

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ

УДК 551.8[628.628]+552.524(1-925.11)

СВИДЕТЕЛЬСТВА ПОТЕПЛЕНИЙ, ЗАПИСАННЫЕ В ЛЁССОВЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ПОСЛЕДНЕГО ОЛЕДЕНЕНИЯ, И ДИНАМИКА ЛЁССОНАКОПЛЕНИЯ В СЕВЕРО-ЗАПАДНОМ ПРИСАЛАИРЬЕ (ЮГО-ВОСТОК ЗАПАДНОЙ СИБИРИ)



А.О. Вольвах, Н.Е. Вольвах, И.Ю. Овчинников, Д.Г. Маликов, С.Н. Щеглова

Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева, г. Новосибирск, Россия

Проведено исследование лёссовых отложений начала МИС 1–МИС 2 разреза Усть-Чём Северо-Западного Присалаирья, в которых зафиксированы следы позднеледниковых потеплений, включавшее изучение гранулометрического состава, магнитной восприимчивости, морфоскопии кварцевых зерен и ^{14}C датирование. Показано, что лёссы отложения формировались в холодные интервалы МИС 2 в условиях сухого климата, а гумусовые прослои в более влажных условиях при непродолжительных потеплениях. Установлено два потепления в пределах 14,9–12,3 тыс. л. н.

Ключевые слова: лёсс, Западная Сибирь, поздний плейстоцен, позднеледниковые, гранулометрический анализ, магнитная восприимчивость, морфоскопия кварцевых зерен.

Введение

В лёссово-почвенных отложениях зафиксированы региональные и глобальные климатические изменения четвертичного периода, которые также зарегистрированы в глобальных климатических записях – вариациях $\delta^{18}\text{O}$ в морских отложениях (морские изотопные стадии (МИС) изотопно-кислородной кривой [Lisiecki, Raymo, 2005]), записи полярных ледовых кернов (напр. NGRIP [Andersen et al., 2004]). Сходство в стратиграфии лёссово-почвенных последовательностей (ЛПП) разных регионов позволяет не только проводить их сопоставление в региональном и континентальном масштабе, но и отражает их сильную зависимость от глобальных и региональных климатических изменений, тем самым усиливая ожидания от сопоставлений отдельных ключевых разрезов с глобальными климатическими архивами ЛПП-NGRIP или ЛПП-МИС. Для Западной Сибири корреляция горизонтов ЛПП с морскими стадиями изотопной кислородной кривой [Bassinot et al., 1994], с записью озера Байкал [Карabanov и др., 2001] и антарктическими ледниковыми кернами станции Восток [Petit et al., 1999] проведена В.С. Зыкиной и В.С. Зыкиным [Зыкина, Зыкин, 2012]. Сопоставление верхнеплейстоценовой части ЛПП с записью ледовых кернов NGRIP было проведено авторами на примере ключевого разреза Ложок [Вольвах и др., 2019].

Временной период МИС 2 – последний и наиболее представительный интервал глобального лёссо-

накопления и активной атмосферной транспортировки пыли в Северном полушарии, во время которого объем мирового льда достигал максимума, так называемый LGM (Last Glacial Maximum, последний ледниковый максимум 26,5–19 тыс. л. н. [Clark et al., 2009]). Судя по характеру записи ледовых кернов Гренландии [Andersen et al., 2004; Svensson et al., 2005; Rasmussen et al., 2014] климат во время МИС 2 не был стабильным, внутри стадии отмечается ряд потеплений, количество и частота которых увеличивались к голоцену. Последние годы актуальной темой исследований является периодизация, хронология, строение, изучение литологических и химических свойств лессовых отложений данного возраста при исследованиях процессов транспортировки и осаждения пыли, а также палеогеографических условий перехода МИС 3/МИС 2.

В рамках данной работы изучены лёссы разрезы Присалаирья (рис. 1) в пределах Искитимского района Новосибирской области, представленные субэвральными отложениями возраста начала МИС 1, МИС 2 и частично МИС 3, что в стратиграфической схеме ЛПП Западной Сибири соответствует горизонтам баганского и ельцовского лёссов, разделенных суминской палеопочвой [Зыкина, Зыкин, 2012]. Однако кроме выделенных горизонтов, в интервале начала МИС 1 – МИС 2 в Северном полушарии [Andersen et al., 2004] выделяются более краткосрочные события, в том числе интерстадиалы аллера (интервалы GI-1a, GI-1b, CI-1c Гренландской кривой), бёллинг (GI-1e), наличие одновозрастных аналогов которых ранее в лёссы отло-

жениях Западной Сибири не отмечалось. Предыдущие исследования ЛПП Северо-Западного Присалаирья в основном были сконцентрированы в районе Новосибирского Приобья в нижней части долины р. Бердь: разрезы Мраморный, Ложок, карьеры вблизи г. Искитима и п. Шипуново и др. [Волков, 1971; Зыкина и др., 1981; Зыкина, Зыкин, 2012; Matasova, Kazansky, 2004; Kravchinsky et al., 2008; Chlachula, Little, 2011; Zykin, Zykina, 2015]. В том числе ключевой разрез Ложок неоднократно изучался авторами [Сизикова, Зыкина, 2014;

Sizikova, Zykina, 2015; Вольвах и др., 2019; Вольвах и др., в печати]. Лёссовые отложения рассматриваемой в работе части Присалаирья изучены слабо. Отмечаются работы А.М. Малолетко [2015] по лёссам Салаира в общем, а также А.Л. Матвеевской [1956] по строению рыхлого покрова северо-западного Присалаирья.

Целью настоящего исследования являлось изучение лёссовидных отложений левого борта долины р. Елбаш, их расчленение, определение возраста и условий их формирования.

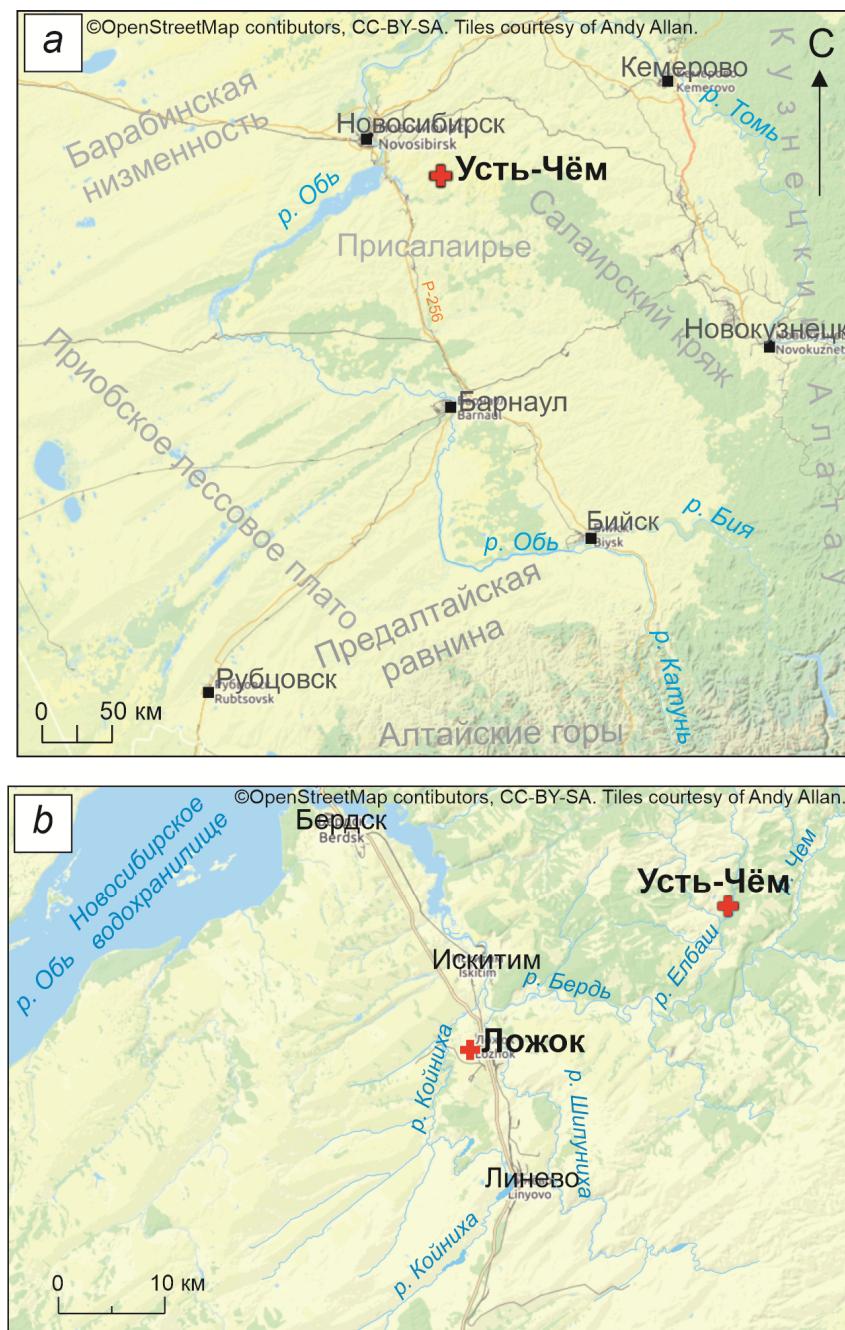


Рис. 1. Положение разреза Усть-Чём:
на *a* – карте-схеме юго-восточной части Западной Сибири, *b* – карте-схеме Присалаирья

Fig. 1. Location of the Ust'-Chem section:
on *a* – scheme-map of south-east part of West Siberia, *b* – scheme-map of Cis-Salair plain

Материалы и методы

Полевые исследования проводились на правом и левом берегах р. Елбаш, всего изучено 10 расчисток. Наиболее перспективными для восстановления палеогеографической истории в позднеледниковые оказались отложения, вскрытые в пределах небольшого карьера, расположенного в ~4 км западнее села Усть-Чём и заложенном на склоне левого борта долины р. Елбаш (рис. 2). В данном местонахождении отложения залегают непосредственно на элювии палеозойских пород Горловского Прогиба.

Стратиграфия. В данной работе авторы придерживаются стратиграфической схемы лёссово-

почвенной последовательности Западной Сибири [Зыкина, Зыкин, 2012]. Согласно схемы, ЛПП верхнего плейстоцена сверху вниз разделяется на современную почву, баганский и ельцовский лёссы (вместе они коррелируются с сартанским стадиалом и соответствуют МИС 2), искитимский педокомплекс (каргинский интерстадиал, МИС 3), тулинский лёсс (раннезырянский стадиал, МИС 4) и бердский педокомплекс, нижняя почва которого соответствует казанцевскому межледниковью и МИС 5-е. Авторы придерживаются Международной стратиграфической шкалы (МСШ) четвертичной системы с делением плейстоцена на нижний, средний и верхний [Head et al., 2008].



Рис. 2. Общий вид северной стенки карьера

Fig. 2. General view of the north wall of the quarry

В работе использован комплексный подход к изучению разреза, включавший в себя помимо полевых наблюдений гранулометрический и петромагнитный (магнитная восприимчивость) анализы, морфоскопию песчаных кварцевых зерен и радиоуглеродное датирование. Измерение гранулометрического состава и магнитной восприимчивости проводилось для субаэральной части разреза. Морфология кварцевых зерен изучена для всех слоев разреза.

Морфоскопия песчаных кварцевых зерен. Изучение кварцевых зерен (произвольная выборка 50 шт. для каждого образца) фракции тонкого и среднего песка проводилось под бинокулярным микроскопом Альтами CM0870-T. Изучение морфологии поверхности зерен изучалось на сканирующем электронном микроскопе JEOL JSM-6510LV во вторичных электронах (SEI) в ЦКП Многоэлементных и изо-

топных исследований СО РАН (Analytical Center for multi-elemental and isotope research SB RAS). Согласно используемой методике [Velichko, Timireva, 1995], окатанность зерен определялась по трафарету Л.Б. Рухина [1969] и пятибалльной шкале А.В. Хабакова [1946], где 0 – некатанные, а IV – превосходно окатанные зерна. Матовость зерен определялась визуально: глянцевая, четвертьматовая, полуматовая и матовая. Изучение строения микрорельефа поверхности зерен проводилось при использовании многочисленных опубликованных диагностических особенностей зерен различного генезиса и обстановок осадконакопления [Velichko, Timireva, 1995; Krinsley, Doornkamp, 2011; Vos et al., 2014; Kalinska-Nartisa et al., 2017].

Гранулометрический анализ выполнялся для расчистки Усть-Чём-2, поскольку в нем слои были

меньше подвержены склоновым процессам и поэтому больше отражают непосредственно сам процесс осадконакопления. Измерения проводились с интервалом 5 см на лазерном анализаторе размера частиц Fritsch Analysette A22 в интервале измерений от 0 до 2 000 мкм. В рамках данного исследования были использованы фракции глины (<2 мкм), алеврита (пылеватая фракция, 2–63 мкм), песка (63–2 000 мкм), отдельно выделена фракция крупной пыли (16–63 мкм). Для всех образцов рассчитан коэффициент U-ratio, позволяющий судить о силе ветрового потока во время осадконакопления. U-ratio (= (16–44 мкм) / (5,5–16 мкм)) [Vandenberghhe, 1985; Vandenberghhe et al., 1997; Nugteren, Vandenberghhe, 2004] – отношение среднезернистой пыли к фракции мелкозернистой пыли. Отношение исключает глину, содержание которой контролируется преимущественно вторичными процессами, и крупнозернистые фракции, для которых, в основном, характерна транспортировка сальтацией в результате местного переноса. Исключение глинистой фракции позволяет убирать влияние вторичных процессов, отражая непосредственно процесс осадконакопления, и дает возможность оценить ветровую энергию [Nugteren, Vandenberghhe, 2004].

При изучении учитывалось, что отложения иллювиального горизонта современной почвы с точки зрения литологии и времени их накопления соответствуют баганскому лессу, однако они могли быть ощутимо подвержены влиянию почвообразующих процессов, особенно относительно содержания глинистой фракции.

