

Вестник Московского университета

НАУЧНЫЙ ЖУРНАЛ

Основан в ноябре 1946 г.

Серия 4

ГЕОЛОГИЯ

ТОМ 64 • № 3 • 2025 • МАЙ–ИЮНЬ

Издательство Московского университета

Выходит один раз в два месяца

СОДЕРЖАНИЕ

- Криулина Г.Ю., Бардухинов Л.Д., Седых Е.М., Еремеев Р.В., Копчиков М.Б., Шилова О.А., Васина А.И., Демидова Л.А. Первая находка крупного алмаза группы «CLIPPIR» в россыпном месторождении Эбелях (Якутия) 3
- Федоров В.М., Фролов Д.М. Эффект разделения сезонного облучения Земли в неоплейстоцене по фазам изменения эксцентриситета ее орбиты 13
- Габдуллин Р.Р., Меренкова С.И., Пузик А.Ю., Сыромятников К.В., Казымов К.П., Бадулина Н.В., Бадьянова И.В., Иванов А.В., Мигранов И.Р., Сериков К.П., Семенов Л.А. Минералогическая характеристика среднелейстоценовых-голоценовых образований Московской синеклизы и условия их образования 17
- Силантьев В.В., Куликова А.В., Новиков И.В., Фелькер А.С., Мифтахутдинова Д.Н., Габдуллин Р.Р., Ахмедов К.М., Якупова Д.Б., Нуриева Е.М., Саитгалиева Я.Я. Возраст тетраподной фауны «*Mastodonsaurus*» (средний триас) Восточно-Европейской платформы: первые данные радиоизотопного U-Pb LA-ICPMS датирования. Статья 2. Датировки и модель седиментации 26
- Барбошкин Е.Ю., Устинова М.А. О находке *Menuites (Menuites) fresvillensis* (Seunes, 1890) (Ammonoidea, Pachydiscidae Spath) из маастрихтских отложений Юго-Западного Крыма 38
- Самсонов А.А., Чуриков Ю.А., Анисимов Н.Н., Ибрагимов А.Р. Особенности применения дистанционного зондирования Земли для решения геологических задач в природных зонах Российской Федерации 44
- Самсонов А.А., Чуриков Ю.А., Ибрагимов А.Р., Гришин И.Ю., Фесюн А.Г. Результаты дистанционного мониторинга изменения компонентов природных ресурсов в степной зоне Южного Урала под техногенным влиянием добычи полезных ископаемых 53
- Ишбаев Х.Д., Далимов Н.Р., Курбанов А.А., Илешов К.М., Шукуров А.Х., Старостин В.И., Самсонов А.А. Щелочные лампрофиры Чаткало-Кураминского региона (Срединный Тянь-Шань) 61
- Вяткин С.В., Криулина Г.Ю., Гаранин В.К., Бардухинов Л.Д. Алмазы северо-западной части Анабарского алмазоносного района — россыпи реки Хара-Мас (Якутия) 81

CONTENTS

<i>Kriulina G.Yu., Bardukhinov L.D., Sedykh E.M., Ereemeev R.V., Kopchikov M.B., Shilova O.A., Vasina A.I., Demidova L.A.</i> The first discovery of a large diamond of the “CLIPPIR” group in the alluvial deposit Ebelyakh (Yakutia)	3
<i>Fedorov V.M., Frolov D.M.</i> The effect of dividing the seasonal irradiation of the Earth in the Late Pleistocene according to the phases of change in the eccentricity of its orbit	13
<i>Gabdullin R.R., Merenkova S.I., Puzik A.Yu., Syromyatnikov K.V., Kazymov K.P., Badulina N.V., Badyanova I.V., Ivanov A.V., Migranov I.R., Serikov K.P., Semenenko L.A.</i> Mineralogical-geochemical characteristics of the Middle Pleistocene-Holocene deposits of the Moscow Syncline and conditions of their formation	17
<i>Silantiev V.V., Kulikova A.V., Novikov I.V., Felker A.S., Miftakhutdinova D.N., Gabdullin R.R., Akhmedenov K.M., Yakupova J.B., Nurieva E.M., Saetgaleeva Ya. Ya.</i> The Age of the Tetrapod Fauna “ <i>Mastodonsaurus</i> ” (Middle Triassic) of the East European Platform: First U-Pb LA-ICPMS Radioisotopic Dating Results. Article 2. Datings and Model of Sedimentation	26
<i>Baraboshkin E.Yu., Ustinova M.A.</i> On the discovery of <i>Menuites (Menuites) fresvillensis</i> (Seunes, 1890) (Ammonoidea, Pachydiscidae Spath) from the Maastrichtian deposits of the South-Western Crimea	38
<i>Samsonov A.A., Churikov Yu.A., Anisimov N.N., Ibragimov A.R.</i> The use of remote sensing technologies for solving geological problems in the natural areas of Russia	44
<i>Samsonov A.A., Churikov Yu.A., Ibragimov A.R., Grishin I.Yu., Fesyun A.G.</i> The results of remote monitoring of changes in natural resources in the steppe zone of the Southern Urals under anthropogenic influence from mining activities	53
<i>Ishbaev Kh.D., Dalimov N.R., Kurbanov A.A., Ileshov K.M., Shukurov A.X., Starostin V.I., Samsonov A.A.</i> Alkaline lamprophyres of the Chatkal-Kuramin region (Middle Tian-Shan)	61
<i>Vyatkin S.V., Kriulina G.Yu., Garanin V.K., Bardukhinov L.D.</i> Diamonds of the Northwestern part of the Anabar diamondiferous region — Placers of the Khara-Mas River (Yakutia)	81

УДК 553.08

doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2025-64-3-3-12

ПЕРВАЯ НАХОДКА КРУПНОГО АЛМАЗА ГРУППЫ «CLIPPIR» В РОССЫПНОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ ЭБЕЛЯХ (ЯКУТИЯ)

Галина Юрьевна Криулина¹✉, Леонид Данилович Бардухинов²,
Елена Михайловна Седых³, Роман Владимирович Еремеев⁴,
Михаил Борисович Копчиков⁵, Оксана Андреевна Шилова⁶,
Анастасия Игоревна Васина⁷, Людмила Александровна Демидова⁸

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; g9671844057@gmail.com✉, <https://orcid.org/0000-0003-0002-7890>

² Вилуйская ГРЭ АК «АЛРОСА», Мирный, Россия; BardukhinovLD@alrosa.ru, <https://orcid.org/0000-0001-6526-2747>

