

ЛИТОЛОГИЯ

УДК 550.42.14+551.21+552.333+(51)
<https://doi.org/10.26516/2541-9641.2025.1.23>

EDN: [CSHFGK](#)

Геохимические характеристики лессов Тункинской долины и Окинской впадины, юг Восточной Сибири: сопоставление с геохимическими характеристиками лессов сопредельной Азии

С.В. Рассказов^{1,2}, Т.А. Ясныгина¹, И.С. Чувашова¹, А.П. Папаев³, С.В. Снопков^{2,4}, Д.И. Парфенов², К.О. Иванов², И.В. Полежаева¹, М.Е. Калинович²

¹Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, Россия

²Иркутский государственный университет, г. Иркутск, Россия

³Орликская средняя школа, пос. Орлик, Россия

⁴Иркутский национальный исследовательский технический университет, г. Иркутск, Россия

Аннотация. Выполнены сравнительные геохимические исследования лессов Окинской впадины и Тункинской долины. Сделан вывод об определяющей роли лессов, подстилающих и перекрывающих Усть-Жом-Болокский лавовый покров в Окинской впадине, для датирования извержения этого покрова поздним плейстоценом. Определен более широкий диапазон составов лессов Окинской впадины, чем Тункинской долины, и выявлено общее отличие состава этих лессов, как представительных для юга Восточной Сибири, от лессов Китая и Якутии.

Ключевые слова: лессы, аллювий, базальты, голоцен, поздний плейстоцен, Восточные Саяны, Тункинская долина, Китай, Якутия

Geochemical Signatures of Loesses from the Tunka Valley and Oka Basin, South of Eastern Siberia: Comparison with Geochemical Signatures of Loesses from Adjacent Asia

S.V. Rasskazov^{1,2}, T.A. Yasnygina¹, I.S. Chuvashova¹, A.P. Papaev³, S.V. Snopkov^{2,4}, D.I. Parfenov², K.O. Ivanov², I.V. Polezhaeva², M.E. Kalinovich²

¹Institute of the Earth's Crust SB RAS, Irkutsk, Russia

²Irkutsk State University, Irkutsk, Russia

³Orlik Secondary School, Orlik, Russia

⁴Irkutsk National Research Technical University, Irkutsk, Russia

Статья получена: 10.03.2025; исправлена: 20.03.2025; принята: 21.03.2025.

ДЛЯ ЦИТИРОВАНИЯ: Рассказов С.В., Ясныгина Т.А., Чувашова И.С., Папаев А.П., Снопков С.В., Парфенов Д.И., Иванов К.О., Полежаева И.В., Калинович М.Е. Геохимические характеристики лессов Тункинской долины и Окинской впадины, юг Восточной Сибири: сопоставление с геохимическими характеристиками лессов сопредельной Азии // Геология и окружающая среда. 2025. Т. 5, № 1. С. 23–60 DOI 10.26516/2541-9641.2025.1.23. EDN: [CSHFGK](#)

Article received: 10.03.2025; corrected: 20.03.2025; accepted: 21.03.2025.

FOR CITATION: Rasskazov S.V., Yasnygina T.A., Chuvashova I.S., Papaev A.P., Snopkov S.V., Parfenov D.I., Ivanov K.O., Polezhaeva I.V., Kalinovich M.E. Geochemical Signatures of Loesses from the Tunka Valley and Oka Basin, South of Eastern Siberia: Comparison with Geochemical Signatures of Loesses from Adjacent Asia // Geology and Environment. 2025. Vol. 5, No. 1. P. 23-60. DOI 10.26516/2541-9641.2025.1.23. EDN: [CSHFGK](#)

Аннотация. We present results of comparative geochemical studies of loesses in the Oka Basin and in the Tunka Valley. We infer that those, underlying and covering the Ust-Zhom-Bolok lava cover in the Oka Basin, are critical for dating its eruption in the late Pleistocene. We determine a wider range of loess compositions for the Oka Basin than for the Tunka Valley and emphasize a general compositional difference of these loesses, representative for the south of Eastern Siberia, compared to those from China and Yakutia.

Ключевые слова: loess, alluvium, basalts, Holocene, late Pleistocene, Eastern Sayans, Tunka Valley, China, Yakutia

Введение

Лессы представляют собой эоловый пылеватый осадок с различным содержанием песчаной и глинистой фракций, обладающий пористостью и способностью удерживать вертикальные стенки. Для инженерной геологии имеет значение особое свойство лессовых грунтов – проседание. Содержание пылеватых частичек со своеобразной рыхлой текстурой в составе лессов превышает 50 %. В лессы входят солесодержащие частицы. Состав лессов близок к составу почвы. В лесово-почвенных комплексах часто развивается карбонатизация вследствие процессов педолитогенеза. Нередко накопления лессов при площадном залегании образуют большие мощности (более сотни м). Главные источники пыли – песчаные пустыни, крупные высохшие либо пересыхающие водоемы и материал, образованный ледниками. Лессы широко распространены на всей территории Евразии (рис. 1).

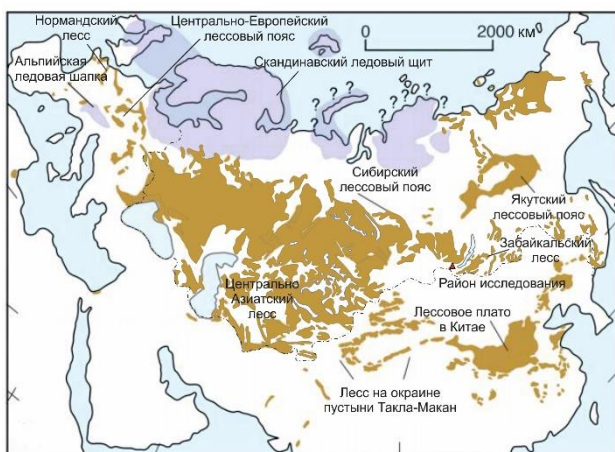


Рис. 1. Лессы Евразии. Для территории за пределами СНГ использована схема из работ (Muhs et al., 2014; Muhs, 2018). Для территории СНГ показаны ареалы распространения лессов по работам (Лессовые породы..., 1986;

Поморцев, Попов, 2021). Штрих-пунктирной линией обозначена граница СНГ.

Fig. 1. Loesses of Eurasia. For the territory outside the Former Soviet Union, the scheme from (Muhs et al., 2014; Muhs, 2018) is used. For the territory of the Former Soviet Union, the loess distribution areas are shown after (Loess rocks..., 1986; Pomortsev, Popov, 2021). The border of the Former Soviet Union is indicated by the dashed line.

В инженерной геологии принята терминология, отличающаяся от классической терминологии литологии. Подчеркивается отличие пород от настоящих лессов использованием термина «лессовидные породы», если в каких-либо породах свойства лессов проявляются не полностью. На юге Восточной Сибири часть пород, внешне похожих на лессы, может содержать менее 50 % пылеватых частиц. В состав таких пород входит мелкопесчаная фракция. Нередко они связаны с развитием мерзлых пород. Мощность таких (по определению, лессовидных) отложений в среднем составляет 2–3 м, редко возрастает до десятков метров. Солесодержащие частицы в них либо отсутствуют, либо имеются в небольшом количестве.

Определение процентного соотношения пылеватых частиц с более крупным обломочным материалом требует проведения специального трудоемкого анализа. Для литологического определения лессовой природы породы достаточно выявления ее существенного наполнения пылеватым материалом. Хотя можно различать разновидности пород образовавшихся в переходных эолово-субаквальных условиях, для характеристики эоловой толщи отложений в целом термин «лессовидная порода» часто представляется не точным, поскольку не сопровождается результатами специальных анализов.

На юге Восточной Сибири пылеватые отложения Тункинской долины отнесены к лессовидным. Отмечалось сходство между

параметрами микроструктуры и структурной моделью лессовых почв Приангарья и Северо-Западного Китая, а также между почвами Забайкалья и Западной Монголии (Рященко и др., 2007, 2014; Ryashchenko et al., 2008).

Геохимические исследования отложений этого типа проводились в последние годы в Тункинской долине связи с определением состава содержащихся в них глинистых минералов (Алокла и др., 2022; Алокла, 2023). В 2024 г. пылеватые отложения были

обнаружены в Окинской впадине Восточных Саян стратиграфически ниже и выше «долинного» Усть-Жом-Болокского лавового покрова (Рассказов и др., 2024а). Окинская впадина простирается субширотно, вдоль Жом-Болокского разлома, и соотносится с высоким Окинским (Кропоткинским) хребтом так же, как рифтовая Тункинская долина соотносится с высоким Тункинским хребтом (рис. 2). В настоящей работе лессы и лессовидные отложения этих территорий рассматриваются в целом как лессы.

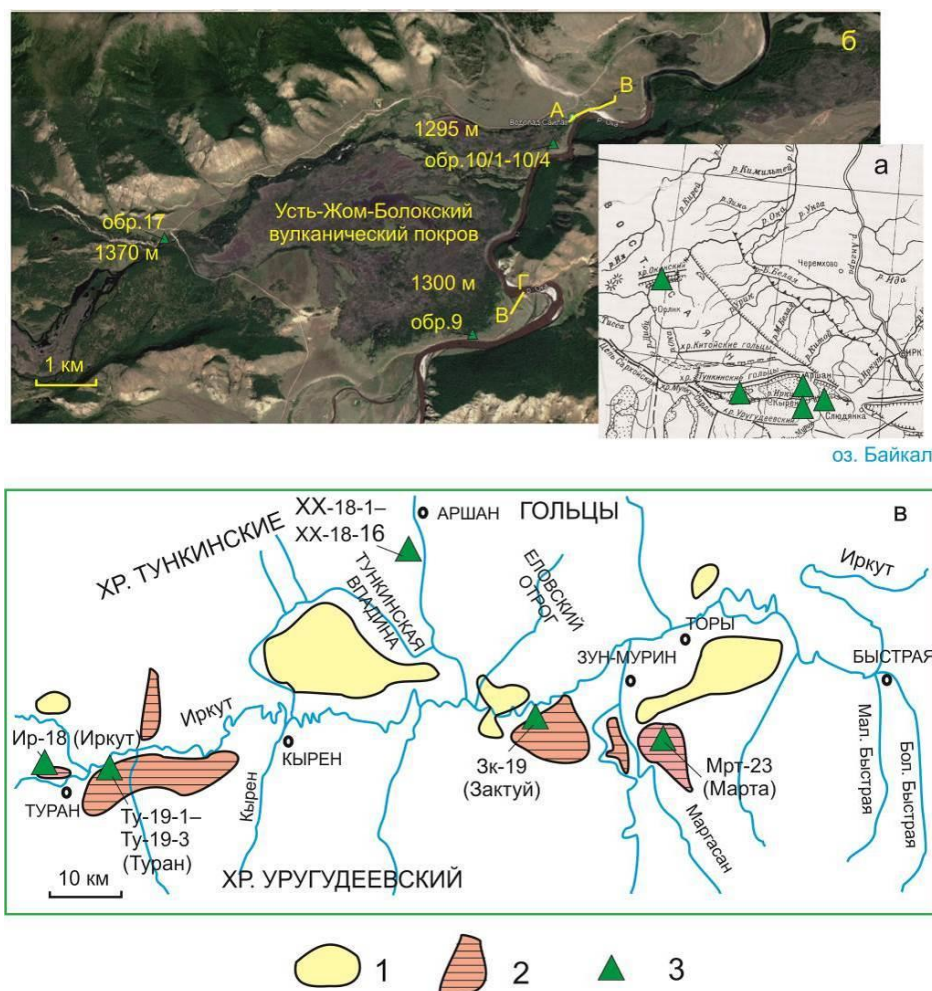


Рис. 2. Местоположение районов опробования лессов в Тункинской долине и Окинской впадине (а), местоположение изученных разрезов вулканогенно-осадочной толщи АБ (Сайлаг) и ВГ (Номто-Гол) и единичных образцов на космическом снимке Google Earth территории Усть-Жом-Болокского вулканического покрова (б) и местоположение опробованных лессов на схеме распространения дефляционных и аккумулятивных эоловых образований в Тункинской и Торской котловинах (в). Карта-схема а из работы (Флоренсов, 1960). На панели б показаны абсолютные высоты кровли вулканического покрова в его западной (1370 м), северо-восточной (1295 м) и юго-восточной (1300 м) частях. На панели в (Выркин, 2010 с упрощениями) обозначаются области: 1 – позднечетвертичной и современной дефляции и аккумуляции с донно-котловинным рельефом оголенных и заросших растительностью песков; 2 – аккумуляции с бугристо-западинным рельефом субаэральных покровов лессов; 3 – точки опробования осадочных пород: ХХ-18/1–ХХ-18/16 – разрез Хурай-Хобок, другие точки – отложения лессов трех местонахождений (Иркут, Туран и Зактуй).

Fig. 2. Location of the loess areas in the Tunka Valley and Oka Basin (a), location of the studied sections of volcanogenic-sedimentary strata: АБ (Sailag) and ВГ (Nomto-Gol) in a space image Google Earth of

the territory of the Ust-Zhom-Bolok volcanic cover (б), and location of the sampled loesses on the distribution pattern of deflationary and accumulative eolian formations in the Tunka and Tory basins (в). Scheme а is after (Florensov, 1960). Satellite image б shows the absolute heights of the roof of the volcanic cover in its western (1370 m), northeastern (1295 m), and southeastern (1300 m) parts. Schematic map а is from (Florensov, 1960). Panel б shows the absolute heights of the roof of the volcanic cover in its western (1370 m), northeastern (1295 m), and southeastern (1300 m) parts. Panel в (modified after Vyrkin, 2010) indicates the areas of: 1 – late Quaternary and modern deflation and accumulation with dune-basin relief of bare and overgrown with vegetation sands; 2 – accumulation with hummocky-depression relief of subaerial loess covers; 3 – sampling sites of sedimentary rocks: XX-18/1–XX-18/16 – Khurai-Khobok section, other sites – loess deposits of three locations (Irkut, Turan, and Zaktuy).

Цель настоящей работы – провести сравнительные геохимические исследования лессов в Окинской впадине и Тункинской долине и сопоставить геохимические характеристики этих пород с характеристиками лессов, распространенных на территории сопредельной Азии.

Лессы в Окинской впадине и Тункинской долине

Окинская впадина

Усть-Жом-Болокский лавовый покров занимает площадь около 30 км² в центральной

части Окинской впадины. Покров почти изометричен в плане (имеет размеры 7.5×4.5 км). Вулканические фрагменты меньших размеров распространяются восточнее, ниже по долине р. Оки, и западнее, выше по долине р. Жом-Болок. Поверхность лав западной части Усть-Жом-Болокского лавового покрова находится на абсолютной высоте около 1370 м, его восточной части – на высоте 1295–1300 м и ниже. В долине р. Жом-Болок глубина эрозионного вреза не существенна. Лавы почти не эродированы. В долине р. Оки лавы глубоко расчленены. Экспонированы ниже- и вышележащие осадочные отложения.

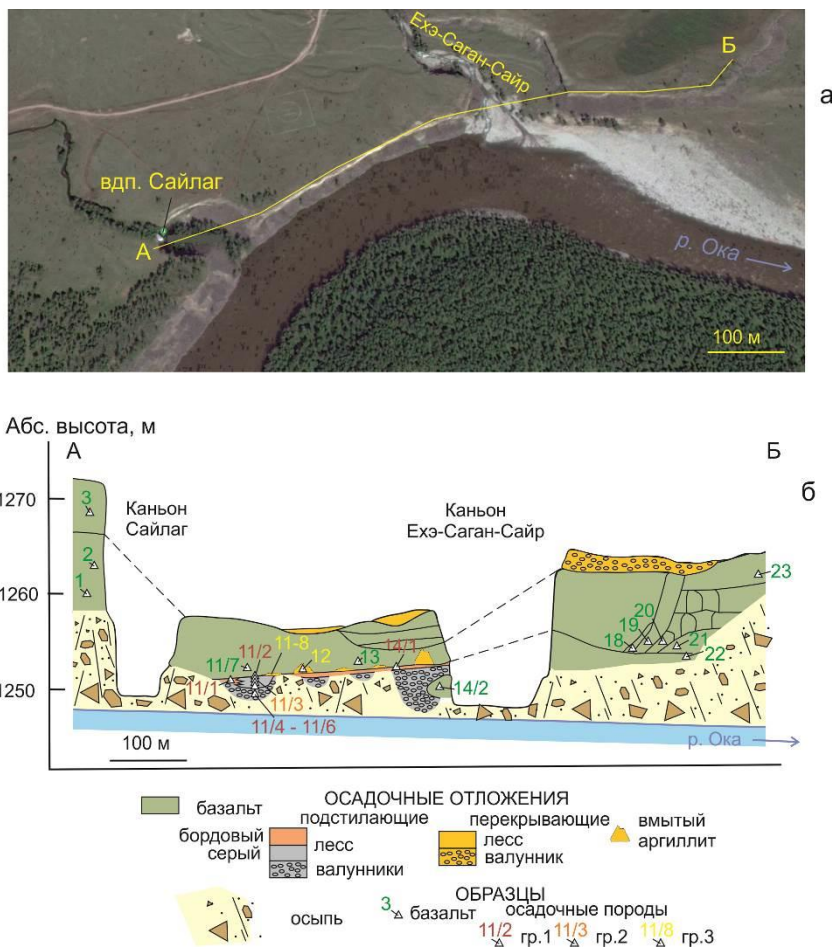


Рис. 3. Положение линии разреза АБ на космоснимке Google Earth (а) и схематический разрез Сайлаг Усть-Жом-Болокского вулканического покрова (б). Для упрощения иллюстрации здесь и

далее в номере образца (Zhb-1-24 и др.) приводится только непосредственно его номер (1) и опускается его начальная часть (Zhb, Жом-Болок) и год отбора (24).

Fig. 3. Position of the section line AB on the Google Earth space image (a) and the schematic Sailag section of the Ust-Zhom-Bolok volcanic cover (b). To simplify the illustration, here and below in the sample number (Zhb-1-24, etc.) only its number (1) is given and its initial part (Zhb, Zhom-Bolok) and the year of sampling (24) are omitted.

Лавовый покров и осадочные отложения, залегающие ниже и выше него, опробованы в районе водопада Сайлаг (профиль AB на рис. 2а, 3а) и р. Номто-Гол (профиль ВГ на рис. 2а, 4). На профиле AB между каньонами Сайлаг и Ехэ-Саган-Сайр, вдоль р. Оки, протягивается стенка, сложенная базальтами и осадочными отложениями (рис. 3). Протяженность стенки от мыса каньона Сайлаг до мыса каньона Ехэ-Саган-Сайр составляет 340 м. От каньона Сайлаг протягивается единый лавовый поток мощностью 7–8 м с толстостолбчатой отдельностью. Образцы базальтов Zhb-1-24 и Zhb-2-24, относятся к единому слою с образцами базальтов Zhb-11/7-24 и Zhb-13-24. Подстилающие осадочные отложения обнажены под подошвой базальтового потока почти на всем протяжении этого обнажения и закрыты осыпью только вблизи каньона Сайлаг.