Магнитная восприимчивость также измерена для субаэральных отложений Усть-Чём-1. Магнитная восприимчивость (χ) – важный индикатор климатических изменений прошлого, который отражает наличие магнитных минералов, накопленных в процессе седиментации либо преобразованных в условиях изменения температурного режима, влажности и педогенетического выветривания. Величина магнитной восприимчивости напрямую зависит от количества, размера и состава магнитных минералов в отложениях [Алексеев, Алексеева, 2012]. Частотно зависимая магнитная восприимчивость (χ_{fd}) сильно зависит от наличия в отложениях мелкодисперсных магнитных минералов, концентрация которых увеличивается в периоды повышенной влажности. Высокие значения χ_{fd} могут свидетельствовать об активном педогенезе в период их накопления. В сочетании с гранулометрической характеристикой магнитная восприимчивость может достаточно надежно показать изменения увлажненности среды, в которой происходило осадконакопление. Измерение магнитной восприимчивости проводилось на каппометре MS-2 Bartington на двух частотах (0,47 кГц (χ_{LF}) и 4,7 кГц (χ_{HF})). Частотнозависимая магнитная восприимчивость (χ_{FD}) рассчитывалась по формуле $\chi_{fd} = (\chi_{lf} - \chi_{hf}) / \chi_{lf} * 100$.

Радиоуглеродное датирование проведено по бензольно-сцинтиляционному методу в лаборатории геологии кайнозоя, палеоклиматологии и минералогических индикаторов климата (224) ИГМ СО РАН.

На датирование отбирались гумусированные суглинки палеопочв, углефицированная органика и уголь. Отбор производился с хорошо защищенной и заглубленной от дневной поверхности стенки разреза в одноразовых резиновых перчатках, чистыми ножами, совками и пинцетом в новые полиэтиленовые пакеты с замком, строго придерживаясь рекомендациям к отбору проб на радиоуглеродное датирование [Тишкин, 2001]. После чего образцы были переданы для дальнейшего анализа непосредственно в лабораторию. Датирование отложений палеопочв проводилось по фракции гуминовых кислот. Для пробоподготовки образцов применялась кислотно-щелочно-кислотная методика [Арсланов и др., 1968; Чичагова, Черкинский, 1985] с последующим пиролизом полученного материала. Уголь использовался для приготовления счетного препарата – бензола. Определение остаточной активности углерода было выполнено на ультранизкофоновом жидкостно-сцинтиляционном спектрометре-радиометре QUANTULUS-1220. Для расчета возраста использовался период полураспада ^{14}C равный 5 570 лет, возраст рассчитан от 1950 г. При расчете возраста использовались значения $\delta^{13}\text{C} -27\%$ (погребенные почвы) и $\delta^{13}\text{C} -25\%$ (древесный уголь). Радиоуглеродные даты были откалиброваны по 1 и 2 сигма с использованием программы CALIB Rev 7.1 (<http://calib.qub.ac.uk/calib/>) с набором калибровочных данных IntCal13 [Reimer et al., 2013]. В статье представлены как радиоуглеродные (BP), так и калиброванные датировки (cal BP). Доступные из литературных источников старые радиоуглеродные датировки суминской почвы были переведены в калиброванные годы (кал. л. н.) также с использованием программы CALIB Rev 7.1.

Полученные результаты

Всего в карьере изучено восемь расчисток, позволивших установить последовательность осадконакопления лессовидных отложений в позднем плейстоцене, проследить характер залегания слоев и определить представительные участки – наиболее детальное представление о строении субаэрального позднеледникового покрова дают две расчистки: Усть-Чём-1 (УЧ-1) и Усть-Чём-2 (УЧ-2). Послойное описание разреза УЧ-1 (рис. 3) проводилось сверху вниз и приведено в табл. 1.

В северо-западной части обнажения хорошо прослеживается прослой(*) красновато-коричневого суглинка (рис. 4, a, b), пористого, плотного, некарбонатного, с корнеходами. По мере приближения к основной канаве УЧ-1 он расслаивается (рис. 4, c), и

в самой канаве не идентифицируется самостоятельно, а предположительно представлен фрагментами, перемешанными с отложениями слоя 4. В этом прослое отмечается большое количество углефицированных веточек и травянистой растительности (рис. 4, e, f, g), мощностью 20–25 см. По углю получена ^{14}C датировка $15\ 035 \pm 390$ лет, или $18\ 214 \pm 903$ кал. л. н. (СОАН-9705).

На данный момент в связи со сложным характером нижележащих выходов коренных пород не удалось однозначно определить взаимоотношение данного красновато-коричневого прослоя с остатками гумусового горизонта почвы из слоя 4, предварительно авторы его относят к основанию слоя 3.

Расчистка Усть-Чём-2 находится в 30 м на восток от расчистки Усть-Чём-1. Описание строения разреза приведено в табл. 2.

Сопоставление слоев из разрезов УЧ-1 и УЧ-2 приведено на рис. 6. В разрезе устанавливаются два горизонта лёссов: баганский и ельцовский. В баганском лёссе выделяется два уровня слаборазвитых палеопочв, возраст которых соответствует потеплениям аллерёд и бёллинг – интервалам GI-1a-c и GI-1e кривой NGRIP соответственно (см. рис. 6).

Радиоуглеродное датирование. Образцы на радиоуглеродное датирование были отобраны из всех органических горизонтов, однако, по-видимому, из-за слабой интенсивности почвообразования удалось получить результаты только для отложений, указанных в табл. 3.



Рис. 3. Общий вид расчистки Усть-Чём-1

Fig. 3. General view of trench Ust'-Chem-1

Таблица 1

Описание строения расчистки Усть-Чём-1

Description of the structure of section Ust'-Chem-1

Table 1

Глубина, м	Описание	Слой
0–0,75	Профиль современной почвы, темно-серой лесной:	Слой 1
–(0–0,1)	– остатки гумусового горизонта А – суглинок легкий опесчаненный от серого до темно-серого цвета, некарбонатный, слабопористый, плотный, с корнеходами, угли до 1,5 см, нижняя граница волнистая;	
–(0,1–0,2)	– АВ горизонт – суглинок опесчаненный светло-серый, плотный, некарбонатный, с комковатой структурой, слабопористый, иногда на границах микроструктурных отдельностей коричневые пленки;	
–(0,2–0,75)	– В горизонт – суглинок коричневый, пористый, некарбонатный, корнеходы прокрашены органическим веществом, призматическая структура, по границам структурных отдельностей темно-коричневые железомарганцевые пленки. На глубине 0,65–0,7 м и 0,72–0,75 м более темные прерывистые гумусированные прослои суглинка, с редким ожелезнением по корнеходам, некоторые корнеходы заполнены черным органическим веществом	
0,75–1,5	– суглинок светло-коричневый, плотный, пористый, некарбонатный, имеет слабую волнистую текстуру, с окрашенными органическим веществом корнеходами, редкие мелкие пятна оглеения и ожелезнения;	Слой 2
–(0,95–1,13)	– тонкий гумусированный прослой суглинка темно-коричневого, пористого, плотного, некарбонатного, с мелкими угольками и охристыми пятнами и примазками. Мощность меняется от 5 до 10 см, представлен фрагментарно. Из прослоя по выделенной фракции гуминовых кислот получена радиоуглеродная датировка $12\ 650 \pm 310$ лет, или $14\ 934 \pm 993$ кал. л. н. (СОАН-9707);	

Глубина, м	Описание	Слой
1,5–3,3	– суглинок опесчаненный светло-коричневато-серый, уплотнен, пористый, некарбонатный, мелкие точки ожелезнения и оглеения. Слой имеет неясную ламинарную текстуру. В основании слоя встречаются огленный и ожелезненный прослои. Граница неровная, переход четкий по цвету	Слой 3
3,3–3,6 –(3,3–3,5)	– чередование суглинка светло-красновато-коричневого опесчаненного с содержанием углей травянистой и мелкодревесной растительности (*) и прослоев серого опесчаненного суглинка с включениями угольков, пористого, некарбонатного, уплотненного; – остатки погребенной почвы – суглинок темно-коричневато-серый, в виде полос и пятен, неравномерно прокрашен, цвет меняется от светлого до темного, включения мелких угольков до 0,5 см от травы и мелких палочек, много корнеходов. В нижней части отложения карбонатные (вспыхивают с HCl). Из остатков гумусового горизонта почвы по фракции гуминовых кислот получена ^{14}C дата $17\,920 \pm 340$ лет, или $21\,631 \pm 814$ кал. л. н. (СОАН-9706)	Слой 4
3,6–4,0	– серый песок, перемешанный с оглиниенным суглинком карбонатным с большим количеством песка и мелкого щебня, залегающий на 20-сантиметровом элювии. 1 м северо-западнее в обнажении ниже остатков погребенной почвы слой 5 представлен (рис. 4, d);	
3,6–3,8	– суглинок опесчаненный светло-коричневато-серый, плотный, ожелезнение в виде пятен, больше тяготеют к границе почвы;	
3,8–4,0	– смесь гальки средне- и плохоокатанной, дресвы, щебня, песка, сортировка слабая, полимиктовые, плохоопромытые, отмечается неясная наклонная слоистость, более крупный материал сконцентрирован в середине слоя. Слой сцементирован слабо, заполнителем является алеврит светло-серовато-желтый, иногда на гальках встречается черный нагар. Эти отложения, по-видимому, временных водотоков, присутствуют не везде по простиранию разреза. В самой расчистке УЧ-1 слой отсутствует	Слой 5



Рис. 4. Фотографии отложений разреза УЧ-1

a, b – простижение прослоя из слоя 4 с углефицированной органикой северо-западнее основной расчистки УЧ-1, c – он же, ближе к основной расчистке, d – отложения временных водотоков, залегающие непосредственно на элювии в краевой северо-западной части обнажения, e, f, g – углефицированная органика и уголь из прослоя с рис. 4, a

Fig. 4. Photos of deposits of section Ust'-Chem-1

a, b – extension of an interlayer within Layer 4 with carbonized organic matter, northwest of the main trench UCH-1, c – the same layer closer to the main trench, d – deposits of temporary streams lying directly on eluvium in the marginal northwestern part of the outcrop, e, f, g – carbonized organics in the interlayer from Fig. 4, a

Описание строения расчистки Усть-Чём-2

Таблица 2

Description of the structure of section Ust'-Chem-2

Table 2

Глубина, м	Описание	Слой
0,3–1,5	Верхние 30 см почвы (0–0,3 м) нарушены антропогенной деятельностью. Профиль современной почвы, темно-серой лесной: – гумусовый горизонт – суглинок во влажном виде черный, в сухом темно-серый, плотный, пористый, некарбонатный, густо пронизан корнями растений, имеет комковато-мелкозернистую текстуру. Нижняя граница в виде клиньев-затеков до глубины 0,8 м. Переход отчетливый по цвету и текстуре; – иллювиальный горизонт – суглинок буровато-коричневый, плотный, пористый, некарбонатный, корнеходы окрашены органическим веществом в черный цвет. Поверхность отдельностей покрыта тёмно-коричневыми глянцевыми органоминеральными плёнками. Граница волнистая, переход по цвету, плотности и текстуре	
–(0,3–0,6)		
–(0,6–1,5)		
1,5–2,3	В отложениях слоя 2 объединяются лёссовидные отложения, вмещающие в себя 2 погребенных почвы (рис. 5): – суглинок лёссовидный светло-коричневато-серый, плотный, пористый, некарбонатный, корнеходы, включения песчаных зерен. В данном слое встречаются две слаборазвитые палеопочвы – слаборазвитая палеопочва 1 (регосоль) – гумусированный прослой мощностью 10–15 см – суглинок темно-коричневый, плотный, пористый, некарбонатный, с корнеходами. Верхняя граница волнистая, нижняя в виде небольших клиньев. Не выдержан по латерали, представлен фрагментарно. Ниже палеопочвы 1 – уровень вскипания карбонатов. По фракции гуминовых кислот получена радиоуглеродная дата $10\ 695 \pm 295$ лет, или $12\ 388 \pm 774$ кал. л. н. (СОАН-9792); – суглинок лёссовидный светло-серовато-коричневый; – профиль слаборазвитой палеопочвы-2 (регосоль), в котором можно выделить: – гумусовый горизонт (А) – суглинок от коричневого до темно-коричневого цвета, насыщенность цвета меняется по горизонту, плотный, пористый, с корнеходами, карбонатный (псевдомицелий). Верхняя граница слоя неровная, волнистая и разбита мелкими неглубокими вертикальными трещинами. Нижняя в виде маленьких частых тонких вертикальных клиньев (ширина до 1 см) вплоть до глубины 2,1 м. Переход заметен по цвету. Плохо выдержан по латерали, представлен фрагментарно – иллювиальный горизонт – суглинок коричневый, светлее чем гумусовый горизонт, плотный, пористый, карбонатный, корнеходы прокрашены органическим веществом. Нижняя граница в виде тонких вертикально ориентированных извилистых клиньев до глубины 2,2 м, иногда доходят до глубины 2,4 м. Клины более редкие, чем у А горизонта (расстояние между ними 10 см). Переход отчетливый по цвету и плотности	Слой 1
–(1,65–1,8)		
–(1,8–1,9)		
–(1,9–2,05)		
–(2,0–2,1)		
2,1–2,3	– суглинок от легкого до среднего опесчаненного лёссовидный светло-серый, пористый, карбонатный, уплотнен, менее плотный, чем слой 1. В слое встречаются кротовины диаметром 10 см, заполненные материалом из гумусового горизонта палеопочвы 2. Верхняя граница неровная, разбита клиньями, наклонная, небольшой наклон залегания в восточном направлении. Нижняя граница волнистая, в основании слоя местами отмечаются участки концентрации ожелезнения размером до 15 см	
2,3–2,5	Гидроморфная почва, в которой можно выделить: – А горизонт – суглинок легкий опесчаненный коричневато-серый, уплотненный, пористый, с корнеходами, карбонатный, оглееный. Цвет меняется от серого до коричневато-серого, при высыхании становится более коричневым. Есть норы землероев, заполненные светло-желтым суглинком. Верхняя граница волнистая, нижняя граница неровная, волнистая, отмечаются тонкие извилистые клинья до глубины 2,7 м. Мощность горизонта и глубина залегания неравномерные, горизонт лежит в пределах глубин 2,3–2,55 м, средняя мощность 10–15 см. Слой по латерали выклинивается, выполняя понижение в рельефе; – В горизонт – суглинок опесчаненный светло-серый с коричневым оттенком, уплотнен, карбонатный, ожелезнен, наибольшее ожелезнение отмечается вблизи нижней границы. Встречаются норы землероев, заполненные серо-коричневым суглинком горизонта А и светло-желтым суглинком слоя 3. Нижняя граница волнистая; – суглинок опесчаненный светло-серовато-коричневый, местами с рыжим оттенком, пористый, карбонатный, плотный. Корнеходы окрашены черным цветом. Встречаются мелкие угли размером до 2–4 мм. Отмечаются норы землероев диаметром 7–10 см, заполненные серым суглинком из горизонта А палеопочвы. В средней части горизонта (2,75–2,9 м) отмечается обилие карбонатных новообразований, в основном по корнеходам и в виде примазок, а сами отложения становятся более опесчаненными. На глубине 2,8–2,95 в левой части расчистки присутствует линза преимущественно песчано-гравийного состава мощностью 7 см и длиной 20 см. Поверхности гравия и мелких галек из линзы имеют карбонатные корочки. В основании разреза отмечаются карбонатные выпоты, образующие пятна шириной 5–10 см, высотой 5–30 см, заполнитель пятен представлен супесью светло-серой, очень сильно карбонатной, по краям пятна оконтурены рыжей железистой каймой толщиной 0,5 см, есть отдельные мелкие угольки. Книзу слоя отмечаются отдельные карбонатные горизонтальные уровни. Нижняя граница слоя волнистая, переход заметен по изменению гранулометрического состава и типу отложений	Слой 3
–(2,3–2,45)		
–(2,45–2,55)		
2,55–2,3		
3,3 – 3,9	Слой представлен чередованием прослоев преимущественно песчано-древесно-гравийного материала, уплотненных, несортированных, непромытых, сцепленных светло-серым карбонатным алевропеском, мощность прослоев 10–15 см. Они чередуются с песчаными прослойями рыжевато-коричневого цвета, уплотненными, несортированными, ожелезненными, мощностью 7–10 см, встречаются включения мелкой гальки. Отдельные гальки имеют обугленную поверхность. В слое встречаются мелкие угольки. Нижняя граница неровная, переход резкий. Ниже располагаются отложения коры выветривания	Слой 4