³ Вилуйская ГРЭ АК «АЛРОСА», Мирный, Россия; <https://orcid.org/0000-0003-2627-1274>

⁴ АК «АЛРОСА» (ПАО), Мирный, Россия; <https://orcid.org/0009-0008-5719-5466>

⁵ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; kopchikov@rector.msu.ru, <https://orcid.org/0009-0007-8973-1545>

⁶ Гохран России, Москва, Россия; <https://orcid.org/0009-0001-7343-2870>

⁷ Гохран России, Москва, Россия; <https://orcid.org/0009-0000-5017-922X>

⁸ АК «АЛРОСА» (ПАО), Москва, Россия

Аннотация. Россия является лидером алмазодобывающей отрасли среди всех стран мира, но находки крупных алмазов более 50 карат ювелирного качества являются для ее месторождений большой редкостью. Так, алмаз «XXVI съезд КПСС» массой 342,5 карат был извлечен в 1980 г. из кимберлитовой трубки «Мир» и до сих пор является самым крупным алмазом ювелирного качества, добытым на территории России. В 2023 г. на россыпном месторождении Эбелях (Западная Якутия) был обнаружен осколок алмаза, массой 390,65 карат высокого ювелирного качества. Смоделированная 3D-реконструкция целого кристалла алмаза позволила предположить, что по форме это был додекаэдрон, удлинённый по оси L3, масса которого составляла порядка 1500 карат — это самый крупный обломок алмаза ювелирного качества, найденный за всю историю добычи алмазов в России.

В настоящей статье впервые приводятся результаты комплексного изучения крупного осколка алмаза весом 390,65 карат. Исследования проведены на базе Гохран России и АК «АЛРОСА» методами оптической микроскопии, фотолюминесцентной и инфракрасной спектроскопии. Обнаруженное включение в алмазе изучено методом комбинационного рассеяния. Определено, что алмаз относится к типу IIa по физической классификации и в своем составе имеет единственное небольшое включение, относящееся по составу к сульфидной ассоциации. Установлено, что по совокупности признаков изученный алмаз можно отнести к группе алмазов «CLIPPIR». Авторами предпринята попытка установления закономерностей образования этого уникального алмаза.

Ключевые слова: алмаз, CLIPPIR, включения, ИК-спектроскопия, типоморфизм алмазов, Анабарский алмазоносный район

Для цитирования: Криулина Г.Ю., Бардухинов Л.Д., Седых Е.М., Еремеев Р.В., Копчиков М.Б., Шилова О.А., Васина А.И., Демидова Л.А. Первая находка крупного алмаза группы «CLIPPIR» в россыпном месторождении Эбелях (Якутия) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2025. № 3. С. 3–12.

THE FIRST DISCOVERY OF A LARGE DIAMOND OF THE “CLIPPIR” GROUP IN THE ALLUVIAL DEPOSIT EBELYAKH (YAKUTIA)

Galina Yu. Kriulina¹✉, Leonid D. Bardukhinov², Elena M. Sedykh³, Roman V. Eremeev⁴,
Mikhail B. Kopchikov⁵, Olga A. Shilova⁶, Anastasia I. Vasina⁷, Lyudmila A. Demidova⁸

¹ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; g9671844057@gmail.com✉, <https://orcid.org/0000-0003-0002-7890>

² Vilyuiskaya GEE of AK ALROSA, Mirny, Russia; BardukhinovLD@alrosa.ru, <https://orcid.org/0000-0001-6526-2747>

³ Vilyuiskaya GEE of AK ALROSA, Mirny, Russia; <https://orcid.org/0000-0003-2627-1274>

⁴ AK ALROSA (PJSC), Mirny, Russia; <https://orcid.org/0009-0008-5719-5466>

⁵ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; kopchikov@rector.msu.ru, <https://orcid.org/0009-0007-8973-1545>

⁶ Gokhran of Russia, Moscow, Russia; <https://orcid.org/0009-0001-7343-2870>

⁷ Gokhran of Russia, Moscow, Russia; <https://orcid.org/0009-0000-5017-922X>

⁸ AK ALROSA (PJSC), Moscow, Russia

Abstract. Russia is the leader in the diamond mining industry among all countries of the world but finds of large diamonds over 50 carats of gem quality are very rare for its deposits. For example, the 342.5 carat XXVI Congress of the CPSU diamond was recovered in 1980 from the Mir kimberlite pipe and is still the largest gem-quality diamond mined in Russia. In 2023, a 390.65 carat gem-quality diamond fragment was discovered at the Ebelyakh alluvial deposit

(Western Yakutia). The modelled 3D-reconstruction of the whole diamond crystal made it possible to assume that in terms of shape it was a dodecahedroid elongated along the L3 axis, the mass of which was about 1500 carats — this is the largest gem-quality diamond fragment found in the history of diamond mining in Russia.

This article is the first to present the results of a comprehensive study of a large diamond fragment weighing 390.65 carats. The research was carried out in the Gokhran of Russia and ALROSA using the methods of optical microscopy, photoluminescence and infrared spectroscopy. The detected inclusion in diamond was studied by Raman scattering. It was determined that the diamond belongs to type IIa according to the physical classification and has a single small inclusion in its composition belonging to the sulfide association. It was established that the studied diamond can be attributed to the CLIPPIR group of diamonds according to the totality of features. The authors tried to establish the regularities of formation of this diamond.

Keywords: diamond, CLIPPIR, inclusions, IR spectroscopy, diamond typomorphism, Anabar diamondiferous region

For citation: Kriulina G.Yu., Bardukhinov L.D., Sedykh E.M., Ereemeev R.V., Kopchikov M.B., Shilova O.A., Vasina A.I., Demidova L.A. The first discovery of a large diamond of the “CLIPPIR” group in the alluvial deposit Ebelyakh (Yakutia). *Moscow University Geol. Bull.* 2025; 3: 3–12. (In Russ.).

Введение. В последние годы значительно увеличилось количество находок крупных алмазов 50–250 карат в россыпях Анабарского алмазоносного района (ААР). Компания АО «Алмазы Анабара» осуществляет обогащение методом рентгенолюминесцентной сепарации с использованием собственной технологии АК «АПРОСА» для извлечения не люминесцирующих безазотных алмазов. В 2023 г. в россыпном месторождении Эбелях (ручей Куман, выше устья реки Эбелях) обнаружен особо крупный осколок алмаза весом 390,65 карат (далее — «390 карат»), уникальный как по массе, так и по качественным характеристикам (рис. 1). Его обнаружили во время промывки алмазоносных песков участка Эбелях прииска Маят. Кристаллы-гиганты 200–500 карат ювелирного качества являются не только самым дорогими в алмазодобывающей отрасли, но и представляют ценность с научной точки зрения, так как образуются в глубоких горизонтах Земли. Россыпные месторождения р. Анабар сложены гетерогенными неогеновыми и кайнозойскими и протерозойскими породами [Лобковский и др., 2021; Мальковец и др., 2021; Граханов и др., 2022]. Находки крупных алмазов и кристаллов редких насыщено-желтых, розовых цветов делают эти россыпи весьма эффективными для отработки [Вяткин и др., 2023; Голубев и др., 2020].

