

TO THE PROBLEM OF CHANNEL LANDFORMS DEFORMATIONS IN THE MOUNTAIN AND SEMIMOUNTAIN RIVERS

O.V. VINOGRADOVA, N.N. VINOGRADOVA, N.V. KHMELEVA

Summary

On the basis of alluvial heavy fraction analysis and long-term stationary observations of channel landforms' movements the high stability of landforms was revealed in the stretches of straight or meandering river channel. This may be explained by silt dynamics within the strict frames of erosional relief of valley's bedrock. The lateral deformations of channel landforms and movements of accumulation and erosion sites occur in the places of branchy channel. Anabranches are the ways of bed load transport, where exchange of moving sediment and one accumulated in the channel forms takes place.

УДК 551.435.76

© 1999 г. В.В. МОЗЖЕРИН

ФОРМИРОВАНИЕ ЛЁССОВ В СВЕТЕ НОВЕЙШИХ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ДАННЫХ (ГЛОБАЛЬНЫЙ ОБЗОР)

Современные представления о формировании лёссов. В последнее столетие лёссовым отложениям уделяется большое внимание со стороны исследователей самого различного профиля. Для этого есть несколько причин. Лёссы развиты на обширной территории земного шара, особенно в умеренном климатическом поясе (рис. 1). Площадь развития лёссовых пород составляет порядка 10% поверхности суши. Мощность их в отдельных местах может достигать 300 м и более.

В настоящей статье сделана попытка обобщения некоторых результатов палеомагнитных исследований последних лет лёссовых отложений земного шара. Первые опыты палеомагнитного изучения лёссов проведены в Европе в 70-х годах нашего столетия Певзнером, Печи, Крюнекером, Тухолкой и другими [1–3]. Сделанные ими выводы и заключения получили дальнейшее развитие, и в последнее десятилетие по лёссовым отложениям

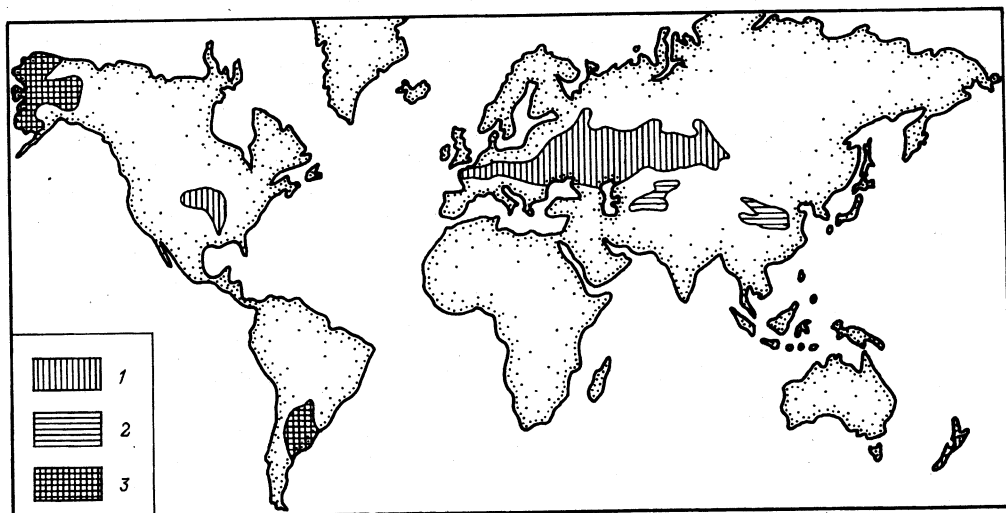


Рис. 1. Области распространения лёссовых отложений на земном шаре (по Хеллеру и Эвансу [4] с дополнениями)
1 – "холодные" лёссы, 2 – "теплые" лёссы, 3 – лёссы "смешанного" типа



Рис. 2. Схема формирования и дальнейшей эволюции лёссовых отложений (по Хеллеру и Эвансу [4])

всего земного шара получен целый ряд новых обобщений и результатов. Особо хочется выделить обширную работу Хеллера и Эванса [4], которую авторы целиком посвятили современному состоянию проблемы палеомагнитного анализа лёссовых толщ (стратификации, магнитной петрографии и др.).