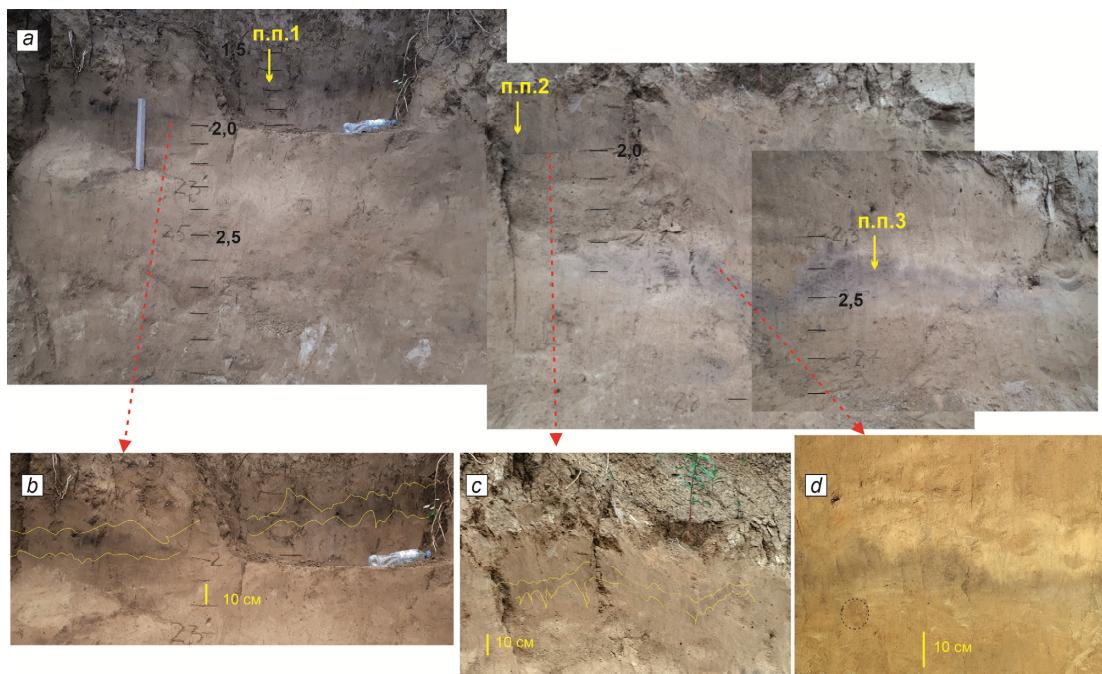


Рис. 5. Фотографии субаэральной части расчистки Усть-Чём-2

a – слой 2, включающий палеопочву 1 (п.п. 1) и палеопочву 2 (п.п. 2), разделенные 15–20 см лёссовидным суглинком, и слой 3, включающий палеопочву 3 (п.п. 3); b – палеопочва 1; c – палеопочва 2; d – палеопочва 3; черным пунктиром обведена кротовина, заполненная материалом из гумусового горизонта палеопочвы 2

Fig. 5. The structure of subaerial part in trench Ust'-Chem-2

a – Layer 2, including paleosol 1 (п.п. 1) and paleosol 2 (п.п. 2), divided by 15–20 cm thick loess-like loam, and Layer 3, including paleosol 3 (п.п. 3); b – paleosol 1; c – paleosol 2; d – paleosol 3; black dotted line marks krotovina filled by humus material from paleosol 2

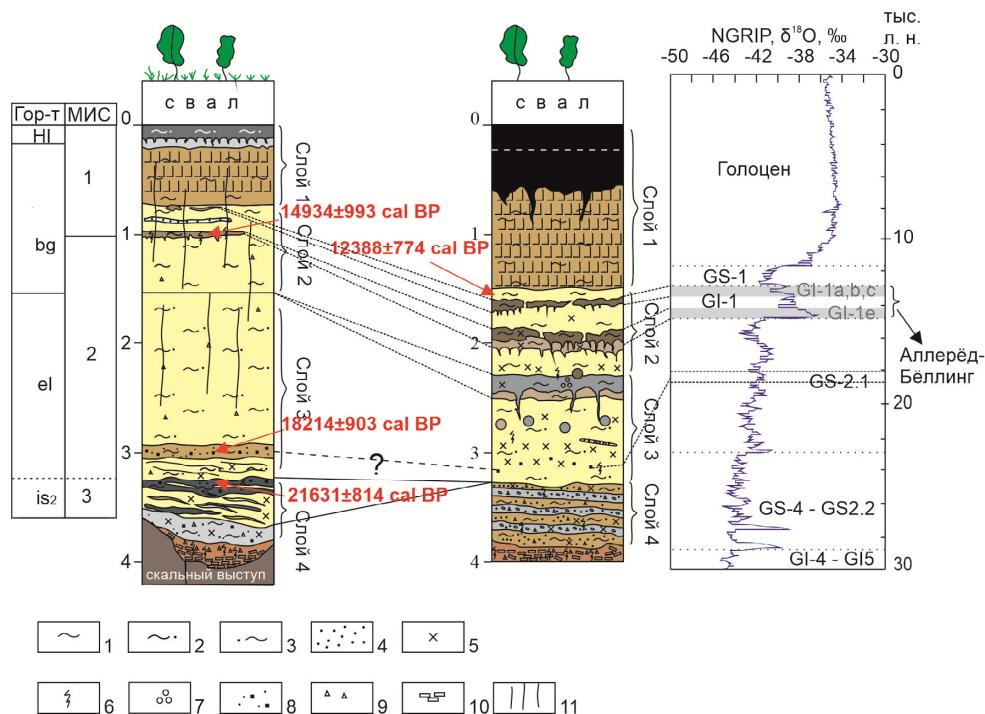


Рис. 6. Сводное строение расчисток Усть-Чём-1 и Усть-Чём-2 и их сопоставление с записью ледового керна NGRIP

[Andersen et al., 2004; Rasmussen et al., 2014]

1 – лёссовидный суглинок, 2 – суглинок опесчаненный, 3 – супесь, 4 – песок, 5 – карбонатность, 6 – ожелезнение, 7 – оглеение, 8 – включения углей, 9 – обломки коренных пород, 10 – кора выветривания, 11 – вертикальная столбчатая отдельность

Fig. 6. Combine structure of Ust'-Chem-1 and Ust'-Chem-2 and its correlation with ice core record NGRIP

[Andersen et al., 2004; Rasmussen et al., 2014]

1 – loess loam, 2 – sandy loam, 3 – loamy sand, 4 – sand, 5 – carbonates, 6 – ferrization, 7 – gleying, 8 – coals, 9 – debris, 10 – weathering crust, 11 – vertical column fracture

Результаты радиоуглеродного датирования разрезов Усть-Чём-1 и Усть-Чём-2

Таблица 3

Table 3

Radiocarbon dating results of Ust'-Chem-1 and Ust'-Chem-2 sections

Разрез	Слой	Материал	Лабораторный номер образца	Некалиброванный возраст, л. н.	Калиброванный возраст по 1 σ , л. н.	Калиброванный возраст по 2 σ , л. н.
УЧ-2	2	почва	COAH-9792	10 695 \pm 295	12 511 \pm 376	12 388 \pm 774
УЧ-1	2	почва	COAH-9707	12 650 \pm 310	14 842 \pm 551	14 934 \pm 993
УЧ-1	3–4	уголь	COAH-9705	15 035 \pm 390	18 281 \pm 427	18 214 \pm 903
УЧ-1	4	почва	COAH-9706	17 920 \pm 340	21 704 \pm 444	21 631 \pm 814

Морфоскопия песчаных кварцевых зерен. В распределении зерен слоя 1 преобладают матовые и полуматовые зерна III класса окатанности, в меньшем количестве отмечено зерен II класса, встречаются превосходно окатанные зерна IV класса, единичны зерна I класса, неокатанных зерен нет. Наиболее характерным элементом поверхности зерен является так называемая микроямчатая поверхность, образованная из многих микроямок, представляющих собой следы соударения частиц во взвешенном атмосферном потоке [Velichko, Timireva, 1995]. Микроямчатость отмечается практически повсеместно на большинстве зерен (рис. 7, *a–f*), часто ею покрыты углубления (рис. 7, *d*), что говорит о достаточно длительной эоловой обработке.

В слое 2 характер распределения зерен практически не отличается от слоя 1: преобладают зерна II и III классов окатанности с матовой и полуматовой поверхностью. На всех зернах отмечается микроямчатая поверхность (рис. 7, *g–n*), покрывающая чаще всего полностью поверхность зерна. Часто микроямчатостью покрыта поверхность даже в углублениях (рис. 7, *g–i, n*). Встречаются отдельные более крупные треугольные ямки, тоже образующиеся во взвешенном потоке, но при более высоких скоростях ветра. На зернах из горизонта погребенной почвы помимо микроямчатости (рис. 8, *a, b*) отмечаются следы воздействия постседиментационных химических процессов, выраженные в виде травления кремнезема по микроуглублениям (см. рис. 8, *c, d*).

В слое 3 большинство зерен имеют II и III класс окатанности, есть зерна IV класса, единичны зерна I класса, но их количество больше, чем в слое 1 и 2, неокатанных зерен нет. Для большинства зерен характерна матовая и полуматовая поверхность, но количество выше, чем в слое 1 и 2. Основным элементом микрорельефа является микроямчатая поверхность (рис. 8, *e–j*), на ряде зерен отмечаются борозды (рис. 8, *e, g*), образующиеся в результате соударений частиц при эоловой транспортировке при сальтации или волочении зерна. На некоторых зернах под микроямчатостью просматриваются силуэты V-образных углублений (рис. 8, *e, g*), которые являются следствием речной транспортировки [Vos

et al., 2014]. Их проработка микроямчатостью позволяет сказать, что водная обработка предшествовала эоловой. Ряд зерен осложнен раковистыми сколами, иногда образующими систему раковистых сколов (рис. 8, *e*). Их образование связывают с процессами криогенеза, когда при промерзании / оттаивании происходит откалывание части зерна [Velichko, Timireva, 1995; Vos et al., 2014]. Для зерен из горизонта палеопочвы характерны те же признаки, что и для зерен из лёссовой части слоя 3. Помимо микроямчатости, отмечаются признаки химических процессов, приведших к растворению и переосаждению кремнезема (рис. 8, *k–m*). Также прослеживаются следы V-образных углублений (рис. 8, *l–n*).

Таким образом, по изученным морфологическим характеристикам песчаных кварцевых зерен из отложений слоев 1–3 установлено, что осадконакопление всех трех слоев происходило в результате деятельности эловых процессов. При этом на зернах из слоев 1–3 отмечаются элементы, характерные для лёссовых отложений, а именно указывающие на перенос во взвешенном состоянии в воздушном потоке. В слое 3 присутствуют зерна из двух источников: одни зерна поступали за счет осаждения из атмосферы, а вторые несут следы местного влекомого перевивания отложений с признаками относительно недолгительной водной обработки. Наличие в отложениях зерен низких классов окатанности в данном случае связано не с низкой степенью обработки, а с механическим разрушением зерен за счет вторичных процессов морозного выветривания. Такие зерна представляют собой не целое зерно, а его часть, где одна сторона имеет следы достаточной эоловой обработки, а вторая представлена глянцевым сколом без каких-либо признаков обработки. Зерна из горизонтов палеопочв несут те же признаки обработки, что и отложения, на которых они сформировались. Кроме этого, отмечаются признаки химических процессов, сопровождавших почвообразование.

Гранулометрический анализ. В гранулометрическом составе субаэральной части разреза Усть-Чём-2 (см. рис. 9) во всех слоях преобладает фракция крупной пыли (16–63 мкм), что является характер-

ным признаком лёссовых отложений. В слое 1 ее содержание колеблется от 49 до 65,9%, показывая максимум содержания в основании иллювиального горизонта. В гумусовом горизонте современной почвы 59–65,1%, в иллювиальном 49–65,9%, с минимальным и максимальным значениями в основании горизонта, в

остальных частях горизонта распределение равномерное в пределах 59–62,8% (см. рис. 9, а). Распределение в слое 2 показывает большую изменчивость, что обусловлено наличием в слое гумусированных прослоев, но среднее содержание крупной пыли значительно не меняется и находится в интервале 52,1–62,7%.

