



КОМПЛЕКСНОЕ ИЗУЧЕНИЕ ГОРИЗОНТОВ ЛЕССОВ ВЕРХНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА РАЗРЕЗА БЕЛОВО

А. О. Сизикова, В. С. Зыкина, И. Ю. Овчинников, В. С. Панов

Изучены лессовые горизонты лессово-почвенной последовательности верхнего плейстоцена разреза Белово (Приобское лессовое плато, Барнаульское Приобье). Приведены результаты морфоскопии и морфометрии песчаных кварцевых зерен, показавшие, что изученные отложения сформированы эоловым путем в криоаридных условиях. По результатам детального гранулометрического состава выявлено усиление активности эоловых процессов в течение последних 130 000 лет. Это же подтверждается рассчитанными средними скоростями осадконакопления. Представлены гипотетические скорости ветра, сопровождавшие лессонакопление, результаты изучения микростроения лессов. Показано преимущество использования комплексного подхода к изучению лессовой толщи.

Ключевые слова: лесс, лессово-почвенная последовательность, поздний плейстоцен, палеогеография, морфоскопия кварцевых зерен, скорость осадконакопления, гранулометрический анализ, микроморфология, юг Западной Сибири.

AN INTEGRATED STUDY OF THE LATE PLEISTOCENE LOESS HORIZONS, THE BELOVO STRATOTYPE SECTION

A. O. Sizikova, V. S. Zykina, I. Yu. Ovchinnikov, V. S. Panov

The authors have analyzed the loess horizons of the loess-soil sequence stratotypes of the Late Pleistocene Belovo cross-section (Ob loess Plateau, Barnaul Ob Area). The paper provides data of sand quartz grain morphoscopy and morphometry, which prove that the deposits under study were formed by wind under cryoarid conditions. A detailed grain-size analysis revealed increase in eolian activity during the last 130.000 years. The same is true based on calculated average sedimentation rates. The paper includes speculative wind speeds during the loess accumulation and study of loess microstructure. The authors have proven that an integrated approach to loess strata analysis is preferable.

Keywords: loess, loess-soil sequence; morphoscopy of quartz grains на sand quartz grain morphoscopy, Late Pleistocene, paleogeography, morphoscopy of quartz grains, sedimentation rate, grain-size analysis, micromorphology, south of Western Siberia.

На протяжении уже более 100 лет ученые изучают четвертичные отложения Приобского лессового плато (ПЛП), о чем подробно изложено в монографии В. С. Зыкиной и В. С. Зыкина [9]. Оно находится в юго-восточной части Западно-Сибирской равнины, простирается от Предалтайской равнины на юге до Новосибирска на севере. ПЛП представлено вытянутыми с юго-запада на северо-восток увалами, между которыми проложены русла притоков р. Обь. Увалы сложены циклично переслаивающимися мощными горизонтами лессов и менее мощными почвами [9].

Плейстоценовая лессово-почвенная последовательность (ЛПП) юга Западной Сибири является архивом палеогеографических условий и разномасштабных климатических колебаний, ее горизонты скоррелированы с глобальными записями климата [21], в том числе со стадиями изотопно-кислородной шкалы [20]. В разрезе Белово, являющемся стратотипом субэразального плейстоцена Западной Сибири, детально исследованы ископаемые педокомплексы и, в меньшей степени, разделяющие их горизонты лессов [9, 10]. В данной статье изложены результаты комплексного изучения горизонтов лессов верхнего плейстоцена. Разрез расположен в одном из левобережных уступов Порозихинско-

Алейского увала ПЛП, простирающегося с юга-запада на северо-восток (рис. 1).

В верхнем плейстоцене выделяются три цикла, каждый из которых представлен горизонтом лесса, педокомплексом и криогенным горизонтом [9]. Выделенные горизонты лессов и почв детально изучены по четырем расчисткам, было

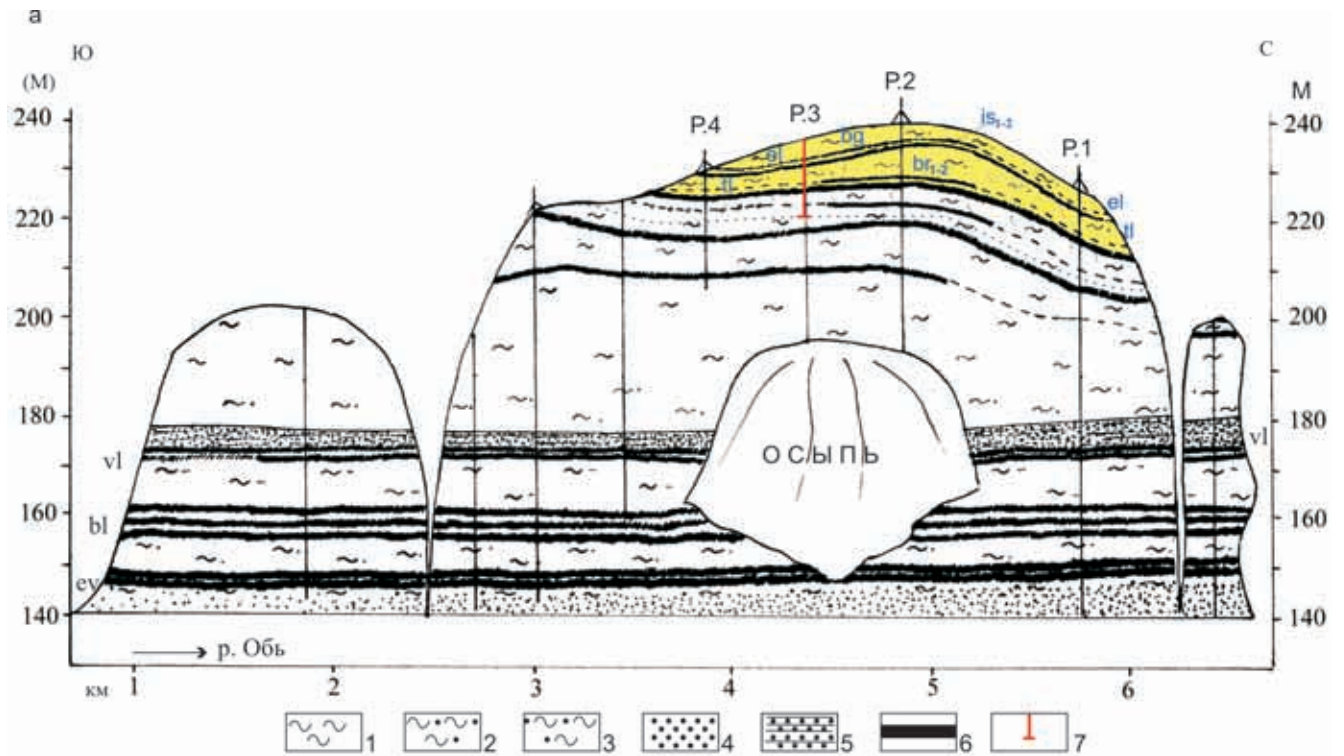


Рис. 1. Расположение разреза Белово, Приобское лессовое плато, юго-восток Западной Сибири



прослежено их распространение согласно рельефу (рис. 2, а, б). В данной статье приводятся описание и результаты детального исследования по расчистке 3 (см. рис. 2, а). В разрезе Белово ПЛП были изучены три лессовых горизонта (баганский, ельцовский, тулинский) верхнего плейстоцена. Детальное

исследование гранулометрического состава, микростроения, морфоскопии и морфометрии песчаных кварцевых зерен позволило реконструировать палеогеографические условия их образования и отметить тренд развития динамики среды исследуемых эпох лессообразования.



6



Рис. 2. Сводное геологическое строение Порозихинско-Алейского увала (а); верхнеплейстоценовая лессово-почвенная последовательность разреза Белово (расчистка 1 на рис. 2, а) (б)

1 – суглинок; 2 – суглинок опесчаненный; 3 – супесь; 4 – песок; 5 – песок неяснослойный; 6 – ископаемая почва; 7 – рассматриваемая расчистка



Геологическое строение разреза

Расчистка заложена на левом берегу р. Обь в 400 м ниже по течению от пос. Белово. Абсолютная высота 230 м. Сверху вниз вскрыты следующие слои (см. рис. 2, а, рис. 3).

1. Современная почва (чернозем обыкновенный) сформировалась на серовато-желтом лессовидном суглинке (**баганский лесс – bg; 0,6–1,2 м**), уплотненном, пористом, в сухом состоянии вертикально трещиноватом, карбонатном (псевдомицелий), с ходами корней растений. Мощность 0,6 м.

2. **Ельцовский лесс (el; 1,2–3,8 м)** представлен суглинком лессовидным светло-коричневато-серым, уплотненным, менее карбонатным, пористым, присутствуют корнеходы; с 3 м наблюдаются редкие мелкие глеевые пятнышки и марганцовистый крап. У основания горизонта встречены два тонких оглеенных прослоя 8 см. Общая мощность 2,6 м.

3. **Искитимский педокомплекс (is₁₋₂; 3,85–5,2 м)** состоит из двух слабо развитых черноземных почв, разделенных полуметровым карбонатным прослоем лессовидного суглинка коричневатого цвета. Гумусовый горизонт верхней почвы представлен су-

глинком темно-серого цвета, в верхней части оглееным, содержащим мелкие марганцевые дробовины, полоски и крап ожелезнения. Гумусовый горизонт нижней почвы – суглинок темно-серый с охристым оттенком, плотный, слабо карбонатный, имеет марганцовистый и железистый крап. Общая мощность педокомплекса 1,35 м.

4. **Тулинский лесс (tl; 5,2–6,7 м)** – суглинок светлый серовато-коричневый, карбонатный, плотный, слабо пористый, корнеходы, к основанию отмечаются пятнышки оглеения. Основание слоя резкое по границе дефляции и цвету суглинка. Мощность 1,5 м.