Разрез в районе Номто-Гола отличается от разреза Сайлаг. В районе Номто-Гола, в широкой долине р. Оки, намечаются два террасовидных уступа, выработанные в процессе

ее формирования. В верхней части склона долины различаются два базальтовых слоя (обр. 6 и 7), разделенные галечником (рис. 4).

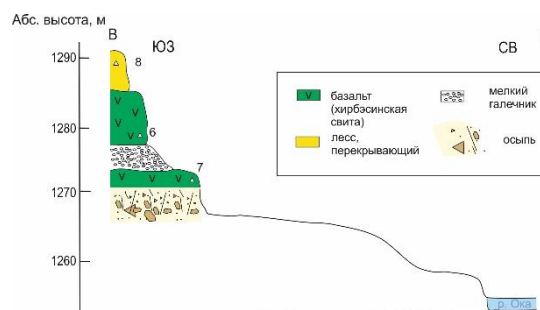


Рис. 4. Схематичный разрез вулканогенно-осадочной толщи в районе Номто-Гола, по линии ВГ (местоположение на рис. 2а). Вулканогенно-осадочная толща этого разреза древнее толщи разреза Сайлаг.

Fig. 4. Schematic section of volcanogenic-sedimentary strata in the Nomto-Gol area, along the VG line (location on Fig. 2a). The volcanic-sedimentary stratum of this section is older than the one of the Sailag section.



Рис. 5. Отложения под подошвой лавового потока: лесс бордового цвета (а), то же серого цвета (б), прожилок плотного желтого аргиллита в подошве базальтового слоя (в) и то же в лессе бордового цвета (г). На панели в желтый пылеватый материал сосредоточен не только в подошве базальтового слоя, но распространяется также по трещинам отдельности базальтов. На панели г плотным

желтым аргиллитом заполнена небольшая (2 см) трещина в осадочном материале, но более существенный объем желтого аргиллита заполняет пустоты в основании базальтового слоя.

Fig. 5. Deposits beneath the base of a lava flow: burgundy-colored loess (*a*), the same gray-colored (*b*), veins of dense yellow argillite at the base of the basalt layer (*b*), and the same in burgundy-colored loess (*c*). In panel *b*, the yellow dusty material is concentrated not only at the base of the basalt layer, but also spreads along cracks within basalt. In panel *c*, a small (2 cm) crack in the sedimentary material is filled with dense yellow argillite, but a more significant volume of yellow argillite fills the voids at the base of the basalt layer.

Слой пылеватых лессов залегает в разрезе АБ (Сайлаг) под подошвой лавового потока, выше слоя валунника (рис. 5а,б). Мощность слоя лессов не превышает 1 м. Порода имеет бордовую или серую окраску (рис. 5в,г). В рыхлом материале и на границе с базальтом встречаются линзы коричневатого сцементированного материала (рис. 5б, обр. Zhb-11/3-24 на рис. 5д).

В обнажениях осадочных пород встречаются образования плотного желтого аргиллита. Если подошва базальтового потока ровная и имеет монолитное сложение, плотный желтый аргиллит образует слой до 2 см

непосредственно на границе базальта с рыхлым лессом (рис. 6а). Если подошва базальтового потока содержит поры и каверны, плотный желтый аргиллит заполняет все образовавшиеся пустоты и образует прожилки в подстилающем рыхлом лессовом материале (рис. 6б). Аргиллитовые фрагменты хорошо индивидуализированы на фоне пористого базальта и имеют комковатое сложение (рис. 6в,г). Плотный желтый аргиллит, очевидно, имеет вторичное происхождение в связи с процессами, развивающимися на границе базальтового потока с подстилающей осадочной толщей.



Рис. 6. Поздние образования плотного желтого аргиллита на границе слабо пористой (почти монолитной) подошвы лавового покрова и подстилающего лесса (*a*), в виде прожилка в подстилающем рыхлом лессе и комковатого материала в перекрывающем базальте (*б*), в виде резко индивидуализированного тела внутри базальтового слоя (*в*) и в виде линзы комковатого материала (*г*).

Fig. 6. Late formations of dense yellow argillite at the boundary of a slightly porous (almost monolithic) base of a lava cover and underlying loess (*a*), in the form of a vein in the underlying loose loess and lumpy material in the overlying basalt (*b*), in the form of a sharply individualized body within the basalt layer (*v*), and in the form of a lens of lumpy material (*g*).

Слой подстилающего валунника обнажен на мысе каньона Эхэ-Саган-Сайр. Видимая мощность составляет 6–7 м (рис. 7а). Валунны различного состава достигают в поперечнике

1 м. Обломочный материал хорошо окатан. Между обломками находится разнозернистый песок, насыщенный пылеватым материалом (рис. 7б).



Рис. 7. Валунник, подстилающий базальтовый поток на мысе каньона Эхэ-Саган-Сайр (а) и фрагмент этого обнажения с наполнителем разнозернистого песка, содержащего пылеватый материал (б). В слое лессов этого обнажения был найден каменный артефакт (Ташак, 2021).

Fig. 7. Boulder underlying a basalt flow on the cape of the Ekhe-Sagan-Sair canyon (a) and a fragment of this outcrop with a filler of mixed-grain sand containing dusty material (b). A stone artifact was found in the loess layer of this outcrop (Tashak, 2021).

На поверхности Усть-Жом-Болокского лавового покрова находятся слои валунных галечников и скопления лессов мощностью от первых десятков сантиметров до первых метров. Слой валунников мощностью первые м залегает на базальтовом покрове в левом борту каньона Эхэ-Саган-Сайр (рис. 8а). Этот слой переходит в обширную равнину центральной части Окинской впадины. По высокой степени окатанности валунов и галек, малой доле пылеватого наполнителя и отсутствию базальтов этот материал подобен валуннику, подстилающему базальтовый покров. В галечнике разреза района Номто-Гола преобладает галька 4–5 см, уплощенной

формы, хорошо окатанная (класс 3 по шкале А.В. Хабакова). Встречается редкая галька до 15 см. Наполнитель слабо промытого крупнозернистого песка составляет 50–60 % (рис. 8в,г).

Лессы, перекрывающие лавовый покров в районах водопада Сайлаг и р. Номто-Гол, достигают мощности в западинах до 6 м. Эти отложения нередко образуют слои с последовательной сменой цвета от коричневого (переходящего в современную почву) через белесый до темно-серого (рис. 9а,б). Местами отложения приобретают желтовато-коричневую окраску (рис. 9в,г).

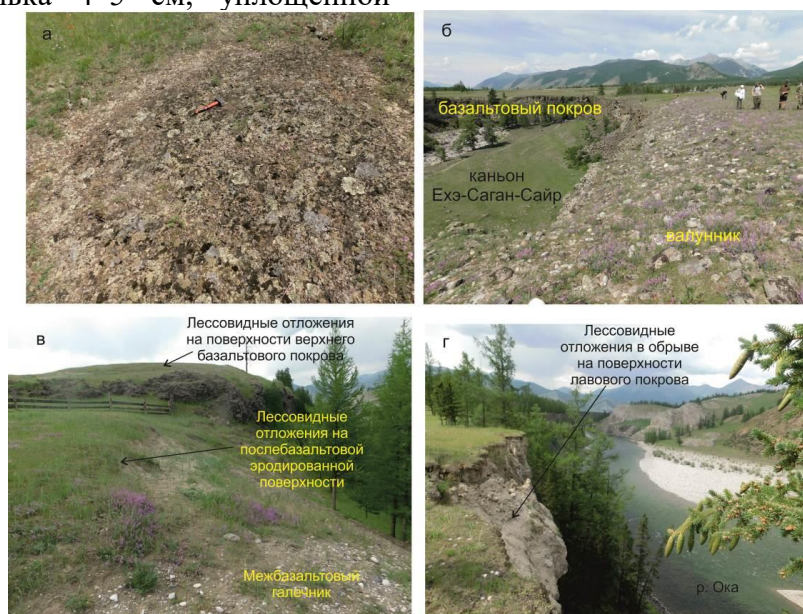


Рис. 8. Фрагмент гладкой сохранившейся поверхности типа пахоехое лавового покрова в левом борту каньона Ехэ-Саган-Сайра (а), отложения валунника, перекрывающие эту поверхность (б), соотношения верхнего базальтового покрова с перекрывающими его и послезэрозийными лессами и подстилающими галечниками в левом борту р. Оки (напротив долины Номто-Гола) (в) и мощная толща лессов выше базальтов в левом береговом обрыве р. Оки (г).

Fig. 8. Fragment of the smooth preserved surface of pahoehoe type on the lava cover in the left side of the Ekhe-Sagan-Sayr canyon (a) and boulder deposits covered this surface (b), relationship between the upper basalt cover with the overlying and post-erosional loess sediments and underlying pebbles on the left side of the Oka River (opposite the Nomto-Gol valley) (v), and a thick stratum of loess sediments above basalts in the left side of a cliff in the Oka River (z).



Рис. 9. Лессы, перекрывающие лавовый покров, вблизи водопада Сайлаг (а, б) и в районе р. Номто-Гол (в, г).

Fig. 9. Loesses covering the lava cover near the Saylag waterfall (a, b) and in the area of the Nomto-Gol River (v, z).

Тункинская долина

Эоловые отложения занимают 28 % площади Тункинской котловины (Выркин, 1998). В Тункинской долине лессы опробованы в пяти местонахождениях: Марта (Мрт-23), Хурай-Хобок (ХХ-18), Туран (Ту-19), Иркут (Ир-18) и Зактуй (Зк-19) (рис. 1в).

Местонахождение лессов Марта занимает весь водораздел на правобережье Маргасана, между долинами Марты и Иркуты (рис. 10). Видимая мощность лессовых накоплений местами достигает 5 м. Цвет пород серый. Из представительного разреза снизу вверх отобрано 10 образцов (Мрт-23/1 – Мрт-23/10). На схеме (Выркин, 2010) это местонахождение не обозначено.

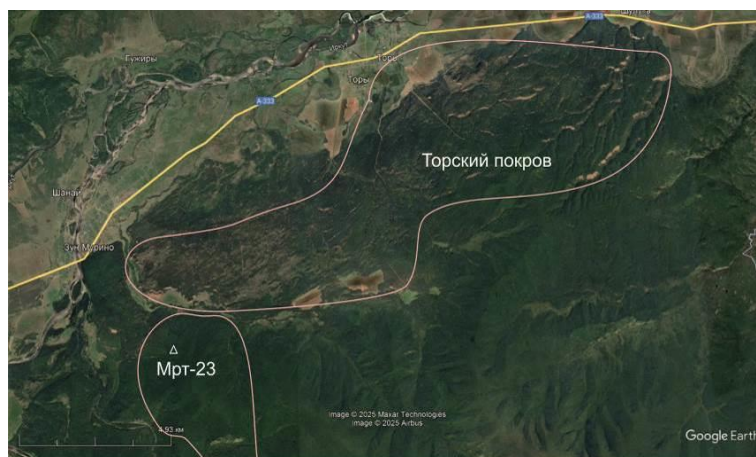


Рис. 10. Новое местонахождение лессов Марта (Мрт-23) к юго-западу от Торского лессового покрова.

Fig. 10. New location of the Marta loess (Mrt-23) southwest of the Tory loess cover.

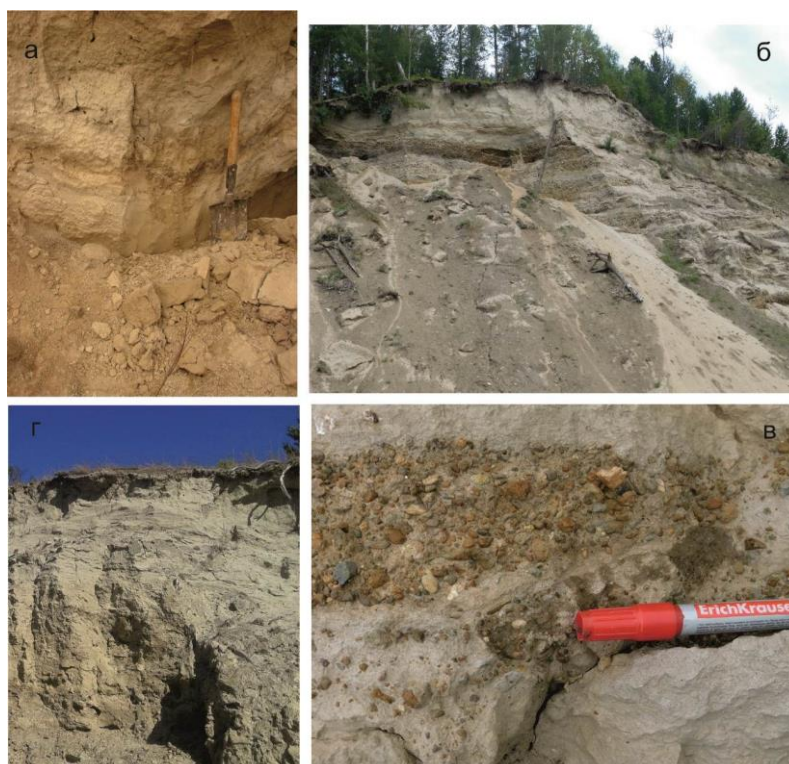


Рис. 11. Фотографии лессов Тункинской долины: а – фрагмент вскрытой верхней части разреза желтовато-коричневых лессов, перекрывающих склон вулкана Хурай-Хобок (ХХ); б – переход от

галечников к дымчато-серым лессам в карьере Туранский (Ту); *в* – деталь этого перехода; *г* – зеленовато-серые лессы Иркута (Ир).

Fig. 11. Photographs of the Tunka Valley loesses: *a* – fragment of the exposed upper part of the section of yellowish-brown loess covering the slope of the Khurai-Khobok volcano (XX); *б* – transition from pebbles to smoky-gray loess in the Turan quarry (Ty); *в* – detail of this transition; *г* – greenish-gray loess of the Irkut (Ир) location.

В *местонахождении Хурай-Хобок* лессы перекрывают южный край одноименной вулканической постройки, частично погруженной в осадочное наполнение впадины. Отложения накопились в ложбине, с подветренной стороны конуса. Вскрытие разреза выявило слои отложений с прослоем почвы. Накопление лессов явилось результатом переноса ветром частиц с севера на юг, со стороны Тункинских гольцов. Цвет пород желтовато-коричневый (рис. 11а).

В разрезе Хурай-Хобок различаются (сверху вниз): 1 – слой лесса, неоднородного, пылеватого, желтовато-коричневого (интервал 0.0–0.24 м); 2 – слой лесса, пылеватого, коричневого во влажном состоянии, желтовато-коричневого в сухом виде, с темно-коричневым прослоем, имеющим раздувы мощностью до 20 см (интервал 0.24–1.0 м); 3–4 – слой лесса, коричневого, осветленного, тонкослоистого (интервал 1.0–1.65 м) и 5 – слой лесса, коричневого, однородного (интервал 1.65–2.8 м) (рис. 12).

Лессы местонахождения Туран вскрыты карьером. Породы дымчато-серого цвета мощностью 1.5–2.5 м перекрывают охристые гравийно-галечные слои. Лессовые покровные отложения облакают неровности рельефа. В соответствии с рельефом покровы поднимаются на высоту 20–30 м (рис. 11б), относительно тальвега Иркута, и опускаются почти до уровня его поймы. Образцы лессов отобраны и у верхней бровки карьера, и на более низких уровнях рельефа. При переходе от охристых галечников к дымчато-серым лессам наблюдается перемежаемость линз лессов и галечников (рис. 11в). В *местонахождениях Иркут и Зактуй* лессы также имеют дымчато-серый цвет (рис. 11г).

Методика аналитических исследований

Главные оксиды вулканических пород определяли классическими химическими методами (Сизых, 1985). Микроэлементы измеряли методом ИСП-МС с использованием квадрупольного масс-спектрометра Agilent 7500се. Химическую пробоподготовку

проводили по методике, описанной Т.Я. Ясныгиной и др. (2015). Воду и кислоты дважды очищали с помощью систем очистки Savillex DST-1000. Для калибровки результатов измерений использовали многоэлементные стандартные растворы. В качестве внутренних стандартов вводили In и Bi. Для контроля точности анализа использовали международные сертифицированные стандартные образцы BHVO-2, AGV-2, JA-2, DNC-1а.

№ образца	Литологическая колонка	Глубина, см	Характеристика осадочных отложений
1		24	Лесс, неоднородный, желтовато-коричневый
2		100	Лесс, однородный, желтовато-коричневый, с темно-коричневым прослоем
3			
4			
5			
6		165	Лесс, коричневый, осветленный, тонкослоистый, местами волнисто-слоистый, слабо литифицированный
7			
8			
9			
10			
11		280	Лесс, однородный, коричневый
12			
13			
14			
15			
16			

Рис. 12. Литологическая колонка разреза лессов Хурай-Хобок (XX).

Fig. 12. Lithological column of the Khurai-Khobok (XX) loess section.

Результаты

Гранулометрия

Для обр. 10 и 7 разреза лессов Хурай-Хобок Р.Э. Алоклой (2023) получены процентные соотношения пяти фракций (мм) (табл. 1): средне-крупнопесчаной (1–0.25); тонко-мелкопесчаной (0.25–0.05); крупнопылеватой (0.05–0.01); мелкопылеватой (0.01–

0.002); тонко-грубоглинистой (<0.002). Названия отложений приняты по классификации глинистых пород В.В. Охотина (1940). В ее основу положено содержание глинистой фракции (<0.002 мм). Отношение между песчаной и пылеватой фракциями по И.П. Иванову (1990). В этой классификации использовались результаты гранулометрического анализа с полудисперсным (стандартным) способом подготовки образца.

Таблица 1

Результаты гранулометрического анализа лессов из разреза на склоне вулкана Хурай-Хобок (Алокла, 2023)

Table 1

Results of granulometric analysis of loesses from a section on the slope of the Khurai-Khobok volcano (Alokla, 2023)

№ образца	Содержание фракций, %					Тип отложений
	0.5–0.25 мм	0.25–0.05	0.05–0.01	0.01–0.002	< 0.002	
XX-18-7	3.2	35.7	48.1	5.7	7.2	Песок глинистый, пылеватый
	2.8	33.5	47.9	2.8	13.0	
XX-18-10	7.0	45.8	37.6	2.6	7.0	Песок глинистый
	5.6	38.0	34.9	5.7	15.8	

Примечание: Содержание фракций – в числителе по данным гранулометрического анализа с полудисперсным (стандартным) способом подготовки образца, в знаменателе – с дисперсным способом подготовки.

По данным гранулометрического анализа с полудисперсным способом подготовки образцов, в отложениях разреза определено близкое содержание глинистой фракции (соответственно, 7.2 и 7.0 %). В обр. XX-18-7 преобладает пылеватая фракция 0.05–0.002 мм (53.8 %), доля которой в обр. XX-18-10 существенно ниже (40.2 %). Оценки, полученные по результатам гранулометрического анализа с дисперсным способом подготовки образцов свидетельствуют об изменении реальной глинистости изученных образцов от 13.0 до 15.8%, что отвечает глине, сильно песчаной, пылеватой.