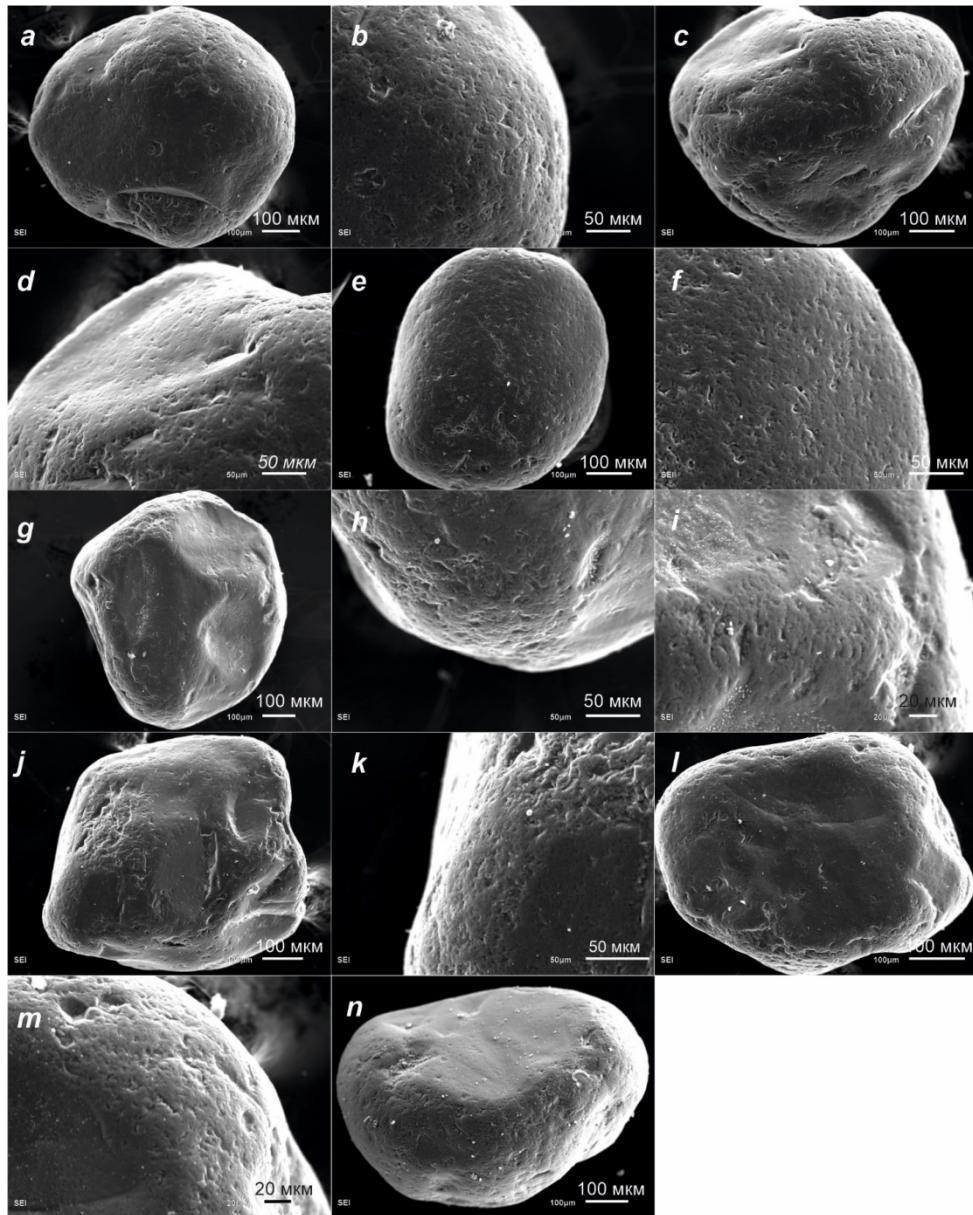


Рис. 7. СЭМ фото кварцевых зерен из слоя 1 и слоя 2

Слой 1: *a, b* – матовое зерно с микроямчатой поверхностью; *c* – полуматовое зерно с микроямчатостью; *d* – микроямчатость по углублениям на зерне «*c*»; *e, f* – матовое зерно с микроямчатой поверхностью. Слой 2: *g, h, i* – матовое зерно с микроямчатостью, в том числе по углублениям; *j* – полуматовое зерно с микроямчатой поверхностью и раковистым сколом; *k* – микроямчатость на зерне «*j*»; *l, m* – матовое зерно с микроямчатостью и отдельными более крупными треугольными углублениями; *n* – полуматовое зерно с микроямчатой поверхностью и отдельной микроямчатостью на поверхности плоской грани; SEI – вторичные электроны

Fig. 7. SEM photos of quartz grains from layer 1 and layer 2

Layer 1: *a, b* – matte grain with micro-pitted surface; *c* – half-matted grain with micropits; *d* – micropits in depressions on the grain “*c*”; *e, f* – matte grain with micropitted surface. Layer 2: *g, h, i* – matte grain with micropitted surface and micropits covering depressions; *j* – half-matted grain with micropitted texture and conchoidal fracture; *k* – micropitted texture on grain “*j*”; *l, m* – matte grain with micropitted texture and individual larger triangular deepenings; *n* – half-matted grain with micropitted texture and separate micropits on the surface of flat edge. SEI – secondary electrons

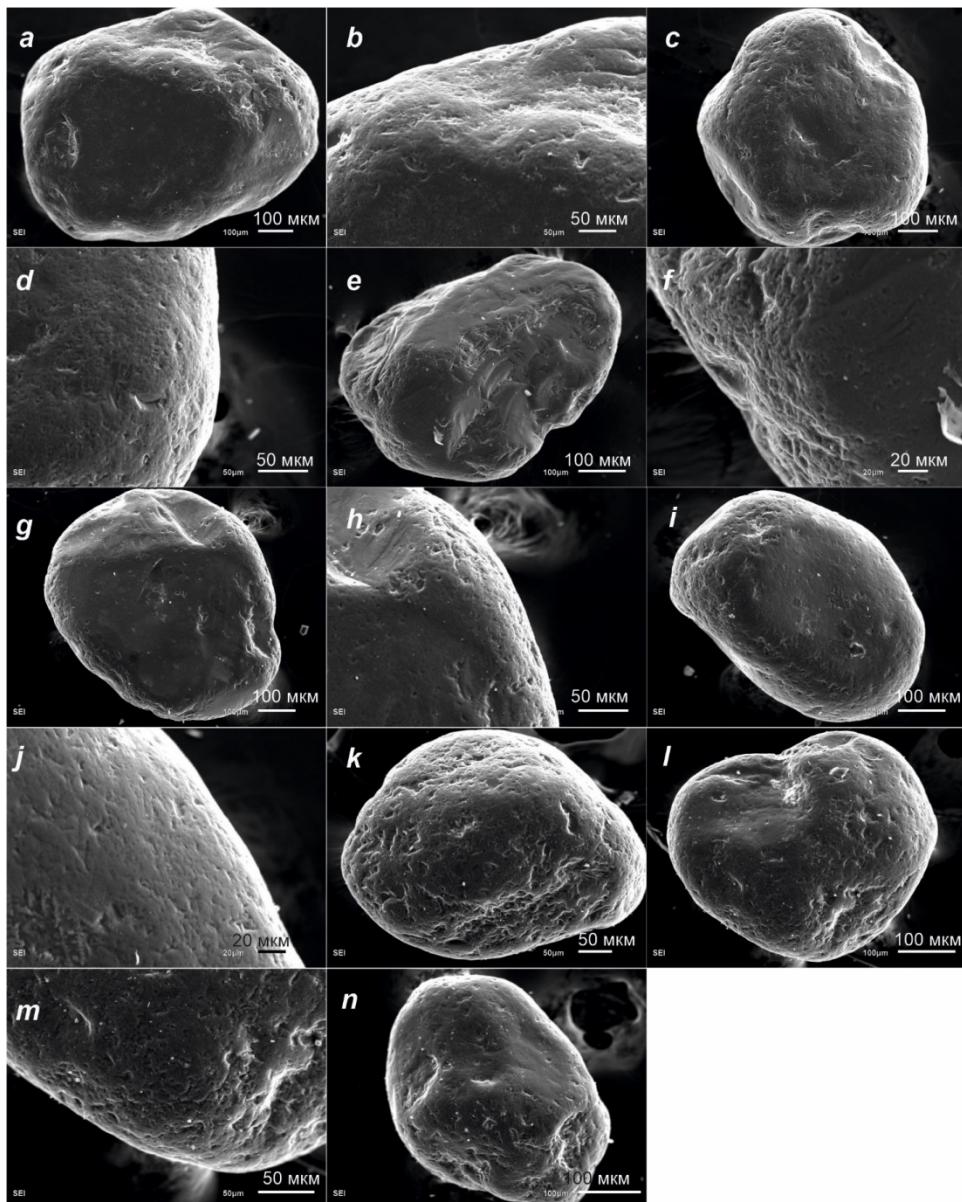


Рис. 8. СЭМ фото кварцевых зерен из слоя 2 и слоя 3

Слой 2, палеопочва 2: *a, b* – матовое зерно с микроямчатой поверхностью и растворением кремнезема по углублениям; *c, d* – матовое зерно с микроямчатой поверхностью. Слой 3: *e* – полуматовое зерно с микроямчатостью на выступающих частях зерна, бороздами и раковистыми сколами; *f* – микроямчатость на зерне «*e*»; *g* – полуматовое зерно с микроямчатостью, бороздами и единичными V-образными углублениями; *h* – микроямчатость на зерне «*g*»; *i, j* – матовое зерно с микроямчатой поверхностью. Слой 3, палеопочва: *k* – матовое зерно с микроямчатостью и следами растворения кремнезема по поверхности зерна; *l, m* – матовое зерно с микроямчатостью, травлением кремнезема на поверхности зерна и по углублениям, следами V-образных углублений и мелкоямчатости; *n* – матовое зерно с микроямчатостью и следами V-образных углублений.

Fig. 8. SEM photos of quartz grains from layer 2 and layer 3

Layer 2, paleosol-2: *a, b* – matte grain with micropitted surface and silica dissolution in depressions; *c, d* – matte grain with micro-pitted surface. Layer 3: *e* – half-matted grain with micropitted texture on protruding parts of the grain, with grooves and conchoidal fractures; *f* – micro pits on the grain “*e*”; *g* – half-matted grain with micropitted surface, grooves and V-shaped percussion cracks; *h* – micro-pits on the grain “*g*”; *i, j* – matte grain with micropitted surface. Layer 3, paleosol: *k* – matte grain with micro-pits texture and traces of silica dissolution on grain surface; *l, m* – matte grain with micropitted surface and traces of silica etching in depressions, and with outline of V-shaped percussions and fine-pits; *n* – matte grain with micropits and traces of V-forms

Меньшее содержание фракции крупного алеврита отмечается в нижележащем слое 3: 44,4–54,3 %. Количество фракции алеврита (2–63 мкм; объединяет фракции мелкой, средней и крупной пыли) меняется

от 63,4 до 94,7 % (рис. 9, *b*). В верхней части гумусового горизонта современной почвы содержание пыли снижено до 82,7–84 %, к границе иллювиального горизонта увеличивается до 89,8 %. В иллюви-

альном горизонте – равномерное распределение по всему горизонту от 89,2 до 91,7 % с небольшим возрастанием до 91,4–94,7 % в основании горизонта. В слое 2 – равномерное распределение с небольшим трендом возрастания от основания слоя к его кровле в пределах 88,5–94,1%. В слое 3 наблюдается отчетливое снижение среднего содержания пыли (63,4–83,4 %), где значение 83,4 % соответствует пику в средней части слоя на графике распределения пыли (рис. 9, c). Распределение глинистой фракции (> 2 мкм) по слоям и разрезу в целом имеет более динамичный характер. Ее максимум отмечается в верхней части слоя 3, в гумусовом оглеенном горизонте палеопочвы (7,7–10 %), а минимум – в верхней части гумусового горизонта современной почвы (4,3–5,9 %). В слое 1 содержание глины меняется от 6,4 до 10 % с наибольшими значениями в основании (9,3–10 %). В слое 2 распределение глины неравномерно в интервале 6,8–9,5 %. В палеопочве 1 – 6,8–8,1 %, в палеопочве 2 – 7,8–8,6 %. В слое 3 отмечается тренд увеличения глины от основания (63,5 %) к кровле (81,9 %), характер распределения колебательный, максимальные значения – в горизонте гидроморфной почвы (78,3–81,9 %). Содержание песчаной фракции (63–1 000 мкм), включающей тонко-зернистый, мелкозернистый и среднезернистый песок, по разрезу снижается от основания разреза к его верхней части: максимальное значение фиксируется в подошве слоя 3 (31%), минимальное – в слое 1 (0–0,2 %) (рис. 9, d). Небольшое увеличение отмечается в верхней части современной почвы (11,1–14,0 %), ниже песок содержится в количестве 3,7–5,7 %. В иллювиальном горизонте – равномерное спокойное распределение в пределах 0–5,1 % с минимальными значениями в его основании (0–0,3 %). Такой же характер распределения имеет слой 2 с более низким процентом песка от 0 до 5 %. В слое 3 происходит резкое увеличение от кровли к подошве слоя: 9,2–20 % в верхней части, 20,7–24,3 % – в нижней.

Изменение коэффициента U-ratio по разрезу имеет весьма колебательный характер (рис. 9, e). Максимальное значение – в верхней части слоя 2 (3,02) и близкое к максимальному в гумусовом горизонте современной почвы (2,98), минимальное – в слое 3 (1,5). В слое 1 U-ratio колеблется от 1,62 до 2,98 на пиках и от 2,02 до 2,6 в основной части слоя. В слое 2 данный показатель варьирует от 1,72 до 3,02 на пиках и 1,72–2,16 в остальной части. В палеопочве 1: 2,02–2,11, в палеопочве 2: 1,98–2,16. В слое 3 наблюдаются более спокойные и в среднем более низкие значения в пределах от 1,5 до 2,2. Это может свидетельствовать о менее активном участии атмосферного осаждения пыли во время накопления слоя 3, чем слоев 2 и 1. Поскольку из коэффициента исключены песчаные фракции, предположим следую-

щее: такое распределение U-ratio в слое 3 может быть обусловлено тем, что формирование слоя происходило как при участии взвешенного переноса, так и при большой роли влекомого местного переноса.

В целом в распределении пылеватой фракции отмечается отчетливое увеличение ее количества от основания разреза к его верхней части. В этом же направлении наблюдается уменьшение содержания песка: постепенное активное снижение от основания слоя 3 к слою 2, далее более спокойное снижение к слою 1, после чего идет относительно равномерное распределение с небольшим увеличением к гумусовому горизонту современной почвы. Повышенное содержание песка и пониженное количество пыли вместе с характером распределения U-ratio позволяют предположить, что образование слоя 3 происходило при активном участии местного эолового переноса.