В связи с особенностью образования крупных кристаллов алмаза их принято выделять в отдельную группу [Bowen, et al., 2009; Moore 2014]. Для таких алмазов принято применять аббревиатуру «CLIPPIR» (Cullinan-like, Large, Inclusion-Poor, Pure, Irregular, and Resorbed), что соответствует их основным характеристическим особенностям — в переводе «Подобный Куллиану, крупный, бедный на включения, чистый, неправильной формы и растворенный».

Изучение крупных алмазов всегда сопряжено с рядом трудностей и связано с невозможностью применения разрушающих методов исследования ввиду их высокой стоимости и ограниченным доступом к ним. Исследованиям крупных алмазов посвящена серия публикаций [Smith, et al., 2017; Smit, Shirey, 2019], в которых предпринята попытка установить генезис таких кристаллов на основании

изучения включений в них [Smit, Shirey, 2019; Ulrika, et al., 2017; Motsamai, et al., 2018]. Важным доказательством того, что особо крупные алмазы группы «CLIPPIR» кристаллизовались в восстановительной среде металлического расплава, является установление в них «металлических включений состава Fe-Ni-C-S, окруженных метановыми и водородными оболочками» и иногда мэйджоритовым гранатом [Smith, et al., 2017]. В опубликованных ранее данных указывается на сверхглубинное происхождение алмазов-гигантов и подчеркивается, что благодаря находкам безазотных алмазов с редкими включениями открылась новая возможность изучения природы нижней мантии Земли [Kaminsky, 2020; Kogarko, 2022; Shatsky, et al., 2020] и ее субдукционных процессов [Woodhead, et al., 2019; Zemnukhov, et al., 2020; Галимов, Каминский, 2021]. Так, крупные алмазы из кимберлитов трубки Карове и Жуина в основном не содержат азота [Agrosi, et al., 2019] и относятся к типу IIa по физической классификации [Винс и др., 2009], либо содержат азот в высокоагрегированной форме (тип IaB). Наибольшее количество алмазов группы «CLIPPIR» добыто из трубок Ботсваны, Лесото, Южной Африки, возраст которых оценивается в 1–1,3 млрд лет [Motsamai, et al., 2018].

Материалы и методы исследований. Приведены результаты исследования особенностей морфологии, оптико-спектроскопических свойств и качественных характеристик алмаза «390 карат», а также фазового состава минерального включения, обнаруженного в нем.

Минералогическое описание и фотографирование алмаза выполнено с использованием микроскопа Leica S9D в режиме отраженного и проходящего света и бинокулярного микроскопа Leica M205 в режиме отраженного света.

Для возбуждения фотолюминесценции при характеристике цвета свечения применен лазер АИЛ-3 с длиной волны 337 нм. Съемка спектров фотолюминесценции кристаллов алмаза выполнена с использованием возможностей КР-микроспектрометра Renishaw InVia Qontor. Источник возбуждения — лазер КР-микроспектрометра, λ — 325 нм, мощность — 20 мВт.