Петрогенные оксиды

Смена состава лессов в разрезе Хурай-Хобок Тункинской долины иллюстрируется на

диаграммах CIA – SiO₂ и CIA – ППП* (потери при прокаливании) (рис. 13). Лессы вскрытой части основания разреза (обр. 10–16) имеют сравнительно однородный состав. Неоднородность проявляется в вышележащих слоях 2 и 3 тонкополосчатого слегка осветленного песка. В обр. 9 значение CIA возрастает при слабом относительном снижении содержания SiO₂. В обр. 7 и 8 значение CIA резко снижается, хотя содержания SiO₂ и ППП* не отличаются от содержаний в обр. 9. Резко меняется состав четвертого снизу слоя (обр. 2–6), в котором возрастает и CIA, и SiO₂, но снижается ППП*. Прослой темно-коричневого песка (почвы) (обр. 5) имеет наиболее высокое отношение Fe₂O₃.

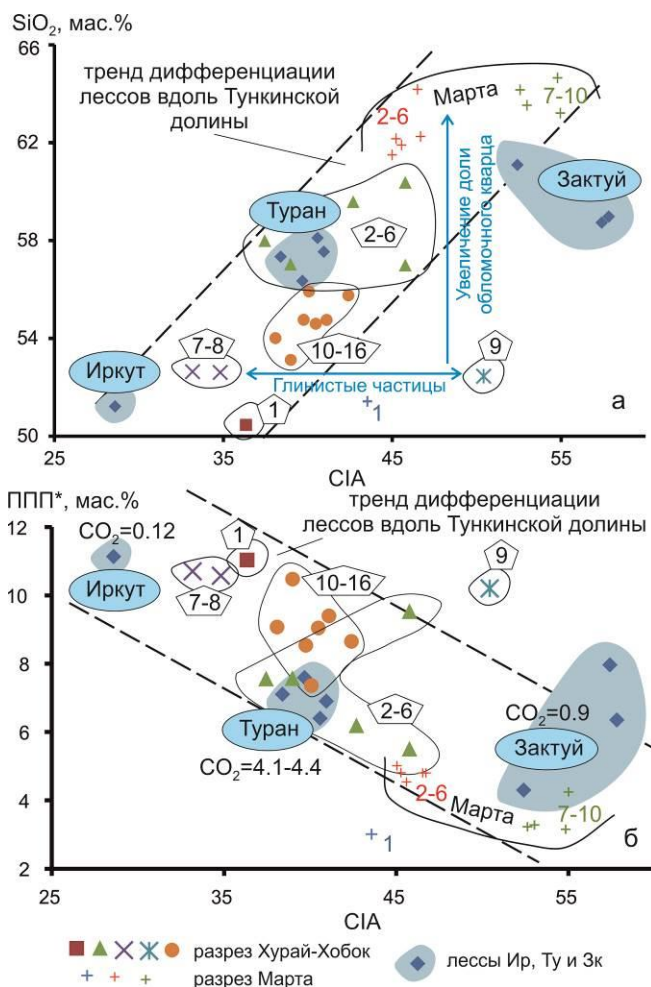


Рис. 13. Выделение трендов дифференциации лессов вдоль Тункинской долины на диаграммах SiO₂ – CIA (а) и ППП* – CIA (б). ППП* – потери при прокаливании (Т = 1000 °С) вместе с сорбированной влагой (H₂O⁻) и CO₂. CIA=[Al₂O₃/(Al₂O₃+CaO+Na₂O+K₂O)]*100 – индекс химического изменения (Nesbitt, Young, 1982). Тренды обозначены двумя параллельными штриховыми линиями.

Fig. 13. Identification of the trends in loess differentiation along the Tunka Valley on the SiO₂ vs CIA (a) and LOI* vs CIA (b) diagrams. LOI* – loss on ignition (T = 1000 °C) together with sorbed moisture (H₂O⁻) and CO₂. CIA=[Al₂O₃/(Al₂O₃+CaO+Na₂O+K₂O)]*100 – chemical index of alteration (Nesbitt, Young, 1982). The trends are indicated by two parallel dashed lines.

Контрастные вариации CIA при постоянном содержании SiO₂ во втором и третьем слоях свидетельствуют об определяющей роли поступления в осадок глинистых минералов без вариаций его обломочной составляющей. В отложениях отчетливо выражена тонкая слоистость. В вышележащих отложениях четвертого слоя (обр. 2–6) резко возрастает SiO₂. Фигуративное поле нижнего слоя разреза (обр. 10–16) расположено на диаграммах рис. 13а между глинистым вариационным трендом и фигуративным полем отложений четвертого слоя, обогащенных обломочным материалом (обр. 2–6). В целом, в отложениях основания разреза лессов

местонахождения Хурай-Хобок выявляется повышенная доля глинистых минералов, а выше по разрезу увеличивается доля обломочного материала (кварца, полевых шпатов) в связи с усилением эолового переноса.

В разрезе лессов местонахождения Марта различаются 3 слоя. Слой основания разреза (обр. 1) имеет особый состав, проявляющийся в низком SiO₂ и ППП*. Фигуративная точка образца опущена ниже трендов лессов на обеих диаграммах, возможно, из-за преобладания в этом образце местного обломочного материала. В лессах среднего слоя (обр. 2–6) резко возрастает SiO₂ и менее резко – ППП*. В лессах верхнего слоя (обр. 7–10)

заметно увеличивается CIA при относительном возрастании SiO_2 и снижении ППП*. Такое смещение состава свидетельствует об увеличении роли обломочного кварца снизу вверх по разрезу. Тенденция увеличения роли обломочного материала в составе лессов Тункинской долины определяется с течением времени не только в разрезе Хурай-Хобок, но и в разрезе Марта.

На диаграммах рис. 13 можно оценить роль эолового фактора в лессах Тункинской долины по пространственному распределению фигуративных точек отложений разных местонахождений. Лессы наиболее западного местонахождения Иркут имеют самое низкое значение CIA при низком содержании SiO_2 и высоких значениях ППП* (почти без CO_2).

Наиболее контрастный состав, по отношению к лессам Иркут, имеют лессы восточных местонахождений Зактуй и Марта, в которых значения CIA заметно возрастают при высоком содержании SiO_2 и низких значениях ППП*. Лессы других местонахождений (Туран, Хурай-Хобок) занимают промежуточное пространственное положение в Тункинской долине и характеризуются промежуточными составами. В целом вырисовывается картина дифференциации лессового материала от существенно глинистого на западе Тункинской долины (Иркут) до материала с существенной примесью обломков (кварца, полевых шпатов) на ее востоке (Зактуй, Марта).

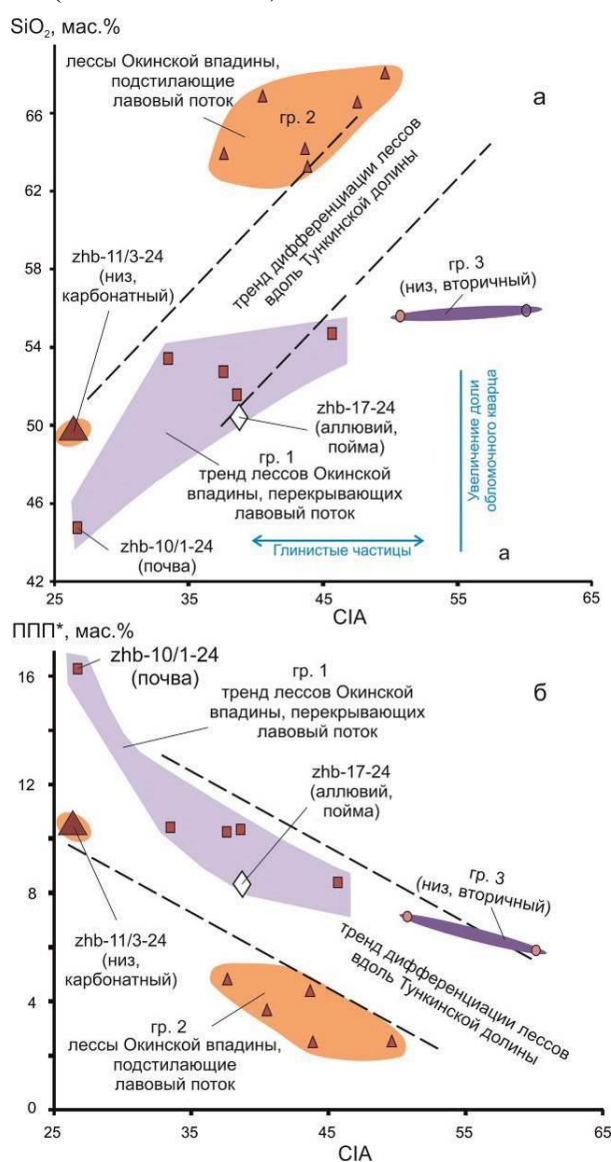


Рис. 14. Соотношение трендов лессов Окинской впадины с трендами дифференциации лессов вдоль Тункинской долины на диаграммах SiO_2 – CIA (a) и ППП* – CIA (б).

Fig. 14. Relationship between the loess trends in the Oka Basin and the trends of loess differentiation along the Tunka Valley on the SiO_2 vs CIA (a) and ППП* vs CIA (б) diagrams.

Лессы Окинской впадины отличаются по составу от лессов Тункинской долины. Лессы, перекрывающие и подстилающие Усть-Жом-Болокский лавовый покров, различаются между собой по составу. Фигуративные точки перекрывающих лессов гр. 1 находятся в начале тренда дифференциации лессов Тункинской долины. Фигуративные точки подстилающих лессов группы 2 и вторичных желтых аргиллитов гр. 3 приходятся на конец тренда дифференциации лессов Тункинской долины, за исключением точки лесса, обогащенного карбонатом (zhb-11/3-24), которая соответствует началу тункинского тренда. На диаграмме SiO_2 – CIA (рис. 14а) тренд лессов групп 1 и 3 отклоняется ниже трендов дифференциации лессов Тункинской долины, на диаграмме ППП* – CIA (рис. 14б) в общем следует верхней части тренда. В желтых аргиллитах окончания тренда (гр. 3), обломочный кварц не накапливается, но возрастает роль глинистых минералов. Между тем, лессы Окинской впадины, подстилающие лавовый покров (гр. 2), находятся на диаграмме SiO_2 – CIA (рис. 14а) выше окончания тренда дифференциации лессов Тункинской долины, а на диаграмме ППП* – CIA (рис. 14б), наоборот, ниже окончания такого тренда. Смещение свидетельствует о том, что в подстилающих лессах гр. 2 повышается роль обломочного кварца.

Выстраивая аналогии образования лессов Окинской впадины с образованием лессов в Тункинской долине, можно сделать вывод о том, что до извержения Усть-Жом-Болокского лавового покрова процесс был подобен процессу восточной части Тункинской долины, а после его извержения сменился процессом, подобным процессу образования лессов в ее западной части. В отличие от Тункинской долины, в которой роль обломочного кварца увеличивается в лессах с запада на восток, в Окинской впадине роль обломочного кварца снижается с течением времени. Обломочный кварц играет заметную роль в лессах, накопившихся до Жом-Болокского лавового покрова, но не обнаруживает значимого присутствия в отложениях

лессов на этом лавовом покрове. Работы здесь проводились на ограниченной территории, поэтому пространственные изменения состава лессов пока не оценены.

Группирование лессов Тункинской долины и Окинской впадины по химическому составу на факторных диаграммах

Общий анализ характера распределения в лессах петрогенных оксидов проводится с построением диаграмм факторов для лессов Окинской впадины и Тункинской долины (рис. 15). Для выяснения вероятных местных источников лессового материала в выборку включены также составы осадочных пород пачек 8 и 9 верхней части осадочного заполнения Тункинской впадины, вскрытых скважиной Тунка-13. Пачка 8, сложенная песками, соответствует по спорово-пыльцевому комплексу охристой анососовской свите, пачка 9 коррелируется по возрасту со средне-верхнеплейстоценовыми песками (Логачев, 1958, 1974; Хассан и др., 2020).

Главное направление изменчивости состава лессов (фактор 1) обусловлено в основном отрицательной корреляцией оксидов Na_2O и CaO (в меньшей степени SiO_2 и MgO) с группой оксидов Fe_2O_3 , Al_2O_3 , TiO_2 , P_2O_5 и K_2O . Положительные значения фактора 1 характеризуют красноцветные отложения анососовской свиты (пачка 8 скв. Тунка-13), с которыми близко соотносятся желтые аргиллиты гр. 3 лессов Окинской впадины. Отрицательные значения фактора 1 характеризуют группы 1 и 2 лессов Окинской впадины. Фигуративные точки лессов Тункинской долины группируются по фактору 1 вблизи начала координат. В содержаниях CaO проявляется карбонатная составляющая лессов и присутствие компонентов, сопутствующих карбонатам, в содержаниях Fe_2O_3 и других оксидов – литогенез аллювия анососовской свиты в условиях семиаридного климата.

Второе по значимости направление изменчивости состава лессов (фактор 2) в основном определяется отрицательной корреляцией между ППП* и SiO_2 . Положительная

связь ППП* с CaO и MgO (карбонат) (гр. 1 лессов Окинской впадины, большинство лессов Тункинской долины) противопоставляется отрицательной связи SiO₂ с Na₂O, Al₂O₃ и K₂O (гр. 2 лессов Окинской впадины с обломочным материалом полевых шпатов и кварца, лессы Марты)

Третье по значимости направление изменчивости состава лессов (фактор 3) подчеркивает вариации FeO и MnO в противовес SiO₂ и Fe₂O₃. По восстановленности железа особо выделяются желтые аргиллиты гр. 3 Окинской впадины, тогда как по окисленности железа – субаквальные осадочные породы верхней части разреза Тункинской впадины.

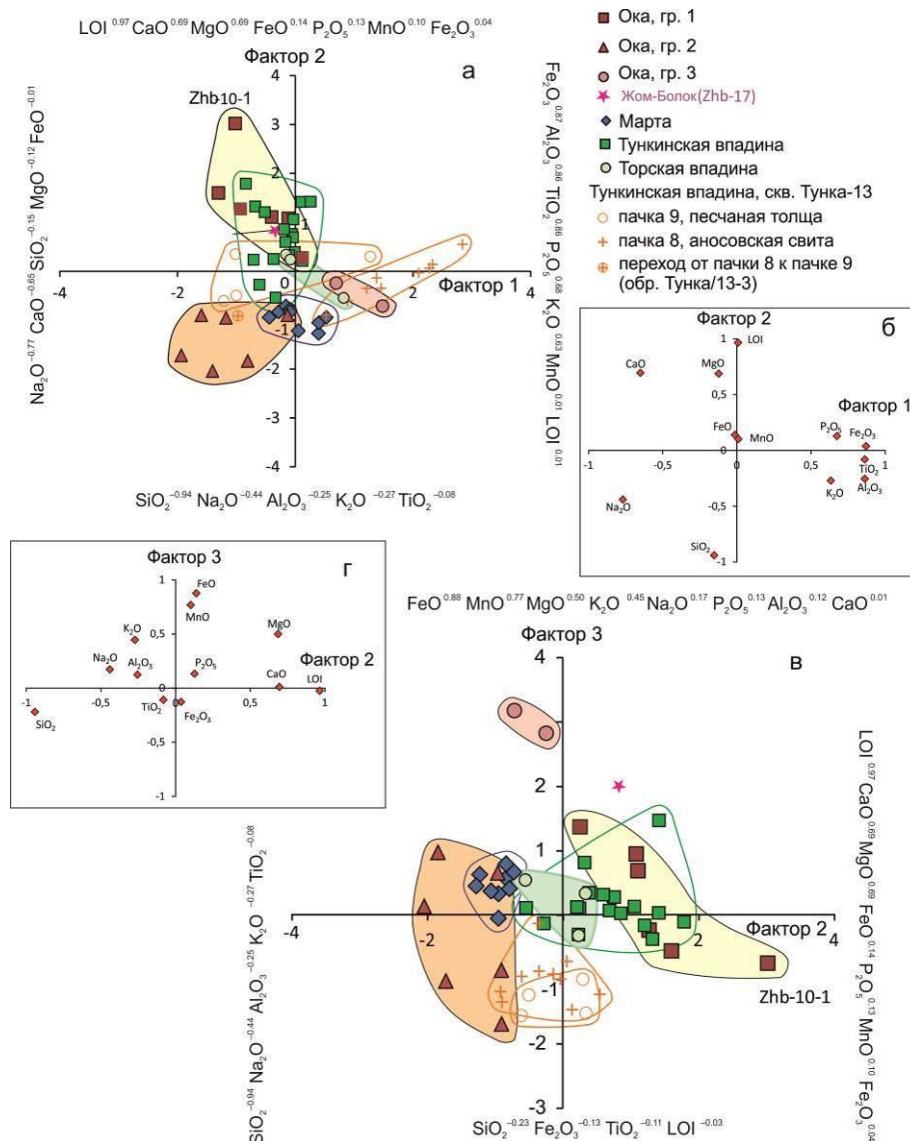


Рис. 15. Диаграммы результатов факторного анализа петрогенных оксидов лессов Тункинской долины и Окинской впадины. *a, в* – диаграммы окончаний векторов проб, направленных от центра координат; *б, г* – диаграммы окончаний векторов петрогенных оксидов, направленных от центра координат. Для Китая использованы данные (Ding et al., 2001; Fang et al., 2017; Xie et al., 2018; Zhang W. et al., 2018). Расчеты выполнены в программном пакете «Statistica 12».

Fig. 15. Diagrams of the results of factor analysis of major oxides of loesses from the Tunka Valley and Oka Basin. *a, в* – diagrams of ends of sample vectors, directed from the center of coordinates; *б, г* – diagrams of ends of major oxide vectors, directed from the center of coordinates. Data for China are from (Ding et al., 2001; Fang et al., 2017; Xie et al., 2018; Zhang W. et al., 2018). The calculations were performed using the Statistica 12 software package.

Группирование лессов на факторных диаграммах петрогенных оксидов дополняется группированием микроэлементов. Первые три (по значимости) направления изменчивости микроэлементов лессов (факторы 1, 2 и 3) характеризуются общим возрастанием роли различных групп микроэлементов. В факторе 1 особо выделяются редкоземельные элементы и Th в противовес Mo; в факторе 2 – элементы группы железа (Co, Ni, V, Cr) с U и

Hf в противовес Sr и Pb, в факторе 3 – Pb, Rb, Ba и Be в противовес Mo и Sr. По фактору 1 отделяются лессы Торской впадины, имеющие слегка повышенные содержания РЗЭ, по фактору 2 обособляются вектора проб аносовской свиты, а по фактору 3 – разделяются вектора проб лессов Тункинской долины и Марты (положительные значения) и вектора проб лессов групп 1 и 2 Окинской впадины (отрицательные значения) (рис. 16).