В основании иллювиального горизонта современной почвы слоя 1 выделяется уровень с пониженным количеством глины и повышенным содержанием пыли, в том числе крупной пыли. В этом же месте U-ratio реагирует повышенным значением. Отложения иллювиального горизонта накапливались в период баганской эпохи лёссонакопления, влияние процессов педогенеза на них может выражаться в вариации количества глинистой фракции. Наличие колебания в пылеватой фракции и U-ratio позволяет предположить кратковременное резкое изменение условий осадконакопления. Аналогичные события отмечаются и ниже в слое 2 – над прослоем палеопочвы 1 и под ней.

Поскольку U-ratio исключает глинистые частицы, в том числе вторичнообразованные, то данный параметр позволяет наиболее адекватно судить об активности атмосферной среды во время осадконакопления. Незначительно пониженные значения U-ratio в палеопочвах слоя 2 позволяют предположить, что почвообразование происходило при достаточно активной атмосферной среде, ненамного слабее, чем в периоды, в которые накапились лёссовые отложения.

Петромагнитный анализ. Магнитная восприимчивость (χ_{LF}) субаэральной части разреза Усть-Чём-2 изменяется в диапазоне от $22,5 \times 10^{-5}$ ед. СИ до $85,0 \times 10^{-5}$ ед. СИ (рис. 9, f), а параметр FD варьирует от 0 до 5,86 % (рис. 9, g). В профиле современной почвы (слой 1) магнитная восприимчивость имеет колебательный характер с наименьшими значениями в середине слоя ($35,7 \times 10^{-5}$ ед. СИ), высокими – в основании иллювиального горизонта ($57,2 \times 10^{-5}$ ед. СИ) и на нижней границе гумусового горизонта ($74,6 \times 10^{-5}$ ед. СИ). Значения FD уменьшаются по слою сверху вниз от 5,86 до 0 % с небольшим увеличением до 2,14 % около границы со слоем 2. В слое 2 фиксируется наибольшее по разрезу среднее значение магнитной восприимчивости $64,6 \times 10^{-5}$ ед. СИ.

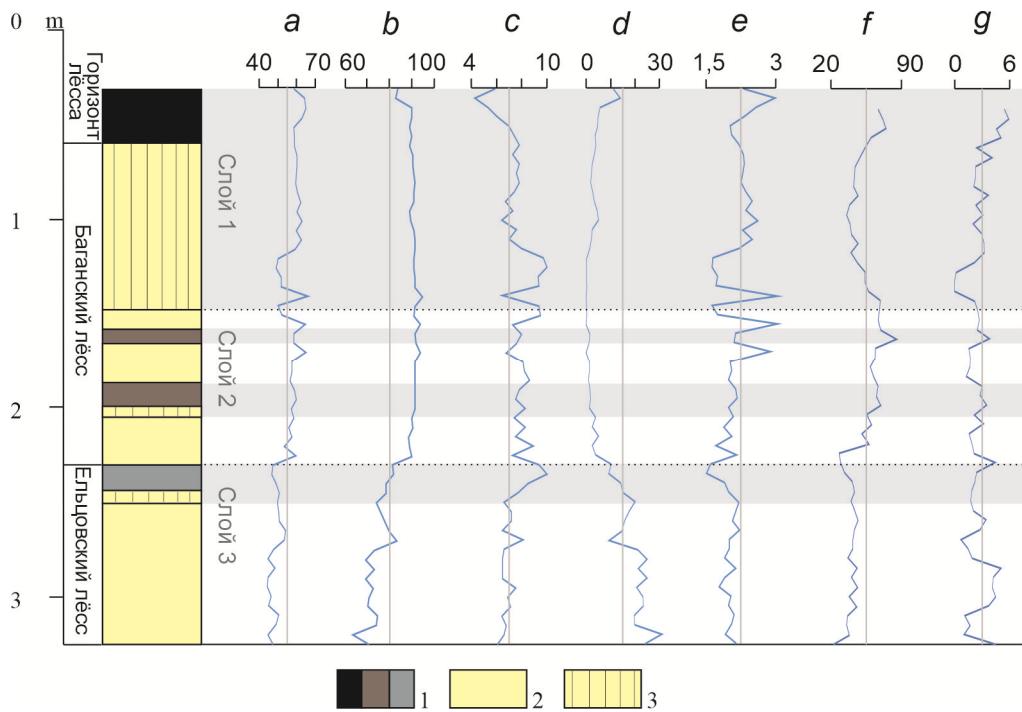


Рис. 9. Гранулометрическая и магнитная характеристика разреза Усть-Чём-2

a – фракция крупной пыли (16–63 мкм); b – пылеватая фракция (2–63 мкм); c – глина (<2 мкм); d – песок (63–1 000 мкм); e – U-ratio = (16–44 мкм)/(5,5–16 мкм); f – низкочастотная магнитная восприимчивость, χ_{LF} , ед. СИ 10^{-5} ; g – частотно-зависимая магнитная восприимчивость (FD, %). Условные обозначения: 1 – гумусовый горизонт, 2 – лёссовидный суглинок, 3 – иллювиальный горизонт*

Fig. 9. Grain size and magnetic characteristics of the section Ust'-Chem-2

a – coarse-silt fraction (16–63 mkm); b – silt fraction (2–63 mkm); c – clay fraction (<2 mkm); d – sand fraction (63–1,000 mkm); e – U-ratio = (16–44 mkm)/(5,5–16 mkm); f – low frequency magnetic susceptibility, χ_{LF} , SI 10^{-5} ; g – frequency-dependent magnetic susceptibility (FD, %). Legend: 1 – humic horizon, 2 – loessoid silt loam, 3 – illuvial horizon.*

В горизонтах палеопочв отчетливо заметно увеличение значений до пиковых $85,0 \times 10^{-5}$ ед. СИ и $69,2 \times 10^{-5}$ ед. СИ (верхняя и нижняя палеопочвы слоя 2 соответственно). Лёссовые отложения, разделенные палеопочвами на прослои, наоборот показывают наименьшие средние значения в слое с убывающим трендом от верхнего к нижнему: $68,8 \times 10^{-5}$ ед. СИ в верхнем, $63,6 \times 10^{-5}$ ед. СИ в среднем и $50,9 \times 10^{-5}$ ед. СИ в нижнем прослоях. FD также показывает изменчивый характер с увеличением до максимальных значений 3,4–3,7 % в гумусированных прослоях палеопочв 1, 2 и минимальными 1,5–2,1 % в лёссовых отложениях. Горизонт слаборазвитой палеопочвы в верхней части слоя 3 показывает значительно пониженные значения магнитной восприимчивости ($29,6 \times 10^{-5}$ ед. СИ в среднем) относительно остальных отложений слоя 3. Лёссовидные суглинки слоя 3 характеризуются отсутствием явных пиков в значениях магнитной восприимчивости, значения которой находятся в диапазоне $35,6 \times 10^{-5}$ – $46,9 \times 10^{-5}$ ед. СИ. Распределение FD в слое 3 показывает обратную картину: лёссовидные отложения имеют два явно выраженных пика: 3,4 % под подошвой иллювиального горизонта и от 4,0 до 5,0 % в средней части

слоя. Также отмечается небольшой пик на границе слоев 2 и 3.

Распределение магнитной восприимчивости и параметра FD по разрезу показывает две отчетливые закономерности в соотношении лёсс–палеопочва. Первый проявляется в верхних слоях 1 и 2. Здесь величина магнитной восприимчивости выше в профиле современной почвы и в двух палеопочвах внутри слоя 2. Такое соотношение проявляется во всех классических лёссовых разрезах Китая и Европы и в литературе именуется «китайской» моделью [Liu et al., 1993]. Связывается это с образованием большего количества ферромагнитных и парамагнитных минералов при повышении увлажненности среды и процессами педогенеза. На «китайскую» модель в слоях 1, 2 указывает увеличение показателя FD в гумусированных горизонтах, который также чувствителен к количеству мелкодисперсных магнитных минералов. Другое распределение магнитной восприимчивости наблюдается в отложениях слоя 3. Значения магнитной восприимчивости в гумусовом горизонте палеопочвы слоя 3 в 1,5–2 раза ниже, чем в нижележащих лёссовидных отложениях. Связано это, скорее всего, с изначально большим

содержанием ферромагнитных минералов в осадке, которые при педогенезе разрушаются и перерабатываются в менее магнитные минералы. Возрастание в лёссовых отложениях FD говорит о присутствии суперпарамагнитных и однодоменных магнитных минералов, которые не связаны с педогенезом. Присутствие двух распределений в разрезе может быть либо следствием различного источника лёссового материала, либо вызвано близким положением коренных пород, которые могут изначально содержать большое количество магнитных минералов. Кроме того, причиной может быть более высокая ветровая активность в период накопления слоя 3 с усилением влияния влекомого местного переноса.

Обсуждение

Сопоставление выделенных в изученных расчистках Усть-Чём-1 и Усть-Чём-2 слоев, их корреляция с морскими стадиями изотопно-кислородной шкалы [Lisiecki, Raymo, 2005] и стадиями Гренландской кривой NGRIP [Andersen et al., 2004] приведены на рис. 6. В строение разреза выделяются два горизонта сартанских лёссовидных суглинков, соответствующих баганскому и ельцовскому лёссям.

Баганский и ельцовский лёссовидные суглинки залегают покровом на субаквальных отложениях, их мощность меняется и зависит от подстилающего рельефа, обусловленного в данном месте формой коренных выходов. Отложения временных водотоков наблюдаются не по всему карьеру: наличие линз плохо сортированных крупнозернистых отложений отмечены в части карьера, наиболее приближенной к современной долине р. Елбаш, северо-западнее расчистки УЧ-1. Также они отмечены в расчистке УЧ-2. Обычно же субаэральные отложения залегают на оглеенно-ожелезненных супесях. Последние (юго-восточнее УЧ-2) выклиниваются, и лёссовидные суглинки лежат непосредственно на элювии. При этом их внешний облик более спокойный, они менее опесчанены и более похожи на лёссы, наблюдаемые на более равнинных территориях Присалайря (пр. разрез Ложок, Мраморный). В расчистке УЧ-2 отмечается более спокойное осадконакопление, не затронутое склоновыми процессами в отличие от расчистки УЧ-1.

Изучение морфологии кварцевых зерен показало, что осадконакопление отложений баганского и ельцовского лёссов происходило в результате действия эоловых процессов. На зернах из горизонтов палеопочв кроме следов эоловой деятельности отмечаются признаки активного химического воздействия. При формировании отложений ельцовского лёсса определяется материал из двух источников: одни зерна несут признаки, образующиеся при соударении частиц в воздушном потоке в результате

длительного переноса, другие имеют следы предыдущей субаквальной обработки, которые бывают нарушены царапинами и бороздами, образующимися, в основном, при влекомом эоловом переносе. Это позволяет предположить, что формирование ельцовского лёсса происходило в результате как дальней эоловой транспортировки зерен во взвешенном потоке, так и при участии местного переноса материала с речной долины и подстилающих отложений временных водотоков.

По данным гранулометрического анализа показано, что основная фракция в составе отложений – крупная пыль, что является характерной особенностью лёссовых отложений. Схожее содержание и характер распределения пылеватой и отдельно взятой крупнопылеватой фракций в иллювиальном горизонте современной почвы и в лёссовидном суглинке слоя 2 показывает, что эти отложения литологически не отличаются, их накопление происходило в баганскую эпоху лёссообразования, а впоследствии они были внешне и химически изменены в результате процессов активного почвообразования. Влияние последних также хорошо заметно в распределении фракции глины по иллювиальному горизонту.

Ельцовский лёсс по распределению гранулометрического состава выделяется от вышележащих слоев по минимальному содержанию глины и пыли, с большим процентом содержания песчаной фракции. По изменению фракции песка по разрезу заметно постепенное снижение влияния местного эолового переноса и переход к атмосферному осадконакоплению.

В распределении магнитной восприимчивости и параметра FD по разрезу УЧ-2 отмечается присутствие «китайской» модели накопления магнитного материала и распределения, явно не связанного с известными моделями. Такое распределение магнитной восприимчивости по разрезу может быть обусловлено поступлением лёссового материала из различных источников с разным исходным содержанием магнитных минералов либо близким положением коренных пород, которые могут изначально содержать определенное количество магнитных минералов, за счет чего при перевевании из выветрелого материала происходил привнос магнитных частиц в ельцовский лёсс.

На основании вышеизложенного в разрезе можно выделить три различные обстановки осадконакопления:

- накопление ельцовского лёсса (слоя 3) происходило в результате совместной работы осаждения пыли из атмосферного потока (большое содержание пыли в отложениях) и значительного привноса местного материала (большое количество песка);

- накопление лёссовидных суглинков баганского лёсса происходило в периоды похолоданий в результате относительно равномерного состояния среды

при преобладании атмосферного осадконакопления. Исходя из характера распределения величины U_{ratio} по разрезу в позднеледниковые отмечается резкий колебательный характер силы ветрового потока, что может быть связано, учитывая возраст верхней палеопочвы, с частым чередованием потеплений и похолоданий в это время в Северном Полушарии в целом, в частности с похолоданиями позднего и древнего дриаса [Andersen et al., 2004];

– для отложений слаборазвитых палеопочв, формировавшихся в периоды потеплений климата, характерно повышенное количество содержания глины и более низкий процент пылеватых фракций относительно вмещающих лёссовых отложений, что позволяет предполагать незначительное снижение роли атмосферного пылеосаждения в этом время. Характерно увеличение значений магнитной восприимчивости и FD за счет большого количества ферримагнитных и парамагнитных минералов в результате повышения увлажненности среды.

Примечательной особенностью данного разреза является наличие слаборазвитых палеопочв, сформировавшихся в короткие незначительные потепления сартанского времени. В данном карьере они распространены не повсеместно. Судя по характеру их залегания в виде больших линз, скорее всего они были сформированы либо сохранились в некоторых локальных микропонижениях. Находки сартанских палеопочв в лёссовых отложениях на юго-востоке Западной Сибири весьма редки. В стратиграфической схеме Западной Сибири баганский и ельцовский лёсс разделяет суминская почва, которая на юге Западной Сибири впервые выделена в местонахождении Волчья Грива (Каргатский район Новосибирской области) [Волков 1971; Зыкина и др., 1981; Зыкина, Зыкин, 2012]. Она же отмечается в разрезе котловины озера Аксор (Казахстан) [Зыкин и др., 2003]. Кроме того, И.А. Волков [1971] выделял суминскую почву в карьере близ г. Искитим в долине р. Берди, там она перекрыта эоловыми песками, однако эта почва не была датирована. В Волчье Гриве возраст суминской почвы оценивается на основании радиоуглеродных датировок костного материала, обнаруженного на поверхности ее верхней границы: $13\ 600 \pm 230$ л. н., $16\ 340 \pm 672$ кал. л. н. (СОАН-111), $14\ 200 \pm 150$ л. н., $17\ 245 \pm 448$ кал. л. н. (СОАН-78), приведенные датировки характеризуют время завершения теплого интерстадиала и начало накопления баганского лёсса [Зыкина и др., 1981; Зыкина, Зыкин, 2012]. По более поздним данным, возраст палеонтологического материала с приблизительно этого уровня оценивается интервалом от 11 до 18 ^{14}C тыс. л. н. [Leshchinskiy et al., 2008], но точной привязки именно к горизонту суминской почвы нет. В озерной котловине оз. Аксор имеется ^{14}C датировка из палеопочвы, являющейся, по-видимому, аналогом суминской

палеопочвы: $16\ 210 \pm 850$ л. н., $19\ 700 \pm 2\ 037$ кал. л. н. (СОАН-3891) [Зыкин и др., 2003]. Таким образом, опираясь на эти датировки, можно приблизительно оценить интервал формирования суминской почвы в пределах $\sim 19,6$ – $16,3$ тыс. л. н.