Области, характеризующиеся значительным распространением лёссовых пород, отличаются своеобразным набором современных геолого-геоморфологических процессов [5]. Именно к ним приурочены самая сильная эрозия и самый значительный сток взвешенных наносов на Земле, чему способствует их хорошая хозяйственная освоенность [6]. Средний модуль стока взвешенных наносов здесь равен $750 \text{ т/км}^2 \text{ год}$, при среднем значении для всего земного шара по разным оценкам от 120 до $180 \text{ т/км}^2 \text{ год}$ [7]. В ряде районов (преимущественно в Китае) интенсивно протекают процессы ветровой эрозии [5]. Определенные ограничения в хозяйственном освоении рассматриваемых областей накладывает значительная величина просадочности лёссовых пород, обусловленная их высокой (до 50%) степенью пористости.

Дискуссионным остается вопрос о генезисе лёссов, но, несмотря на все расхождения во взглядах, большинство исследователей указывает как на полигенетичность образования изначального мелкозернистого материала, так и на многообразие процессов его транспортировки, отложения и "лёсификации". В качестве примера современных представлений можно сослаться на принципиальную схему формирования и дальнейшей эволюции лёссовых отложений по Хеллеру и Эвансу [4] (рис. 2). Однако эта схема обладает рядом недостатков. В ней не учтены различия в условиях образования лёссовых отложений в разных частях земного шара, приведших к тому, что история формирования лёссов, некоторые их свойства в различных регионах мира существенно отличаются. В этой связи нам кажется

необходимым уточнить схему Хеллера и Эванса рядом дополнений, высказанных в работах Маркова и соавторов [8], Мирчинка [9], Osady metody... [10] и др.

Образование первичного материала происходило путем физического выветривания в пустынях и/или за счет гляциальной экзарации и морозного выветривания в перигляциальной зоне. Следовательно, по условиям образования исходного мелкозема вполне оправдано давно известное деление лёссов на "теплые" и "холодные" [8, 10]. В дальнейшем этот мелкозернистый материал в зависимости от местных условий испытывал первый этап транспортировки. Первоначальным агентом транспортировки могла служить любая мобильная среда, в которой наряду с чистыми алевритами могли переноситься и более крупные фракции. На этом этапе образуются "аллювиальные", "делювиальные", "пролювиальные" разновидности лёссов. Отделение пыли происходило на втором этапе – сугубо эоловом. Описанная схема справедлива как для "холодных" лёссов Украины, так и для "теплых" лёссов Китая [8, 9]. Завершающий этап образования лёссовых толщ – процесс "лёсификации" отложенной пыли, который, как правило, шел циклично [8, 11]. В разрезах это находит свое отражение в чередовании слоев лёсса и ископаемых почв. Причины цикличности лёссообразования, несомненно, климатические. Во время сухих холодных периодов поставлялся алевритовый материал, который, отлагаясь в областях недостаточного увлажнения, формировал горную породу с рядом отличительных особенностей (карбонатность, недоуплотненность и др.). В теплые сухие периоды процессы выветривания явились причиной преобразования верхних слоев лёссовых отложений в почвенные горизонты, которые впоследствии были перекрыты более молодыми толщами лёссов, превратившись в палеопочвы. Следует подчеркнуть, что сухость климата – неизменный атрибут формирования лёссовых пород; это справедливо как для эпох накопления мелкозема, так и для эпох активизации почвенных процессов.

В палеомагнитных исследованиях лёссовых отложений в последнее десятилетие выделилось два в значительной степени независимых друг от друга направления: магнитостратиграфическое и палеоклиматическое [7]. Первое опирается на способность ферромагнитных минералов (магнетит, маггемит, гематит и др.), присутствующих в породе, фиксировать полярность геомагнитного поля в момент ее формирования. Второе существует благодаря наличию связи между общей и климатической обстановкой и величиной, характеризующей содержание и особенности ферромагнитного материала в породе и получившей название "магнитная восприимчивость".

Магнитная стратиграфия. Из всех существующих видов изменений геомагнитного поля во времени, лежащих в основе магнитостратиграфического изучения новейших отложений, бесспорное лидерство принадлежит "инверсионному" методу, при котором определяется характер намагниченности породы – прямая или обратная. Для последних 3 млн. лет по данным инверсионного метода составлена и непрерывно совершенствуется т.н. стандартная магнитная хроностратиграфическая шкала, построенная на выделении двух иерархических интервалов: эпох (прямой или обратной) полярности и эпизодов (интервалов с противоположной полярностью внутри эпохи) [12, 13] (рис. 3, слева).