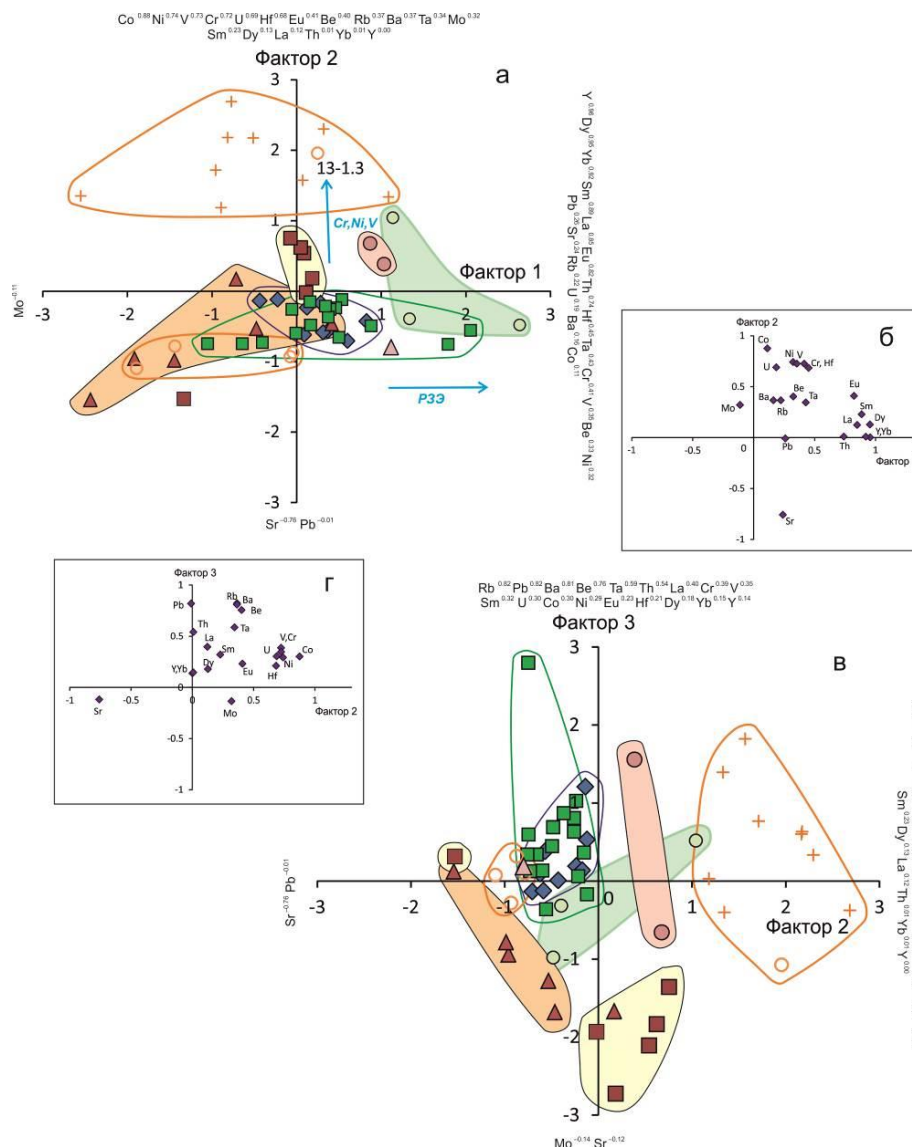


Рис. 16. Диаграммы результатов факторного анализа микроэлементов лессов Тункинской долины и Окинской впадины. а, в – диаграммы окончаний векторов проб, направленных от центра координат; б, г – диаграммы окончаний векторов элементов, направленных от центра координат. Условные обозначения см. рис. 15. Для Китая использованы данные (Ding et al., 2001; Zhang L. et al., 2016; Xie et al., 2018; Zhang W. et al., 2018). Расчеты выполнены в программном пакете «Statistica 12».

Fig. 16. Diagrams of the results of factor analysis of trace elements of loesses from the Tunka Valley and Oka Basin. а, в – diagrams of ends of sample vectors, directed from the center of coordinates; б, г – diagrams of ends of element vectors, directed from the center of coordinates. Symbols are as in Fig. 15. Data

for China are from (Ding et al., 2001; Zhang L. et al., 2016; Xie et al., 2018; Zhang W. et al., 2018). The calculations were performed using the Statistica 12 software package.

Сравнение состава лессов юга Восточной Сибири и сопредельных территорий Азии

В контексте настоящей работы лессы Тункинской долины и Окинской впадины рассматриваются как представительные для лессов Юга Восточной Сибири (см. рис. 1). Для сопоставления привлекаются опубликованные данные о составе лессов Китая, а, частично, Якутии и Таджикистана.

На диаграммах $\text{Na}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ (рис. 17а,б) тренды лессов Китая и Якутии смещены к гранит-риолитовым составам магматических пород, тренд лессов Восточной Сибири – к базальт-габбровым составам.

Тренды протягиваются из областей диаграмм, представляющих метаморфические породы, в области диаграмм, характеризующих магматические породы. Фигуративные точки китайских лессов (горы Цинлин, Восточный Китай и Лессовое плато) находятся в области метаморфических пород. Фигуративные точки Северо-Восточного Китая образуют две группы: одна перекрывает поле составов лессов гор Цинлин, Восточного Китая и Лессового плато в области метаморфических пород, другая смещается в область магматических пород. Фигуративные точки лессов Якутии частично расположены в области метаморфических пород, частично – в области магматических пород.

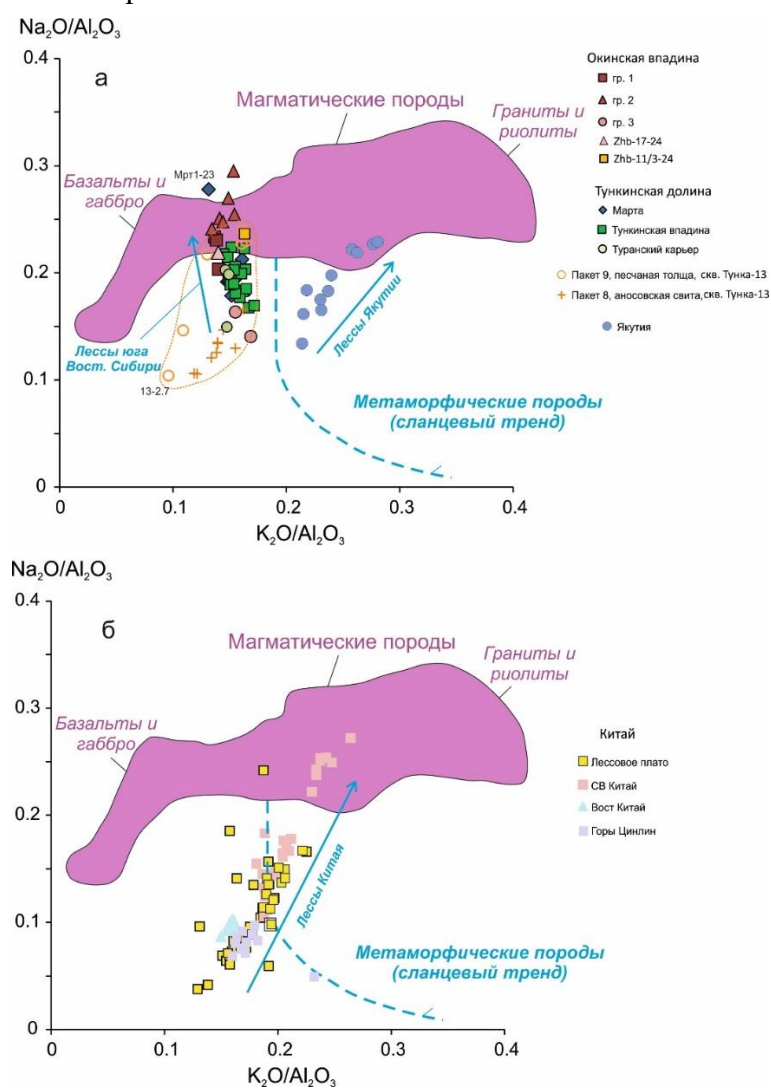


Рис. 17. Диаграммы $\text{Na}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ для лессов юга Восточной Сибири и Якутии (а) и Китая (б). Поля магматических и метаморфических пород из работы (Muhs, 2013). Для Восточной Сибири используются данные настоящей работы, для Якутии – данные из работы (Muhs, 2013), для Китая – данные (Ding et al., 2001; Zhang H. et al., 2012; Muhs, 2013; Zhang L. et al., 2016; Fang et al., 2017; Xie et al., 2018; Zhang W. et al., 2018).

Fig. 17. $\text{Na}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ vs $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ diagrams for loesses in the south of Eastern Siberia and Yakutia (a) and China (b). Fields of igneous and metamorphic rocks are shown after (Muhs, 2013). For Eastern Siberia, the data of this work are used, for Yakutia – the data from (Muhs, 2013), for China – the data used are from (Ding et al., 2001; Zhang L. et al., 2016; Fang et al., 2017; Xie et al., 2018; Zhang W. et al., 2018).

Мы располагаем представительными данными по лессам юга Восточной Сибири с сопоставлением их состава с составом более ранних (плиоцен-эоплейстоценовых) речных песков. Фигуративные точки речных песков Тункинской долины находятся в области метаморфических пород. Фигуративные точки лессов Тункинской долины смещаются к полю магматических пород. Наиболее продвинуты вдоль тренда фигуративные точки лессов гр. 2 (подстилающие лавы) Окинской впадины, вторичные желтые аргиллиты гр. 3 смещены в противоположном направлении.

В лессах плато Китая CaO возрастает со слабым увеличением MgO . Низко-Са началу тренда соответствуют фигуративное поле

лессов Северо-Восточного и Восточного Китая, высоко-Са окончанию тренда – фигуративное поле лессов Таджикистана (рис. 18б). Группы лессов Восточной Сибири различаются между собой по соотношению MgO – CaO . Лессы Марты соответствуют началу тренда лессов Тункинской долины – возрастания CaO с повышением MgO . Лессы группы 1 (выше лавового покрова) характеризуются повышенным содержанием MgO при широком диапазоне CaO . В лессах группы 2 (ниже лавового покрова) содержания MgO и CaO сравнительно низкие. Лессы Якутии отличаются еще более низким содержанием MgO (рис. 18а).

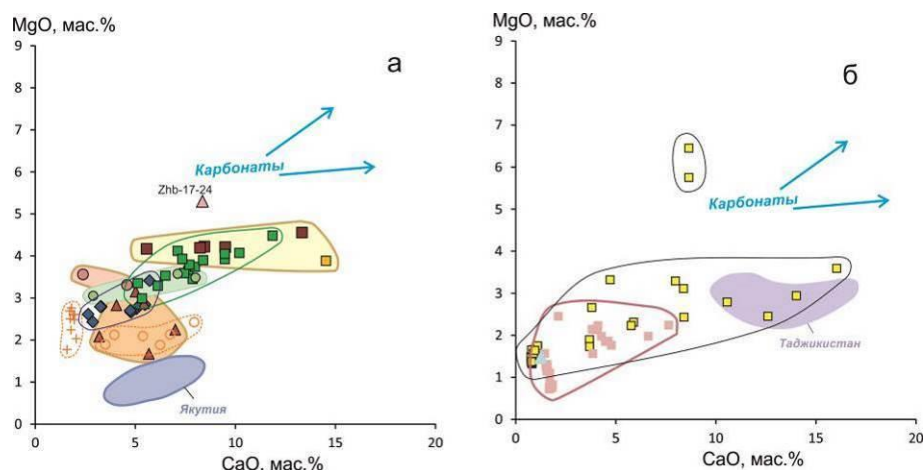


Рис. 18. Диаграммы MgO – CaO для лессов юга Восточной Сибири, Якутии (а) и Китая, Таджикистана (б). Фигуративные поля лессов Якутии и Таджикистана из работы (Muhs, 2013). Для Китая использованы данные (Ding et al., 2001; Zhang L. et al., 2016; Fang et al., 2017; Xie et al., 2018). Условные обозначения см. на рис. 17.

Fig. 18. MgO vs CaO diagrams for loesses in the south of Eastern Siberia, Yakutia (a) and China, Tajikistan (b). Data fields of loesses from Yakutia and Tajikistan after (Muhs, 2013). Data for China are from (Ding et al., 2001; Zhang L. et al., 2016; Fang et al., 2017; Xie et al., 2018). Symbols are as in Fig. 17.

Лессы Северо-Восточного и Восточного Китая образуют тренд возрастания отношения La/Sc , в начале которого находится фигуративное поле пород Лессового плато, Восточного Китая и Северо-Восточного Тибета. Это поле соответствует составу верхней континентальной коры (UCC). Лессы Восточной Сибири образуют тренд возрастания отношения Co/Th . На продолжении этого тренда находятся аллювиальные пески верхней

части разреза Тункинской впадины (рис. 19а,б). На тройной диаграмме Co – Th – Hf (рис. 20б) фигуративные точки лессов Восточной Сибири распределяются вдоль стороны Co – Th , тогда как фигуративные точки лессов Китая образуют фигуративные поля в средней части диаграммы. На тройной диаграмме Th – La – Sc (рис. 20а) фигуративные точки лессов Китая смещены к составу

гранита, фигуративные точки лессов Восточной Сибири – к составам андезита и базальта.

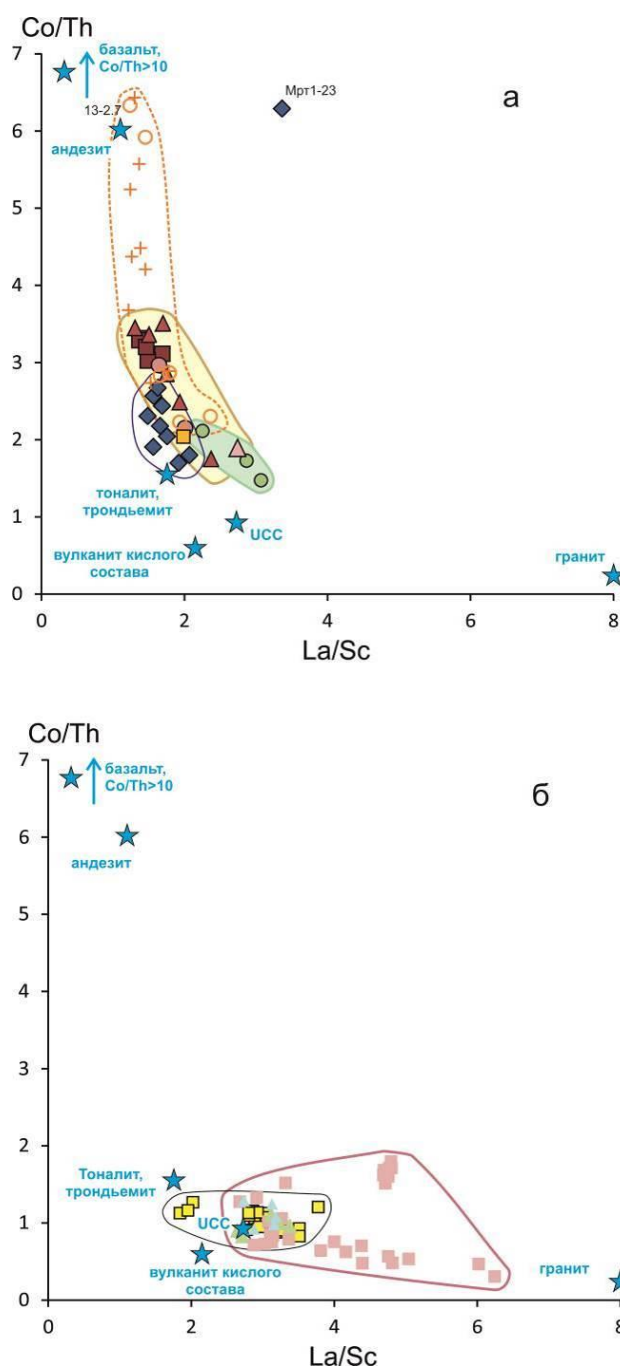


Рис. 19. Диаграммы Co/Th – La/Sc для лессов юга Восточной Сибири (а) и Китая (б). Условные обозначения см. рис. 17. Эталонные составы пород из работы (Xie et al., 2018). Для Китая использованы данные (Ding et al., 2001; Zhang L. et al., 2016; Xie et al., 2018; Zhang W. et al., 2018).

Fig. 19. Co/Th vs La/Sc diagrams for loesses of the south of Eastern Siberia (a) and China (b). Symbols are as in Fig. 17. Reference rock compositions are from (Xie et al., 2018). Data for China are from (Ding et al., 2001; Zhang L. et al., 2016; Xie et al., 2018; Zhang W. et al., 2018).

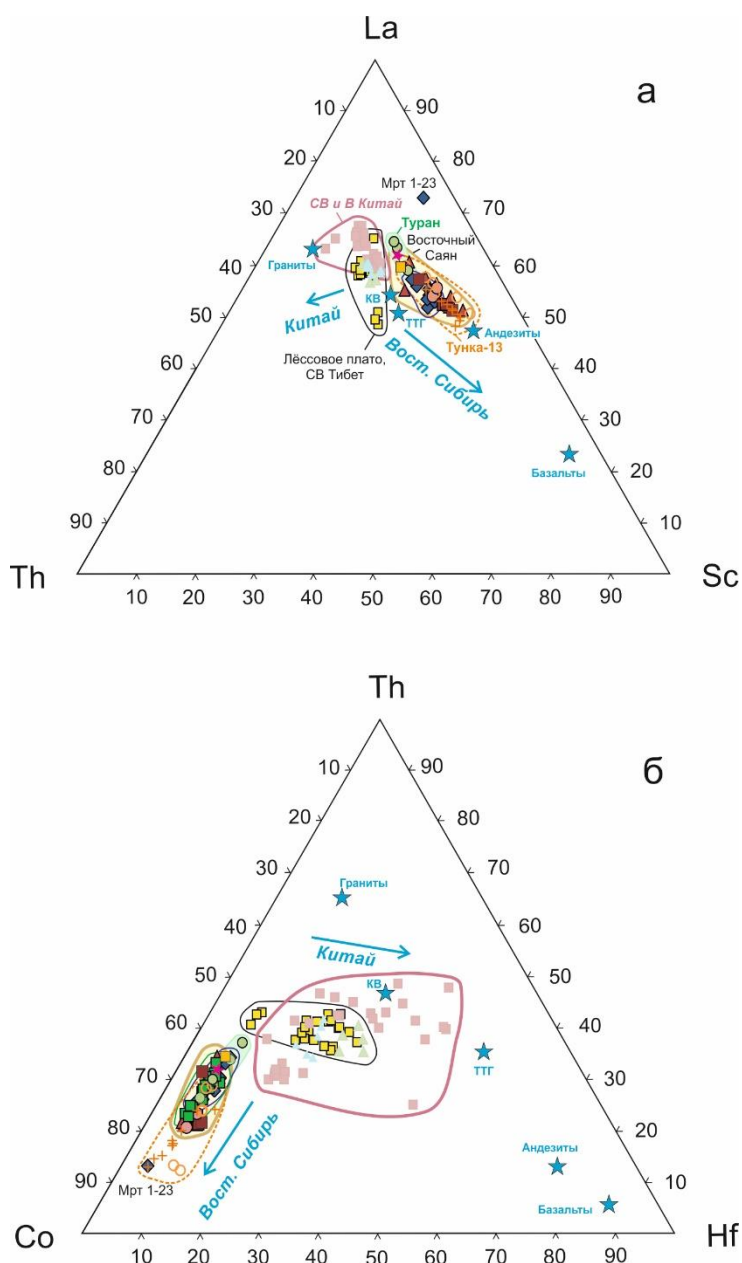


Рис. 20. Тройные диаграммы Th–La–Sc (а) и Co–Th–Hf (б) для лессов юга Восточной Сибири и Китая. Условные обозначения см. рис. 17. Для Китая использованы данные (Ding et al., 2001; Zhang L. et al., 2016; Xie et al., 2018; Zhang W. et al., 2018).