В баганском и ельцовском лёссе разреза Усть-Чём отмечается три уровня слаборазвитых палеопочв, для двух из которых установлен абсолютный возраст. Первая датировка ($12\ 388 \pm 774$ кал. л. н. (СОАН-9792)) скорее всего соотносится с интервалом аллёрёдского потепления в шкале климатических периодов Блитта – Сernандера Северной Европы, который длился несколько сот лет в интервале $\sim 13\ 900$ – $12\ 700$ л. н. по [Величко и др., 2017]. В Гренландской записи этот интерстадиал соответствует подстадиям GI-1a, GI-1b и GI-1c в интервале $13\ 600$ – $12\ 900$ л. н. [Rasmussen et al., 2014]. Вторая дата ($14\ 934 \pm 993$ кал. л. н. (СОАН-9707)) может отражать событие, аналогичное потеплению бёллинг в интервале от 14 100 до 14 700 лет [Величко и др., 2017] или максимальной фазе GI-1e кри-вой NGRIP ($14\ 692$ – $14\ 075$ л. н. [Rasmussen et al., 2014]). Кроме того, формирование этой слаборазвитой почвы можно скоррелировать со вторым событием Дансгора – Эшгера [Wolf et al., 2010], относящимся к быстрым короткопериодичным климатическим колебаниям, выделенным в изотопно-кислородной кривой льдов Гренландии [Dansgaard et al., 1993], характеризующимся резким потеплением с последующим постепенным похолоданием.

Обнаруженные в разрезе Усть-Чём погребенные почвы являются не единственным свидетельством потепления конца плейстоцена Западной Сибири и соседних территорий. На крайнем северо-востоке России с 15 тыс. л. н. отмечаются слаборазвитые почвы и другие органические остатки в сартанских отложениях, и на основании многочисленных датировок выделяется позднеледниковое потепление в интервале 15–12 тыс. л. н. [Астахов, Свенсен, 2011]. В торфяниках юго-востока таежной зоны Западной Сибири (разрез Жуковское, Томская область) на основе анализа спорово-пыльцевых спектров и радиоуглеродного датирования выделен интерстадиал в интервале ~ 12 – $11,2$ тыс. л. н., сопоставляемый с аллёрёдом [Борисова и др., 2005]. В районе Нижнего Иртыша С.К. Кривоногов [1988] в интервале 15–11 тыс. л. н. по палеокарнологическим данным и ^{14}C датированию выделил два теплых промежутка, соответствующих бёллингу и аллёрёду. Для центральной части Западной Сибири получены палинологические данные о постепенном расширении лесных ландшафтов с начала позднеледникового и их преобладания с ~ 14 – 13 тыс. л. н. [Бурканова, 2017]. Наличие следов позднеледниковых потеплений в разных типах отложений позволяет заключить о региональном проявлении интерстадиала аллёрёд-бёллинг в Западной Сибири.

В нижней части ельцовского лёсса отмечен гумусированный прослой с мелкими, в основном травянистыми углями, который хорошо прослеживается по латерали по всей северо-западной части карьера. По углам получена радиоуглеродная датировка $15\ 035 \pm 390$, или $18\ 214 \pm 903$ кал. л. н. (СОАН-9705). Эта датировка маркирует событие, характеризующееся незначительным потеплением на фоне холодных условий стадиала. Этот слой, скорее всего, является временным аналогом суминской почвы. Отмеченная в расчистке УЧ-2 палеопочва 3 также могла быть сформирована в это потепление, но на данном этапе исследований данных, подтверждающих это, нет. В глобальных записях климата Северного полушария приблизительно в это время начинается последняя ледниковая терминация LGT (Last Glacial Termination).

На данный момент нижняя почва из расчистки УЧ-1 (из слоя 4) не имеет однозначной интерпретации. Согласно полученной датировке, ее возраст составляет $21\ 631 \pm 814$ кал. л. н. (СОАН-9706). Однако учитывая, что она явно претерпела воздействие склоновых процессов, данная датировка, скорее всего, омоложена, считается ориентировочной и требует уточнения. Предварительно авторы сопоставляют образование данной почвы с каргинским интерстадиалом (МИС 3).

В других изученных разрезах Присалаирья, расположенных в пределах Новосибирского Приобья, баганский и ельцовский лёсс лежат один на другом без признаков суминского почвообразования между ними. Полученные ОСЛ датировки из разреза Ложок не выявляют перерыва в осадконакоплении на их границе. Накопление имеющихся в разрезе отложений ельцовского лёсса происходило в интервале от ~29,5 до 18,2 тыс. л. н., а баганского лёсса – с ~18,2 до 16,5 тыс. л. н. [Вольвах и др., в печати]. Возможно, формирование слаборазвитых палеопочв в периоды коротких потеплений в течение МИС 2 – начала МИС 1 на изученной территории связано с более благоприятными обстановками в предгорных районах.

Стоит отметить, что ранее в пределах баганского лёсса в разрезе Ложок по записи магнитной восприимчивости и геохимическим палеоклиматическим индикаторам была установлена осцилляция [Вольвах и др., 2019], которая может являться откликом на непродолжительное потепление, отмеченное нами в разрезе Усть-Чём.

Заключение

Отложения разреза Усть-Чём дают представление об этапах формирования лёссовой толщи в течение МИС 3 – начала МИС 1 в районе левобережья долины р. Елбаш в Присалаирье. Данные о морфологии кварцевых зерен подтвердили, что ведущим факто-

ром в накоплении отложений баганского и ельцовского лёссов были эоловые процессы, отмечаются следы криогенного выветривания.

Судя по строению разреза Усть-Чём, широкое развитие субазрального осадконакопления на рассматриваемом участке долины р. Елбаш началось с начала сартанского времени, сохранились реликты почвы, сформировавшейся, по-видимому, в каргинский интерстадиал. Следов более древнего лёссонакопления не выявлено, возможно, они были денудированы. По данным гранулометрии, магнитной восприимчивости и морфоскопии кварцевых зерен накопление ельцовского лёсса происходило за счет сопряжения осаждения пылеватого материала из атмосферы и участии местного переноса песчаных частиц в результате перевешивания отложений водного генезиса и элювия палеозойских пород. В накоплении баганского лёсса роль местного переноса снижается до минимума.

В разрезе отразились короткоперiodичные события последнего оледенения, следы которых очень редко обнаруживаются в лёссовых разрезах юго-восточной части Западной Сибири. Установлены признаки двух потеплений в позднеледниковые Северо-Западного Присалаирья в интервале от 14,9 до 12,3 тыс. л. н.: в разрезе присутствуют две слаборазвитые палеопочвы, абсолютный возраст которых показал, что они могут являться аналогами интерстадиалов бёллинг и аллэрёд в Северной Европе и интерглациалов Гренландской кривой GI-1e и GI-1a, b, с соответственно. Полученные радиоуглеродные датировки имеют важное значение для восстановления истории палеогеографии Новосибирской области. Ранее в лёссовых отложениях Северо-Западного Присалаирья не находили признаки позднеледниковых потеплений. Наличие «теплого» события в основании ельцовского лёсса, которое сопоставляется по времени его проявления с формированием суминской почвы, по-видимому, свидетельствует, что данное потепление не было развито локально и проявлялось в разных районах юга Западной Сибири. По-видимому, потепления в позднеледниковые на территории юга Западной Сибири были неравномерными и зависели от региональных или местных климатических условий и рельефа.

Лёссовые разрезы Присалаирья в Новосибирском Приобье не содержат видимых следов формирования почв на границе баганского-ельцовского лёссов. Также там не установлено наличие палеопочв, маркирующих климатические осцилляции в пределах МИС 2 – начала МИС 1. Присутствие позднеледниковых слаборазвитых почв в разрезе Усть-Чём может быть объяснено тем, что в предгорных условиях были благоприятные обстановки для их формирования.

Лёссовые отложения долины р. Елбаш формировались в холодные/сухие интервалы МИС 2, а

гумусовые прослои во время непродолжительных позднеледниковых потеплений/увлажнений, отмечавшихся в разных районах Северного полушария. Сопоставление установленных событий в Присалайре с Гренландскими записями климата позволяет заключить, что в лёссых отложениях юго-восточной части Западной Сибири могут быть записаны отклики на короткопериодические глобаль-

ные климатические изменения, в том числе векового масштаба.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ и правительства Новосибирской области в рамках научного проекта № 18-45-543007 р_мол_a, проектов РФФИ № 20-05-00801, 19-05-00513 и государственного задания Института геологии и минералогии СО РАН.

ЛИТЕРАТУРА

- Алексеев А.О., Алексеева Т.В. Оксидогенез железа в почвах степной зоны. М. : Изд-во ГЕОС, 2012. 204 с.
- Арсланов Х.А., Громова Л.И., Полевая Н.И., Руднев Ю.П. Определение абсолютного возраста по радиоуглероду сцинтилляционным методом // Геохимия. 1968. № 2. С. 198–206.
- Астахов В.И., Свенсен Й.И. Покровная формация финального плейстоцена на крайнем северо-востоке Европейской России // Региональная геология и металлогения. 2011. № 47. С. 12–27.
- Борисова О.К., Зеликсон Э.М., Кременецкий К.В., Новенко Е.Ю. Ландшафтно-климатические изменения в Западной Сибири в позднеледниковые и голоцене в свете новых палинологических данных // Известия РАН. Серия Географическая. 2005. № 6. С. 38–49.
- Бурканова Е.М. Палиностратиграфия каргинско-голоценовых отложений комплекса речных долин Среднего Приобья : автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Томск, 2018. 25 с.
- Величко А.А., Фаустова М.А., Писарева В.В., Карпухина Н.В. История Скандинавского ледникового покрова и окружающих ландшафтов в валдайскую ледниковую эпоху и начале голоцена // Лёд и Снег. 2017. № 57 (3). С. 391–416.
- Волков И.А. Позднечетвертичная субаэральная формация. М. : Наука, 1971. 254 с.
- Вольвах А.О., Вольвах Н.Е., Смолянинова Л.Г. Палеоклиматические изменения и короткопериодичные события позднего плейстоцена в записи лёссых отложений разреза Ложок, юго-восток Западной Сибири // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2019. № 4. С. 17–27.
- Вольвах Н.Е., Курбанов Р.Н., Вольвах А.О., Зыкина В.С., Хашевская Д.Е., Булард Я.-П., Миоррей Э.С. Первые результаты люминесцентного датирования лёссы-почвенных серий юга Западной Сибири (опорный разрез Ложок) // Известия РАН. Серия Географическая. (в печати)
- Зыкин В.С., Зыкина В.С., Орлова Л.А. Реконструкция изменений природной среды и климата позднего плейстоцена на юге Западной Сибири по отложениям котловины озера Аксор // Археология, этнография и антропология Евразии. 2003. № 4. С. 2–16.
- Зыкина В.С., Волков И.А., Дергачева М.И. Верхнечетвертичные отложения и ископаемые почвы Новосибирского Приобья. М. : Наука, 1981. 204 с.
- Зыкина В.С., Зыкин В.С. Лёссы-почвенная последовательность и эволюция природной среды и климата Западной Сибири в плейстоцене. Новосибирск : Гео, 2012. 477 с.
- Карабанов Е.Б., Прокопенко А.А., Кузьмин М.И., Вильямс Д.Ф., Гвоздков А.Н., Кербер Е.В. Оледенения и межледниковые Сибири – палеоклиматическая запись из озера Байкал и ее корреляция с Западно-Сибирской стратиграфией (эпоха полярности Брюнес) // Геология и геофизика. 2001. Т. 42 (1–2). С. 48–63.
- Кривоногов С.К. Стратиграфия и палеогеография Нижнего Прииртышья в эпоху последнего оледенения (по карнологическим данным). Новосибирск : Наука, 1988. 232 с.
- Малолетко А.М. Лёссы Салаира // География и природопользование Сибири. 2015. № 19. С. 105–114.
- Матвеевская А.Л. Строение современной поверхности и рыхлого покрова в северо-западном Присалайре // Труды Горно-геологического института ЗСФ АН СССР. 1956. № 15. С. 129–144.
- Рухин Л.Б. Основы литологии. Л. : Недра, 1969. 703 с.
- Сизикова А.О., Зыкина В.С. Морфоскопия песчаных кварцевых зерен и микростроение верхнеплейстоценовых лёссов юга Западной Сибири, разрез Ложок // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2014. № 1 (170). С. 41–50.
- Тишкин А.А. Методика отбора проб для радиоуглеродного и дендрохронологического датирования: учеб.-метод. пособие. Барнаул : Изд-во Алт. ун-та, 2001. 40 с.
- Хабаков А.В. Об индексах окатанности галечников // Советская геология. 1946. № 10. С. 98–99.
- Чичагова О.А., Черкинский А.Е. Проблема радиоуглеродного датирования почв // Почвоведение. 1985. № 11. С. 63–75.
- Andersen K.K., Azuma N., Barnola J.-M., Bigler M., Biscaye P., Caillon N., Chappellaz J., Clausen H.B., Dahl-Jensen D., Fischer H., Flückiger J., Fritzsche D., Fujii Y., Goto-Azuma K., Grønvald K., Gundestrup N.S., Hansson M., Huber C., Hvidberg C.S., Johnsen S.J., Jonsell U., Jouzel J., Kipfstuhl S., Landais A., Leuenberger M., Lorrain R., Masson-Delmotte V., Miller H., Motoyama H., Narita H., Popp T., Rasmussen S.O., Raynaud D., Rothlisberger R., Ruth U., Samyn D., Schwander J., Shoji H., Siggard-Andersen M.-L., Steffensen J.P., Stocker T., Sveinbjörnsdóttir A.E., Svensson A., Takata M., Tison J.-L., Thorsteinsson Th., Watanabe O., Wilhelms F., White J.W.C. High-resolution record of Northern Hemisphere climate extending into the last interglacial period // Nature. 2004. V. 431. P. 147–151.
- Bassinot F.C., Labeyrie L.D., Vincent E., Quidelleur X., Shackleton N.J., Lancelot Y. The astronomical theory of climate and the age of the Brunhes-Matuyama magnetic reversal // Earth and Planetary Science Letters. 1994. V. 126. P. 91–108.
- Chlachula J., Little E. A high-resolution Late Quaternary climatostratigraphic record from Iskitim, Priobie Loess Plateau, SW Siberia // Quaternary International. 2011. V. 240 (1–2). P. 139–149.
- Clark P.U., Dyke A.S., Shakun J.D., Carlson A.E., Clark J., Wohlfarth B., Mitrovica J.X., Hostetler S.W., McCabe A.M. The Last Glacial Maximum // Science. 2009. V. 325. P. 71–74.