5. **Бердский педокомплекс (br₁₋₂; 6,7–7,9 м)** представлен двумя почвами: верхняя – чернозем слабо развитый, нижняя – мощный чернозем полигенетического строения. Гумусовый горизонт верхней почвы – суглинок тяжелый, темно-серый со слабым коричневатым оттенком, карбонатный, в верхней части разбит мелкими трещинами усыхания, нижняя часть дефлирована. Ниже расположены горизонтальные прослои песка толщиной до 0,5 см, линзы песка, содержащие суглинок из гумусового горизонта верхней почвы. Гумусовый горизонт ниж-

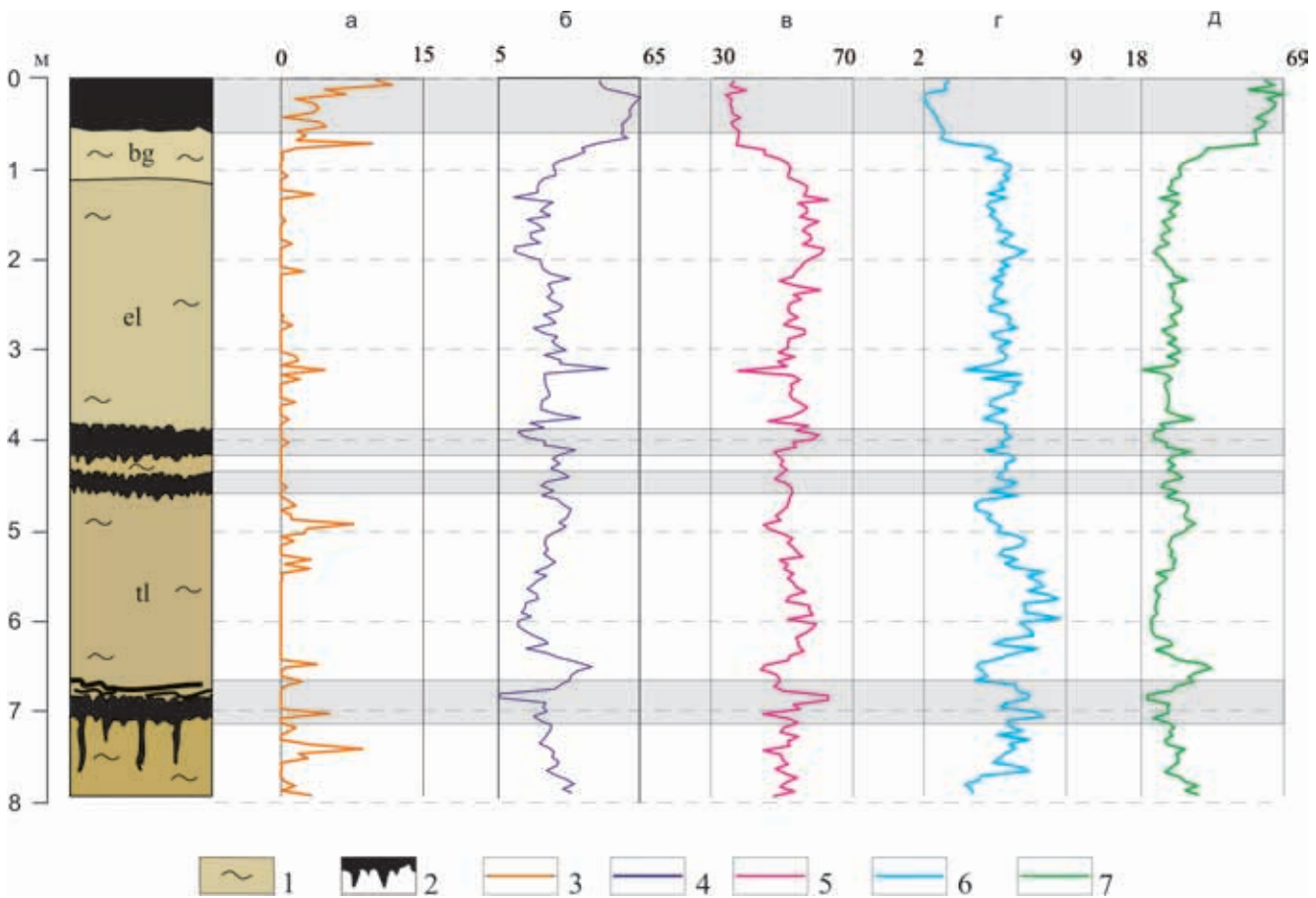


Рис. 3. Геологическое строение разреза Белово и его основные гранулометрические характеристики: а – среднезернистый песок; б – мелкозернистый песок; в – фракция крупной пыли; г – глинистая фракция; д – средний размер зерна, мкм

1 – лесс; 2 – гумусовый горизонт почвы; песок (%): 3 – среднезернистый (250–500 мкм), 4 – мелкозернистый (63–250 мкм); 5 – крупнопылеватая фракция (16–63 мкм), %; 6 – глина (<2 мкм), %; 7 – средний размер зерна, мкм; лессы: bg – баганский, el – ельцовский, tl – тулинский



ней почвы – суглинок тяжелый, темно-серого цвета с коричневым оттенком, плотный, слабо пористый, карбонатный, содержит мелкие марганцовистые дробовины и пятнышки ожелезнения. Верхняя граница горизонта – в виде трещин усыхания, нижняя – в виде мощных гумусированных языков-затек. Мощность педокомплекса 1,2 м.

Итак, в верхнем плейстоцене разреза Белово установлены три горизонта лессовидных суглинков (баганский, ельцовский и тулинский) и два ископаемых педокомплекса (искитимский и бердский) (см. рис. 2, 3). Горизонты лессовых отложений являются материнскими породами для современной и ископаемых почв, присутствуют в основании каждого из выделенных циклитов. Литолого-геохимические свойства горизонтов лессов закономерно изменяются от молодых к древним.

Для разреза Белово по экспериментальным данным получен радиоуглеродный возраст по гуминовым кислотам верхней искитимской почвы 23114 ± 793 лет / 27218 ± 757 лет cal BP (NSKA-s821). Радиоуглеродное датирование проводилось в ЦКП «Геохронология кайнозоя». Определение остаточной концентрации радиоуглерода выполнено на комплексе ускорительного масс-спектрометра, химическая обработка проведена в лаборатории пропободготовки В. С. Пановым. Образец NSKA-s821 был обработан по стандартной АВА-методике [17]. Выделенная фракция гуминовых кислот далее конвертировалась в графит, пригодный для радиоуглеродного датирования. Для определения выхода графита часть гуминовой фракции была проанализирована на элементном анализаторе (Euro EA 3028 NT, Milano, Italy). Полученное значение $\omega_C = 49,2$ %, что согласуется с опубликованными данными. Для расчета возраста использован период полураспада ^{14}C (5730 лет). Ранее для этой же почвы была получена ^{14}C дата по гуминовым кислотам 23160 ± 550 лет / 27324 ± 520 cal BP (COAN-2499) [10]. Эти даты свидетельствуют о формировании искитимского педокомплекса в каргинское время.

Гранулометрический анализ

Гранулометрический анализ позволяет судить о процентном содержании гранулометрических фракций по разрезу, а также выявить основные тенденции распределения наиболее значимых фракций и параметров. Одна из важных задач изучения гранулометрического состава рыхлых отложений – получение возможно более полных сведений о характере и динамике среды, в которой происходила аккумуляция осадка.

Гранулометрический состав получен на лазерном анализаторе размера частиц Fritsch Analysette 22. Отбор образцов (всего 160) проводился последовательно от начала до конца разреза с интервалом в 5 см.

Баганский лесс (bg) (см. рис. 3). Фракция среднего песка сконцентрирована в верхней части

горизонта (до 12,2 %). Количество мелкопесчаной фракции уменьшается к основанию горизонта от 50 до 21,2 %. Содержание крупнопылеватой фракции повышается к основанию горизонта от 33,5 до 61 %, глинистой – от 2,8 до 6,2 %. В распределении среднего размера зерна наблюдается тренд уменьшения значений от 60 мкм в верхней части до 23 мкм в основании.

Ельцовский лесс (el) (см. рис. 3). Распределение среднезернистого песка отмечается в виде отдельных пиков его содержания до 4,5 %. Значения фракции мелкозернистого песка колеблются от 12 до 35 %, на глубине 3,2 м отмечается их резкое увеличение до 50,8 %. Возрастает количество фракции крупной пыли от основания горизонта (50–55 %) к его кровле (60–65 %). Распределение глинистой фракции по горизонту равномерно (4–7 %). Средний размер зерен варьирует от 27 до 33,5 мкм к основанию.

Тулинский лесс (tl) (см. рис. 3). Среднезернистый песок (до 6 %) отмечается в верхней и нижней частях горизонта. Содержание фракции мелкого песка уменьшается с 27,2 до 13,4 % до глубины 6,4 м, после чего резко возрастает до 42 %. Количество фракции крупной пыли варьирует от 53,3 до 62,3 % и резко сокращается до 44,3 % в нижней части слоя. В распределении глинистой фракции отмечается тенденция увеличения ее содержания от 5,9 % в кровле горизонта до 8,7 % до глубины 6,4 м, затем наблюдается резкое падение ее количества (до 4,5 %). Значение медианного диаметра уменьшается от верхней части (30 мкм) к основанию (22,1 мкм) до глубины 6,3 м, с которой отмечается резкое увеличение среднего размера зерна до 43,2 мкм. Вероятно, что поведение этих фракций и медианы зерна на глубине 6,3–6,7 м связаны с частичной дефляцией верхней искитимской почвы.