Fig. 20. Ternary diagrams Th–La–Sc (a) and Co–Th–Hf (b) for loesses from the south of Eastern Siberia and China. Symbols are as in Fig. 17. Data for China are from (Ding et al., 2001; Zhang L. et al., 2016; Xie et al., 2018; Zhang W. et al., 2018).

Обсуждение

Реконструкция обстановки образования лессов в Окинской впадине

В настоящее время большая часть Усть-Жом-Болокского лавового покрова в Окинской впадине покрыта почвой и занята листовенным лесом с кустарниковым

подлеском, хотя местами, на неровной поверхности аа-типа, растительность отсутствует. Неровности образуются вследствие истечения лавы из внутренней части покрова с последующим обрушением кровли образовавшихся туннелей. Часть территории Окинской впадины не залесена и представляет собой степную зону, покрытую почвой с травянистой растительностью. Лавовый покров

здесь имеет гладкую поверхность типа пахоехое. По этой поверхности двигался ледник и как бульдозер растаскивал по ней валунные отложения. Очевидно, что ледник спускался в Окинскую впадину и до, и после лавовых извержений. В пользу существования ледника в Окинской впадине после извержения Усть-Жом-Болокского лавового покрова служит ровный слой хорошо окатанных валунов (класс 3 и 4 по шкале А.В. Хабакова), образующий равнину на гладкой поверхности лавового покрова (см. рис. 8а,б). Вряд ли равнина этой территории создавалась миандрирующими водотоками.

Каких-либо следов взаимодействия базальтовых лав с ледниками не обнаружено. Возможно, ледник деградировал перед извержением лав, и открывшаяся пост-ледниковая равнина покрывалась лессовым материалом. В результате вулканического извержения подвижных базальтовых магматических расплавов на ровной поверхности деградировавшего ледникового щита образовалась базальтовая щитовая постройка, бронировавшая пост-ледниковую равнину, на которой, в отсутствие водотоков, прошла планация рельефа за счет эоловых процессов. При извержении лавы ее поверхность была поднята на 10–30 м выше базиса эрозии – равнины, подготовленной покровным ледником и доработанной эоловой деятельностью. Эоловый перенос пылеватых частиц продолжался и после лавового извержения. В результате, поверхность лав была перекрыта слоем лессов, мощность которых в западинах вулканического рельефа превысила 6 м.

Лессовые отложения, предшествующие излиянию Усть-Жом-Болокского лавового покрова, формировались в условиях холодного климата. Об этом свидетельствует почти полное отсутствие в них глинистых минералов. Физическое (морозное) выветривание порождало пылеватые частицы при отсутствии новообразования глинистых минералов. Чтобы появился глинистый материал, нужны теплые и влажные условия. Эти условия проявились после извержения лав. Важно подчеркнуть, что отложение лессов под лавовым потоком свидетельствует об обстановке оледенения непосредственно перед извержением, тогда как лессы, перекрывающие

лавовый покров могли быть оторваны во времени от базальтового извержения. Об этом можно судить по распространению в перекрывающих лессах глинистых минералов в таком же количестве как в осадочных отложениях современной поймы.

С учетом начала накопления биогенного кремнезема (диатомовых) в байкальских осадках и определения для них календарного возраста по данным радиоуглеродного датирования предполагается быстрое изменение климатических условий в Прибайкалье уже около 15 тыс. лет назад, произошедшее одновременно с потеплением Бёллинг. Значение этого рубежа в осадках оз. Байкал подчеркивалось в работе (Chebykin et al., 2002), а позднее такой же рубеж палеоклиматической смены обозначался при радиоуглеродном датировании осадков оз. Хубсугул (Прокопенко и др., 2003). Календарные даты, полученные радиоуглеродным датированием древесных остатков из вулканогенных и осадочных отложений суходольных впадин северо-восточной части Байкальской рифтовой системы, свидетельствуют о том, что в это же время начались тектонические движения, сопровождавшиеся вулканической деятельностью (Rasskazov et al., 2010). Климат начал меняться на более теплый и влажный короткими потеплениями Бёллинг и Allerød (Bølling и Allerød) с последующим холодным интервалом молодого дриаса (Younger Dryas), завершающего плейстоцен. Климат окончательно сменился на более теплый в голоцене. На территории началась речная эрозия. Восточный край Усть-Жом-Болокского лавового покрова был расчленен р. Окой до уровня подошвы и ниже.

Глубинная эрозия р. Оки привела к расчленению осадочных отложений Окинской впадины, подстилающих лавовый покров. Глубина вреза относительно добазальтовой равнины в районе Сайлага была порядка 3–5 м. Подошва базальтового покрова в центральной части Окинской впадины (в районе Сайлага) была опущена. По отсутствию лессов ниже верхнего потока и наличию межбазальтовой линзы мелких, хорошо сортированных, окатанных аллювиальных галечников в районе Номто-Гола (см. рис. 4) можно сделать вывод о существенном отличии этого разреза

от разреза Сайлаг (см. рис. 3). Мы предварительно относим вулканогенно-осадочную толщу района Номто-Гола к хирбэсинской свите плиоцена–эоплейстоцена, фрагменты которой распространены на низком ярусе рельефа вдоль долины р. Оки, рядом с пос. Усть-Боксон и Орликом (Рассказов, 1993; Рассказов и др., 2000).

Возрастные оценки лессов, корреляции

Возникает вопрос о возрасте оледенения, которому сопутствовала транспортировка обломочного материала в виде отложений валунов и лессов, подстилающих и перекрывающих Усть-Жом-Болокский лавовый покров в Окинской впадине, как, впрочем, и вопрос о времени извержения этого покрова. А.И. Киселев и др. (1979, с. 40) писали: «Потоки оливиновых базальтов заполнили днища долин рек Хи-Гол, ее левых притоков

Жусэрлиг и Харганата, долину р. Жом-Болок от истоков до устья и достигли правого борта долины Оки. В верховьях рек лавовые языки образовали подпруженные озера, самое крупное из которых Хара-Нур». Далее (стр. 44): «Послеледниковый возраст вулканогенных образований Жом-Болока и Хи-Гола не вызывает сомнения. Центры излияния и потоки лавы расположены в днище троговой долины последнего оледенения, базальты обтекают или перекрывают верхнечетвертичные морены ниже устья р. Шарзы, выполняют эрозионную долину, промытую в конечной морене Жом-Болока ниже р. Бомба-Жалга и перекрывают 10–12-метровую террасу ниже устья р. Обтой». Фотография широкой троговой долины р. Жом-Болок, заполненной базальтовыми лавами выше по течению р. Шарзы, приведена на рис. 21.



Рис. 21. Широкая троговая долина р. Жом-Болок, заполненная лавами. Фотография сделана выше притока р. Шарзы.

Fig. 21. Wide trough valley of the Zhom-Bolok River filled with lavas. The photograph was taken to the east of the tributary Sharza River.

Голоценовый возраст извержений принимался всеми авторами, проводившими изучение вулканизма в долине р. Жом-Болок (Адамович и др., 1959; Ярмолюк и др., 2003; и др.). А.И. Киселевым и др., (1979) предполагалось, что долину Жом-Болока заполнил

единый 70-километровый поток, излившийся на вулканах пади Хикушка. Однако, в долине Жом-Болока имеются узкие ущелья, через которые лава в голоцене не могла спуститься в Окинскую впадину. Из этого следует, что центры извержения, кроме пади Хикушка,

должны были находиться в долине р. Жом-Болок или ее притоках, а, возможно, и в Окинской впадине. Этот вывод был сделан в монографии (Расказов и др., 2000). В настоящей работе представлены фактические материалы, свидетельствующие о доголоценовом извержении Усть-Жом-Болокского лавового покрова в обстановке накопления лессов, сопутствующих деятельности ледников.

Усть-Жом-Болокский лавовый покров мог образоваться во время последнего (сартанского) оледенения (максимум около 20–18 тыс. лет назад), соответствующего «холодной» морской изотопной стадии МИС 2, или во время более ранних оледенений первой половины позднего плейстоцена, соответствующих «холодным» морским изотопным стадиям МИС 4, МИС 5.2 и МИС 5.4 (Bassinot, 2009). По измеренным значениям ^{14}C финал сартанского оледенения в Приангарье обозначается пачкой лессовых пород верхнего плейстоцена с датировкой 12570 ± 180 лет (Иваньев, Цейтлин, 1980) (календарные значения возраста превышают эти значения, в 1980-х гг. они не рассчитывались).

Недавно была опубликована работа о «тефрохронологических исследованиях» вулканических извержений в долине р. Жом-Болок с далеко идущими выводами об эпизодах вулканической деятельности в широком диапазоне конца позднего плейстоцена и голоцена (Щетников и др., 2019). Авторы утверждали, что они идентифицировали «тефру» в колонке донных отложений длиной 1.5 м в оз. Каскадное-1, расположенном в 3–4 км западнее вулкана Перетолчина. Под «тефрой» авторы понимали «...стекла без включений и стекла с включениями тонкозернистых минералов двух типов: стекла с пылеватыми включениями тонкозернистых минералов, стекловидная масса со слабо проявленной раскристаллизацией, включающей микрозерна кварца, плагиоклаза, оливина, пироксена и пылеватые включения рудного материала» (стр. 338). В «тефре» они отметили амфибол и определили в ее составе 0.9 мас.% Na_2O и 0.4 мас.% K_2O . Морфология частиц «стекла» не охарактеризована, поэтому представляют

ли «стекла» действительно вулканические частицы – осталось не ясно. В материале с приведенными характеристиками к извергавшимся базальтам могут иметь отношение только зерна оливина и, может быть, частично (в зависимости от состава) – зерна клинопироксена, плагиоклаза и рудного минерала. Такие минералы как кварц, ортопироксен или амфибол в излившихся щелочно-базальтовых расплавах Восточных Саян никогда не кристаллизовались. Очевидно, что материал, принимаемый авторами за «тефру», большей частью не имеет отношения к вулканическому материалу, извергавшемуся на вулканах пади Хикушка.

В версии такой же статьи на английском языке авторы привели фотографии фрагментов «тефры» (Shchetnikov et al., 2019; Fig. 6). Фотография, представленная на рис. 22, действительно показывает частицы базальтового материала с характерной для них микропористостью и неровными краями. Глубина отбора этой пробы, однако, не указана. На рис. 4 этой статьи приведены результаты измерения магнитной восприимчивости, которая заметно возрастает только в интервале глубин 140–150 см, соответствующем радиоуглеродной датировке около 14 тыс. календарных лет. В вышележащих донных отложениях значения магнитной восприимчивости не превышают фоновые значения, характеризующие осадочный материал, не содержащий «тефру». Отсутствие конкретной документации вулканических микрочастиц, подобных микрочастицам в рис. 22, в разрезе донных отложений делает построение авторов с выводом о вулканической активности на протяжении всего голоцена сомнительными. Вулканический материал мог накопиться в основании донных отложений либо в момент начальных потеплений бёллинг и аллерёд, когда озеро только образовалось и началась биопродуктивная деятельность, либо до начала образования озера. В любом случае речь идет о вулканическом событии позднего плейстоцена.

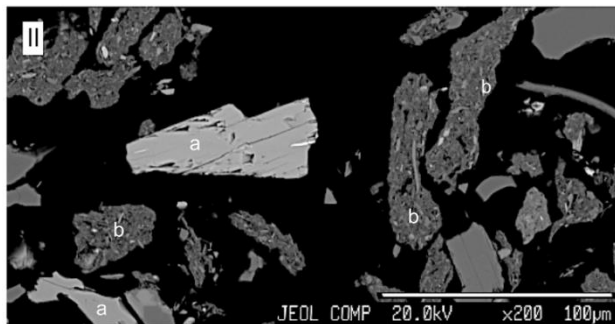


Рис. 22. Фотография обломочного материала из донных отложений оз. Каскадное-1 в обратных электронах на микрозонде JXA-8200 (Shchetnikov et al., 2019; Fig. 6II). Номер пробы и глубина ее отбора не указываются. Авторы различают на фотографии однородное вулканическое стекло (a) и агрегированное стекло с кристаллическими микролитами (b). Буквой b обозначены действительно пористые микрочастицы базальтового материала, буквой a – обломок кристалла с хорошо выраженной спайностью. Частицы, представленные на других фотографиях этого рисунка (Shchetnikov et al., 2019; Fig. 6I), не относятся к вулканическому материалу.

Fig. 22. Photograph of detrital material from the bottom sediments of Lake Kaskadnoe-1 in backward electrons on the JXA-8200 microprobe (Shchetnikov et al., 2019; Fig. 6II). The sample number and sampling depth are not indicated. In the photograph, the authors distinguish homogeneous volcanic glass (a) and aggregated glass with crystal microlites (b). The letter b denotes indeed porous microparticles of basaltic material, the letter a denotes a crystal fragment with well-defined cleavage. The particles shown in other photographs of this figure (Shchetnikov et al., 2019; Fig. 6I) do not belong to volcanic material.

Возникает вопрос – могут ли иметь пористые микрочастицы генетическое отношение к материалу вулканических конусов? В составе микрочастиц, приведенном авторами, кроме аномально низких содержаний Na_2O (0.1–1.5 мас.%) и K_2O (0.2–1.1 мас.%), нужно отметить необычно высокое содержание Fe_2O_3 (11.4–20.7 мас.%), а также низкие содержания Al_2O_3 (1.2–10.6 мас.%) и P_2O_5 (<0.08 мас.%). Такие содержания петрогенных оксидов существенно отличаются от содержаний в базальтах. Следовательно, проанализированные пористые микрочастицы не имеют отношения к материалу вулканических конусов. Приведенные содержания перечисленных оксидов подобны содержаниям оксидов псевдотахилитов, поэтому можно

предположить, что пористые микрочастицы обозначают феномен «эруптивного псевдотахилита», который маркирует сильную тектоническую подвижку.

Датирование непосредственно материала базальтовых извержений, произошедших в позднем плейстоцене и голоцене, представляет собой особую задачу, требующую понимания возможностей радиоизотопных методов датирования и скрупулезного подбора материала с его подробной геологической документацией. Точное датирование таких молодых извержений в K–Ar-изотопной системе часто невозможно из-за ничтожно малой концентрации радиогенного ^{40}Ar , накопившегося в результате слишком короткого времени радиоактивного распада ^{40}K после кристаллизации базальта. Малая концентрация радиогенного ^{40}Ar искажается присутствием в стеклах пузырьков избыточного аргона. В результате для исторического или голоценового извержения можно получить датировку в десятки и сотни тыс. лет (Рассказов и др., 2000). В методе $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ со ступенчатым нагревом в исключительных случаях удастся обосновать возраст порядка 12 тыс. лет (Gutmann et al., 2000). Рутинное использование датировок для базальтов голоцена и верхнего плейстоцена только в K–Ar-изотопной системе может привести к ошибочным выводам. Необходим контроль этих датировок другими методами датирования.

На северо-востоке Байкальской рифтовой системы последняя серия вулканических извержений началась около 14.4 тыс. лет назад и завершилась около 2 тыс. лет назад (в ^{14}C календарном летоисчислении с 1950 г.). Предшествующее извержение вулкана Обильного, датированное методом $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ в долине р. Чулбачи (возраст около 190 тыс. лет), было оторвано во времени от молодой серии извержений (Rasskazov et al., 2010).

В юго-западной части Байкальской рифтовой системы, на территории Центральной Монголии, выделяется серия вулканических извержений последних 50 тыс. лет. Извержения датировались U–Th методом (Рассказов и др., 2014). Получены датировки извержений около 50 тыс. лет (западная группа вулканов рядом с вулканом Хорго) и 38–35 тыс. лет (лавовые потоки долины верхнего течения Орхона). Время заключительного извержения вулкана Хорго оценивалось с учетом календарных ^{14}C датировок органического материала донных осадков оз. Тэрхийн-Цаган-Нур: 5690 ± 260 лет и 7710 ± 810 лет

(Чувашова и др., 2007). Это озеро образовалось в результате подпруживания р. Чулутын-Гол излившимися лавами вулкана Хорго (Девяткин, 2004). С учетом результатов измерений изотопов в U–Th системе заключительное излияние вулкана Хорго, образовавшее подпрудную дамбу, относится к раннему голоцену и коррелируется по времени со структурной перестройкой вулканической зоны хр. Удокан около 9 тыс. лет назад (Рассказов, 1999; Чувашова и др., 2007). Между тем, для голоценового вулкана Хорго, например, в японской лаборатории была получена K–Ar датировка 0.14 ± 0.02 млн лет (Enkhtuvshin, 1995).

В геодинамическом отношении вулканизм территорий Восточных Саян и Центральной Монголии составляет единую область юго-западной части Байкальской рифтовой системы, поэтому эволюция вулканизма этих территорий может быть в общем сходной. Для самой молодой вулканической постройки Улуг-Арга в Восточной Туве получена U–Th-оценка возраста около 50 тыс. лет (Рассказов и др., 2014). Эта датировка согласуется с K–Ar датировкой (Ярмолюк и др., 1999). В данном случае имеется U–Th-изотопное подтверждение K–Ar оценки возраста. Конус вулкана Улуг-Арга, так же как Усть-Жом-Болокский лавовый покров, перекрыт мореной (Грачев, Лопатин, 1978). Не исключено, что лессы, подстилающие Усть-Жом-Болокский лавовый покров, отложились перед Каргинским интерстадиалом (т.е. перед МИС 3). Кроме голоценовых извержений, близких по возрасту извержению вулкана Хорго, в Окинской впадине и

сопредельных районах Восточных Саян можно ожидать вулканические события, близкие по возрасту орхонским извержениям в Монголии 38–35 тыс. лет назад.

Послебазальтовые лессы Окинской впадины и вторичные желтые аргиллиты в основании Усть-Жом-Болокского лавового покрова

Для оценки климатических условий накопления лессов показательны оценки соотношения карбонатных и глинистых минералов, выявляемые на диаграмме ППП* – CO₂. (рис. 23). Морозное физическое выветривание приводит к дроблению материала до пылеватых частиц. Чтобы образовались глинистые минеральные фазы, нужно тепло и вода. В глинистых минералах содержится около 10–12 мас.% кристаллизационной H₂O. Прямая зависимость ППП* от концентрации CO₂ означает, что при прокаливании образца все потери происходят за счет разложения карбоната, выделяющего CO₂.

Фигуративные точки лессов Окинской впадины гр. 2 (ниже лавового покрова) образуют тренд чуть выше линии ППП* : CO₂ = 1. Тренд протягивается параллельно этой линии. Содержание кристаллизационной H₂O в лессах гр. 2 остается, примерно, одинаковым (около 1–2 мас.%), т.е. содержание глинистых минералов в лессах гр. 2 в разных образцах практически не меняется. Меняется содержание карбоната. В обр. zhb-11/3-24 количество карбоната аномально высокое среди лессов, подстилающих лавовый покров, что отражается в цементации этой породы.

