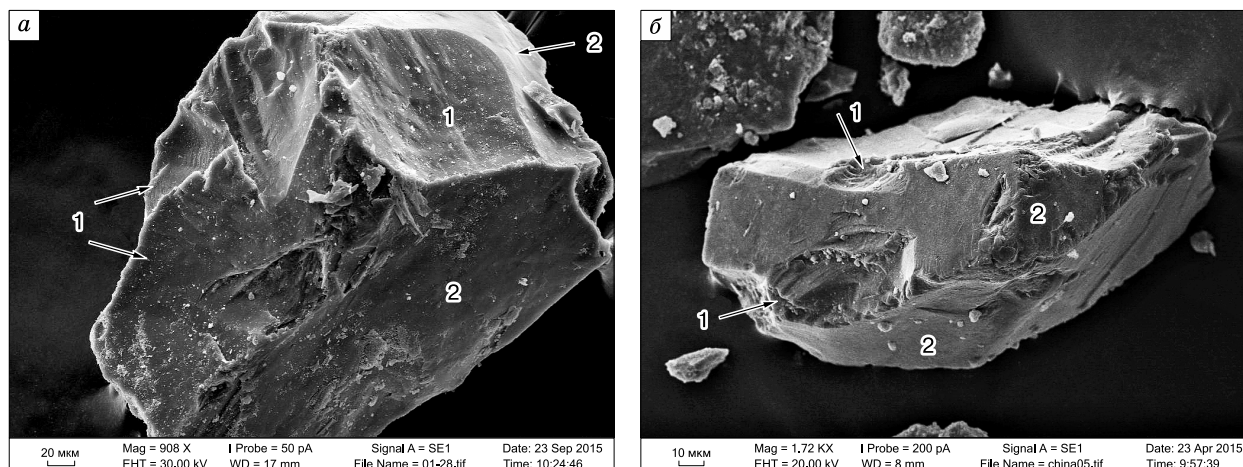


Рис. 5. Морфология частиц песчаной размерности в лессах разреза Беглица (глубина 5.2 м) (а) и разреза Цаосянь (глубина 3 м) (б).

1 – свежие раковистые криогенные сколы; 2 – участки гладкой полированной и ямчатой (эоловой) поверхности.

мелкозем, на основе которого (при ближайшем переотложении) формируются лессовые толщи достаточно большой мощности.

Необходимо отметить, что степень достоверности выводов основывается лишь на семи образцах, из чего вытекает необходимость расширения масштабов исследования. Тем не менее вполне очевидно, что в формировании проанализированного разреза лессовой толщи Цаосянь криогенные факторы играли важную роль. В данном случае влияние эоловой седиментации полностью отрицать нельзя, хотя ее значение и не было определяющим, поэтому возникает вопрос об источнике минерального вещества. Если это не были преимущественно эоловые накопления, как утверждается во многих публикациях [Зыкина, Зыкин, 2012], то лессовое плато, несмотря на свои довольно значительные размеры, расположено не столь уж далеко от области сноса. Она и могла быть этим источником во время последнего ледникового максимума, когда через систему долин, расчленяющих и дренирующих горные сооружения, огромные массы разрушающихся горных пород поступали в долины рек и отлагались на склонах, формируя аккумулятивные поверхности типа лессового плато.

Проявления криогенеза в образцах изученных разрезов заметны и на морфологическом уровне. Частицы песчаной размерности (1.0–0.5 и 0.5–0.25 мм) исследовались при помощи растрового электронного микроскопа LEO 1240. При этом в форме и на поверхности частиц в образцах с высокими значениями ККК были обнаружены признаки, указывающие на активное криогенное воздействие (рис. 5). Это угловатая форма, сколы и трещины, которые весьма сходны с таковыми в

отложениях современного деятельного слоя районов Канады, Шпицбергена и Монголии [Woronko, Pisarska-Jamrozy, 2015].