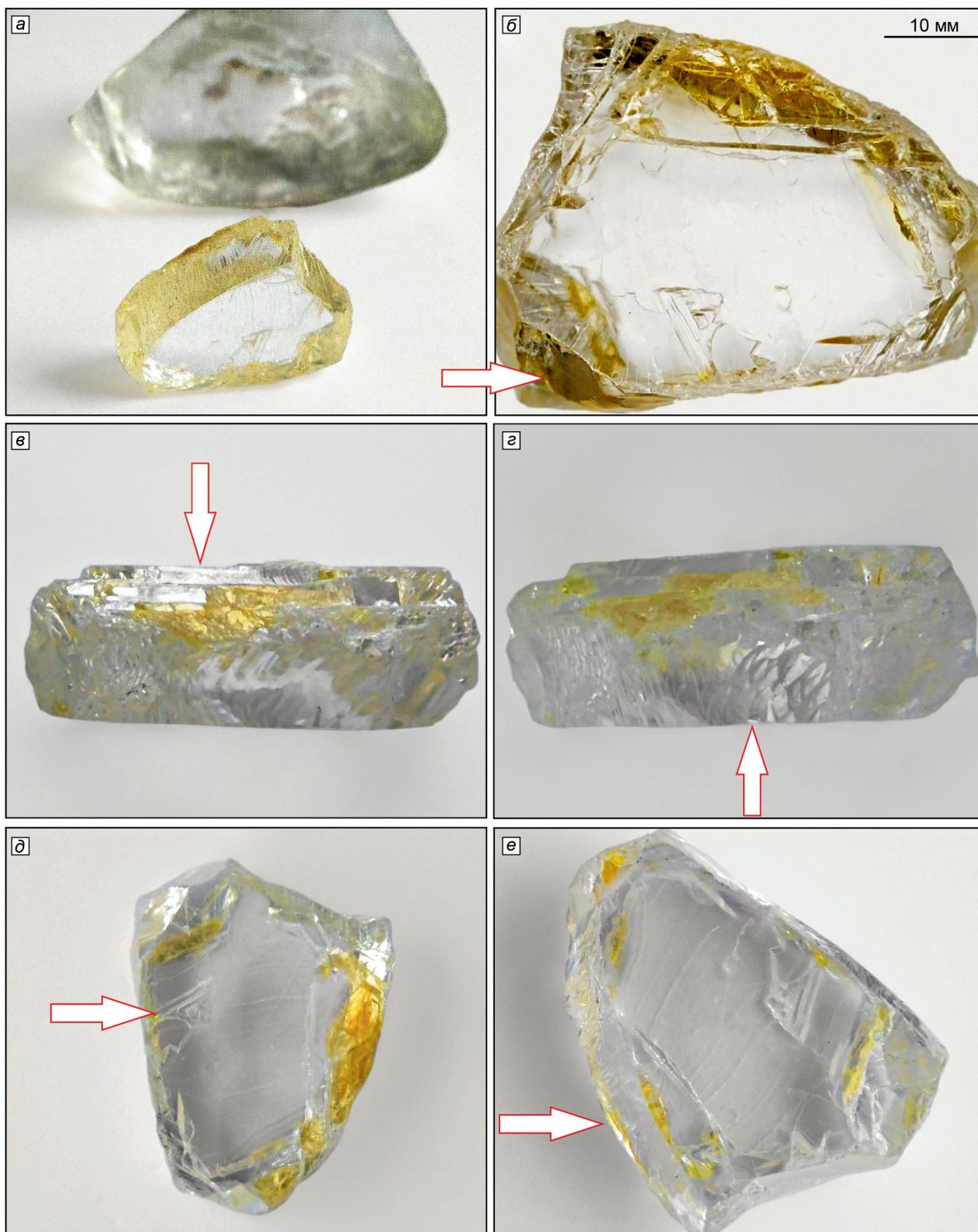


Рис. 1. Общий вид алмаза «390 карат»: *a* — художественное фото, модель алмаза Кулинан и алмаз «390 карат»; *б* — большая поверхность механического скола, природная вершина с выходом оси L4, и мелкие техногенные сколы по краям; *в, г* — природная кривогранная поверхность с блоковой скульптурой и ступенчатостью от сколов по спайности; *д, е* — вид с двух сторон, ограниченных механическими сколами, на *д* — фрагмент плоскогранной октаэдрической поверхности в виде треугольной пирамиды положительной в рельефе, *е* — природная кривогранная поверхность

ИК-спектроскопические исследования (съемка инфракрасных спектров) алмаза проводились на ИК-Фурье спектрометре Thermo Nicolet is50 FT-IR.

Диапазон измерений: $400-6500\text{ см}^{-1}$. Использованы приставки на отражение Pike DRIFTS и на пропускание Pike Beam Condenser. Была выполнена

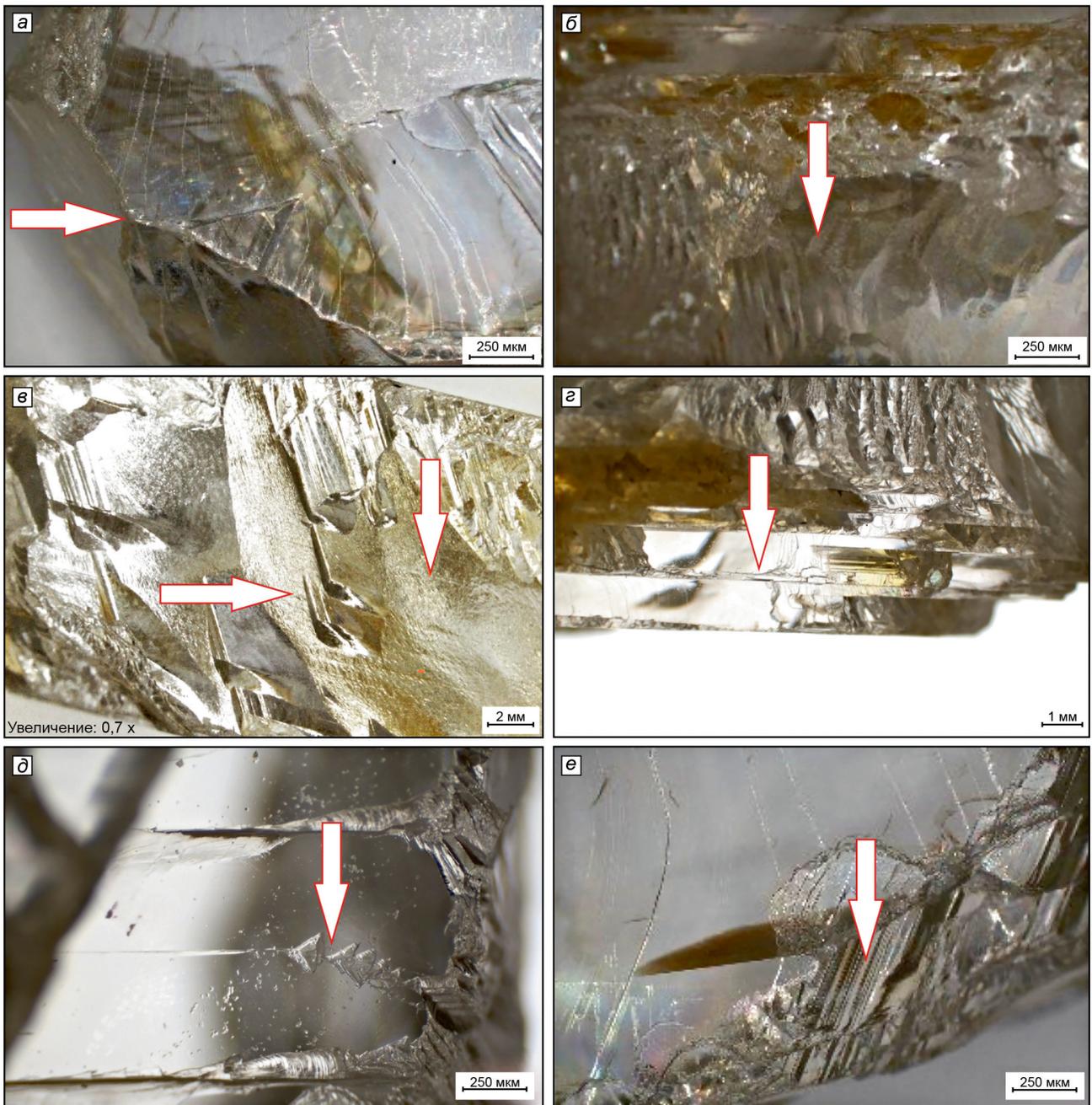


Рис. 2. Детали поверхности алмаза «390 карат». Пояснения в тексте

съемка интегральных (со всего объема кристалла) спектров. Нормирование спектров осуществлялось по поглощению в двухфонной области. В качестве параметров внутреннего стандарта были выбраны коэффициенты поглощения на частотах 1973 см^{-1} и 2500 см^{-1} соответственно, $\alpha_{1973} = 12,5\text{ см}^{-1}$ и $\alpha_{2500} = 4,9\text{ см}^{-1}$ [Васильев, 2021]. Однако, большая толщина кристалла (1 см) делает невозможным точный расчет концентраций.