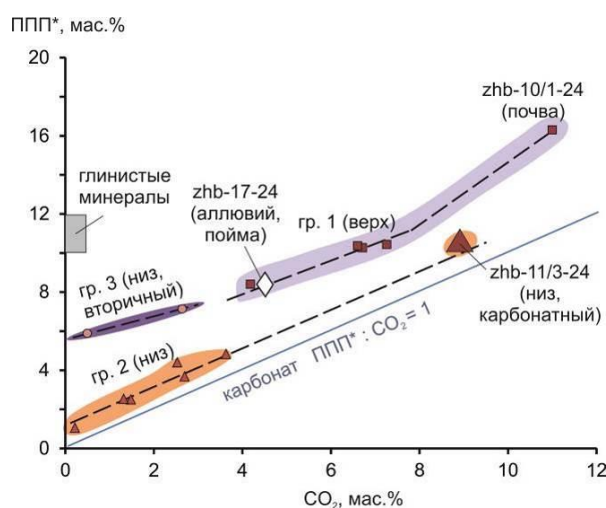


Рис. 23. Диаграмма ППП* – CO₂. ППП* – потери при прокаливании вместе с сорбированной влагой (H₂O) и CO₂. Условные обозначения см. на рис. 14.

Fig. 23. LOI* vs CO₂ diagram. LOI* – loss on ignition together with sorbed moisture (H₂O⁻) and CO₂. Symbols are as in Fig. 14.

С одной стороны, фигуративные точки вторичных желтых аргиллитов гр. 3 смещаются от линии ППП* : CO₂ = 1 при низком CO₂ (т.е. низком содержании карбоната). Содержание H₂O в этой группе составляет в среднем около 6 мас.%, т.е. выше, чем в неизмененных подстилающих лессах гр. 2. С другой стороны, фигуративные точки перекрывающих лессов гр. 1 располагаются в виде тренда, также поднятого над линией ППП* : CO₂ = 1 при более высоком содержании CO₂, чем в желтых аргиллитах гр. 3. Повышенное содержание глинистых минералов имеет маркирующее значение для лессов гр. 1, перекрывающих Усть-Жом-Болокский лавовый покров. Вторичные желтые аргиллиты гр. 3 находятся на продолжении тренда этих лессов. Следовательно, вторичные отложения желтых аргиллитов, образовавшиеся в подошве лавового покрова, генетически отличаются от лессов, подстилающих лавовый покров, и генетически близки к лессам, перекрывающим его.

Каким образом материал с повышенным содержанием глинистых минералов внедрился в основание лавового покрова? Возможны два механизма внедрения: 1) перенос материала при боковом проникновении вод р. Оки, несущих тонкий обломочный материал, и 2) перенос материала с поверхности покрова водами, просачивающимися по трещинам в базальтах.

Факты инфильтрации подземных вод с внедрением глинистых частиц в пористые базальты на уровне эрозионного вреза были выявлены на территории Восточных Саян в вулканической толще, вскрытой скважинами на

Боксонском месторождении бокситов, и в обнажении вулканической толщи г. Малгайта (Расказов, 1993; Чувашова и др., 2021; Расказов и др., 2024б). Поры и каверны были заполнены в этом случае исключительно глинистым материалом без примеси терригенной составляющей. В порах и кавернах базальтов образовались черные плотные сливные наполнения. Иногда наблюдается частичное заполнение пустот сливным глинистым материалом.

В рассматриваемом случае подошвы Усть-Жом-Болокского покрова более вероятен перенос смешанного (обломочного и глинистого) материала водами, просачивающимися сверху по трещинам в базальтах. Долины Оки и ее притоков активно расширяются в настоящее время за счет отчленения от субвертикальных бортов блоков базальтовых пород с толстостолбчатой отдельностью по крупным трещинам (рис. 24). Протяженность трещин вдоль краев долин составляет от нескольких метров до десятков метров. Лессовый материал гр. 1, отложенный на поверхности лавового покрова, перемещается в трещины и увлекается вниз по трещине метеорными водами до основания базальтового слоя. Карбонат перерывающих лессов растворяется, и в жилах основания покрова отлагается желтый аргиллит гр. 3 (рис. 25). Подобное проникновение смешанного (обломочного и глинистого) материала наблюдается в виде отложений в основании базальтового потока вулкана Хулугайша в Мондинской впадине, на западном окончании Тункинской долины.



Рис. 24. Трещина в толстостолбчатых базальтах борта долины, заполненная рыхлым материалом, в том числе, материалом перекрывающих лессов гр. 1, которые служили в качестве исходного материала для жил желтых аргиллитов гр. 3 в основании Усть-Жом-Болокского базальтового покрова.

Fig. 24. Crack in thick-columnar basalts of the valley side, filled with loose material, including the one from overlying loesses of group 1, which are a source material for veins of yellow argillites of group 3 at a base of the Ust-Zhom-Bolok basalt cover.

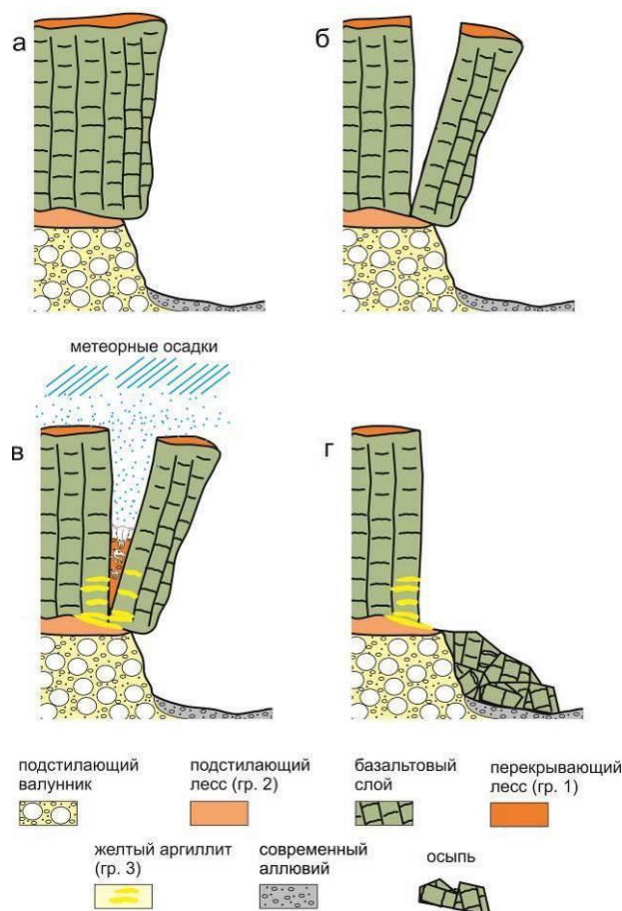


Рис. 25. Схема образования жил вторичных желтых аргиллитов в основании базальтового покрова. *а* – подмыв берега реки с удалением валунного материала из-под лавового покрова; *б* – образование открытой трещины в толстостолбчатых базальтах в борту долины; *в* – заполнение раскрытого пространства трещины рыхлым материалом, в том числе, материалом перекрывающих лессов гр. 1 с участием метеорных осадков (дождевых вод), вмывание материала лессов гр. 1 в пустоты основания базальтового слоя; *г* – обрушение отторженного базальтового блока в реку.

Fig. 25. Scheme of formation of secondary yellow mudstone veins at the base of the basalt cover. *a* - scouring of the river bank with removal of boulder material from under the lava cover; *б* - formation of an open fissure in thick columnar basalts in the valley rim; *в* - filling of an opened space of the fissure with loose material, including material of overlying loesses group 1 with participation of meteoric water (rainwater), washing in of loess material group 1 into voids of the basalt layer base; *г* - collapse of the detached basalt block into the river.

На рис. 23 фигуративные точки основной совокупности лессов гр. 1 Окинской впадины составляют общий тренд с фигуративной точкой тонкозернистого песка, отобранного из поймы р. Жом-Болок (местоположение см. на рис. 2а). В послебазальтовом осадочном материале Окинской впадины во всех случаях

определяется повышенная роль глинистых минералов. В сущности, подстилающие лессы гр. 2 законсервированы под базальтовым покровом и представляют собой закрытую систему. Перекрывающие лессы гр. 1 экспонированы на поверхности и подвергаются постоянному воздействию метеорных

вод и солнечной радиации. Высокая пористость делает эти породы проницаемыми для вод, несущих микрочастицы. Эти лессы отличаются от лессов гр. 2 изменениями, которые характерны для открытой системы. Для таких образований вряд ли можно получить адекватные датировки, к примеру, термолюминесцентным методом.

При анализе распределения точек на диаграмме рис. 23 обращает на себя внимание anomalно высокое содержание ППП* (16.31 мас.%) в буром лессе zhb-10/1-24 (см. фотографию на рис. 9б), которое превышает возможное содержание кристаллизационной H₂O в глинистых минералах. В этом лессе имеется примесь органического материала. Слой бурого лесса представляет собой карбонатизированную почву.

Вариации состава лессов в результате механической дифференциации пылеватого материала

Источник пылеватого материала лессов Тункинской долины находился в ее западной части, в районе Мондинской впадины, в которой распространены ледниковые отложения (Медведев, Клейн, 1967) (рис. 26). Перенос пылеватого материала обеспечивался ветрами, направленными от Мондинской впадины вдоль Тункинской долины, с запада на восток. Выявленная смена состава лессового материала от Туранской до Торской впадины (см. рис. 13) может быть следствием его механической эоловой дифференциации. Ближе к источнику (в Туранской впадине) накапливался преимущественно глинистый пылеватый материал, в Тункинской впадине к этому материалу добавлялся обломочный пылеватый материал, а в Торской впадине обломочный пылеватый материал преобладал над глинистым материалом.

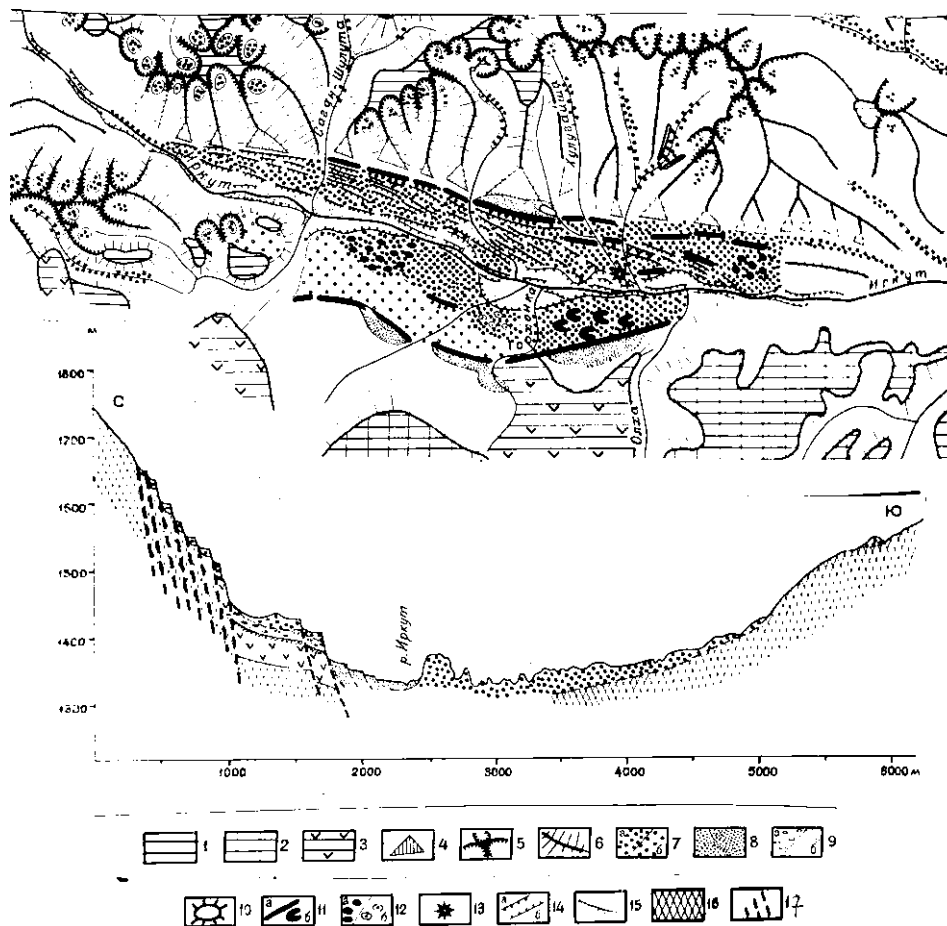


Рис. 26. Геоморфологическая схема Мондинской впадины. Составил М.Е. Медведев. 1 – исходная поверхность выравнивания; 2 – поверхность гольцового выравнивания; 3 – плато, бронированное

базальтовыми покровами; 4 – сбросовые «фасетки» южного уступа Тункинских гольцов; 5 – кары; 6 – водораздельные гребни; 7 – поверхности ледниковой аккумуляции (а) и экзарации (б); 8 – отложения подпруженных ледниковых озер; 9 – охристые отложения эоплейстоцена (а) и аллювиальные отложения речных террас и пойм; 10 – останцы на поверхности выравнивания речных террас и пойм; 11 – валы боковой морены (а) и бараньи лбы (б); 12 – моренный бугристо-западинный рельеф (а) и карстовые воронки (б); 13 – разрушенный миоценовый вулкан Хулугайша; 14 – тектонические уступы (а) и уступы речных террас (б). На профиле: 15 – зона выветривания на базальтах; 16 – породы фундамента (докембрий); 17 – сбросы.

Fig. 26. Geomorphological scheme of the Mondy Basin. Compiled by M.E. Medvedev. 1 – initial planation surface; 2 – surface of range planation; 3 – plateau covered with basalts; 4 – normal fault "facets" of the southern ledge of the Tunka range; 5 – cirques; 6 – watershed ridges; 7 – surfaces of glacial accumulation (a) and exaration (b); 8 – deposits of dammed glacial lakes; 9 – ocher deposits of the Eopleistocene (a) and alluvial deposits of river terraces and floodplains; 10 – remnants on the planation surface of river terraces and floodplains; 11 – ridges of lateral moraine (a) and sheep's foreheads (b); 12 – moraine hummocky-depressive relief (a) and karst sinkholes (b); 13 – destroyed Miocene volcano Khulugaysha; 14 – tectonic scarps (a) and scarps of river terraces (b). On the profile: 15 – weathering zone on basalts; 16 – basement rocks (Precambrian); 17 – faults.

Подобным образом, с запада на восток, осуществлялся перенос пылеватого материала вдоль долины р. Жом-Болок в Окинскую впадину. Постоянно действующий эоловый перенос влаги тормозился хребтом Большой Саян и в холодное время плейстоцена привел к мощному накоплению льда (более 500 м) перед этим хребтом, в Восточной Туве (Гросвальд, 1965).

Мы приходим к выводу, что, несмотря на некоторое различие состава лессов в Тункинской долине и Окинской впадине, условия накопления пылеватых отложений на этих территориях были в общем сходными. Если механическая дифференциация проявлялась вдоль Тункинской долины, такая же дифференциация могла проявляться вдоль долины р. Жом-Болок и Окинской впадины.

Различия условий накопления лессов на юге Восточной Сибири, в Китае и Якутии

Лессы Центрального Китайского плато начинают формироваться под действием Азиатского муссона около 22 млн лет назад в связи с поднятием Гималайско-Тибетского горного сооружения на высоту более 5000 м. Весьма резкий переход от слоев красных глин к лессовым слоям наблюдается около 2.7–2.6 млн лет назад. В 481-метровой скважине Хуайнан (равнина Хубей, координаты: 32°50.123' с.ш., 116°30.167' в.д.) красные глины в интервале глубин 300–180 м датируются возрастным интервалом 8.0–2.5 млн лет, а переслаивание лессов и почв в интервале

глубин верхних 180 м – возрастным интервалом последних 2.5 млн лет (Zhang et al., 2016).

Такая выдержанность разреза с лессами на территории Центрального Китая может быть следствием устойчивого действия Азиатского муссона. Пылеватый материал переносился на расстояние тысяч км из приэкваториальных районов Азии (рис. 27). На конференции по Азиатскому муссону, состоявшейся 9–11 августа 2007 г. в Пекине (Китай), С. Клеменс представил фазы эволюции индо-азиатских муссонов и глобального объема льда, предположив изменения в морской кислородной изотопной хроностратиграфии до 3 млн лет назад для достижения внутренне согласованных и физически правдоподобных откликов на летнюю и зимнюю циркуляцию муссонов, изменений в глобальном объеме льда и орбитального воздействия. Ц. Юн и др. продемонстрировали с помощью моделирования, что, хотя записи глыбоводных и ледяных кернов показывают прохладный МИС 13, межледниковый период с низкой концентрацией парниковых газов, астрономические и ледниковые воздействия ~500 тыс. лет назад в основном отвечают за интенсивный Восточно-Азиатский летний муссон, в согласовании с косвенными данными. Согласно математическому моделированию японской группы исследователей (М.Е. Хори и др.) отзвуки пылевых

отложений распространялись Азиатским муссоном до Байкала.

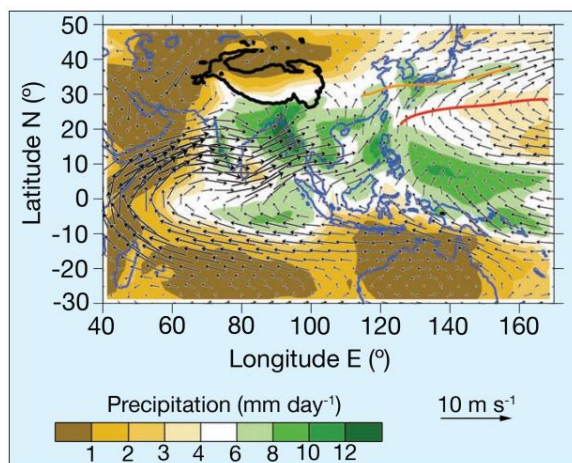


Рис. 27. Азиатские летние (июнь-июль-август) муссонные осадки и ветровое поле (Berger et al., 2008). Черная линия представляет собой топографический контур высотой 3000 м, который очерчивает Тибетское нагорье. Красная и оранжевая линии представляют собой субтропическую дождевую полосу и хребет субтропического максимума соответственно.

Fig. 27. Asian summer (June-July-August) monsoon precipitation and wind field (Berger et al., 2008). Black line represents 3000 m topographic contour, which outlines the Tibetan Plateau. Red and orange lines represent the subtropical rain band and the ridge of the subtropical high, respectively.

Специфика состава лессов Центрального Китая и сопредельных территорий (см. рис. 17–20) может объясняться его происхождением в результате ближнего и дальнего эолового переноса. Одним из источников дальнего переноса микрочастиц могла служить покрытая ледниковыми шапками высокогорная часть Гималаев и Тибетского плато. В этом смысле пылеватый материал по происхождению не отличается от происхождения пылеватого материала в высокогорных районах Восточных Саян.