Наилучшей изученностью в палеомагнитном отношении характеризуются отложения Лёссового плато Китая. Объясняется это как объективными причинами (значительные мощности и площадь распространения лёссовых покровов), так и чисто субъективными (длительность изучения, привлеченность разрезов для исследователей различных стран и др.). Долгое время считалось, что лёссы Китая начали откладываться не ранее 1,2 млн. лет назад. Однако палеомагнитные результаты неопровержимо свидетельствуют о наличии в толще лёссовых пород эпизода Олдуей, возраст нижней границы которого 1,96 млн. лет, а в отдельных случаях отмечается граница эпох Гаусс-Матюяма с возрастом 2,6 млн. лет. Базальные же горизонты лёссовой толщи имеют возраст не моложе 2,4–2,7 млн. лет (рис. 3). Палеомагнитный разрез, приведенный на рисунке, в общих чертах характерен для всего Лёссового плато [4, 14, 15 и др.].

Центральноазиатские лёссы во многом схожи с лёссами Китая; они также отличаются повышенной мощностью (около 100 м в Узбекистане, до 250 м в Таджикистане) и время начала их формирования примерно соответствует времени начала формирования лёссов Китая (рис. 3). Примечательно, что стратиграфическое положение палеомагнитных рубежей (инверсий, границ эпох) в лёссах Центральной Азии и Китая практически неизменно. Так, граница эпох Матюяма-Брюнес всюду располагается непосредственно над 10-м педокомплексом [4]. Это говорит о том, что лёссовые отложения Центральной Азии и Китая накапливались в климатических условиях, менявшихся синхронно. Подобное предположение позволяет объединить лёссовые отложения этих двух районов в одну генерацию.

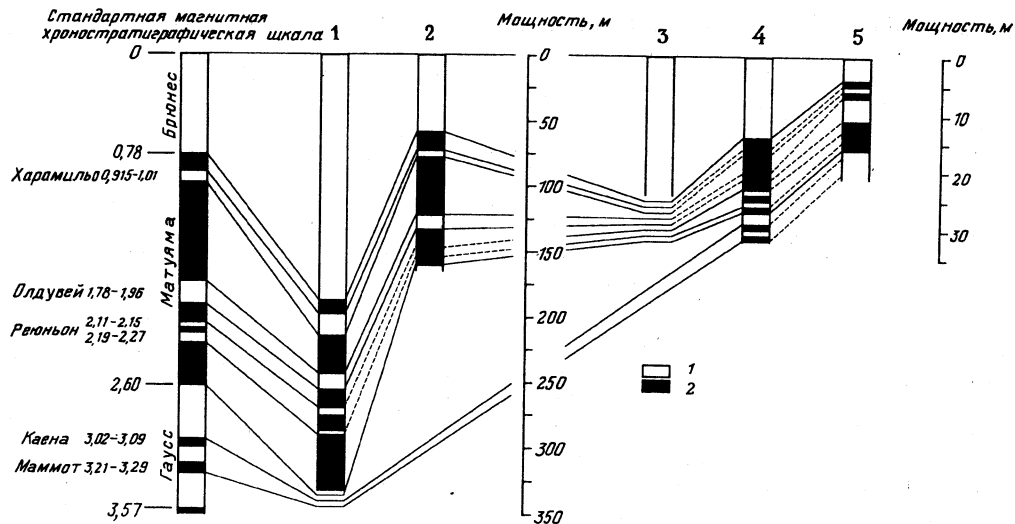


Рис. 3. Сравнение обобщенных магнитостратиграфических профилей лёссовых отложений различных районов земного шара
1 – западная часть Лёссового плато, 2 – центральная часть Лёссового плато и Центральная Азия, 3 – Западная Украина и Польша, 4 – Аляска, 5 – Южная Америка
1 – прямая полярность, 2 – обратная полярность