Идентификация единственного обнаруженного минерального включения в алмазе проведена с использованием метода комбинационного рассеяния (КР), с применением микроскопа, Renishaw InVia Qontor (Великобритания). Все спектры были сняты при комнатной температуре. Источник возбужде-

ния: твердотельный лазер КР-микроспектрметра, $\lambda = 532\text{ нм}$, мощность — 100 мВт.

Модель осколка алмаза построена в программе Agisoft Metashape методом фотограмметрии. Количество обработанных петрографий 200 шт. Построенная модель осколка алмаза была импортирована в формате DXF в программу Micromine 2016.1, где была произведена корректировка. Каркасная модель исходного кристалла алмаза также построена в программе Micromine 2016.1. Для подсчета объемов по каркасным моделям алмаза и осколка были созданы блочные модели с размерами блоков $0,002\text{ м}$. Объемы алмазов получены с помощью функции b^3 , отчет по блочной модели b^3 . Приведены пересчеты объема алмазов из кубометров в караты.

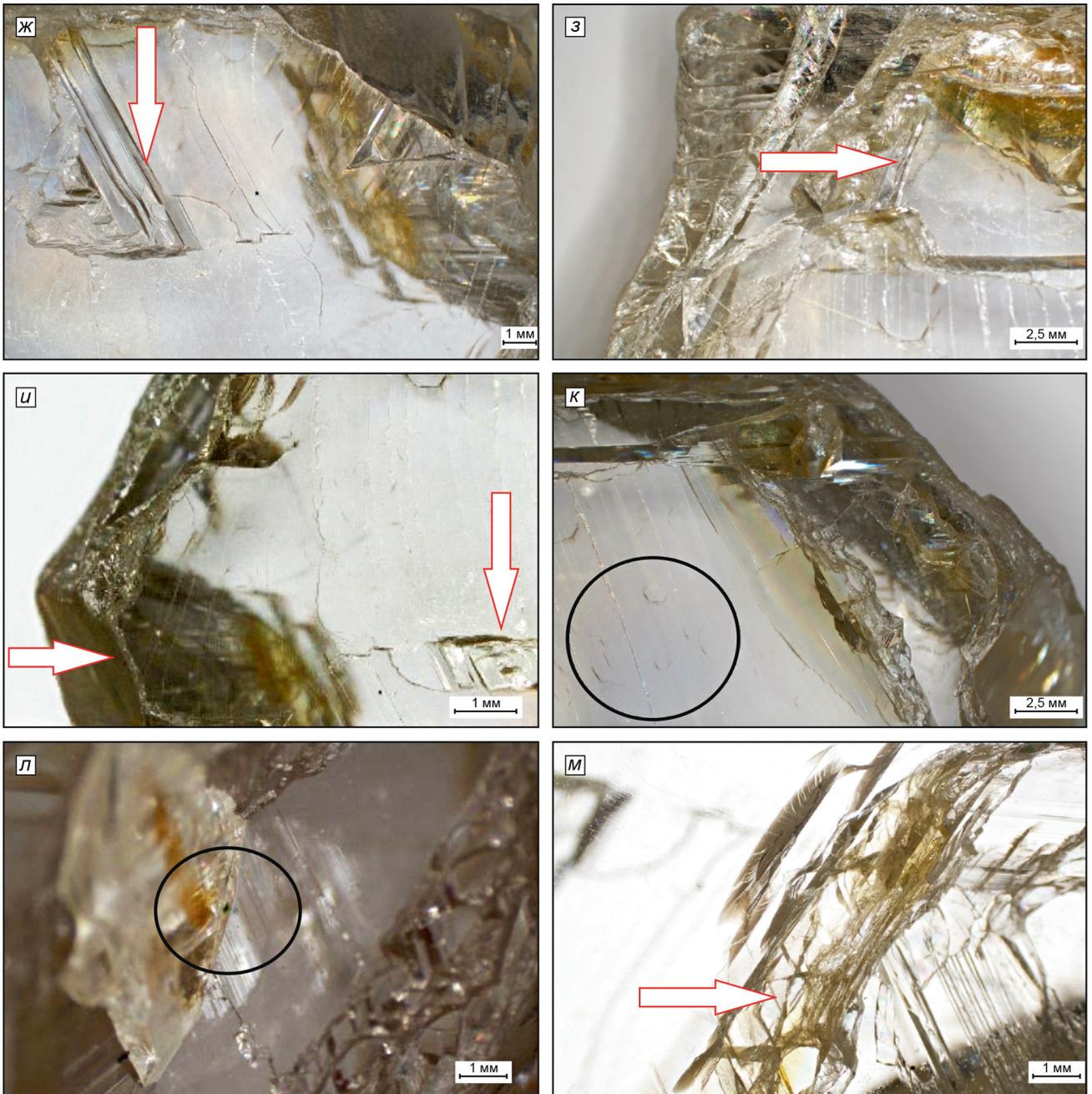


Рис. 2. Детали поверхности алмаза «390 карат». Окончание

Результаты исследований. Исследуемый фрагмент кристалла алмаза представляет собой обломок неправильной формы (Cleavage Dark 2 col) с линейными размерами 50,86–38,35–18,15 мм (рис. 1, а, б). Прозрачный, с желтоватым оттенком, при просмотре через параллельные плоскости сколов оттенок кажется более интенсивным из-за ожелезнения в поверхностных трещинах, а при просмотре через боковую природную поверхность с шагреневым узором наблюдается слабый коричневый нацвет (1 Brn).

Обломок по общему виду несколько напоминает уплощенную трапециевидную четырехгранную призму (рис. 1). На осколке сохранились три фрагмента природной кривогранной поверхности (рис. 1, в, г), что позволило воссоздать контур кри-

сталла. Две большие параллельные поверхности представляют собой сколы по плоскости спайности (рис. 1, д, е), образовавшиеся в природных условиях. Общий контур по периметру сколов создается комбинацией более мелких сколов различного происхождения и реликтом природной поверхности.