- Dansgaard W., Johnsen S.J., Clausen H.B., Dahl-Jensen D., Gundestrup N.S., Hammer C.U., Hvidberg C.S., Steffensen J.P., Svelnborndottir A.E., Jouzel J., Bond G.** Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record // *Nature*. 1993. V. 364 (6434). P. 218–220.
- Head M.G., Gibbard P.L., Salvador A.** The Quaternary: its character and definition // *Episodes*. 2008. V. 31 (2). P. 234–238.
- Kalinska-Nartisa E., Woronko B., Wenxin N.** Microtextural inheritance on quartz sand grains from Pleistocene periglacial environments of the Mazovian Lowland, Central Poland // *Permafrost and Periglacial Processes*. 2017. V. 28. P. 741–756.
- Kravchinsky V.A., Zykina V.S., Zykin V.S.** Magnetic indicator of global paleoclimate cycles in Siberian loess-paleosol sequences // *Earth and Planetary Science Letters*. 2008. V. 265. P. 498–514.
- Krinsley D.H., Doornkamp J.C.** Atlas of quartz sand surface textures. 2nd ed. Cambridge : Cambridge University Press, 2011. 102 p.
- Leshchinskiy S.V., Kuz'min Y.V., Zenin V.N., Joull A.J.T.** Radiocarbon chronology of the “Mammoth Cemetery” and paleolithic site of Volchia Griva (Western Siberia) // Current research in the Pleistocene. 2008. V. 25. P. 53–56.
- Lisiecki L.E., Raymo M.E.** A Pliocene–Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic d₁₈O records // *Paleoceanography*. 2005. V. 20. P. 1–17.
- Liu X.M., Shaw J., Liu T.S., Heller F., Cheng M.Y.** Rock magnetic properties and palaeoclimate of Chinese Loess // *J. Geomagn. Geoelectr.* 1993. V. 45. P. 117–124.
- Matasova G.G., Kazansky A.Yu.** Magnetic properties and magnetic fabrics of Pleistocene loess/palaeosol deposits along west-central Siberian transect and their palaeoclimatic implications / Magnetic Fabric: Methods and Applications. Geological Society. London: Special Publications. 2004. V. 238. P. 145–173.
- Nugteren G., Vandenberghe J.** Spatial climatic variability on the Central Loess Plateau (China) as recorded by grain size for the last 250 kyr // *Global and Planetary Change*. 2004. V. 41 (3–4). P. 185–206.
- Petit J.R., Jouzel J., Raynaud D., Barkov N.I., Barnola J.M., Basile I., Bender M., Chappellaz J., Davis M., Delaygue G., Delmotte M., Kotlyakov V.M., Legrand M., Lipenkov V.Y., Lorius C., Pepin L., Ritz C., Saltzman E., Stievenard M.** Climate and atmospheric history of the past 420000 years from the Vostok ice core, Antarctica // *Nature*. 1999. V. 399. P. 429–436.
- Rasmussen S.O., Bigler M., Blockley S.P., Blunier T., Buchardt S.L., Clausen H.B., Cvijanovic I., Dahl-Jensen D., Johnsen S.J., Fischer H., Gkinis V., Guillec M., Hoek W.Z., Lowe J.J., Pedro J.B., Popp T., Seierstad I.K., Steffensen J.P., Svensson A.M., Vallelonga P., Vinther B.M., Walker M.J., Wheatley J.J., Winstrup M.** A stratigraphic framework for abrupt climatic changes during the Last Glacial period based on three synchronized Greenland ice-core records: refining and extending the INTIMATE event stratigraphy // *Quaternary Science Reviews*. 2014. V. 106. P. 14–28.
- Reimer P.J., Bard E., Bayliss A., Beck J.W., Blackwell P.G., Bronk R.C., Buck C.E., Cheng H., Edwards R.L., Friedrich M., Grootes P.M., Guilderson T.P., Haflidason H., Hajdas I., Hatté C., Heaton T.J., Hogg G., Hughen K.A., Kaiser K.F., Kromer B., Manning S.W., Niu M., Reimer R.W., Richards D.A., Scott E.M., Southon J.R., Turney C.S.M., van der Plicht J.** IntCal13 and MARINE13 radiocarbon age calibration curves 0–50000 years cal BP // *Radiocarbon*. 2013. V. 55 (4). P. 1869–1887.
- Sizikova A.O., Zykina V.S.** The dynamics of the Late Pleistocene loess formation, Lozhok section, Ob loess Plateau, SW Siberia // *Quaternary International*. 2015. V. 365. P. 4–14.
- Svensson A., Andersen K.K., Bigler M., Clausen H.B., Dahl-Jensen D., Davies S.M., Johnsen S.J., Muschler R., Rasmussen S.O., Rothlisberger R., Steffensen J.P., Vinther B.M.** The Greenland Ice Core Chronology 2005, 15–42 ka. Part 2: comparison to other records // *Quaternary Science Reviews*. 2005. V. 25. P. 3258–3267.
- Vandenberghe J.** Paleoenvironment and Stratigraphy During Last Glacial in the Belgian-Dutch Border Region // *Quaternary Research*. 1985. V. 24. P. 23–38.
- Vandenberghe J., An Z., Nugteren G., Lu H., Van Huissteden C.** A new absolute timescale for the Quaternary climate in the Chinese loess region based on grain size analysis // *Geology*. 1997. V. 25. P. 35–38.
- Velichko A.A., Timireva S.N.** Morphoscopy and Morphometry of Quartz Grains from Loess and Buried Soil Layers // *GeoJournal*. 1995. V. 36 (1). P. 143–149.
- Vos K., Vandenberghe N., Elesen J.** Surface textural analysis of quartz grains by scanning electron microscopy (SEM): From sample preparation to environmental interpretation // *Earth-Science Reviews*. 2014. V. 128. P. 93–104.
- Wolf E.W., Chappellaz J., Blunier T., Rasmussen S.O., Svensson A.** Millennial-scale variability during the last glacial: The ice core record // *Quaternary Science Reviews*. 2010. V. 29. P. 2828–2838.
- Zykin V.S., Zykina V.S.** The Middle and Late Pleistocene loess-soil record in the Iskitim area of Novosibirsk Priobie, south-eastern West Siberia // *Quaternary International*. 2015. V. 365. P. 15–25.

Авторы:

- Вольвах Анна Олеговна**, научный сотрудник, лаборатория геологии кайнозоя, палеоклиматологии и минералогических индикаторов климата, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия.
E-mail: sizikova@igm.nsc.ru
- Вольвах Николай Евгеньевич**, аспирант, ведущий инженер, лаборатория геологии кайнозоя, палеоклиматологии и минералогических индикаторов климата, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия.
E-mail: volvakh@igm.nsc.ru
- Овчинников Иван Юрьевич**, научный сотрудник, лаборатория геологии кайнозоя, палеоклиматологии и минералогических индикаторов климата, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева ИГМ СО РАН, Новосибирск, Россия.
E-mail: ivovichinnikov@igm.nsc.ru
- Маликов Дмитрий Геннадьевич**, кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник, лаборатория геологии кайнозоя, палеоклиматологии и минералогических индикаторов климата, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия.
E-mail: dgmalikov@igm.nsc.ru
- Щеглова Снежана Николаевна**, инженер, лаборатория геологии кайнозоя, палеоклиматологии и минералогических индикаторов климата, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия.
E-mail: snezhka@igm.nsc.ru

A.O. Volvakh, N.E. Volvakh, I. Yu. Ovchinnikov, D.G. Malikov, S. N. Scheglova

¹*Sobolev Institute of Geology and Mineralogy of Siberian Branch of Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russia*

WARMING EVIDENCES RECORDED IN LOESS DEPOSITS OF THE LAST GLACIATION AND DYNAMICS OF LOESS ACCUMULATION IN NORTH-WEST CIS-SALAIR, (SOUTH-EAST OF WEST SIBERIA)

In the framework of this work, loess sections represented by subaerial deposits of the MIS 2 – beginning of MIS 1 age of Cis-Salair plain within the Iskitim district of the Novosibirsk region, were studied. Great interest in the section was caused by the presence of three buried paleosols and carbonized organic matter in it, suitable for ¹⁴C dating. Despite the wide distribution of the Sartan loess cover in the south of Western Siberia, finds of interstadial paleosols in the loesses of this time are very rare. Previously, Late Glacial paleosols were not found in loess deposits. There is only the Suminskaya paleosol (~19.6 - 16.3 thousand years ago) is distinguished, separating the Bagan and Eltsovka loess in the stratigraphic scheme of Western Siberia. However, the Suminskaya paleosol is most often absent in loess sections.

In the work, a complex approach to the study of the section was used, which in addition to field observations included grain size and petromagnetic (magnetic susceptibility) analyses, morphoscropy of sand quartz grains and radiocarbon dating. Grain size composition and magnetic susceptibility were measured for the subaerial part of the section. The morphology of quartz grains was studied for all layers of the section.

The deposits of the Ust'-Chem section give an idea of the stages of the formation of the loess stratum of the final of the Late Pleistocene in the area of the left bank of the Elbash river valley in the Cis-Salair. The Bagan and Eltsovka loess-like loams lay on subaqueous sediments, its thickness varies and depends on the underlying relief, determined in this place by the form of mother rock outcrops. According to the grain size analysis, it was shown that the main fraction in the sediment composition is coarse silt, which is a characteristic feature of loess deposits. Data on the morphology of quartz grains confirmed that aeolian processes were the leading factor in the accumulation of deposits of Bagan and Eltsovka loess, and traces of cryogenic weathering also were noted.

According to the structure of sections Ust'-Chem-1 and Ust'-Chem-2, wide subaerial sedimentation in the considered section of the Elbash river valley began from Sartan time, Karga deposits also were preserved. No traces of more ancient loess accumulation were revealed; they may have been denuded. According to the data of grain size, magnetic susceptibility, and morphoscropy of quartz grains, the accumulation of the Eltsovka loess occurred as a result of the conjugation of the input of dusty material as a result of deposition from the atmosphere and the participation of local transport of sand particles as a result of the entrainment of sediments of water genesis and eluvium of Paleozoic rocks. In the accumulation of Bagan loess, the role of local transport is reduced to a minimum.

The section reflects short-period events of the last glaciation, traces of which are very rarely found in loess sections of the southeastern part of Western Siberia. The obtained dates are important for restoring the history of paleogeography of the Novosibirsk region. Earlier, no signs of Late Glacial warming were found in loess deposits of the south-east of Western Siberia. Evidences of two warmings in the Late Glacial period of the northwestern Salair region were established in the range from 14.9 to 12.3 kya: the section contains two weekly developed paleosols, the absolute age of which showed that they can be analogs of the Bølling and Alløred interstadials in Northern Europe and the Greenland curve interglacials GI-1e and GI-1a, b, c, respectively. Besides, the section revealed the presence of a “warm” event at the base of the Eltsovka loess (MIS 2), which is correlated by the time of it with the formation of Suminian paleosol. It is suggested to indicate that this warming was not developed locally and was occurred in different regions of the south of Western Siberia. Apparently, the warming in the Late Glacial in the south of Western Siberia was uneven and depended on regional palaeoclimatic conditions and relief. The paleosol-3 in the Ust'-Chem-2 trench could also be formed during this warming, but at this stage of the research, there is no data confirming this. In the other studied sections of the Cis-Salair, located within the Novosibirsk Ob region, the Bagan and the Eltsovka loesses (both MIS 2) lie on one another without obvious signs of soil formation between them. Traces of paleosols formed in the Late Glacial period are also not observed. Possibly, the formation of weakly developed paleosols during periods of short warming during MIS 2-MIS 1 in the study area is associated with more favorable conditions in the foothill regions. At this stage of the study, the lower paleosol from the Ust'-Chem-1 section (from layer 4) does not have a univocal interpretation. According to the obtained ¹⁴C dating, its age is 21631 ± 814 cal BP (SOAN-9706). However, given that it has clearly undergone the impact of slope processes, this dating is most likely rejuvenated, considered approximate and requires clarification. Preliminarily, the authors link the formation of this paleosol with the Karga interstadial (MIS 3). Loess deposits of the Elbash river valley formed in the cold intervals of MIS-2 under conditions of a drier paleoclimate, and humus interbeds during short-term Late Glacial warmings observed in different regions of the Northern Hemisphere. A comparison of the established events in the Cis-Salair with global climate records allows us to conclude that in loess deposits in the south of West Siberia, responses to short-period global climatic changes, including centuries ones, can be recorded.

Keywords: loess, West Siberia, Late Pleistocene, Late Glacial paleosols, grain size analysis.