Таким образом, в составе изученных отложений превалирует фракция крупной пыли. Наиболее показательны для отложений изученного разреза мелкопесчаная, крупнопылеватая и глинистая фракции. По разрезу отчетливо наблюдается тенденция увеличения количественного содержания фракции мелкого песка от тулинского лесса к баганскому (см. рис. 3, б). Минимальное содержание глины отмечается в баганском лессе, затем оно возрастает к тулинскому лессу; обратное распределение по разрезу имеет фракция крупной пыли (см. рис. 3, в, г). Внутри каждого лесса от основания к кровле отмечается постепенное повышение содержания фракции мелкого песка, крупной пыли и среднего размера зерна (см. рис. 3, б, в, д), что указывает на усиление динамики среды во время их накопления. Так, во время формирования баганского лесса сила ветра была выше, чем во время образования ельцовского и тулинского. В последних отмечаются прослойки с повышенным содержанием песка (см. рис. 3, а, б), что свидетельствует о кратковременных усилениях ветрового потока на фоне основного процесса лессонакопления. О коле-



бании ветровой энергии во время формирования изученных лессов также свидетельствует большой разброс минимального и максимального значений медианного диаметра (см. рис. 3, д). Таким образом, детальный гранулометрический анализ может дать не только литологические характеристики исследуемых отложений, но и информацию об изменении активности динамики среды.

Согласно имеющимся в литературе расчетам критической скорости ветра, для переноса частиц определенного размера и состава требуются разные скорости. Наиболее подвижны частицы диаметром 0,05–0,5 мм. Их отрывание от поверхности и поднятие в воздушный поток происходит при скорости ветра 3,5 м/с. Для переноса кварцевых частиц диаметром 0,25 мм, наличие которых отмечается в гранулометрическом составе, скорость ветра должна быть не менее 7 м/с [14]. Наличие в гранулометрическом составе изучаемых верхнеплейстоценовых горизонтов лессов зерен размерности среднего песка (250–500 мкм) указывает на деятельность во время осадконакопления более высоких скоростей ветра – до 10 м/с.

Микроморфологическая характеристика горизонтов лессов

Описание шлифов проводилось по методикам, предлагаемым М. И. Герасимовой, С. В. Губиным, С. А. Шоба [5] и В. И. Гагариной [4].

В разрезе Белово **баганский лесс** имеет следующее микростроение. Он желтовато-серого цвета, рыхлый, поры округлой, каналовидной формы с расширениями и извилистые (рис. 4, а, б). Плазма глинисто-карбонатная, агрегаты округлые размером от 0,02 до 0,18 мм, иногда по краям имеют кольцевую ориентировку глинистых минералов. Минеральный скелет занимает 30 % от площади шлифа и состоит из зерен полевого шпата, кварца, каолинита, биотита, роговой обманки. Зерна угловатые, неокатанные размером от 0,09 до 0,15 мм. Встречена каналовидная пора, заполненная на одну треть пылеватыми частицами (см. рис. 4, в). Из карбонатных новообразований присутствуют кальцитовые нодулы, микрокристаллический кальцит вокруг пор и в плазме.

К основанию горизонта отмечается мелкокристаллический кальцит в порах. Единичны железистые новообразования в виде нодулей. Прослеживается кольцевая ориентировка минерального скелета, зоны выделения которого сосредоточены по краям микроструктурных отдельностей и в межагрегатных пустотах. В шлифе отмечаются более светлые участки; в них наблюдаются агрегаты пылевато-карбонатного состава и участки, обогащенные глинистым веществом, в котором округлые агрегаты имеют глинисто-карбонатный состав.

Микроморфологическое строение **ельцовско-го лесса** (см. рис. 4) песчано-пылевато-плазменное, цвет его светло-коричневато-серый. Он слабо

пористый (поры округлые, каналовидные, межагрегатные извилистые); агрегаты простые, округло-удлиненной формы, размером от 0,045–0,330 мм, состоящие из карбонатно-глинистой плазмы, которая имеет чешуйчатую структуру, изотропна, слабо ориентирована. Единично встречаются железистые нодулы и железистые пятна с нечетким контуром. Некоторые агрегаты и зерна минерального скелета оконтурены тонкой каймой из оптически ориентированных глинистых минералов (рис. 5, а). Минеральный скелет занимает до 40 % площади шлифа, представлен зернами каолинита, хлорита, кальцита, полевого шпата, кварца. Зерна неокатанные, угловатые, размером от 0,02–0,330 мм. На глубине 3,3 м в шлифах возрастает количество крупных песчаных зерен размером 0,20–0,330 мм. К основанию горизонта отмечается до 50 % минерального скелета в площади шлифа. Отчетливо видна кольцевая ориентировка зерен минерального скелета, как и в баганском лессе. Из карбонатных новообразований отмечается микрокристаллический кальцит в виде ореолов вокруг пор, а также скопления крупных кристаллов кальцита в порах – каналах (см. рис. 5, б).

Тулинский лесс (см. рис. 5) коричневатого-серый и более плотный, чем вышележащий ельцовский. Плазма карбонатно-глинистая, агрегаты простые, округло-удлиненной формы размером 0,045–0,225 мм, состоят из карбонатно-глинистой плазмы, которая имеет чешуйчатую структуру, изотропна.

К основанию горизонта отмечается увеличение количества минерального скелета, в том числе более крупных его зерен. Поры удлиненные и каналовидные, округлые. Минеральный скелет занимает до 30 % шлифа, представлен кварцем, полевым шпатом, кальцитом, каолинитом. Размеры зерен 0,03–0,330 мм. Вокруг минеральных зерен и некоторых пор прослеживается кайма из оптически ориентированных глинистых минералов. Сохраняется кольцевая ориентировка минерального скелета по краям микроструктурных отдельностей и в межагрегатных пустотах.

Во всех горизонтах отмечается кольцевая ориентировка минерального скелета по краям микроструктурных отдельностей и в межагрегатных пустотах. По данным И. Т. Кошелевой [11] и М. И. Герасимовой, С. В. Шубина, С. А. Шобы [5], это обусловлено процессами вымораживания.

Как видно из рассмотренных шлифов, разновозрастные горизонты различаются по цвету глинисто-карбонатной плазмы: коричневый становится более интенсивным от баганского лесса к тулинскому. Агрегаты состоят из глинисто-карбонатной плазмы с зернами минерального скелета, зерна слабо окатанные, угловатые, повсеместно присутствует микрокристаллический кальцит. Минералогический состав лессовых пород в разрезах почти не изменяется и в какой-то мере зависит от степени диагенеза отложений. Скорее всего, это связано с одной и той же областью, из которой поступал материал. Вверх