Время отложения лессов местонахождения Хурай-Хобок ограничено К–Аг датировкой базальта вулканического конуса Хурай-Хобок 1.57 ± 0.03 млн лет (Рассказов и др., 2000). Вовлеченные в исследование лессы Тункинской долины могли формироваться в течение всего плейстоцена, но в основном в

процессе отложения песков среднего-позднего плейстоцена. Лессы из разреза Сайлаг в Окинской впадине более определенно характеризуют эпизоды эоловой деятельности, сопровождавшей оледенения позднего плейстоцена. В то же время, в разрезе Номто-Гол выявляются более древние галечники, перемежающиеся с лавами, предположительно, хирбэсинской свиты плиоцена-эоплейстоцена. Результаты моделирования распределение лессов под действием Азиатского муссона (Hori et al., 2007) предполагают действие Азиатского муссона с юго-востока Азии до территории Байкала. Выяснение возрастных интервалов накопления лессов на юге Восточной Сибири представляет задачу будущих исследований.

Что касается лессов Якутии, частичная близость их состава к китайским лессам и явное отличие от состава лессов юга Восточной Сибири (см. рис. 17 и 18) делает лессы этой территории объектом исследований, которые покажут основные факторы лессообразования в высоких широтах Азии и насколько эти факторы повторяют закономерности лессообразования в Северной Америке, на Аляске (Muhs, Budahn, 2006).

Заключение

На юге Восточной Сибири выполнены сравнительные геохимические исследования лессов Окинской впадины и Тункинской долины.

При изучении лессов Окинской впадины сделан вывод об их определяющей роли для датирования извержения Усть-Жом-Болокского лавового покрова. Состав лессов непосредственно перед извержением соответствовал условиям позднеплейстоценового оледенения. В лессах практически отсутствовали глинистые минералы. После извержения отложения лессов продолжались, но в их состав входило заметное количество глинистых минералов, что свидетельствовало об послебазальтовом отложении и преобразовании осадков в условия теплого и влажного климата. Выяснилось также, что Усть-Жом-Болокский лавовый покров представляет собой полихронное вулканическое сооружение. Его часть в районе Сайлага образовалась в

позднем плейстоцене, другая часть в районе Номто-Гола – предположительно, в плиоцене-эоплейстоцене.

При изучении лессов Тункинской долины выявлена дифференциация лессового материала вдоль долины. В лессах западной части долины присутствовало существенное количество глинистых минералов. В лессах ее восточной части роль глинистых минералов снижалась и возрастала роль обломочного кварц-полевошпатового материала. Для подтверждения выявленных закономерностей в изменении состава лессов во времени и пространстве нужны дополнительные исследования. Определение времени образования лессов Тункинской долины представляет собой задачу, решение которой потребует подбора представительных объектов, отвечающих разным геологическим ситуациям, и использования комплекса надежных методов относительной и абсолютной геохронологии.

Более широкий диапазон вариаций состава лессов Окинской впадины, чем Тункинской долины, и общее отличие состава лессов юга Восточной Сибири от лессов Китая и Якутии открывает перспективу сравнительных исследований многообразия обстановок эолового накопления пылеватого материала на территории Азии.

Благодарности

Настоящая статья является продолжением исследования лессов Окинской впадины (Расказов и др., 2024а), которое начиналось во время поездки студентов геологического факультета ИГУ и школьников Орликской средней школы Окинского района на Жом-Болокский лавовый поток. Поездка была организована директором школы Б.Д. Шарастепановым и зам. директора по воспитательной работе А.П. Папаевым. Данные по лессам Окинской впадины были получены для сравнительных геохимических исследований вместе с лессами Тункинской долины, частично представленных в работах (Алокла и др., 2021; Алокла, 2023). Для измерений микроэлементов использовался масс-спектрометр Agilent 7500se ЦКП «Ультрамикрoанализ» Лимнологического института СО РАН, г. Иркутск (измерения А.П. Чебыкина). Петрогенные оксиды пород определялись

химиками–аналитиками Г.В. Бондаревой и М.М. Самойленко, микроэлементы – Е.В. Сараниной в ИЗК СО РАН. Авторами решалась образовательная задача подготовки статьи от постановки цели и задач исследования, отбора образцов из обнажений с участием студентов на учебной практике через выполнение аналитических работ и обработки полученных данных до подготовки и оформления коллективной статьи в рамках проведения магистерского курса заочного обучения 2025 г. «Подготовка, оформление и представление результатов научно-исследовательских и научно-производственных работ».

Литература

Адамович А. Ф., Гросвальд М. Г., Зоненшайн Л. П. Новые данные о вулканах Кропоткина и Перетолчина // Мат-лы по региональной геологии. 1959. Вып. 5. С. 79–90.

Алокла Р.Э. Глинистые минералы в зоне гипергенеза Байкальской рифтовой системы. Диссертация на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. Иркутск, 2023. 116 с.

Алокла Р., Чувашова И.С., Расказов С.В., Акулова В.В., Рубцова М.Н., Будаев Р.Ц. Лессовидные породы на вулканическом конусе Хурай-Хобок в Тункинской впадине // Известия Иркутского государственного университета. Серия Науки о Земле. 2022. Т. 41. С. 3–20. <https://doi.org/10.26516/2073-3402.2022.41.3>

Выркин В.Б. Эоловое рельефообразование в Прибайкалье и Забайкалье // География и природные ресурсы. 2010. № 3. С. 25–32.

Грачев А.Ф., Лопатин Д.В. Некоторые итоги полевых исследований по правобережью р. Бий-Хем (Восточная Тува) // Вестник ЛГУ. Сер. геогр. № 6. С. 152–154.

Гросвальд М. Г. Развитие рельефа Саяно-Тувинского нагорья. М.: Наука, 1965. 167 с.

Девяткин Е. В. Геохронология кайнозойских базальтов Монголии и их связь со структурами новейшего этапа // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2004. Т. 12, № 2. С. 102–114.

Иванов И.П. Инженерная геология месторождений полезных ископаемых: Учебник для вузов. М.: Недра, 1990. 302 с.

Иваньев Л.И., Цейтлин С.М. Геологические условия залегания культурных остатков на

Верхоленской горе 1 // Мезолит Верхнего Приангарья. Памятники Иркутского района. Иркутск: Изд-во Иркут, та, 1980. С. 25–44.

Киселев А. И., Медведев М. Е., Головки Г. А. Вулканизм Байкальской рифтовой зоны и проблемы глубинного магмообразования. Новосибирск: Изд-во «Наука», Сиб. отделение, 1979. 197 с.

Логачев Н.А. Кайнозойские континентальные отложения впадин байкальского типа // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1958. № 4. С. 18–20.

Логачев Н.А. Саяно-Байкальское и Становое нагорья. Нагорья Прибайкалья и Забайкалья / Ред. Н.А. Флоренсов. М.: Наука. 1974. С. 16–162.

Медведев М.Е., Клейн Я.Я. Неотектоника и вулканизм Мондинской впадины / Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья. Вып. 2, № 4. Чита, 1967. С. 258–260.

Охотин В.В. Грунтоведение. Л.: Изд. Военно-трансп. Академии, 1940. 240 с.

Поморцев О.А., Попов В.Ф. Плувиальные эпохи плейстоцена и лессообразование // Вестник СВФУ. серия «Науки о Земле». 2021. № 3 (23). С. 5–20.

Прокопенко А.А., Кузьмин М.И., Калмычков Г.В. и др. Изменение состава донных осадков озера Хубсугул как показатель измерения климата в Байкальском регионе на рубеже 15–14 тыс. лет назад // Докл. АН. 2003. Т. 390, № 1. С. 109–112.

Рассказов С.В. Магматизм Байкальской рифтовой системы. Новосибирск: ВО "Наука". Сибирская издательская фирма, 1993. 288 с.

Рассказов С.В. Среднеголоценовое изменение тектонических напряжений в вулканической зоне хребта Удокан, Восточная Сибирь // Вулканология и сейсмология. 1999. № 2. С. 70–74.

Рассказов С.В., Логачев Н.А., Брандт И.С., Брандт С.Б., Иванов А.В. Геохронология и геодинамика позднего кайнозоя (Южная Сибирь – Южная и Восточная Азия). Новосибирск: Наука, 2000. 288 с.

Рассказов С.В., Снопков С.В., Папаев А.П., Парфенов Д.И., Петров Д.А., Хайдаков Б. По следам П.А. Кропоткина: Изучение юных базальтовых лав в районе Сайлагского водопада, Восточный Саян // Геология и окружающая среда. 2024а. Т. 4, № 2. С. 164–178. DOI 10.26516/2541-9641.2024.2.164

Рассказов С.В., Чебыкин Е.П., Чувашова И.С., Воднева Е.Н., Степанова О.Н. Оценка современной активности мантии Центральной Азии в ретроспективе четвертичных магматических событий: контроль плавления мантии накоплением и стаиванием ледников // Известия Иркутского государственного университета. Серия Науки о Земле. 2014. Т. 8, № 2. С. 91–101.

Рассказов С.В., Ясныгина Т.А., Чувашова И.С., Саранина Е.В., Ильясова А.М., Скопинцев В.Г. Гарганский тип континентальной тектоносферы: Pb-изотопные оценки возраста событий ранней, средней и поздней геодинамических эпох Земли в слоях внешней оболочки, коромантийного перехода и литосферной мантии // Геология и окружающая среда. 2024б. Т. 4, № 3. С. 7–32. <https://doi.org/10.26516/2541-9641.2024.3.7>

Рященко Т.Г., Акулова В.В., Ербаева М.А., Гринь Н.Н. Процессы лессообразования в Приангарье, Забайкалье, Западной Монголии и Северо-Западном Китае (сравнительный анализ) // География и природные ресурсы. 2007. № 2. С.105–113.

Рященко Т.Г., Акулова В.В., Ухова Н.Н., Штельмах С.И., Гринь Н.Н. Лессовые грунты Монголо-Сибирского региона. Иркутск: Изд-во ИЗК СО РАН, 2014. 241 с.

Сизых Ю.И. Общая схема химического анализа горных пород и минералов. Отчет. Институт земной коры СО АН СССР. Иркутск, 1985. 50 с.

Ташак В.И. Перспективы исследований древнейших этапов заселения человеком территории Окинского плоскогорья (Восточный Саян) // Известия Лаборатории древних технологий. 2021. Т. 17. № 4. С. 9–19. <https://doi.org/10.21285/2415-8739-2021-4-9-19>.

Флоренсов Н.А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья / Труды Вост.-Сиб. фил. СО АН СССР. Вып. 19. Серия геол. М.–Л.: Изд-во АН СССР, 1960. 258 с.

Хассан А., Рассказов С.В., Чувашова И.С., Ясныгина Т.А., Титова Л.А., Кулагина Н.В., Усолцева М.В. Идентификация озерных отложений верхнего миоцена – нижнего плиоцена в суходольной Тункинской впадине Байкальской рифтовой зоны // Геодинамика и тектонофизика. 2020. Т. 11, № 2. С. 261–284.

Чувашова И.С., Алокла Р., Рассказов С.В. Инфильтрация глин в поры и каверны неогеновых базальтов Восточного Саяна // Геология и

окружающая среда. 2021. Т. 1, № 1. С. 16–26. <https://doi.org/10.26516/2541-9641.2021.1.16>

Чувашова И.С., Рассказов С.В., Ясныгина Т.А. Трассирование потенциальной сейсмической структуры в Гарятской впадине Центральной Монголии вулканическими извержениями из ОИВ-подобного источника 50–9 тыс. лет назад // Геология и окружающая среда. 2022. Т. 2, № 4. С. 80–103. DOI 10.26516/2541-9641.2022.4.80

Чувашова И.С., Рассказов С.В., Ясныгина Т.А., Саранина Е.В., Фефелов Н.Н. Голоценовый вулканизм в Центральной Монголии и Северо-Восточном Китае: асинхронное декомпрессионное и флюидное плавление мантии // Вулканология и сейсмология. 2007. № 6. С. 19–45.

Щетников А.А., Безрукова Е.В., Кербер Е.В., Белозерова О.Ю., Кузьмин М.И., Иванов Е.В., Крайнов М.А., Филинов И.А., Нечаев И.О. Первые результаты тефрохронологических исследований позднплейстоцен-голоценовых вулканических извержений в долине р. Жом-Болок (Восточный Саян) // Доклады Академии наук 2019. Т. 486. № 3. С. 336–340. <https://doi.org/10.31857/S0869-56524863336-340>

Ярмолюк В.В., Лебедев В.И., Аракелянц М.М., Лебедев В.А., Прудников С.Г., Сугоракова А.М., Коваленко В.И. Вулканизм Восточной Тувы: хронология вулканических событий на основе К–Аг-датирования // Доклады Академии наук. 1999. Т. 368, № 2. С. 244–249.

Ярмолюк В. В., Никифоров А. В., Иванов В. Г. Строение, состав, источники и механизм долинных излияний лавовых потоков Жом-Болок (голоцен, Южно-Байкальская вулканическая область) // Вулканология и сейсмология. 2003. № 5. С. 41–59.

Ясныгина Т.А., Маркова М.Е., Рассказов С.В., Пахомова Н.Н. Определение редкоземельных элементов, Y, Zr, Nb, Hf, Ta, Ti в стандартных образцах серии ДВ методом ИСП-МС // Заводская лаборатория. Диагностика материалов. 2015. Т. 81, № 2. С. 10–20.

Bassinot F.C. SPECMAP. In: Gornitz V. (ed.) Encyclopedia of paleoclimatology and ancient Environments. Encyclopedia of Earth Sciences Series. Springer, Dordrecht, 2009. https://doi.org/10.1007/978-1-4020-4411-3_212

Berger A., Ding Z., Guo Z., Fabian P. 3rd Alexander von Humboldt International Conference: East Asian Monsoon, past, present and future // PAGES News. 2008. Vol.16, No 1. P. 36–37.

Chebykin E.P., Edgington D.N., Grachev M.A. et al. Abrupt increase in precipitation and weathering of soils in East Siberia coincident with the end of the last glaciation // Earth Planet. Sci. Letters. 2002. Vol. 200, No. 1–2. P. 167–175.

Ding Z.L., Sun J.M., Yang S.L., Li T.S. Geochemistry of the Pliocene red clay formation in the Chinese Loess Plateau and implications for its origin, source provenance and paleoclimate change // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2001. Vol. 65, No. 6. P. 901–913.

Enkhtuvshin H.A. Petrological study on the Late Mesozoic and Cenozoic volcanic rocks of the Mongolian Plateau // Master thesis. Shimane University, 1995. 119 p.

Gutmann J.T., Turrin B.D., Dohrenwend J.C. Basaltic rocks from the Pinacate volcanic field notably young $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages // EOS. 2000. P. 33–37.

Fang Q., Hong H., Zhao L., Furnes H., Lu H., Han W., Liu Y., Jia Zh., Wang Ch., Yin K., Algeo T.J. Tectonic uplift-influenced monsoonal changes promoted hominin occupation of the Luonan Basin: Insights from a loess-paleosol sequence, eastern Qinling Mountains, central China // Quaternary Science Reviews. 2017. Vol. 169. P. 312–329. <http://dx.doi.org/10.1016/j.quascirev.2017.05.025>

Hori M.E., Abe M., Yasunari T., Kitoh A. Impact of orbital forcing on the Southeastern Monsoon seasonality based on an atmosphere-ocean coupled general circulation model experiment // 3rd Alexander von Humboldt International Conference: East Asian Monsoon, past, present and future. 27–30 August 2007, Beijing, China. P. 20.

Lindeburg K.S., Drohan P.J. Geochemical and mineralogical characteristics of loess along northern Appalachian, USA major river systems appear driven by differences in meltwater source lithology // CATENA. 2019. V. 172. С. 461–468.

Muhs D.R. Loess deposits: Origins, properties / Encyclopedia of Quaternary Science. Elsevier, 2013. – 573–584 pp. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-53643-3.00145-X>

Muhs D.R. The geochemistry of loess: Asian and North American deposits compared // Journal of Asian Earth Sciences. 2018. Vol. 155. P. 81–115. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2017.10.032>

Muhs D.R., Budahn J.R. Geochemical evidence for the origin of late Quaternary loess in central Alaska // Canadian Journal of Earth Sciences. 2006. Vol. 43, No. 3. P. 100275. <https://doi.org/10.1139/e05-115>

Muhs D.R., Cattle S.R., Crouvi O., Rousseau D.-D., Sun J., Zárate M.A. Loess records // *Mineral Dust*. Springer Netherlands, Dordrecht 2014. P. 411–441. https://doi.org/10.1007/978-94-017-8978-3_16

Nesbitt H.W., Young G.M. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites // *Nature*. 1982. V. 299. P. 715–717.

Rasskazov S.V., Brandt S.B., Brandt I.S. Radiogenic isotopes in geologic processes. Springer, Dordrecht, Heidelberg, London, New York, 2010. 306 p.

Ryashchenko T.G., Akulova V.V., Erbaeva M.A. Loessial soils of Priangaria, Transbaikalia, Mongolia, and northwestern China // *Quaternary International*. 2008. Vol. 179. P. 90–95. [doi:10.1016/j.quaint.2007.06.035](https://doi.org/10.1016/j.quaint.2007.06.035)

Shchetnikov A.A., Bezrukova E.V., Krivonogov S.K. Late Glacial to Holocene volcanism of Jom-Bolok Valley (East Sayan Mountains, Siberia) recorded by microtephra layers of the Lake Kaskadnoe-1 sediments // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2019. Vol. 173. P. 291–303.

Xie Y., Yuan F., Zhan T., Kang Ch., Chi Y. Geochemical and isotopic characteristics of sediments for the Hulun Buir Sandy Land, northeast China: implication for weathering, recycling and dust provenance // *Catena*. 2018. Vol. 160. P. 170–184. <http://dx.doi.org/10.1016/j.catena.2017.09.008>

Zhang H., Lu H., Jiang S.-Y., Vandenberghe J., Wang S., Cosgrove R. Provenance of loess deposits in the Eastern Qinling Mountains (central China) and their implications for the paleoenvironment // *Quaternary Sci. Rev.* 2012. V. 43, P. 94–102. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2012.04.010>

Zhang L., Liu J., Qin X. Preliminary study on the magnetostratigraphy framework of Huainan (east China) borehole: constraints from the ages of three tephra layers // 6th International Maar Conference Abstracts. Changchun, China, 2016. P. 117–118.

Zhang L., Qin X., Liu J., Sun Ch., Mu Y., Gao J., Guo W., An Sh., Lu Ch. Geochemistry of sediments from the Huaibei Plain (east China): Implications for provenance, weathering, and invasion of the Yellow River into the Huaihe River // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2016. Vol. 121. P. 72–83. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jseaes.2016.02.008>

Zhang W., Zhao J., Chen J., Ji J., Liu L. Binary sources of Chinese loess as revealed by trace and REE element ratios // *Journal of Asian Earth*

Sciences. 2018. Vol. 166. P. 80–88. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2018.07.017>

References

Adamovich A.F., Grosvald M.G., Zonenshain L.P. New data on the Kropotkin and Peretolchin volcanoes // *Materials on regional geology*. 1959. Issue 5. P. 79–90.

Alokla R. E. Clay minerals in the hypergenesis zone of the Baikal rift system. Dissertation for the degree of candidate of geological and mineralogical sciences. Irkutsk, 2023. 116 p.