На одном участке сохранилась часть природной кристалломорфологической огранки, по которой можно предположить форму и степень растворения кристалла. Это кривогранная поверхность, соответствующая плоскости ромбододекаэдра с тонкой каплевидно-занозированной штриховкой (рис. 1, г; 2, в), которая ограничена двумя сохранившимися вершинами оси L_4 (рис. 2, а). При просмотре в этом направлении наблюдается легкий коричневатый оттенок

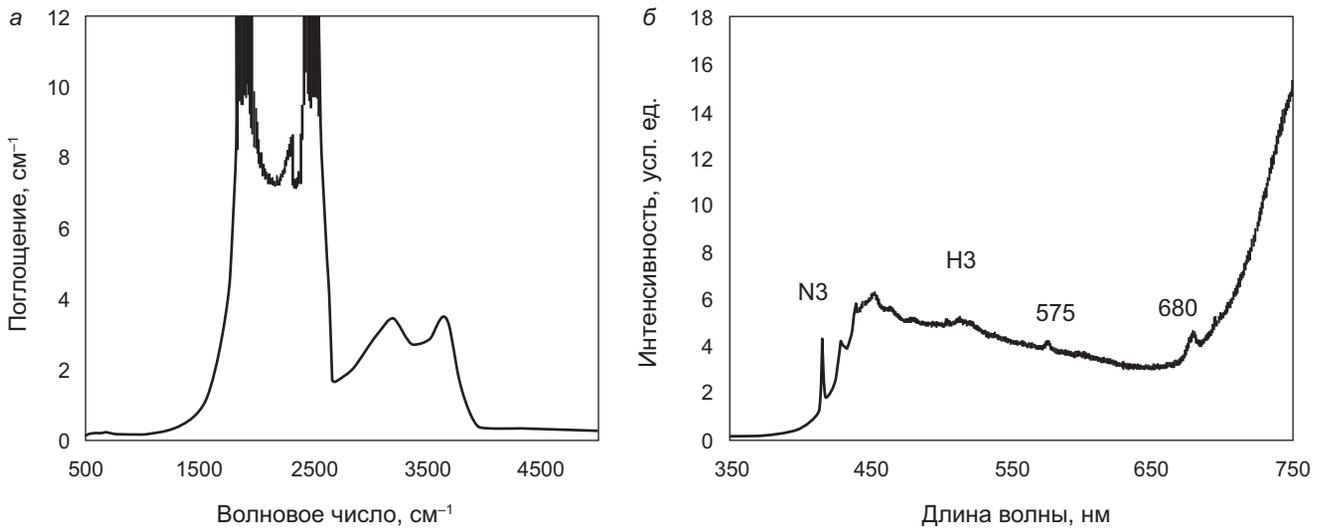


Рис. 3. Алмаз «390 карат»: а — ИК-спектр поглощения алмаза; б — спектр фотолюминесценции алмаза

(1 brn). Поверхность покрыта шагренью и линиями пластической деформации, на боковых участках отмечаются более резкие полосы деформации с изгибом (рис. 2, в). На грани наблюдаются одинаково направленные треугольные выступы. Следовательно, эта поверхность принадлежит кристаллографическому направлению тригонтриоктаэдра (с овализацией – додекаэдроида). Вторая кривогранная поверхность чуть меньше (рис. 1, б; 2, б), на ней видны единичные треугольные фигуры травления и небольшие каверны-бороздки, трассирующие выходы плоскостей деформации (рис. 2, д), часть прилегающей поверхности осложнена протоматмическим сколом с легкой волнистостью, а также фрагмент природной поверхности с грубой параллельной штриховкой, сложенной торцами октаэдрических слоев (рис. 2, е). Следовательно, можно предположить, что алмаз первоначально имел облик с комбинацией граней октаэдра и додекаэдроида. На меньшей по площади основной поверхности, сформированной механическим сколом, имеется 2 маленьких фрагмента октаэдрической грани — положительные в рельефе треугольные пирамиды (рис. 2, ж) и пластина с элементами штриховки (рис. 2, з).

Поверхность больших параллельных сколов гладкая, со ступенями микрослоистости, характерными для сколов по грани октаэдра, как природных механических, так и техногенных (рис. 2, а). Однако, в данном случае тонкие волнистые линии микрослоистости сглажены и формируют эффект приполированности. Крупные сколы по спайности имеют выраженный ступенчатый характер (рис. 2, з).

Под поверхностью больших механических сколов установлены выходы мелких серповидных (ромбических) трещин (рис. 2, и, к), образующихся на поверхности алмаза при длительном пребывании в водных потоках [Кухаренко, 1955]. На одной из сколовых поверхностей и на реликте природной грани зафиксированы единичные зеленые пятна

пигментации (рис. 2, л), что также подтверждает давнее происхождение сколов.

Края сколов немного притуплены микровыкрашиванием и микротрещинами (рис. 2, з, и), вероятно образованными при обогащении или при механическом воздействии на алмаз при формировании россыпи. Основные сколы в приповерхностной зоне осложнены более мелкими, а также параллельными сколам радужными трещинами, большинство из которых заполнены гидроокислами железа (рис. 2, к, м). Ожелезненные трещины придают алмазу желтый цвет по краям.

При исследовании методом ИК-спектроскопии, наиболее информативные спектры получены при съемке образца на поглощение (рис. 3, а). В двухфонной области регистрируется система решеточного поглощения алмаза, в однофонной области поглощение отсутствует, алмаз относится к типу Па по физической классификации. В ИК-спектре отсутствует поглощение на 3107 см^{-1} , относящееся к структурной примеси водорода в виде сложных комбинированных N3NV центров [Goss, et al., 2014].

В спектрах фотолюминесценции алмаза (рис. 3, б) зафиксированы незначительные количества N3 центров (415 нм), а также H3 (503 нм), NV (575 нм) и 680 нм. При этом, стоит отметить, что визуально алмаз не светится в УФ-лучах. Наличие данных центров свидетельствует о длительной термической истории алмаза, содержащего небольшое количество примеси азота. В работе [Dobrinets, et al., 2013] показано, что пик люминесценции 680 нм является повтором пика поглощения 480 нм, характерен для природных алмазов, прошедших лабораторную высокотемпературную обработку, а также наблюдается в алмазах с оранжево-коричневато-желтой окраской, подверженных глубинной высокотемпературной пластической деформации.