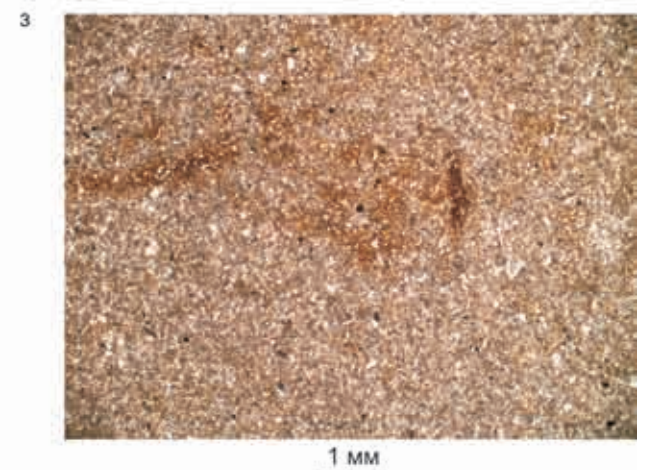
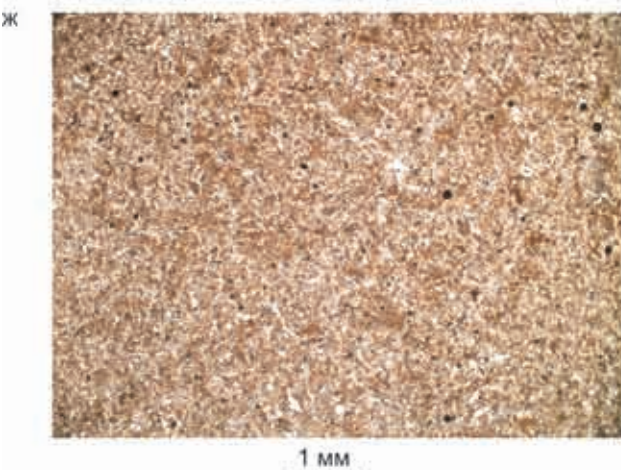
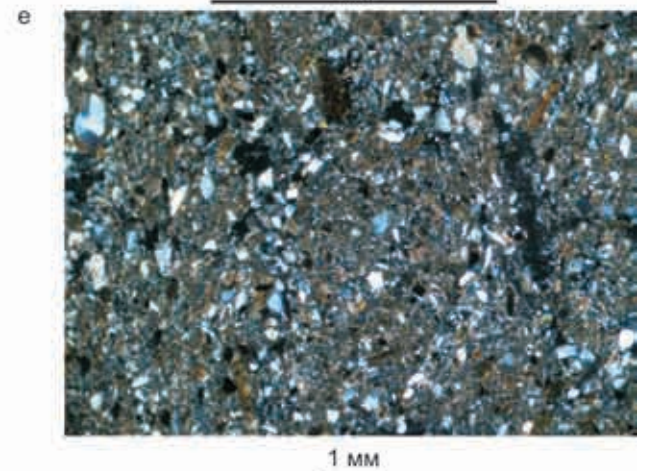
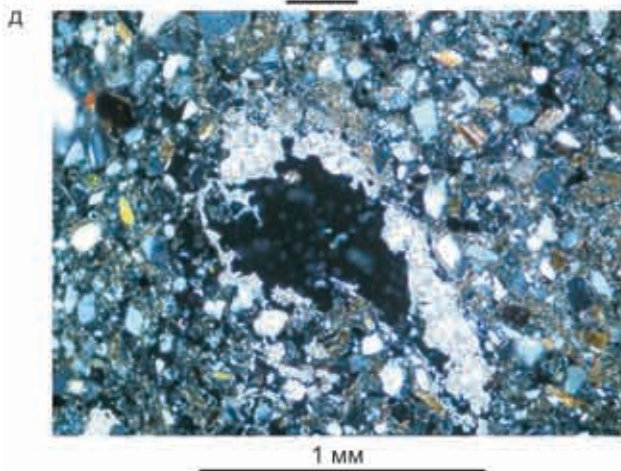
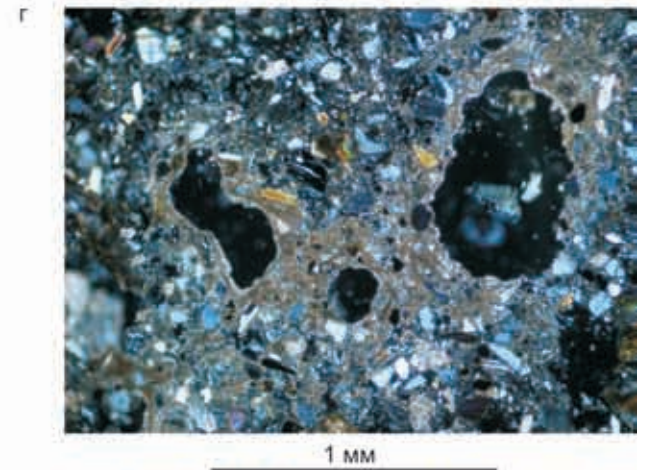
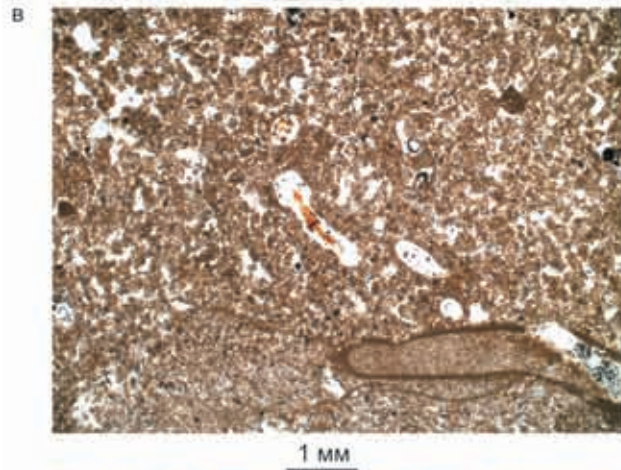
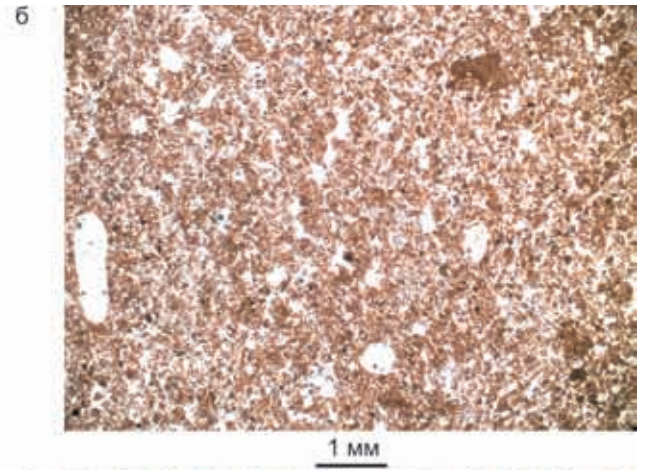
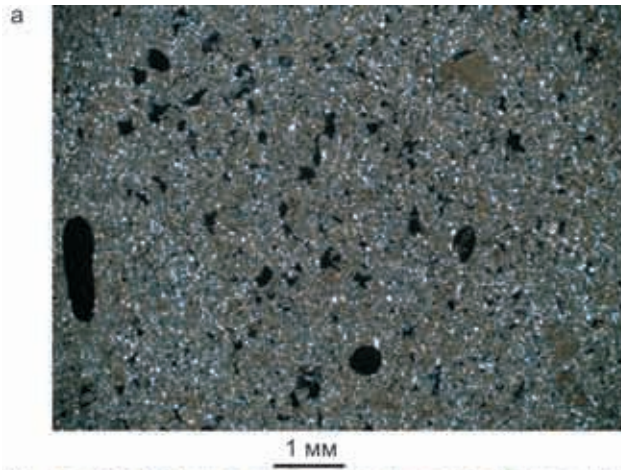




Рис. 4. Микростроение баганского (а–е) и ельцовского (ж–з) лессов, разрез Белово
а – общее строение слоя, XPL; б – общее строение слоя, PPL; в – пора, заполненная пылеватыми частицами, PPL; г – микрокристаллический кальцит вокруг пор и в плазме, XPL; д – мелкокристаллический кальцит в порах, XPL; е – кольцевая ориентировка минерального скелета, XPL; ж – общее строение слоя, PPL; з – железистые нодулы и пятна с нечетким контуром, PPL

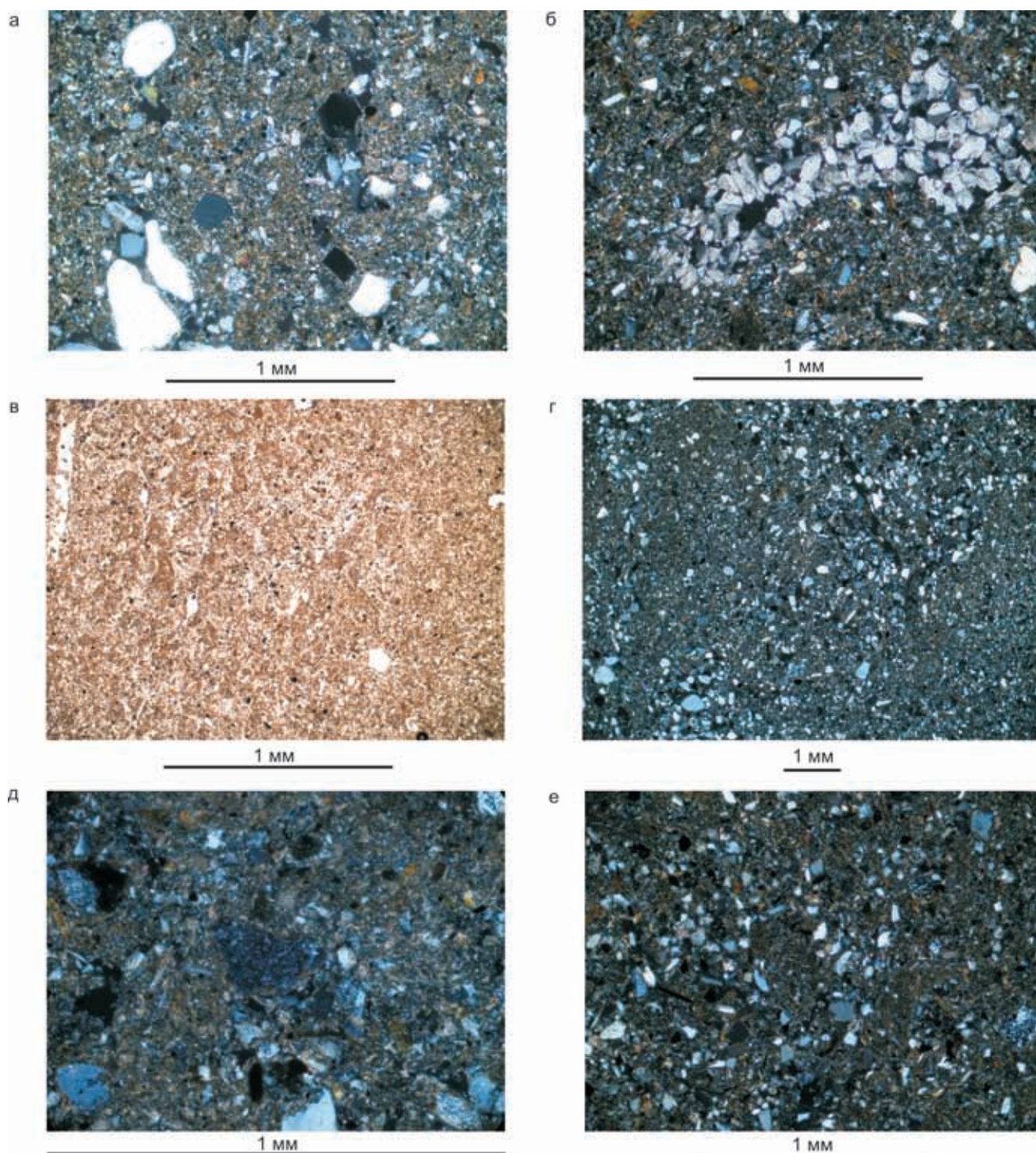


Рис. 5. Микростроение ельцовского (а–б) и тулинского (в–е) лессов, разрез Белово
а – агрегаты и зерна минерального скелета, оконтуренные каймой из оптически ориентированных глинистых минералов, XPL; б – крупнокристаллический кальцит в порах, XPL; в – общее строение слоя, PPL; г – общее строение слоя в его основании, XPL; д – кайма из оптически ориентированных глинистых минералов, XPL; е – кольцевая ориентировка минерального скелета по краям микроструктурных отдельностей и в межагрегатных пустотах, XPL