Принципиально иной магнитостратиграфический разрез имеют лёссы Европы, Великих Американских равнин и Новой Зеландии. Первое, что бросается в глаза, – малые по сравнению с Центральной Азией и Китаем мощности лёссового покрова. В Европе лёссы редко имеют мощности более 40–60 м, а в Северной Америке и Новой Зеландии – 20–30 м. Во-вторых, европейские и новозеландские лёссы, а также лёссы равнинной части Северной Америки значительно моложе центральноазиатских и китайских. Как уже указывалось выше, европейские лёссы одними из первых были изучены с помощью палеомагнитного метода [1–3 и др.]. Исследования последних лет, дополнив в деталях, в целом подтверждают выводы, полученные ранее. Уточнения касаются прежде всего стратиграфического положения основных палеомагнитных рубежей. Так, в Австрии, Чехии и на юге Молдавии подошва 80-метровой лёссовой толщи фиксирует эпизод Харамильо, т.е. имеет возраст не старше 1,2–1,3 млн. лет. Граница эпох Матуяма-Брюнес также располагается между 9-м и 10-м педокомплексами. В Венгрии и Болгарии, а также на Великих Американских равнинах лёссовые отложения начали откладываться лишь после эпизода Харамильо, который был обнаружен в нижележащих нелёссовых горизонтах. Лёссы Германии, севера Франции, Польши и Новой Зеландии еще моложе – период их формирования полностью укладывается в эпоху Брюнес (рис. 3) [4, 16, 17 и др.]. Таким образом, лёссы Европы, Великих Американских равнин и Новой Зеландии представляют собой самостоятельную генерацию лёссовых отложений, значительно отличающуюся от рассмотренной выше генерации лёссов Китая и Центральной Азии.

Лёссы Аляски и Южной Америки имеют одну из самых малых на земном шаре мощностей (не более 30–40 м) и в то же время являются наиболее древними. Их аккумуляция началась более 3 млн. лет назад. Базальная часть разреза содержит эпизоды Каена и Маммот (рис. 3). Следует отметить, что эти же самые эпизоды были найдены и в Китае, но не в лёссовой толще, а в подстилающих ее плиоценовых глинах [4]. На основании изложенного лёссы Аляски и Южной Америки целесообразно выделить в самостоятельную разновидность.

Подытоживая магнитостратиграфическую часть, можно сделать следующий основной вывод. Географическое положение областей распространения лёссовых отложений принципиальным образом сказывается на их возрасте и истории формирования. Накопление типично "теплых" лёссов Китая и Центральной Азии связано с резким воздыманием Тибетского плато в самом конце плиоцена и общей аридизацией климата [4, 8]. В то же время начало аккумуляции "холодных" лёссов Европы, Великих Американских равнин и Новой Зеландии связано с появлением в прилегающих районах областей покровного или горного

Регионы	Эпоха Брюнес	Эпоха Матуяма	Эпоха Гаусс
Китай	8–26	5–8 (в отдельных случаях до 33)	–
Центральная Азия	~10	~7	–
Европа, Великие Американские равнины, Новая Зеландия	2–8	~1	–
Аляска, Южная Америка	~2	~0,6	2–3

оледенения [8]. Лёссы Аляски и Южной Америки являются, видимо, "теплыми" и "холодными" в разных частях разрезов (смешанного типа). Так, накопление их в доплейстоценовый период связано с существованием обширных засушливых пространств предгорий; позднее (в плейстоценовую стадию) мелкозем начал поступать и из перигляциальной зоны. Пока трудно объяснить, почему в Европе, несмотря на общность ландшафтно-климатических обстановок, образование лёссов не пошло по "аляскинскому" типу.

Палеомагнитные датировки, полученные в ходе магнитостратиграфического изучения лёссовых отложений, дают возможность рассчитать такой важный геолого-геоморфологический показатель, как скорость осадконакопления. Скорость накопления алевритового материала можно рассчитать по формуле:

$$v = \frac{M}{\Delta T},$$

где v – скорость осадконакопления, M – мощность пород, лежащих между двумя рубежами, возраст которых известен, ΔT – разность возрастов этих рубежей. Обобщенные данные по средним скоростям осадконакопления лёссовых отложений в различных частях земного шара приведены в таблице.