References

- Alekseev A.O., Alekseeva T.V. *Oksidogeneticheskaya zheleza v pochvah stepnoj zony* [Oxidogenesis of iron in the soils of steppe zone]. Moscow: GEOS publishing, 2012. 204 p. In Russian
- Arslanov H.A., Gromova L.I., Polevaya N.I. Pudnev Yu.P. *Opredelenie absolютного возраста по радиоглероду стабильным методом* [Determination of absolute age by radiocarbon by scintillation method] // Geohimiya. 1968. № 2. pp. 198–206. In Russian
- Astakhov V.I., Svendsen J.I. *Pokrovnaya formaciya final'nogo pleistocena na kraju severo-vostochnoj Evropejskoj Rossii* [Cover formation of the end of Pleistocene on the extreme northeast of European Russia] // Regional'naya geologiya i metallogeniya. 2011. № 47. pp. 12–27. In Russian
- Borisova O.K., Zelikson E.M., Kremenetsky K.V., Novenko E.Yu. *Landshaftno-klimaticheskie izmeneniya v Zapadnoj Sibiri v pozdnelednikov'e i holocene v svete novyh palinologicheskikh dannyh* [Landscape and climatic changes in Western Siberia in the Late Glacial and Holocene in the light of new palynological data] // Izvestiya RAN. Seriya geograficheskaya 2005. № 6. pp. 38–49. In Russian

Burkanova E.M. *Palinostratigrafiya karginsko-golocenovyyh otlozhenij kompleksa rechnyh dolin Srednego Priob'ya* [Palinostratigraphy of the Karginskiy-Holocene deposits of the complex of river valleys of Middle Ob] // Extended Abstract PhD Thesis in Geology. Tomsk. 2018. 25 p. In Russian

Velichko A.A., Faustova M.A., Pisareva V.V., Karpukhina N.V. *Istoriya Ckandinavskogo lednikovogo pokrova i okruzhayushchikh landshaftov v valdayskuyu lednikovuyu epokhu i nachale golotsena* [History of the Scandinavian ice sheet and surrounding landscapes during Valday ice age and the Holocene] // Ice and Snow. 2017. № 57(3). pp. 391–416. In Russian

Volkov I.A. *Pozdnechetvertichnaya subaerial'naya formatsiya* [Late Quaternary subaerial formation]. Moscow : Nauka, 1971. 254 p. In Russian

Volvakh A.O., Volvakh N.E., Smolyaninova L.G. *Paleoklimaticeskie izmeneniya i korotkoperiodichnye sobytiya pozdnego pleystotsena v zapisi lessovykh otlozheniy razreza Lozhok, yugo-vostok Zapadnoy Sibiri* [Paleoclimatic changes and short-period events of the Late Pleistocene in the record of loess sediments of the Lozhok section, South-Western West Siberia] // Geologiya i mineral'nosyr'evye resursy Sibiri. 2019. №4. pp. 17–27. In Russian

Volvakh N.E., Kurbanov R.N., Volvakh A.O., Zykina V.S., Khashchevskaya D.E., Buylaert J.-P., Murray A.S. *Pervye rezul'taty lyuminestsentnogo datirovaniya lessovo-pochvennykh seriy yuga Zapadnoy Sibiri (opornyy razrez Lozhok)* [The first results of luminescence dating of loess-soil series of the south Western Siberia (Lozhok key section)] // Izvestiya RAN, Seriya Geograficheskaya. (in press) In Russian

Zykin V.S., Zykin V.S., Orlova L.A. Reconstruction of changes in the environment and climate of the Late Pleistocene in the south of Western Siberia from the sediments of the basin of Lake Aksor // Archaeology Ethnology and Anthropology of Eurasia. 2003. № 4. pp. 2–16.

Zykina V.S., Volkov I.A., Dergacheva M.I. *Verkhnechetvertichnye otlozheniya i iskopaemye pochvy Novosibirskogo Priob'ya* [Upper Quaternary sediments and fossil soils of Novosibirsk Ob river]. Moscow: Nauka, 1981. 204 p. In Russian

Zykin 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 the natural environment and climate of Western Siberia in the Pleistocene]. Novosibirsk: «Geo» publishing, 2012. 477 p. In Russian

Karabanov E.B., Prokopenko A.A., Kuzmin M.I., Williams D.F., Gvozdov A.N., Kerber E.V. Glacial and interglacial periods of Siberia: paleoclimate records of Lake Baikal and correlation with west Siberia stratigraphic schemes (the Brunhes Chron) // Russ. Geol. Geophys. 2001. V. 42. pp. 48–63.

Krivonogov S.K. *Stratigrafiya i paleogeografiya Nizhnego Priirtysh'ya v epohu poslednego oledeneniya (po karpologicheskim dannym)* [Stratigraphy and paleogeography of Niznhee Priirtyshie during the last glaciation (on karpological data)]. Novosibirsk: Nauka publishing, 1988. 232 pp. In Russian

Maloletko A.M. *Lessy Salaira* [Loesses of Salair] // Geografiya i prirodopol'zovanie Sibiri 2015. № 19. pp. 105–114. In Russian

Matveevskaya A.L. *Stroenie sovremennoy poverkhnosti i rykhlogo pokrova v severo-zapadnom Prisalair'e* [The structure of the modern surface and loose cover in the northwestern Prisalairye]// Tr. Gorno-geol. in-ta ZSF AN SSSR. 1956. № 15. pp. 129–144. In Russian

Rukhin L. B. *Osnovy litologii* [Fundamentals of lithology]. Leningrad: Nedra, 1969. 703 p. In Russian

Sizikova A. O., Zykin V.S. *Morfoskopiya peschanykh kvartsevykh zeren i mikrostroenie verkhnepleystotsenovyykh lessov yuga Zapadnoy Sibiri, razrez Lozhok* [Morphoscopy of sand quartz grains and microstructure of the Upper Pleistocene loesses of the south of Western Siberia, section Lozhok] // Geologiya i mineral'nosyr'evye resursy Sibiri. 2014. № 1(170). pp. 41–50. In Russian

Tishkin A.A. *Metodika otbora prob dlya radiouglerodnogo i dendrochronologicheskogo datirovaniya: Uchebno-metodicheskoe posobie* [Technique of sampling for radiocarbon and dendrochronology dating: textbook]. Barnaul: Altai University publishing, 2001. 40 p. In Russian

Khabakov A.V. *Ob indeksakh okatannosti galechnikov* [About pebble rounding indices] // Sovetskaya geologiya. 1946. № 10. pp. 98–99. In Russian

Chichagova O.A., Cherkinskii A.E. *Problema radiouglerodnogo datirovaniya pochv* [The problem of radiocarbon dating of soils] // Pochvovedenie. 1985. № 11. pp. 63–75. In Russian

Andersen K.K., Azuma N., Barnola J.-M., Bigler M., Biscaye P., Caillon N., Chappellaz J., Clausen H. B., Dahl-Jensen D., Fischer H., Flückiger J., Fritzsche D., Fujii Y., Goto-Azuma K., Grønvold K., Gundestrup N.S., Hansson M., Huber C., Hvidberg C.S., Johnsen S.J., Jonsell U., Jouzel J., Kipfstuhl S., Landais A., Leuenberger M., Lorrain R., Masson-Delmotte V., Miller H., Motoyama H., Narita H., Popp T., Rasmussen S.O., Raynaud D., Rothlisberger R., Ruth U., Samyn D., Schwander J., Shoji H., Siggard-Andersen M.-L., Steffensen J.P., Stocker T., Sveinbjörnsdóttir A.E., Svensson A., Takata M., Tison J.-L., Thorsteinsson Th., Watanabe O., Wilhelms F., White J. W. C. High-resolution record of Northern Hemisphere climate extending into the last interglacial period // Nature. 2004. V. 431. pp. 147–151.

Bassinot F.C., Labeyrie L.D., Vincent E., Quidelleur X., Shackleton N.J., Lancelot Y. The astronomical theory of climate and the age of the Brunhes-Matuyama magnetic reversal // Earth and Planetary Science Letters. 1994. V. 126. pp. 91–108.

Chlachula J., Little E. A high-resolution Late Quaternary clastostratigraphic record from Iskitim, Priobie Loess Plateau, SW Siberia // Quaternary International. 2011. V. 240(1–2). pp. 139–149.

Clark P.U., Dyke A.S., Shakun J.D., Carlson A.E., Clark J., Wohlfarth B., Mitrovica J.X., Hostetler S.W., McCabe A.M. The Last Glacial Maximum // Science. 2009. V. 325. pp. 71–714.

Dansgaard W., Johnsen S.J., Clausen H.B., Dahl-Jensen D., Gundestrup N.S., Hammer C.U., Hvidberg C.S., Steffensen J.P., Sveinbjörnsdóttir A.E., Jouzel J., Bond G. Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record // Nature. 1993. V. 364 (6434). pp. 218–220.

Head M.G., Gibbard P.L., Salvador A. The Quaternary: its character and definition // Episodes. 2008. V. 31 (2). pp. 234–238.

Kalinska-Nartisa E., Woronko B., N. Wenxin Microtextural inheritance on quartz sand grains from Pleistocene periglacial environments of the Mazovian Lowland, Central Poland // Permafrost and Periglacial Processes. 2017. V. 28. pp. 741–756.

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

Krinsley, D.H., Doornkamp, J.C. Atlas of quartz sand surface textures. 2nd edition. Cambridge. Cambridge University Press, 2011. 102 p.

- Leshchinskiy S.V., Kuz'min Y.V., Zenin V.N., Joull A.J.T. Radiocarbon chronology of the "Mammoth Cemetery" and paleolithic site of Volchia Griva (Western Siberia) // Current research in the Pleistocene. 2008. V. 25. pp. 53–56.
- Lisiecki, L.E., Raymo, M.E. A Pliocene–Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $d^{18}\text{O}$ records // Paleoceanography. 2005. V. 20. pp. 1–17.
- Liu X.M., Shaw J., Liu T.S., Heller F., Cheng M.Y. Rock magnetic properties and palaeoclimate of Chinese Loess // J. Geomagn. Geoelectr. 1993. V. 45. pp. 117–124.
- Matasova, G.G., Kazansky, A.Yu. Magnetic properties and magnetic fabrics of Pleistocene loess/palaeosol deposits along west-central Siberian transect and their palaeoclimatic implications / Magnetic Fabric: Methods and Applications. Geological Society. London: Special Publications. 2004. V. 328. pp. 145–173.
- Nugteren G., Vandenberghe J. Spatial climatic variability on the Central Loess Plateau (China) as recorded by grain size for the last 250 kyr // Global and Planetary Change. 2004. V. 41(3–4). pp. 185–206.
- Petit J.R., Jouzel J., Raynaud D., Barkov N.I., Barnola J.M., Basile I., Bender M., Chappellaz J., Davis M., Delaygue G., Delmotte M., Kotlyakov V.M., Legrand M., Lipenkov V.Y., Lorius C., Pepin L., Ritz C., Saltzman E., Steivens M. Climate and atmospheric history of the past 420000 years from the Vostok ice core, Antarctica // Nature. 1999. V. 399. pp. 429–436.
- Rasmussen S.O., Bigler M., Blockley S.P., Blunier T., Buchardt S.L., Clausen H.B., Cvijanovic I., Dahl-Jensen D., Johnsen S.J., Fischer H., Gkinis V., Guillemin M., Hoek W.Z., Lowe J.J., Pedro J.B., Popp T., Seierstad I.K., Steffensen J.P., Svensson A.M., Valderrama P., Vinther B.M., Walker M.J., Wheatley J.J., Winstrup M. A stratigraphic framework for abrupt climatic changes during the Last Glacial period based on three synchronized Greenland ice-core records: refining and extending the INTIMATE event stratigraphy // Quaternary Science Reviews. 2014. V. 106. pp. 14–28.
- Reimer P.J., Bard E., Bayliss A., Beck J.W., Blackwell P.G., Bronk R.C., Buck C.E., Cheng H., Edwards R.L., Friedrich M., Grootes P.M., Guilderson T.P., Haflidason H., Hajdas I., Hatté C., Heaton T.J., Hogg G., Hughen K.A., Kaiser K.F., Kromer B., Manning S.W., Niu M., Reimer R.W., Richards D.A., Scott E.M., Southon J.R., Turney C.S.M., van der Plicht J. IntCal13 and MARINE13 radiocarbon age calibration curves 0–50000 years cal BP // Radiocarbon. 2013. V. 55(4). pp. 1869–1887.
- Sizikova A.O., Zykina V.S. The dynamics of the Late Pleistocene loess formation, Lozhok section, Ob loess Plateau, SW Siberia // Quaternary International. 2015. V. 365. pp. 4–14.
- Svensson A., Andersen K.K., Bigler M., Clausen H.B., Dahl-Jensen D., Davies S.M., Johnsen S.J., Muschler R., Rasmussen S.O., Rothlisberger R., Steffensen J.P., Vinther B.M. The Greenland Ice Core Chronology 2005, 15–42 ka. Part 2: comparison to other records // Quaternary Science Reviews. 2005. V. 25. pp. 3258–3267.
- Vandenberghe J. Paleoenvironment and Stratigraphy During Last Glacial in the Belgian-Dutch Border Region // Quaternary Research. 1985. V. 24. pp. 23–38.
- Vandenberghe J., An Z., Nugteren G., Lu H., Van Huissteden C. A new absolute timescale for the Quaternary climate in the Chinese loess region based on grain size analysis // Geology. 1997. V. 25. pp. 35–38.
- Velichko A.A., Timireva S.N. Morphoscopy and Morphometry of Quartz Grains from Loess and Buried Soil Layers // GeoJournal. 1995. V. 36(1). pp. 143–149.
- Vos K., Vandenberghe N., Elesen J. Surface textural analysis of quartz grains by scanning electron microscopy (SEM): From sample preparation to environmental interpretation // Earth-Science Reviews. 2014. V. 128. pp. 93–104.
- Wolf E.W., Chappellaz J., Blunier T., Rasmussen S.O., Svensson A. Millennial-scale variability during the last glacial: The ice core record // Quaternary Science Reviews. 2010. V. 29. pp. 2828–2838.
- Zykin V. S., Zykina V.S. The Middle and Late Pleistocene loess-soil record in the Iskitim area of Novosibirsk Priobie, south-eastern West Siberia // Quaternary International. 2015. V. 365. pp. 15–25.

Author's:

Volvakh Anna O., Researcher, Laboratory of Cenozoic geology, paleoclimatology and mineralogical indicators of climate, Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russia.

E-mail: sizikova@igm.nsc.ru

Volvakh Nikolai E., Lead Engineer, Graduate Student, Laboratory of Cenozoic geology, paleoclimatology and mineralogical indicators of climate, Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russia.

E-mail: volvakh@igm.nsc.ru

Ovchinnikov Ivan Yu., Researcher, Laboratory of Cenozoic geology, paleoclimatology and mineralogical indicators of climate, Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russia.

E-mail: ivovchinnikov@igm.nsc.ru

Malikov Dmitrii G., Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Senior Researcher, Laboratory of Cenozoic geology, paleoclimatology and mineralogical indicators of climate, Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russia.

E-mail: dgmalikov@igm.nsc.ru

Scheglova Snezhana N., Engineer, Laboratory of Cenozoic geology, paleoclimatology and mineralogical indicators of climate, Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russia.

E-mail: snezhka@igm.nsc.ru