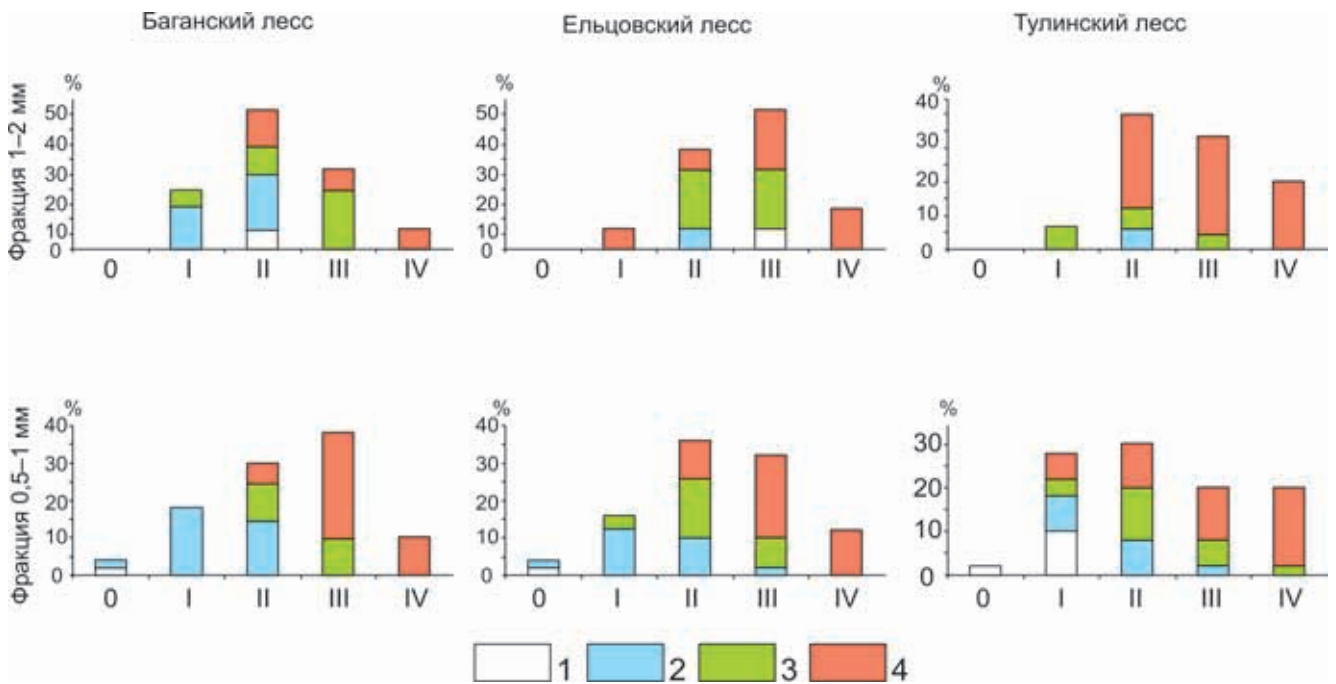


Рис. 6. Распределение песчаных кварцевых зерен верхнеплейстоценовых лессов разреза Белово
Поверхность: 1 – глянцевая, 2 – четвертьматовая, 3 – полуматовая, 4 – матовая; 0, I, II, III, IV – классы окатанности по шкале А. В. Хабакова [15]

по разрезу породы становятся более пористыми, также наблюдается увеличение количества пылеватых частиц, что совпадает с результатами гранулометрического анализа.

Морфоскопия и морфометрия песчаных кварцевых зерен

Метод морфоскопии и морфометрии песчаных кварцевых зерен позволяет определить процессы, преобладавшие во время накопления осадка и сопровождавшие их палеогеографические условия. Для эоловых отложений характерны преимущественно хорошо окатанные зерна округлой формы III класса окатанности (50–70 %). Коэффициенты окатанности и степени заматованности достаточно высоки (до 80 %) [1].

микроскопе Oxford Instruments Tescan MIRA 3 LMU. Оценка окатанности зерен определялась по трафарету Л. Б. Рухина [12] и пятибалльной шкале А. В. Хабакова [15], после чего вычислялись коэффициенты окатанности и степень заматованности для образцов из каждого горизонта лессов. Матовость зерен определялась визуально от глянцевой до матовой.

Баганский лесс. Зерна имеют достаточно высокий коэффициент окатанности – 55–58 %, степень заматованности 63 % для фракции 0,5–1 мм и 51,7 % для фракции 1–2 мм (см. таблицу).

Преобладают зерна 2-го и 3-го классов окатанности, необработанные практически отсутствуют, в обеих фракциях до 10 % идеально окатанных зерен 4-го класса (рис. 6). Большинство зерен – матовые или полуматовые округлой формы, со сгла-

Морфометрические показатели кварцевых зерен из лессов разреза Белово

Лесс	Коэффициент окатанности (Q, %)		Степень заматованности (Сm, %)	
	Фракция		Фракция	
	0,5–1 мм	1–2 мм	0,5–1 мм	1–2 мм
Баганский	58	55	63	51,7
Ельцовский	58	66,6	62,5	70
Тулинский	57	66,7	61,5	85

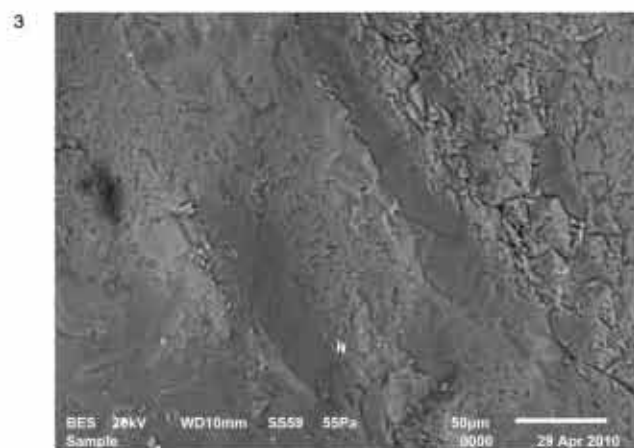
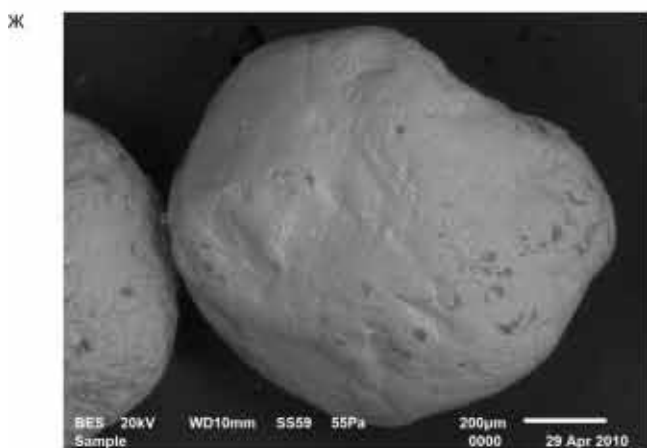
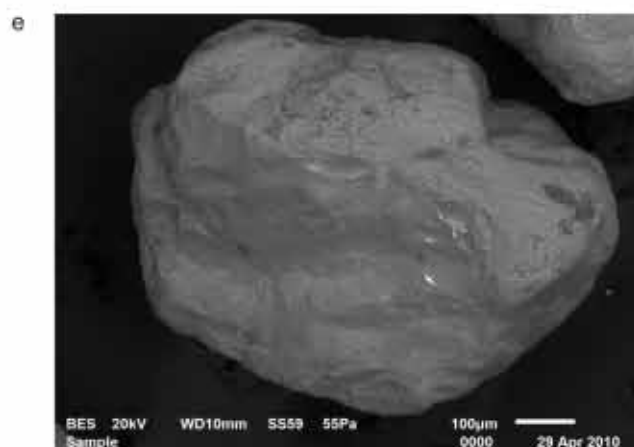
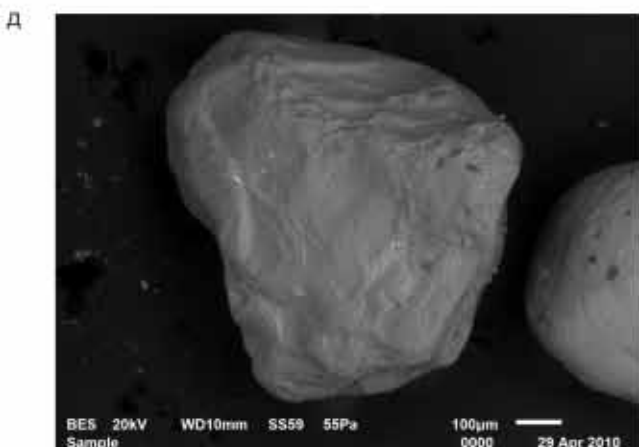
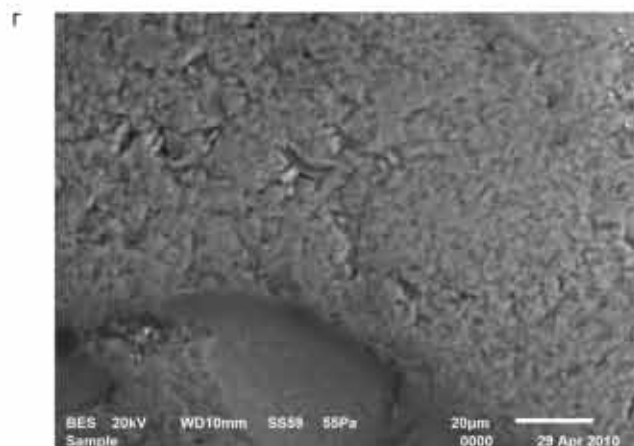
Кварцевые зерна фракций 1–2 мм и 0,5–1 мм из баганского, ельцовского и тулинского лессов изучались под бинокулярным стереоскопом Zeiss Discovery.V8 по методике, разработанной в ИГ РАН [1]. Фото зерен проводилось на сканирующем электронном

женными краями и гранями, но встречаются также и угловатые зерна с низкими классами окатанности (рис. 7).