В алмазе «390 карат» присутствуют характерные черты пластической деформации, проявившиеся на

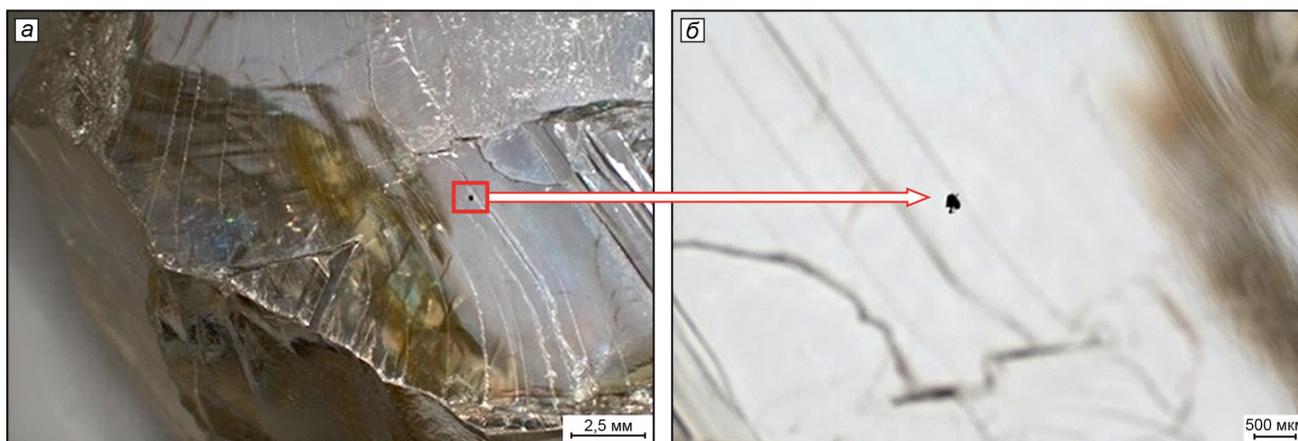


Рис. 4. Фотография: включение в алмазе

кристалле в виде линий скольжения и коричневого легкого оттенка. Следовательно, пик люминесценции 680 нм свидетельствует о высокотемпературной обработке данного алмаза.

По краям алмаза наблюдаются ожелезненные трещины, в промежуточной зоне есть небольшое включение (рис. 4). С использованием метода КР-спектроскопии изучено темноцветное включение, расположенное в дисковидной трещинке в объеме кристалла и не имеющее выходов на поверхность. По КР-спектру данное включение соответствует по составу пирротину ($Fe_{1-x}S$). Мономинеральное включение пирротина подчеркивает железистую специализацию основных расплавов, из которых кристаллизовались алмазы эклогитового типа.

Обсуждение результатов. Сегодня большинство исследователей склоняются к мнению, что алмазы-гиганты растут в нижнемантийных условиях, обогащенных железом [Smith, et al., 2017; Smit, Shirey, 2019]. В пользу этого говорит наличие включения пирротина, низкоазотный состав, специфическое внутренне строение и следы пластической деформации при очень высокой температуре. Такие алмазы должны быть древнейшими. При этом кимберлитовые трубки, в которых находят алмазы-гиганты имеют разный возраст от 1200 (тр. Премьер) до 230 млн лет (тр. Джванегн). Субдукционный генезис крупных алмазов, в результате погребения древней океанической коры, обогащенной углеродом биогенным и водно-морским, рассматривается как логичное обоснование облегченного изотопного состава углерода, но кроме углерода система обогащена азотом и водородом, а их в алмазе «390 карат», как и в других алмазах-гигантах практически нет. В то время как алмазы месторождения имени М.В. Ломоносова, для которых также принимается субдукционный генезис, имеют облегченный изотопный состав углерода, повышенное содержание в структуре азота и водорода [Криулина и др., 2018].

Современные модели алмазообразования, основанные на комплексе обширных минералогических, геохимических и экспериментальных данных, построены с учетом значительной роли С-О-Н-флюида

в процессах мантийного минералообразования [Sobolev, et al., 2019]. Флюидные включения наиболее часто встречаются в алмазах с волокнистым, зонально-секториальным строением, в плоскостях срастания. Теория происхождения крупных безазотных алмазов на последнем этапе алмазообразования, как результат перекристаллизации или кристаллизации из флюидной системы О-Н-Н-С описана в работе [Симаков, 2018]. Однако при формировании алмазов из газовой фазы, невозможно получить столь совершенное внутреннее строение с послойным механизмом роста. О неоднозначности трактовки фактов говорят работы [Shatsky, et al., 2020; Taylor, Liu, 2009; Taylor, Anand, 2004] по изучению редких металлических, сульфидных включений в алмазах обычных размеров, относимых к эклогитовому и ультраосновному парагенезисам, т.е. они характерны не только для алмазов-гигантов. Процесс выноса нижнемантийных кристаллов алмаза в литосферную мантию наиболее согласуется с теорией глубинных плюмов [Пучков, Зедгенизов, 2023; Kogarko, 2022].

Грани октаэдра и небольшие механические сколы со ступенчатыми реликтами природных октаэдрических (комбинационных граней) дают возможность предположить, что первоначально это был алмаз комбинационного габитуса октаэдр-додекаэдроид с небольшим искажением (рис. 5).

Протомагматической скол по меньшей стороне очевидно был сколом по ребру у вершины гигантского кристалла. Природные механические сколы по спайности откололи от гигантского кристалла фрагмент, параллельный грани октаэдра, захвативший 3 октаэдрические вершины и комбинационную поверхность додекаэдроида. Далее сформировались более мелкие сколы по периферии.

В работе предпринята попытка воссоздать контур алмаза по реликтам природных криволинейных поверхностей. Модель осколка алмаза построена в программе Agisoft Metashape методом фотограмметрии (рис. 5, а). Далее по контуру осколка построена каркасная модель кристалла, в которой 2 вершины оси L_4 и поверхность между ними совпадают с вершинами и поверхностью модели, также 3-я вершина