Alokla R., Chuvashova I.S., Rasskazov S.V., Akulova V.V., Rubtsova M.N., Budaev R.Ts. Loess-like rocks on the Khurai-Khobok volcanic cone in the Tunka basin // *Bulletin of Irkutsk State University. Earth Sciences Series*. 2022. Vol. 41. P. 3–20. <https://doi.org/10.26516/2073-3402.2022.41.3>

Bassinot F.C. SPECMAP. In: Gornitz V. (ed.) *Encyclopedia of paleoclimatology and ancient Environments*. Encyclopedia of Earth Sciences Series. Springer, Dordrecht, 2009. https://doi.org/10.1007/978-1-4020-4411-3_212

Berger A., Ding Z., Guo Z., Fabian P. 3rd Alexander von Humboldt International Conference: East Asian Monsoon, past, present and future // *PAGES News*. 2008. Vol.16, No 1. P. 36–37.

Chebykin E.P., Edgington D.N., Grachev M.A. et al. Abrupt increase in precipitation and weathering of soils in East Siberia coincident with the end of the last glaciation // *Earth Planet. Sci. Letters*. 2002. Vol. 200, No. 1–2. P. 167–175.

Chuvashova I.S., Alokla R., Rasskazov S.V. Clay infiltration into pores and caverns of Neogene basalts of the Eastern Sayan // *Geology and Environment*. 2021. Vol. 1, No. 1. P. 16–26. <https://doi.org/10.26516/2541-9641.2021.1.16>

Chuvashova I.S., Rasskazov S.V., Yasnygina T.A. Tracing of a potential seismic structure in the Taryat Basin of Central Mongolia by volcanic eruptions from an OIB-Like Source at 50–9 Ka // *Geology and Environment*. 2022. Vol. 2, No. 4. P. 80–103. DOI 10.26516/2541-9641.2022.4.80

Chuvashova I.S., Rasskazov S.V., Yasnygina T.A., Saranina E.V., Fefelov N.N. Holocene volcanism in Central Mongolia and Northeast China: asynchronous decompression and fluid melting of the mantle // *Volcanology and Seismology*. 2007. No. 6. P. 19–45.

- Devyatkin E.V. Geochronology of Cenozoic basalts of Mongolia and their relationship with the structures of the latest stage // *Stratigraphy and Geological Correlation*. 2004. Vol. 12, No. 2. P. 199–209.
- Ding Z.L., Sun J.M., Yang S.L., Li T.S. Geochemistry of the Pliocene red clay formation in the Chinese Loess Plateau and implications for its origin, source provenance and paleoclimate change // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2001. Vol. 65, No. 6. P. 901–913.
- Grachev A.F., Lopatin D.V. Some results of field research on the right bank of the river. Biy-Khem (Eastern Tuva) // *Bulletin of Leningrad State University. Ser. geogr.* No. 6. P. 152–154.
- Grosvald M.G. Development of the relief of the Sayan-Tuva highlands. Moscow: Nauka, 1965. 167 p.
- Enkhtuvshin H.A. Petrological study on the Late Mesozoic and Cenozoic volcanic rocks of the Mongolian Plateau // *Master thesis*. Shimane University, 1995. 119 p.
- Gutmann J.T., Turrin B.D., Dohrenwend J.C. Basaltic rocks from the Pinacate volcanic field notably young $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages // *EOS*. 2000. P. 33–37.
- Fang Q., Hong H., Zhao L., Furnes H., Lu H., Han W., Liu Y., Jia Zh., Wang Ch., Yin K., Algeo T.J. Tectonic uplift-influenced monsoonal changes promoted hominin occupation of the Luonan Basin: Insights from a loess-paleosol sequence, eastern Qinling Mountains, central China // *Quaternary Science Reviews*. 2017. Vol. 169. P. 312–329. <http://dx.doi.org/10.1016/j.quascirev.2017.05.025>
- Florensov N.A. Mesozoic and Cenozoic basins of the Baikal region / *Proceedings of the East Siberian Branch of the USSR Academy of Sciences. Issue 19. Geological series*. Moscow–Leningrad: Publishing house of the USSR Academy of Sciences, 1960. 258 p.
- Hassan A., Rasskazov S.V., Chuvashova I.S., Yasnygina T.A., Titova L.A., Kulagina N.V., Usoltseva M.V., 2020. Identifying Upper Miocene – Lower Pliocene lacustrine sediments in dry Tunka basin of the Baikal rift zone. *Geodynamics & Tectonophysics* 11 (2), 262–284. doi:10.5800/GT-2020-11-2-0473)
- Hori M.E., Abe M., Yasunari T., Kitoh A. Impact of orbital forcing on the Southeastern Monsoon seasonality based on an atmosphere-ocean coupled general circulation model experiment // *3rd Alexander von Humboldt International Conference: East Asian Monsoon, past, present and future*. 27–30 August 2007, Beijing, China. P. 20.
- Ivanov I.P. Engineering geology of mineral deposits: Textbook for universities. Moscow: Nedra, 1990. 302 p.
- Ivanyev L. I., Zeitlin S. M. Geological conditions of the cultural remains deposit on Verkholenskaya Mountain 1 // *Mesolithic of the Upper Angara Region. Monuments of the Irkutsk region*. Irkutsk: Irkutsk Publishing House, 1980. P. 25–44.
- Kiselev A.I., Medvedev M.E., Golovko G.A. Volcanism of the Baikal rift zone and problems of deep magma formation. Novosibirsk: Publishing house Nauka, Siberian Branch, 1979. 197 p.
- Lindeburg K.S., Drohan P.J. Geochemical and mineralogical characteristics of loess along northern Appalachian, USA major river systems appear driven by differences in meltwater source lithology // *CATENA*. 2019. V. 172. C. 461–468.
- Logatchev N.A. Cenozoic continental deposits of the Baikal-type basins // *Izvestiya AN USSR. Geol. Ser.* 1958. No. 4. P. 18–20.
- Logatchev N.A. Sayan-Baikal and Stanovoe Uplands. Uplands of the Baikal and Transbaikalian Regions / Ed. N.A. Florensov. Moscow: Nauka. 1974. P. 16–162.
- Medvedev M.E., Klein Ya.Ya. Neotectonics and volcanism of the Mondy Basin / *Problems of Geology of the Baikal and Transbaikalian Regions. Issue 2, No. 4*. Chita, 1967. P. 258–260.
- Muhs D.R. Loess deposits: Origins, properties / *Encyclopedia of Quaternary Science*. Elsevier, 2013. – 573–584 pp. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-53643-3.00145-X>
- Muhs D.R. The geochemistry of loess: Asian and North American deposits compared // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2018. Vol. 155. P. 81–115. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2017.10.032>
- Muhs D.R., Budahn J.R. Geochemical evidence for the origin of late Quaternary loess in central Alaska // *Canadian Journal of Earth Sciences*. 2006. Vol. 43, No. 3. P. 100275. <https://doi.org/10.1139/e05-115>
- Muhs D.R., Cattle S.R., Crouvi O., Rousseau D.-D., Sun J., Zárata M.A. Loess records // *Mineral Dust*. Springer Netherlands, Dordrecht 2014. P. 411–441. https://doi.org/10.1007/978-94-017-8978-3_16
- Nesbitt H.W., Young G.M. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites // *Nature*. 1982. V. 299. P. 715–717.

- Okhotin V.V. Soil Science. Leningrad: Voennotransp. Publ. Akademii, 1940. 240 p.
- Pomortsev O. A., Popov V. F. Pluvial epochs of the Pleistocene and loess formation // Bulletin of NEFU. Earth Sciences series. 2021. No. 3 (23). P. 5–20.
- Prokopenko A.A., Kuzmin M.I., Kalmychkov G.V. et al. Changes in the composition of bottom sediments of Lake Hovsgol as an indicator of climate measurements in the Baikal region at the turn of 15–14 thousand years ago // Reports of the Academy of Sciences. 2003. Vol. 390, No. 1. P. 109–112.
- Rasskazov S.V. Magmatism of the Baikal rift system. Novosibirsk: Nauka Siberian Publishing Company, 1993. 288 pp.
- Rasskazov S.V. Middle Holocene change in tectonic stresses in the volcanic zone of the Udokan ridge, Eastern Siberia // Volcanology and Seismology. 1999. No. 2. P. 70–74.
- Rasskazov S.V., Brandt S.B., Brandt I.S. Radiogenic isotopes in geologic processes. Springer, Dordrecht, Heidelberg, London, New York, 2010. 306 p.
- Rasskazov S.V., Chebykin E.P., Chuvashova I.S., Vodneva E.N., Stepanova O.N. Assessment of modern activity of the Central Asian mantle in retrospect of Quaternary magmatic events: control of mantle melting by accumulation and melting of glaciers // Bulletin of Irkutsk State University. Earth Sciences Series. 2014. Vol. 8, No. 2. P. 91–101.
- Rasskazov S.V., Logatchev N.A., Brandt I.S., Brandt S.B., Ivanov A.V. Geochronology and geodynamics of the late Cenozoic (Southern Siberia – South and East Asia). Novosibirsk: Nauka, 2000. 288 p.
- Rasskazov S.V., Snopkov S.V., Papaev A.P., Parfenov D.I., Petrov D.A., Khaidakov B. In the footsteps of P.A. Kropotkin: Study of young basaltic lavas in the area of the Sailag waterfall, Eastern Sayans // Geology and Environment. 2024a. Vol. 4, No. 2. P. 164–178. DOI 10.26516/2541-9641.2024.2.164
- Rasskazov S.V., Yasnygina T.A., Chuvashova I.S., Saranina E.V., Ilyasova A.M., Skopintsev V.G. The Gargan-Type continental tectonosphere: Pb-isotope age estimates for events of the early, middle, and late geodynamic epochs of the Earth in layers of outer shell, crust-mantle transition, and lithospheric mantle // Geology and Environment. 2024b. Vol. 4, No. 3. P. 7–32. <https://doi.org/10.26516/2541-9641.2024.3.7>
- Ryashchenko T.G., Akulova V.V., Erbaeva M.A. Loessial soils of Priangaria, Transbaikalia, Mongolia, and northwestern China // Quaternary International. 2008. Vol. 179. P. 90–95. doi:10.1016/j.quaint.2007.06.035
- Ryashchenko T.G., Akulova V.V., Erbaeva M.A., Grin' N.N. Loess formation processes in the Angara region, Transbaikalia, Western Mongolia and Northwestern China (comparative analysis) // Geography and Natural Resources. 2007. No. 2. P.105–113.
- Ryashchenko T.G., Akulova V.V., Ukhova N.N., Shtelmakh S.I., Grin' N.N. Loess soils of the Mongolian-Siberian region. Irkutsk: Publishing house of the Institute of Soil Culture SB RAS, 2014. 241 p.
- Shchetnikov A.A., Bezrukova E.V., Kerber E.V., Belozerova O.Yu., Kuzmin M.I., Ivanov E.V., Krainov M.A., Filinov I.A., Nechaev I.O. The first results of tephrochronological study of late Pleistocene-Holocene volcanic eruptions in the Zhom-Bolok River valley (Eastern Sayan) // Doklady Earth Sciences. 2019. Vol. 486, No. 1. P. 503–506. <https://doi.org/10.1134/S1028334X1905026X>
- Shchetnikov A.A., Bezrukova E.V., Krivonogov S.K. Late Glacial to Holocene volcanism of Jom-Bolok Valley (East Sayan Mountains, Siberia) recorded by microtephra layers of the Lake Kaskadnoe-1 sediments // Journal of Asian Earth Sciences. 2019. Vol. 173. P. 291–303.
- Sizykh Yu.I. Complex scheme of the chemical analysis of rock and mineral samples. Institute of the Earth's Crust, SB RAS, Irkutsk, 1985. 50 p.
- Tashak V.I. Prospects of researching the oldest stages of human settlement on the Oka plateau territory (Eastern Sayan) // Reports of the Laboratory of Ancient Technologies. 2021. Vol. 17. No. 4. P. 9-19. <https://doi.org/10.21285/2415-8739-2021-4-9-19>.
- Vyrkin V.B. Aeolian relief formation in the Baikal and Transbaikal regions // Geography and natural resources. 2010. No. 3. P. 25–32.
- Yarmolyuk V.V., Lebedev V.I., Arakelyants M.M., Lebedev V.A., Prudnikov S.G., Sugorakova A.M., Kovalenko V.I. Volcanism of Eastern Tuva: chronology of volcanic events based on K–Ar dating // Doklady Earth Sciences. 1999. Vol. 368, No. 7. P. 207–211.
- Yarmolyuk V.V., Nikiforov A.V., Ivanov V.G. Structure, composition, sources and mechanism of valley outpourings of lava flows of Zhom-Bolok (Holocene, South Baikal volcanic region) // Volcanology and Seismology. 2003. No. 5. P. 41–59.

Yasnygina T.A., Markova M.E., Rasskazov S.V., Pakhomova N.N. Determination of rare earth elements, Y, Zr, Nb, Hf, Ta, and Th in geological reference materials of the DV series by ICP-MS // *Zavodskaya Laboratoriya. Diagnostika materialov*. 2015. Vol. 81, No. 2. P. 10–20.

Xie Y., Yuan F., Zhan T., Kang Ch., Chi Y. Geochemical and isotopic characteristics of sediments for the Hulun Buir Sandy Land, northeast China: implication for weathering, recycling and dust provenance // *Catena*. 2018. Vol. 160. P. 170–184. <http://dx.doi.org/10.1016/j.catena.2017.09.008>

Zhang H., Lu H., Jiang S.-Y., Vandenberghe J., Wang S., Cosgrove R. Provenance of loess deposits in the Eastern Qinling Mountains (central China) and their implications for the paleoenvironment // *Quaternary Sci. Rev.* 2012. V. 43, P. 94–102. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2012.04.010>

Рассказов Сергей Васильевич,

доктор геолого-минералогических наук, профессор,

664025, Иркутск, ул. Ленина, д. 3,

Иркутский государственный университет, геологический факультет,

заведующий кафедрой динамической геологии, 664033 Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128,

Институт земной коры СО РАН,

заведующий лабораторией изотопии и геохронологии,

тел.: (3952) 51–16–59,

email: rassk@crust.irk.ru

Rasskazov Sergei Vasilevich,

doctor of geological and mineralogical sciences, professor,

664025, Irkutsk, st. Lenina, 3,

Irkutsk State University, Faculty of Geology,

Head of Dynamic Geology Char,

664033, Irkutsk, st. Lermontova, 128,

Institute of the Earth's Crust SB RAS,

Head of the Laboratory for Isotopic and Geochronological Studies,

tel.: (3952) 51–16–59,

email: rassk@crust.irk.ru

Ясныгина Татьяна Александровна,

кандидат геолого-минералогических наук,

664033, Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128,

Институт земной коры СО РАН,

старший научный сотрудник,

тел.: (3952) 51–16–59,

email: ty@crust.irk.ru

Yasnygina Tatyana Alexandrovna,

candidate of geological and mineralogical sciences,

664033 Irkutsk, st. Lermontova, 128,

Zhang L., Liu J., Qin X. Preliminary study on the magnetostratigraphy framework of Huainan (east China) borehole: constraints from the ages of three tephra layers // 6th International Maar Conference Abstracts. Changchun, China, 2016. P. 117–118.

Zhang L., Qin X., Liu J., Sun Ch., Mu Y., Gao J., Guo W., An Sh., Lu Ch. Geochemistry of sediments from the Huaibei Plain (east China): Implications for provenance, weathering, and invasion of the Yellow River into the Huaihe River // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2016. Vol. 121. P. 72–83. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jseaes.2016.02.008>

Zhang W., Zhao J., Chen J., Ji J., Liu L. Binary sources of Chinese loess as revealed by trace and REE element ratios // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2018. Vol. 166. P. 80–88. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2018.07.017>

Institute of the Earth's Crust SB RAS,

Senior Researcher,

tel.: (3952) 51–16–59,

email: ty@crust.irk.ru

Чувашова Ирина Сергеевна,

кандидат геолого-минералогических наук,

664033 Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128,

Институт земной коры СО РАН,

старший научный сотрудник,

тел.: (3952) 51–16–59,

email: chuvashova@crust.irk.ru

Chuvashova Irina Sergeevna,

candidate of geological and mineralogical sciences,

664033, Irkutsk, st. Lermontova, 128,

Institute of the Earth's Crust SB RAS,

Senior Researcher,

tel.: (3952) 51–16–59,

email: chuvashova@crust.irk.ru

Папаев Алексей Пурбоевич,

кандидат географических наук,

пос. Орлик, Окинский район Бурятская республика,

Орликская средняя школа,

зам. директора по воспитательной работе,

email: papaev13@rambler.ru

Papaev Alexey Purboevich,

Candidate of Geography,

Orlik settlement, Okinsky district, Buryat Republic,

Orlik Secondary School,

Deputy Director for Educational Work,

email: papaev13@rambler.ru

Снопков Сергей Викторович,

кандидат геолого-минералогических наук, доцент,

664025, Иркутск, ул. Ленина, д. 3,

Иркутский государственный университет,
геологический факультет,

доцент,

664074, г. Иркутск, ул. Курчатова, 3,

Сибирская школа геонаук, Иркутский национальный исследовательский технический университет, ведущий научный сотрудник,

email: snopkov_serg@mail.ru

Snopkov Sergey Viktorovich,

Candidate of Geological and Mineralogical Sciences,

assistant professor,

664025, Irkutsk, Lenin st., 3,

Irkutsk State University, Faculty of Geology,

664074, Irkutsk, Kurchatov st., 3,

Siberian School of Geosciences, Irkutsk National Research Technical University,

Leading Researcher,

email: snopkov_serg@mail.ru

Парфенов Даниил Игоревич,

664025, Иркутск, ул. Ленина, д. 3,

Иркутский государственный университет,
геологический факультет,

студент второго курса бакалавриата,

email: parff0315@mail.ru

Parfenov Daniil Igorevich,

664025, Irkutsk, st. Lenina, 3,

Irkutsk State University, Faculty of Geology,

second year bachelor's student,

email: parff0315@mail.ru

Иванов Кирилл Олегович,

664003 Иркутск, ул. Ленина, д. 3,

Иркутский государственный университет,
геологический факультет,

студент второго курса магистерской подготовки, заочное отделение,

email: kirionid@yandex.ru

Ivanov Kirill Olegovich,

664025, Irkutsk, st. Lenina, 3,

Irkutsk State University, Faculty of Geology,

second year student of master's degree program,
correspondence department,

email: kirionid@yandex.ru

Полежаева Ирина Викторовна,

664025, Иркутск, ул. Ленина, д. 3,

Иркутский государственный университет,
геологический факультет,

студент второго курса магистерской подготовки, заочное отделение,

email: polezhaeva80@mail.ru

Polezhaeva Irina Viktorovna,

664025, Irkutsk, st. Lenina, 3,

Irkutsk State University, Faculty of Geology,

second year student of master's degree program,
correspondence department,

email: polezhaeva80@mail.ru

Калинович Милена Евгеньевна,

664025, Иркутск, ул. Ленина, д. 3,

Иркутский государственный университет,
геологический факультет,

студент второго курса магистерской подготовки, заочное отделение,

email: 05080058@list.ru

Kalinovich Milena Evgenievna,

664025, Irkutsk, st. Lenina, 3,

Irkutsk State University, Faculty of Geology,

second year student of master's degree program,
correspondence department,

email: 05080058@list.ru