ВЫВОДЫ

Проведенные исследования образцов из двух разрезов лессовых толщ показали перспективность применения методики криолитологического анализа минерального вещества. Это позволило выявить значительную, если не решающую, роль криогенных факторов в формировании состава лессовых горизонтов почвенно-лессовых последовательностей. Особенно четко это видно на примере разреза Беглица. Что касается разреза Цаосянь, то перспективность криолитологического анализа лессов лессового плато также очевидна. Не отрицая определенной роли эолового механизма в формировании лессовых горизонтов почвенно-лессовых формаций, на примере изученных разрезов авторы показали, что не только в пределах многолетней перигляциальной криолитозоны, но и в условиях сезонного промерзания в плейстоцене происходили процессы криогенного преобразования отложений, которые способствовали формированию состава и свойств лессов достаточной большой мощности.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 14-17-00131).

Литература

Зыкина В.С., Зыкин И.С. Лессово-почвенная последовательность и эволюция природной среды и климата Западной Сибири в плейстоцене. Новосибирск, Академ. изд-во "Гео", 2012, 477 с.

- Конищев В.Н.** Некоторые общие закономерности преобразования состава дисперсных пород криогенными процессами // Пробл. криолитологии. М., 1977, вып. VI, с. 114–129.
- Конищев В.Н.** Формирование состава дисперсных пород в криолитосфере / В.Н. Конищев. Новосибирск, Наука, 1981, 197 с.
- Конищев В.Н.** Методы криолитологических исследований / В.Н. Конищев, В.В. Рогов. М., Изд-во Моск. ун-та, 1994, 135 с.
- Конищев В.Н.** Эволюция температуры пород арктической зоны России в верхнем кайнозое // Криосфера Земли, 1999, т. III, № 4, с. 39–47.
- Конищев В.Н.** Криогенез современных и позднелейстоценовых отложений Алтая и перигляциальных областей Европы / В.Н. Конищев, М.П. Лебедева-Верба, В.В. Рогов, Е.Е. Сталина. М., ГЕОС, 2005, 132 с.
- Конищев В.Н.** Природа циклического строения ледового комплекса Восточной Сибири // Криосфера Земли, 2013, т. XVII, № 1, с. 3–16.
- Конищев В.Н., Рогов В.В., Щурина Н.Н.** Влияние криогенных факторов на первичные минералы (результаты экспериментальных исследований) // Пробл. криолитологии. М., 1976, вып. V, с. 50–60.
- Кригер Н.И.** Лесс, его свойства и связь с географической средой / Н.И. Кригер. М., Наука, 1965, 254 с.
- Лессовые** породы СССР / Под ред. Е.М. Сергеева, А.К. Ларионова, Н.Н. Комиссаровой. М., Недра, 1986, т. I, 232 с.
- Минервин А.В.** Роль криогенных факторов в формировании лессовых пород // Пробл. криолитологии. М., 1982, вып. X, с. 41–60.
- Попов А.И.** Лессовые и лессовидные породы как продукт криолитогенеза // Вестн. МГУ. Сер. геогр., 1967, № 6, с. 43–48.
- Путеводитель** полевых экскурсий VIII Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода. Ростов н/Д., Изд-во ЮНЦ РАН, 2013, 48 с.
- Сергеев Е.М., Минервин А.В.** Сущность процесса облессования в подзолистой зоне // Вестн. МГУ. Сер. геол., 1960, № 3, с. 3–14.
- Страхов Н.М.** Основы теории литогенеза: В 2 т. / Н.М. Страхов. М., Изд-во АН СССР, 1962, т. 1, 203 с.; т. 2, 549 с.
- Цейнер Ф.** Плейстоцен / Ф. Цейнер. Пер. с англ. М., Изд-во иностр. лит., 1963, 502 с.
- Lofverstrom M., Caballero R., Nilsson J., Kleman J.** Evolution of the large-scale atmospheric circulation in response to changing ice sheets over last glacial cycle // *Climate of the Past*, 2014, vol. 10, iss. 4, p. 1453–1471.
- Timireva S.N., Velichko A.A.** Depositional environments of the Pleistocene loess-soil series inferred from sand grain morphology – a case study of the East European Plain // *Quatern. Intern.*, 2006, vol. 152–153, p. 136–145.
- Woronko B., Pisarska-Jamrozy M.** Micro-scale frost weathering of sand-sized quartz grains // *Permafrost and Periglacial Processes*, 2015, vol. 9, p. 1855–1867.

*Поступила в редакцию
25 апреля 2016 г.*