На поверхности зерен, в большей степени матовых, отмечаются следы, образовавшиеся в ре-

Рис. 7. Фото кварцевых зерен из баганского (а–е) и ельцовского (ж–з) лессов, разрез Белово

а – микроямчатая поверхность на полуматовом зерне; б – борозды на зерне «а»; в – матовое зерно с микроямчатой поверхностью; г – микроямчатая поверхность на зерне «в»; д, е – четвертьматовое зерно с раковистыми сколами; ж – матовое зерно с микроямчатой поверхностью; з – микроямчатая поверхность на зерне «ж»



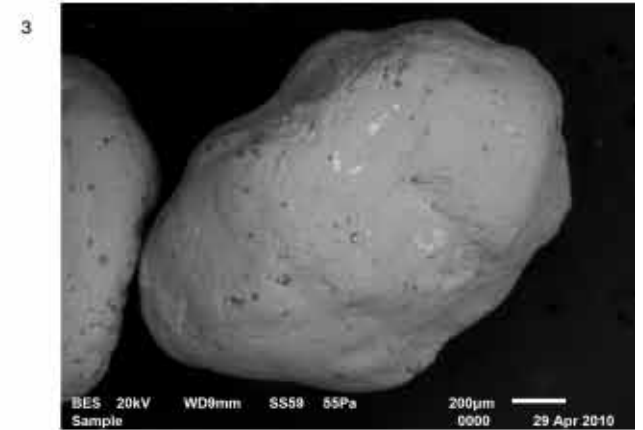
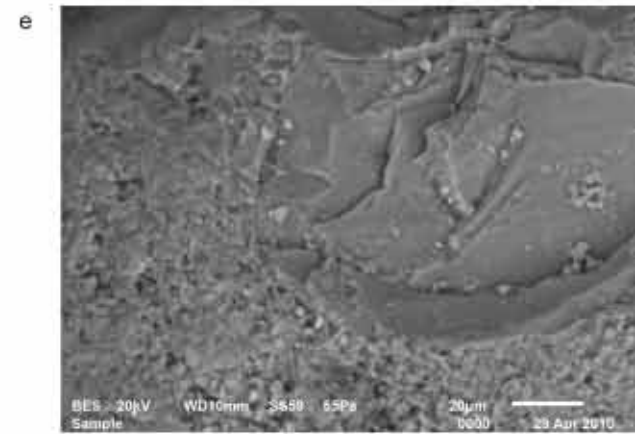
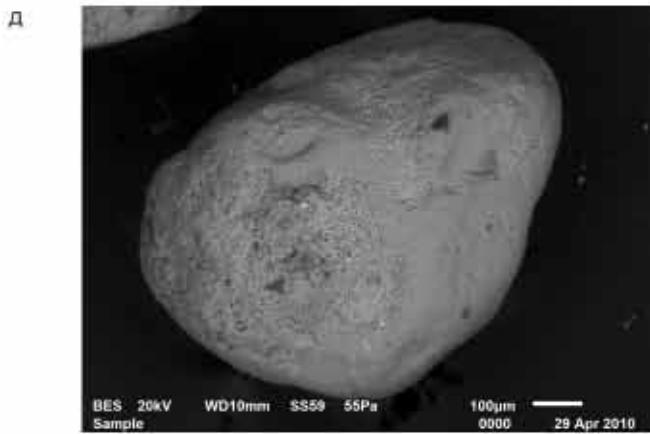
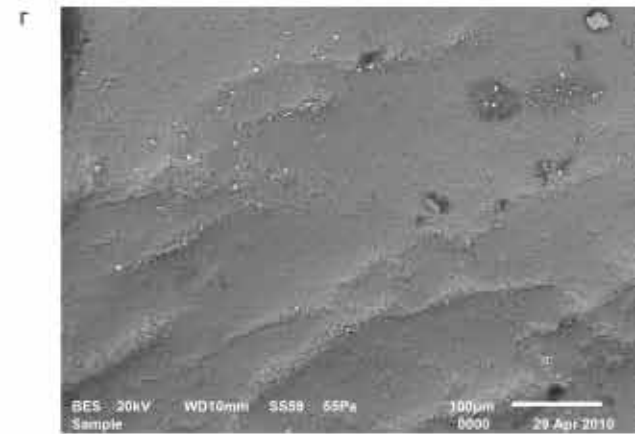
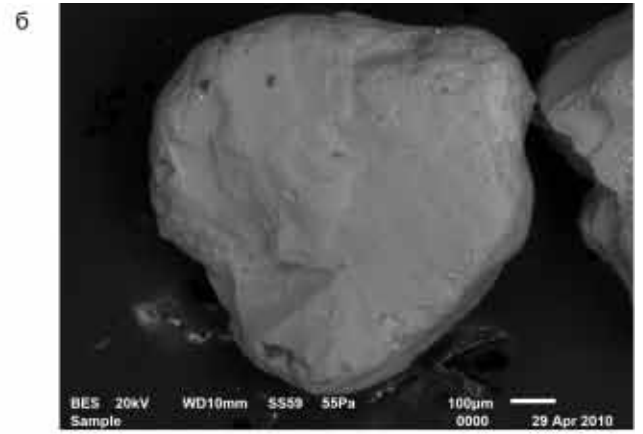
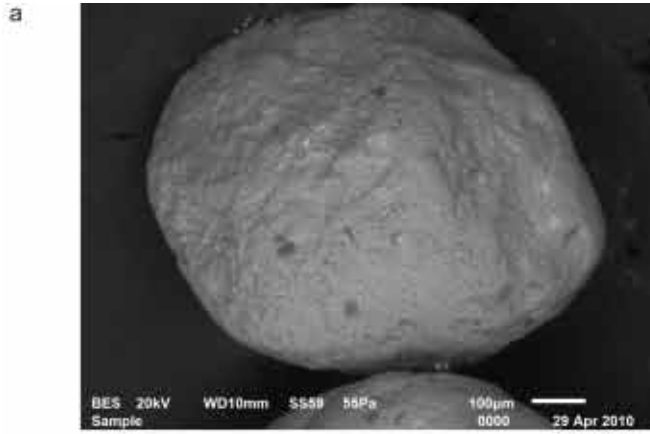




Рис. 8. Фото кварцевых зерен из ельцовского (а–б) и тулинского (в–з) лессов, разрез Белово

а – микроямчатая поверхность на матовом зерне, раковистый скол; б – раковистые сколы на глянцевом зерне; в – матовое зерно; г – борозды на зерне «в»; д – матовое зерно с микроямчатой поверхностью; е – раковистые сколы на зерне «д»; ж – матовое зерно с микроямчатой поверхностью и раковистыми сколами; з – включения плагиоклаза на матовом зерне с микроямчатой поверхностью и раковистыми сколами

зультате их взаимодействия в воздушном потоке (см. рис. 7, а, б). Высокая окатанность в совокупности с микроямчатой текстурой поверхности зерен может свидетельствовать об активности и продолжительности процессов эолового переноса. На слабо окатанных зернах основным элементом текстуры является раковистый скол, свидетельствующий о морозном выветривании [1]. Наблюдается заполнение углублений и трещин вторичным кварцем или плагиоклазом.

Ельцовский лесс характеризуется довольно высокими значениями коэффициента окатанности (58–66,6 %) и степени заматованности (62,5–70 %) (см. таблицу). Большинство зерен средне и хорошо окатанные, вместе они составляют до 70 % от общего количества (см. рис. 6). До 12 % зерен относятся к 4-му классу окатанности. Глянцевые зерна нулевого класса окатанности практически отсутствуют. Значительно содержание матовых зерен (до 45 %), что может свидетельствовать о более длительной эоловой обработке зерен данного горизонта, чем баганского лесса. Зерна с различной степенью заматованности характеризуются микроямчатой текстурой, на их поверхности присутствуют различные небольшие трещины и борозды (см. рис. 7).

В целом преобладают зерна, в которых сочетаются округлая форма и хорошо выраженная эоловая обработка поверхности – микроямки, которыми покрыта почти вся поверхность зерен. Также много зерен, поверхность которых покрыта раковистыми сколами (рис. 8, а, б), что связано с проявлением морозных процессов.

Тулинский лесс. Значения коэффициента окатанности колеблются от 57,5 до 66,7 %, степень заматованности – от 61,5 до 85 % (см. таблицу). Преобладают зерна 2-го класса окатанности, в меньшем количестве содержатся хорошо окатанные зерна 3-го класса, содержание матовых зерен 50 % (см. рис. 6; рис. 8, в, д). До 4 % зерен полностью необработанные с глянцевой поверхностью (см. рис. 6). Для большей части зерен характерна микроямчатость, отмечается раковистый скол (рис. 8, д–ж). В некоторых случаях на поверхности зерен наблюдается заполнение углублений и трещин постседиментационным кварцем и плагиоклазом (см. рис. 8, з). В данном горизонте степень заматованности и количество матовых зерен максимальные по сравнению с баганским и ельцовским лессами, что, вероятно, объясняется более длительными пребыванием их в воздушной среде (см. рис. 6).

Все изученные зерна из трех верхнеплейстоценовых горизонтов лессов разреза Белово имеют достаточно высокие показатели коэффициен-

та окатанности. Большинство относятся ко 2-му и 3-му классам шкалы А. В. Хабакова [15]. Практически отсутствуют зерна, совершенно не подвергавшиеся обработке ветровым потоком. Высока степень заматованности зерен, много зерен с полностью матовой поверхностью. На поверхности почти всех зерен наблюдается микроямчатость. Судя по форме зерен и характеру их поверхности, они неоднократно подвергались обработке в процессе активного перемещения в воздушной среде. Наличие в микрорельефе зерен борозд и углублений свидетельствует об эоловом переносе лессообразующих частиц при достаточно высоких скоростях потока. Присутствие в породе частиц грубозернистого песка (1–2 мм) указывает на достижение критической скорости ветра 12 м/с [14]. В образцах из каждого горизонта встречаются зерна с раковистым сколом, в основном это зерна с низким классом окатанности с полу- или четвертьматовой либо даже глянцевой поверхностью. Образование раковистого скола связано с процессами морозного выветривания: водные растворы, проникавшие по трещинам внутрь зерна, замерзали, и части зерен откалывались [1]. Больше всего таких зерен в баганском позднеледниковом лессе (до 30 %). По наличию вторичных образований кварца и плагиоклаза в углублениях и трещинах зерен можно судить о химических процессах в постседиментационный период [1]. Высокие показатели матовости особенно отчетливо наблюдаются среди зерен фракции 0,5–1 мм (см. рис. 6), что, возможно, объясняется длительностью и дальностью переноса, в то время как зерна фракции грубого песка могли быть привнесены с небольших расстояний. В баганском лессе коэффициенты окатанности и степень заматованности наиболее низкие, по сравнению с ельцовским и тулинским лессами минимально содержание матовых зерен. Это, возможно, свидетельствует о более высокой интенсивности лессонакопления во вторую половину сартанского оледенения. Таким образом, главным фактором в обработке зерен являлись эоловые процессы, вместе с тем отмечаются признаки мерзлотных и в меньшей степени химических процессов.