Из таблицы видно, что повышенными скоростями осадконакопления характеризуются "теплые" лёссы Китая и Центральной Азии. Меньшие скорости имеют "холодные" лёссы Европы, равнин Северной Америки, Новой Зеландии. Накопление мелкозема на Аляске и в Южной Америке шло медленнее всего. Следует отметить также, что скорость осадконакопления алевритового материала в течение одной эпохи полярности не была постоянной. В течение холодных климатических эпох скорости были выше, чем во время более теплых. Для "теплых" лёссов соотношение было примерно таким: 10–20 см/1000 лет в холодные периоды и 5 см/1000 лет в теплые [4]. Полученные цифры хорошо согласуются с другими данными [8, 18].

Магнитная восприимчивость и палеоклиматы. Это направление в палеомагнитологии является сравнительно молодым. Наиболее активно оно начало развиваться лишь в последнее десятилетие; хотя на возможности применения палеомагнитного анализа при воссоздании климата прошлых геологических эпох еще в 70-х годах указывал Архипов [19] и др.

Как уже отмечалось выше, палеоклиматические реконструкции с помощью палеомагнитного метода опираются на изучение магнитной восприимчивости породы, величина которой складывается из двух составляющих. Первая – это количество магнитного материала: чем больше ферромагнетиков содержится в единице объема породы, тем выше ее магнитная восприимчивость. Второе слагаемое зависит от степени магнитности самих материалов: так, магнетит и маггемит являются более магнитными по сравнению с гематитом, поэтому магнитная восприимчивость породы, магнитная часть которой представлена магнетитом или маггемитом, будет превышать магнитную восприимчивость породы, в которой магнетит или маггемит замещены гематитом.

Для "теплых" лёссов Лёссового плато Китая и Центральной Азии собственно лёссовым горизонтам соответствуют низкие значения магнитной восприимчивости, а погребенным почвам – высокие [4, 17]. Причина различий значений магнитной восприимчивости между лёссами и палеопочвами заключается в увеличении доли в последних мелких (менее 100×10^{-9} м) зерен магнетита и маггемита. Их повышенное содержание в погребенных педокомплексах может быть связано с жизнедеятельностью почвенных микроорганизмов. В ходе изучения магнитных свойств лёссовых пород Т.С. Лиу с соавторами, Н.Дж. Шеклтоном,

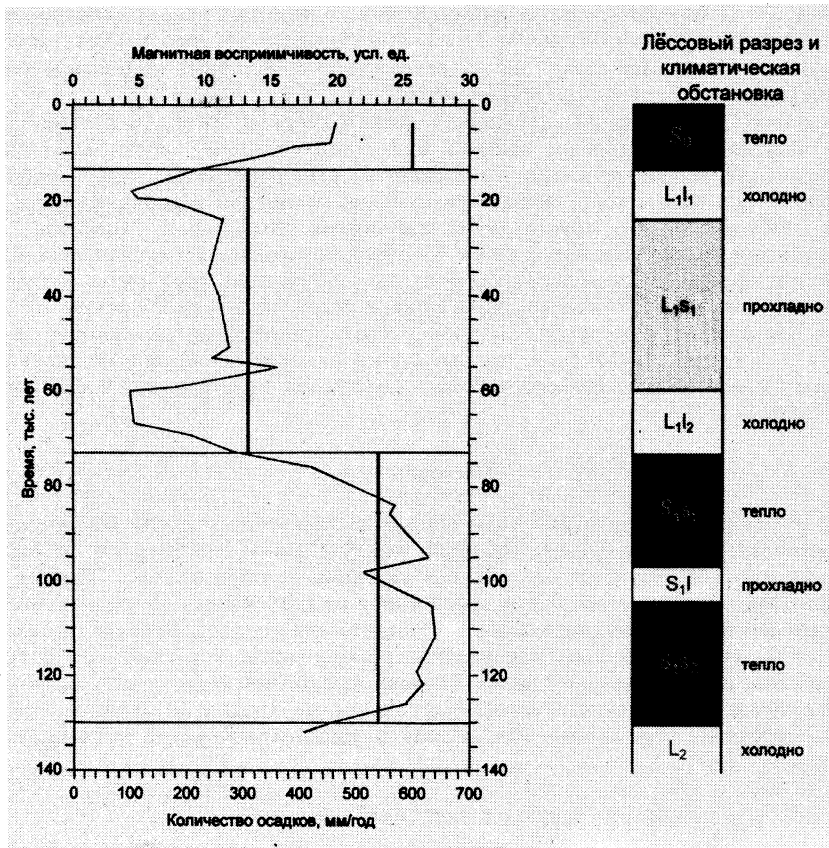


Рис. 4. Изменение осредненного количества атмосферных осадков за последние 130 тыс. лет по палеомагнитным данным в течение смены "последнее межледниковье – последнее оледенение" (по Хеллеру и Эвансу [4])