Скорости осадконакопления

В структуре верхнеплейстоценовой лессово-почвенной формации Западной Сибири выделяются три горизонта лессов (баганский, ельцовский, тулинский), два педокомплекса (искитимский и бердский) и суминская палеопочва [6, 9]. Средние скорости лессонакопления были рассчитаны путем деления средней мощности горизонта на время его образования, которое вычислялось, исходя из имеющихся



в литературе радиоуглеродных дат по Барнаульскому и Новосибирскому Приобью, результатов TL-датирования Средней Сибири (стратотипический разрез Куртак) и корреляции ЛПП Западной Сибири со стадиями изотопно-кислородной шкалы глубоководных осадков Мирового океана [20] и с ЛПП Средней Сибири [9].

Накопление **баганского лесса** происходило во вторую половину сартанского оледенения. В стратиграфической схеме Западной Сибири его подстилает суминский педокомплекс [21], но в изученных разрезах его нет, и баганский лесс лежит на ельцовском. За верхнюю границу баганского лесса принимается время завершения МИС-2 11 тыс. лет назад [9]. На поверхности суминской почвы в разрезе археологической стоянки Волчья Грива Новосибирской области по костям мамонта была получена радиоуглеродная датировка 14200±150 лет назад (СОАН-78) [3]. В это время началось накопление баганского лесса (рис. 9). В изученных расчистках разреза Белово средняя мощность баганского лесса 1 м.

Ельцовский лесс сформирован в первую половину сартанского оледенения, его нижняя граница соответствует началу МИС-2 [9] и проводится на уровне 24 тыс. лет назад [20]. Ельцовский лесс сформировался на искитимском педокомплексе. В разрезе Белово из верхней искитимской почвы получены даты 23114±793 (NskA-(s821)) и 23160±550 лет назад (СОАН-2499) [10]. В разрезе Ложок Новосибирского Приобья [13] из этой же почвы по гуминовым кислотам получены даты 19400±800 (СОАН-164) и 21700±900 лет назад (СОАН-12), характеризующие время ее вторичных преобразований [3]. В котловине оз. Аксор (разрез Лебяжье, Казахстан) аналог суминской почвы имеет возраст 16210±85 лет (СОАН-3891) [8]. В Средней Сибири осадконакопление трифоновского лесса (аналога ельцовского лесса) началось 24±4 тыс. лет назад [18]. Следовательно, накопление отложений ельцовского лесса началось 24 тыс. лет назад, а завершилось около 18 тыс. лет

назад после максимума сартанского оледенения (см. рис. 9). Средняя мощность слоя 1,5 м.

Тулинский лесс сформировался во вторую половину ермаковского ледникового горизонта. Он соотносится с МИС-4 [9], которая оценивается временным интервалом 57–71 тыс. лет назад [20]. В Средней Сибири формирования чанинского лесса (аналога тулинского) началось 68±8 тыс. лет назад, а завершилось 53±4 тыс. лет назад [18]. В итоге к тулинской эпохе лессонакопления относится интервал 53–68 тыс. лет назад. Средняя мощность лесса 4 м.

Расчеты показали, что средняя скорость лессонакопления в баганскую эпоху составляла 0,31 мм/год, ельцовскую – 0,30 мм/год, тулинскую – 0,26 мм/год. Анализируя полученные данные, можно отметить увеличение скорости лессонакопления от тулинского лесса к баганскому (см. рис. 9).

Расчет средних скоростей осадконакопления для лессов был ранее проведен для разреза ЛПП Новосибирского Приобья [19], Южного Таджикистана [7], Восточно-Европейской равнины [2], Китая [16] и др. и также показал усиление лессонакопления ко второй стадии позднеледниковья.

Выводы

По морфоскопии и морфометрии песчаных кварцевых зерен подтвержден эоловый генезис изученных отложений разреза Белово, а в совокупности с данными по гранулометрии, микростроению и времени формирования горизонтов лессов реконструированы криоаридные условия осадконакопления.

За последние 130 тыс. лет средние скорости лессонакопления увеличивались от тулинского лесса к баганскому, что подтверждается также распределением по разрезу фракций мелкого песка, крупной пыли, глины и данными по морфоскопическим характеристикам (заматованность зерен, количество матовых окатанных зерен).

Увеличение количества фракций мелкого песка, крупной пыли и среднего размера зерен с начала формирования каждого горизонта лесса до его финальной стадии показывает усиление динамики среды во время осадконакопления. Сила ветрового потока могла достигать 10 м/с. Разброс же минимальных и максимальных значений медианы зерна свидетельствует о колебательном характере скорости ветра в течение каждого этапа лессонакопления.

Предложенный оригинальный комплекс методов исследования верхнеплейстоценовых лессовых отложений позволил получить наиболее достоверные данные по палеогеографической обстановке этапов лессонакопления. Это исключает возможные ошибки при применении отдельных одноиндикаторных методов.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке РФФИ (грант № 13-05-00599)

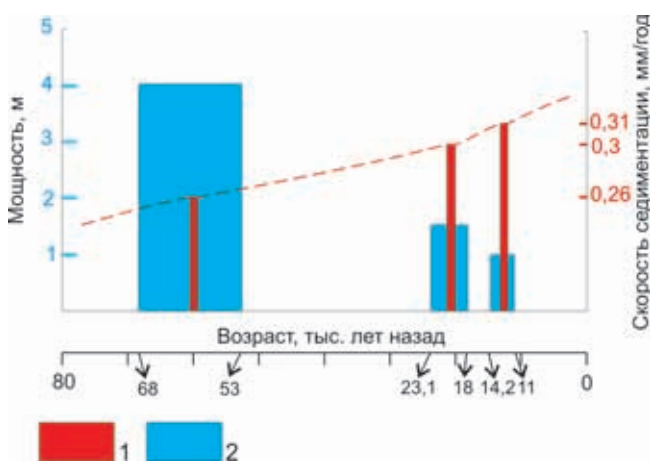


Рис. 9. Средние скорости осадконакопления верхнеплейстоценовых лессов разреза Белово

1 – скорость седиментации; 2 – средняя мощность горизонта



и междисциплинарных интеграционных проектов СО РАН (53 и 147).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. **Величко, А. А.** Морфоскопия и морфометрия песчаных кварцевых зерен из лессов и погребенных почв [Текст] / А. А. Величко, С. Н. Тимирева // Пути эволюционной географии (итоги и перспективы) / отв. ред. И. И. Спасская. – М. : ИГ РАН, 2002. – С. 170–185.
2. **Величко, А. А.** Эволюционная география: проблемы и решения [Текст] / А. А. Величко. – М. : ГЕОС, 2012. – 563 с.
3. **Волков, И. А.** Палеогеографическое значение некоторых радиоуглеродных датировок на юге Западной Сибири [Текст] / И. А. Волков // Геология и геофизика. – 1973. – № 2. – С. 3–8.
4. **Гагарина, Э. И.** Микроморфологический метод исследования почв : учеб. пособие [Текст] / Э. И. Гагарина. – СПб. : Изд-во ун-та, 2004. – 156 с.
5. **Герасимова, М. И.** Микроморфология почв природных зон СССР [Текст] / М. И. Герасимова, С. В. Губин, С. А. Шоба. – Пущино : Пущинский научный центр РАН, 1992. – 216 с.
6. **Добрецов, Н. Л.** Структура лессово-почвенной последовательности плейстоцена Западной Сибири и ее сопоставление с Байкальской и глобальными летописями изменения климата [Текст] / Н. Л. Добрецов, В. С. Зыкин, В. С. Зыкина // Докл. РАН. – 2003. – Т. 391, № 6. – С. 821–824.
7. **Додонов, А. Е.** Четвертичный период Средней Азии [Текст] / А. Е. Додонов. – М. : ГЕОС, 2002. – 250 с.
8. **Зыкин, В. С.** Реконструкция изменений природной среды и климата позднего плейстоцена на юге Западной Сибири по отложениям котловины озера Аксор [Текст] / В. С. Зыкин, В. С. Зыкина, Л. А. Орлова // Археология, этнография и антропология Евразии. – 2002. – № 4. – С. 2–16.
9. **Зыкина, В. С.** Лессово-почвенная последовательность и эволюция природной среды и климата Западной Сибири в плейстоцене [Текст] / В. С. Зыкина, В. С. Зыкин. – Новосибирск : Акад. изд-во «Гео», 2012. – 477 с.
10. **Зыкина, В. С.** Реконструкция климата неоплейстоцена Западной Сибири по данным изучения опорного разреза Белово [Текст] / В. С. Зыкина, И. А. Волков, В. В. Семенов // Проблемы реконструкции климата и природной среды голоцена и плейстоцена Сибири. Вып. 2. – Новосибирск : Изд-во ИАЭТ СО РАН, 2000. – С. 229–249.
11. **Кошелева, И. Т.** Микроморфология тундровых почвогрунтов как возможный индикатор их генезиса [Текст] / И. Т. Кошелева // Изв. АН СССР. Сер. геогр. – 1958. – № 3. – С. 25–30.
12. **Рухин, Л. Б.** Основы литологии [Текст] / Л. Б. Рухин. – Л. : Недра, 1969. – 703 с.
13. **Сизикова, А. О.** Морфоскопия песчаных кварцевых зерен и микростроение верхнеплейсто-

ценовых лессов юга Западной Сибири, разрез Ложок [Текст] / А. О. Сизикова, В. С. Зыкина // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. – 2014. – № 1. – С. 41–50.