S, L – эпохи межледниковий и оледенений соответственно, *s, l* – периоды потеплений в эпоху оледенения или похолодания в эпоху межледниковья

М.А. Холлом и др. [4] было проведено сопоставление профиля магнитной восприимчивости с таким важным и независимым от литологии лёссовых толщ палеоклиматическим показателем, как соотношение изотопов кислорода $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ в карбонатных раковинах морских организмов. В результате установлено, что каждый конкретный пик значений магнитной восприимчивости соотносится с определенным пиком соотношения $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$, свидетельствующим о господстве сравнительно более теплого климата. Это подтверждает достоверность записи в лёссах длиннопериодических изменений климата в конце неогенового – четвертичного периодах [4, 17].

Следует отметить также существенные изменения величин магнитной восприимчивости одних и тех же лёссовых и палеопочвенных слоев в различных частях Лёссового плато: с запада на восток (т.е. в целом от более аридных районов к более гумидным) значения магнитной восприимчивости неизменно увеличиваются. Используя соотношение "современное количество атмосферных осадков – магнитная восприимчивость современной почвы", Хеллер и соавторы [4] восстановили историю изменений атмосферных палеоосадков в центральной части Лёссового плато за последние 130 тыс. лет (рис. 4). Согласно этой реконструкции в течение смены "последнее межледниковье – последнее оледенение" количество осадков уменьшилось почти вдвое (с 540 мм/год до 310 мм/год). Необходимо оговориться, что приведенные на рис. 4 возрастные рубежи климатических эпох не вполне соответствуют другим данным. Так, по схеме синхронизации климатических событий позднего плейстоцена [20] 60–23 тыс. лет назад во всем северном полушарии происходила

неоднократная смена фаз оледенений и межстадиалов, а по Хеллеру и его соавторам в это время устанавливается период потепления L_1s_1 . Резкую смену теплого климата холодным, прошедшую около 73 тыс. лет назад (рис. 4), невозможно сопоставить ни с одной известной сменой межледникового периода оледенением [20].

Для "холодных" лёссов Европы, равнинной части Северной Америки и лёссов Аляски характерно обратное распределение величин магнитной восприимчивости: максимальные значения магнитной восприимчивости наблюдаются в невыветрелых, т.е. в собственно лёссовых горизонтах. Кроме того, диапазон изменений магнитной восприимчивости крайне узок [4, 17]. Объяснить это можно двумя причинами. Во-первых, "холодные" лёссы аккумуляровались в более гумидном и более прохладном климате перигляциальной зоны и в течение межледниковых или межстадиальных эпох почвенные горизонты подвергались процессам выщелачивания и оглеения, приведшим к деградации и разрушению их магнитных свойств. Во-вторых, определенную роль играет повышенная активность ветровой деятельности в периоды оледенений, т.е. во время накопления лёссовых слоев: ветры большой силы были способны транспортировать достаточно крупные (до 50×10^{-6} м) зерна ферромагнетиков [4, 17].

Выводы

Лёссовые отложения неоднородны в различных частях земного шара. Палеомагнитные исследования подтверждают глубокие различия между лёссами "теплыми" и "холодными". Разница между ними заключается не только в условиях их образования. "Теплые" лёссы являются более древними, так как для их образования не требовалось обширных покровных или горных оледенений, появившихся лишь в четвертичном периоде. Возраст самых старых лёссов на Земле, судя по данным магнитостратиграфических исследований, составляет около 3,5 млн. лет. Датировки, полученные с помощью палеомагнитного метода, позволили сделать независимое определение скорости накопления мелкозема. Широкие возможности открывает привлечение палеомагнитного метода в деле реконструкции палеоклиматических условий.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Певзнер М.А., Печи М. Палеомагнитные исследования четвертичных лёссово-почвенных комплексов Венгрии // Бюл. Моск. об-ва испыт. природы. Отд. геол. 50. 1975. № 6. С. 128.
2. Brunäcker K. Die Matuyama/Brunhes-Grenze am Rhein und an der Donau // Neues Jahrb. Geol. und Paläontol. Abh. 1976. 151. № 3. P. 358–378.
3. Tscholka P. Korelacja profili lessowych Nielew i Kamarow Gorny na Wyzynie Lubelskiej na podstawie badań paleomagnetycznych // Biul. Inst. geol. 1976. № 297. P. 249–263.
4. Heller F., Evans M.E. Loess magnetism // Rev. of Geoph. 1995. № 33. P. 211–240.
5. Muo Jinze Recent studies of the role of soil conservation in reducing erosion and sediment yield in the loess plateau area of the Yellow River basin // Erosion and Sediment Yield: Global and Regional Perspectives. IAHS Publ. 1996. № 236. P. 541–548.
6. Дедков А.П., Мозжерин В.И. Эрозия и сток наносов на Земле. Казань: Изд-во КГУ, 1984. 264 с.
7. Мозжерин В.И. Геоморфологический анализ твердого речного стока гумидных равнин умеренного пояса: Автореф. дисс... докт. геогр. наук. СПб, 1994. 32 с.
8. Марков К.К., Величко А.А., Лазуков Г.И., Николаев В.А. Плейстоцен. М.: Высш. шк., 1968. 304 с.
9. Гербова В.Г. Г.Ф. Мирчинк о генезисе и стратиграфии лёссов // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. М.: Наука, 1972. № 38. С. 5–15.
10. Osady metody badań stratygrafia. Warszawa, 1992. 684 p.
11. Кригер Н.И. Причины цикличности процесса лёссообразования // Цикличность формирования субаэральных пород. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1980. Вып. 457. С. 34–42.
12. Храмов А.Н., Шоло Л.Е. Палеомагнетизм. Л.: Недра, 1961. 264 с.
13. Третьяк А.Н. Естественная остаточная намагниченность и проблема палеомагнитной стратификации осадочных толщ. Киев: Наук. думка, 1983. 256 с.
14. Rolph T.C., Shaw J., Deryshire E., Wang J.T. A detailed geomagnetic record from Chinese loess // Phys. Earth Planet. Inter. 1989. № 56. P. 151–164.
15. Rutter N., Ding Z.L., Evans M.E., Liu T.S. Baodji-type pedostratigraphic section, loess plateau, northcentral China // Quat. Sci. Rev. 1991. № 10. P. 1–22.
16. Большаков В.А. Использование методов магнетизма горных пород при изучении новейших отложений. М.: ГЕОС, 1996. 192 с.
17. Bogucki A., Maruszczak H., Nawrocki J. Stratigraphic and paleogeographic interpretation of analysis results of magnetic susceptibility of loesses at Bojanice (NW Ukraine) // Ann. Univ. Mariae Curie-Skladowska. 1995. Sect. B. № 3. P. 358–378.

18. Гожик П.Ф., Шелкоплас В.Н. Длительность плейстоцена и скорость седиментации лёссовой формации в пределах УССР по данным термолюминесцентного метода // Геология четвертичного периода (Плейстоцен). Ереван, 1977. С. 328–332.
19. Архипов С.А. Проблемы изотопного датирования, тефрохронологии, палеомагнетизма и палеотемператур // IX Конгресс INQUA в Новой Зеландии. Итоги и материалы. М.: Наука, 1977. С. 130–140.
20. Геохронология СССР / Под ред. Зубакова В.А. Л.: Недра, 1974. 360 с.

Казанский государственный университет
Географический факультет

Поступила в редакцию
08.09.98

LOESS FORMATION IN THE LIGHT OF RECENT PALEOMAGNETIC DATA (GLOBAL REVIEW)

V.V. MOSZHERIN

S u m m a r y

Loess rocks are widespread on the Earth. They occupy about 10% of global land area. Their thickness reaches up to 300 m in places and even more. Loess rocks differ in the different parts of the Earth. The "warm" and the "cold" loess rocks may be distinguished. They differ not only by conditions of their formation: the "warm" loess rocks are older. The age of oldest loess according to magnetostratigraphic data is about 3,5 My. The accumulation rate of fine earth was estimated by paleomagnetic dating. Paleomagnetic method gives manifold possibilities for paleoclimate reconstructions.