14. **Смирнова, Л. Ф.** Ветровая эрозия почв : учеб. пособие [Текст] / Л. Ф. Смирнова. – М. : Изд-во МГУ, 1985. – 136 с.

15. **Хабаков, А. В.** Об индексах окатанности галечников [Текст] / А. В. Хабаков // Сов. геология. – 1946. – № 10. – С. 98–99.

16. **A Quaternary Climate Record Based on Grain Size Analysis from the Luochuan Loess Section on the Central Loess Plateau, China [Text] / G. Nugteren, J. Vandenberghe, J. Van Huissteden, A. Zhizheng // Global and Planetary Change. – 2004. – Vol. 41. – P. 167–183.**

17. **Current pretreatment methods for AMS radiocarbon dating at the Oxford Radiocarbon Accelerator Unit (ORAU) [Text] / F. Brock, T. Higham, P. Ditchfield, C. Bronk Ramsey // Radiocarbon. – 2010. – Vol. 52, N 1. – P. 103–112.**

18. **Kravchinsky, V. A.** Magnetic indicator of global paleoclimate cycles in Siberian loess-paleosoil sequence [Text] / V. A. Kravchinsky, V. S. Zykina, V. S. Zysin // Earth and Planetary Science Letters. – 2008. – Vol. 265. – P. 498–514.

19. **Sizikova, A. O.** The dynamics of the Late Pleistocene loess formation, Lozhok section, Ob loess Plateau, SW Siberia [Text] / A. O. Sizikova, V. S. Zykina // Quaternary International. – 2015. – Vol. 365–P. 4–14.

20. **The astronomical theory of climate and the age of the Brunhes-Matuyama magnetic reversal [Text] / F. C. Bassinot, L. D. Labeyrie, E. Vincent [et al.] // Earth and Planetary Science Letters. – 1994. – Vol. 126. – P. 91–108.**

21. **Zykina, V. S.** The loess-soil sequence of the Brunhes Chron from West Siberia and its correlation to global and climate records [Text] / V. S. Zykina, V. S. Zysin // Quaternary International. – 2008. – Vol. 106–107. – P. 233–243.

REFERENCES

1. Velichko A.A., Timireva S.N. [Morphoscopy and morphometry of sand quartzous grains from loesses and buried soils]. *Puti evolyutsionnoy geografii (itogi i perspektivy)* [Paths of evolutionary geography (results and perspectives)]. Moscow, IG RAN Publ., 2002, pp. 170–185. (In Russ.).
2. Velichko A.A. *Evolyutsionnaya geografiya: problema i resheniya* [Evolutionary geography: Problems and solutions]. Moscow, GEOS Publ., 2012. 563 p. (In Russ.).
3. Volkov I.A. [Paleogeographic meaning of some nuclear-carbonaceous datings in the south of Western Siberia]. *Geologiya i geofizika – Geology and Geophysics*, 1973, no. 2, pp. 3–8. (In Russ.).
4. Gagarina E.I. *Mikromorfologicheskiy metod issledovaniya pochv* [Micromorphological method of



soil study]. Saint-Petersburg, Saint-Petersburg University Publ., 2004. 156 p. (In Russ.).

5. Gerasimova M.I., Gubin S.V., Shoba S.A. *Mikromorfologiya pochv prirodnykh zon SSSR* [Micromorphology of soils in the USSR natural zones]. Pushchino, Pushchino Science Centre RAN, 1992. 216 p. (In Russ.).

6. Dobretsov N.L., Zykin V.S., Zykina V.S. [Structure of the Pleistocene loess-soil succession in Western Siberia and its correlation with Baikal and global records of climate change]. *Dokl. RAN – Proceedings of the Russian Academy of Sciences (RAS)*, 2003, vol. 391, no. 6, pp. 821–824. (In Russ.).

7. Dodonov A.E. *Chetvertichnyy period Sredney Azii* [Quaternary of the Middle Asia]. Moscow, GEOS Publ., 2002. 250 p. (In Russ.).

8. Zykin V.S., Zykina V.S., Orlova L.A. [Reconstruction of environmental and climatic changes in the Late Pleistocene in the south of Western Siberia from deposits of the Akor Lake basin]. *Arkheologiya, etnografiya i antropologiya Evrazii – Archeology, ethnography and anthropology of Eurasia*, 2002, no. 4, pp. 2–16. (In Russ.).

9. Zykina V.S., Zykin V.S. *Lessovo-pochvennaya posledovatel'nost' i evolyutsiya prirodnoy sredy i klimata Zapadnoy Sibiri v pleystotsene* [Loess-soil sequence and evolution of natural environment and climate of Western Siberia in Pleistocene]. Novosibirsk, GEO Publ., 2012. 477 p. (In Russ.).

10. Zykina V.S., Volkov I.A., Semenov V.V. [Neopleistocene climate reconstruction of Western Siberia based on the Belovo key section]. *Problemy rekonstruktsii klimata i prirodnoy sredy golotsena i pleystotsena Sibiri* [Issues of climate and natural environment reconstructions of Holocene and Pleistocene of Siberia]. Novosibirsk, IAET SB RAS Publ., 2000, issue 2, pp. 229–249. (In Russ.).

11. Kosheleva I.T. *Mikromorfologiya tundrovyykh pochvogruntov kak vozmozhnyy indikator ikh genezisa* [Micromorphology of tundra soils as a possible indicator of their genesis]. *Izv. AN SSSR. Ser. geogr. – AS USSR Proc. Geographical Series*, 1958, no. 3, pp. 25–30. (In Russ.).

12. Rukhin L.B. *Osnovy litologii* [Basics of lithology]. Leningrad, Nedra Publ., 1969. 703 p. (In Russ.).

13. Sizikova A.O., Zykina V.S. [Sand quartz grain morphoscopy and microstructure of Late Pleistocene loesses of the South of Western Siberia, Lozhok section]. *Geologiya i mineral'no-syr'evye resursy Sibiri – Geology and Mineral Resources of Siberia*, 2014, no. 1, pp. 41–50. (In Russ.).

14. Smirnova L.F. *Vetrovaya eroziya pochv* [Aeolian erosion of soils]. Moscow, Moscow State University Publ., 1985. 136 p. (In Russ.).

15. Khabakov A.V. *Ob indeksakh okatannosti galechnikov* [On the gravel roundness indices]. *Sovetskaya geologiya – Soviet Geology*, 1946, no. 10, pp. 98–99. (In Russ.).

16. Nugteren G., Vandenbergh J., Van Huissteden J., Zhizheng A.A. Quaternary Climate Record Based on Grain Size Analysis from the Luochuan Loess Section on the Central Loess Plateau, China. *Global and Planetary Change*, 2004, vol. 41, pp. 167–183.

17. Brock F., Higham T., Ditchfield P., Bronk R.C. Current pretreatment methods for AMS radiocarbon dating at the Oxford Radiocarbon Accelerator Unit (ORAU). *Radiocarbon* 52, 2010, no. 1, pp. 103–112.

18. Kravchinsky V.A., Zykina V.S., Zykin V.S. Magnetic indicator of global paleoclimate cycles in Siberian loess-paleosol sequence. *Earth and Planetary Science Letters*, 2008, vol. 265, pp. 498–514.

19. Sizikova A.O., Zykina V.S. The dynamics of the Late Pleistocene loess formation, Lozhok section, Ob loess Plateau, SW Siberia. *Quaternary International*, 2015, vol. 365, pp. 4–14.

20. Bassinot F.C., Laberyrie L.D., Vincent E., et al. The astronomical theory of climate and the age of the Brunhes-Matuyama magnetic reversal. *Earth and Planetary Science Letters*, 1994, vol. 126, pp. 91–108.

21. Zykina V.S., Zykin V.S. The loess-soil sequence of the Brunhes Chron from West Siberia and its correlation to global and climate records. *Quaternary International*, 2008, vol. 106–107, pp. 233–243.

© А. О. Сизикова, В. С. Зыкина,
И. Ю. Овчинников, В. С. Панов, 2015

СИЗИКОВА Анна Олеговна, Институт геологии и минералогии им. В. С. Соболева (ИГМ) СО РАН, Новосибирск, науч. сотр. E-mail: sizikova@igm.nsc.ru
ЗЫКИНА Валентина Семеновна, Институт геологии и минералогии им. В. С. Соболева (ИГМ) СО РАН, Новосибирск, вед. науч. сотр., д. г.-м. н. E-mail: zykina@igm.nsc.ru

ОВЧИННИКОВ Иван Юрьевич, Институт геологии и минералогии им. В. С. Соболева (ИГМ) СО РАН, мл. науч. сотр.; Институт археологии и этнографии СО РАН, инженер-исследователь, Новосибирск, E-mail: c14ovchinnikov@gmail.com

ПАНОВ Всеволод Сергеевич, Институт археологии и этнографии (ИАЭ) СО РАН, Новосибирск, инженер. E-mail: pvs7@yandex.ru

СИЗИКОВА Анна, V. S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia. E-mail: sizikova@igm.nsc.ru

ЗЫКИНА Valentina, DSc., V. S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia. E-mail: zykina@igm.nsc.ru

ОВЧИННИКОВ Ivan, V. S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Institute of Archeology and Ethnography SB RAS, Novosibirsk, Russia. E-mail: c14ovchinnikov@gmail.com

ПАНОВ Vsevolod, Institute of Archeology and Ethnography SB RAS, Novosibirsk, Russia. E-mail: pvs7@yandex.ru