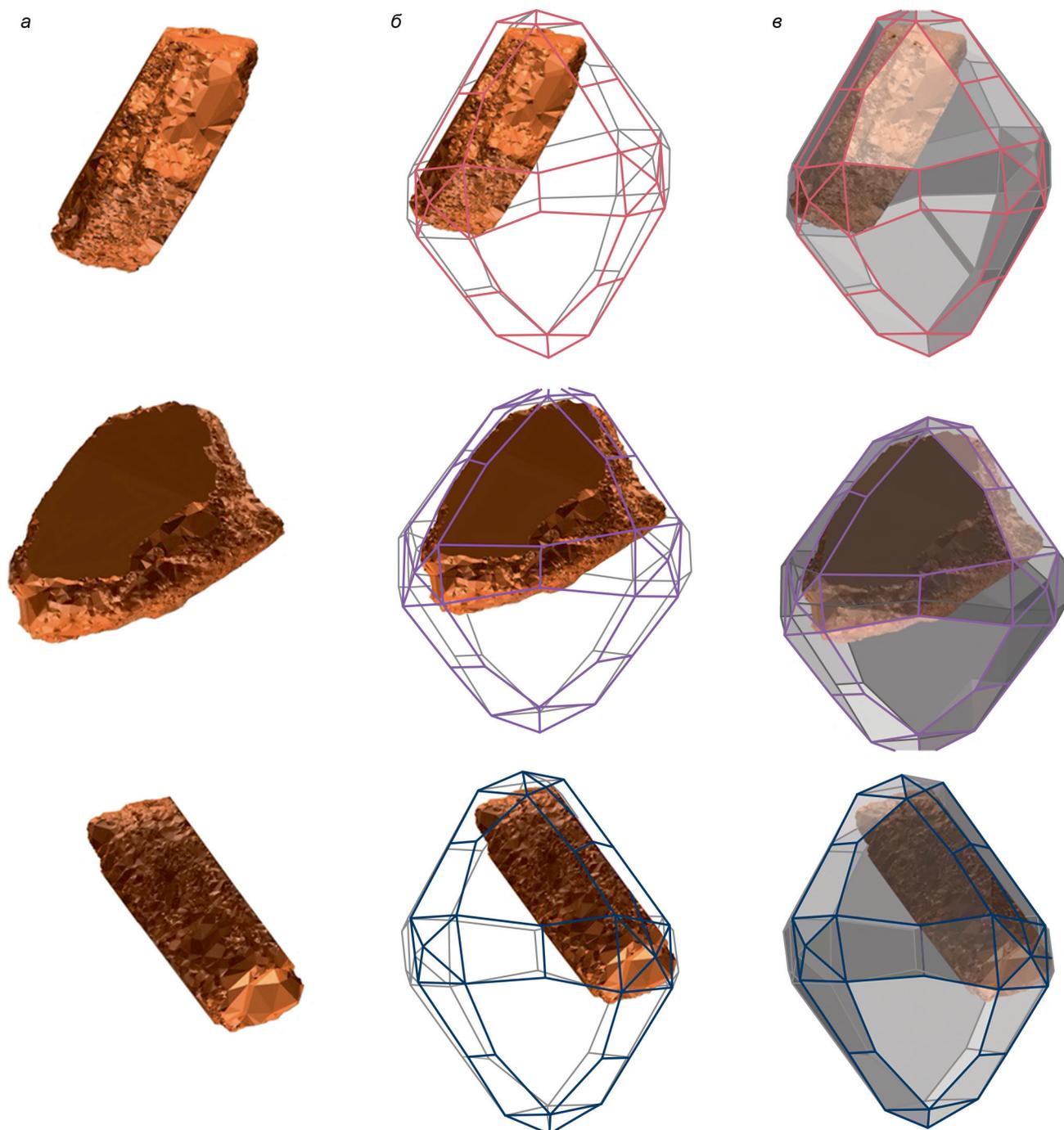


Рис. 5. Схематическое изображение реконструкции алмаза: *а* — отсканированная модель осколка; *б* — реконструированный каркас алмаза, *в* — объемный вид алмаза с вписанным в него обломком 390 карат, три проекции с поворотом вокруг вертикальной оси позволяют продемонстрировать реконструированный алмаз с учетом незначительного искажения кристалла и соприкосновения вершин и поверхностей кристалла и его осколка

и участок грани обломка выходят на противоположную поверхность алмаза (рис. 5, б).

Программа Micromine 2016.1 позволила провести сопоставление объемов и вычислить массу восстановленного (первичного, начального) кристалла-гиганта (рис. 5, в). Рассчитанный объем осколка составляет 21 см^3 (при массе 390,6 карат), объем описанного целого кристалла составляет 97 см^3 . Следовательно, оставшийся фрагмент составляет примерно 25 % от начального алмаза-гиганта весом

примерно 1500 карат, обломанного, вероятно, сначала в мантии, а потом на поверхности, возможно при транспортировке в русловом потоке. По отмеченным ранее признакам, в процессе обогащения утратились незначительные по объему части.

Исследуемый фрагмент кристалла-гиганта имеет сложную экзогенную историю. Образование основных больших механических сколов, по-видимому, произошло при транспортировке алмаза к поверхности земли, а многочисленные небольшие ожелез-

ненные трещины по периферии больших сколов — при попадании алмаза во вторичный коллектор. Затем алмаз подвергся транспортировке в водном потоке, о чем свидетельствуют серповидные трещинки от удара на поверхностях больших сколов [Кухаренко, 1955], и далее в гипергенных условиях происходило радиоактивное облучение алмаза: образовались зеленые пятна пигментации на природной кривогранной поверхности и на поверхности механического скола.

Выводы. Алмаз весом 390,65 карата однозначно можно отнести к обломку особо крупного алмаза группы «CLIPPIR», предположительно, с исходным весом около 1500 карат, расколовшегося в мантийных условиях в процессе транспортировки.

Алмаз «390 карат» образовался в среде, существенно обедненной азотом, рост происходил при температуре, значительно более высокой, чем рост основной массы алмазов из кимберлитовых тел. Малое количество азота под воздействием высокой температуры и направленного внешнего давления было преобразовано в оптически активные центры N3, N3, NV и центры пластической деформации, обусловившие проявление небольшого коричневого оттенка в алмазе. На поверхности алмаза зафиксиро-

ваны следы механического износа и зеленые пятна пигментации, образующиеся вследствие экзогенной транспортировки и природного радиоактивного облучения.

Совокупность полученных данных указывает на происхождение алмаза в нижней мантии, обедненной азотом, но содержащей железо-сульфидные фазы. Сложная экзогенная история алмаза, не позволяет говорить о близости нахождения первоисточника — кимберлитового тела, а скорее подчеркивает древний возраст эродированного коренного источника алмаза, кимберлитовые магмы которого вынесли его на поверхность, что сближает данный алмаз с другими алмазами группы «CLIPPIR» по возрасту коренного объекта алмазоносности.

Благодарности. Коллектив авторов благодарит АК «АЛРОСА» и ГОХРАН РОССИИ за предоставленную возможность исследований и публикации данного материала.

Финансирование. Работа выполнена в рамках плановых работ ВГРЭ АК «АЛРОСА», МГУ имени М.В. Ломоносова НИР по теме «Минералогическое изучение месторождений Арктической зоны России с целью их комплексного освоения» (№ госрегистрации 121061600049-4).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Васильев Е.А. Дефекты кристаллической структуры в алмазе как индикатор кристаллогенеза // Записки Горного института. 2021. № 250. Т. 1. С. 1–11.

Винс В.Г., Елисеев А.П., Сарин В.А. Физические основы современных методов обогащения природных алмазов и бриллиантов // Драгоценные металлы. Драгоценные камни. 2009. Т. 2, № 182. С. 132–14.

Вяткин С.В., Криулина Г.Ю., Бардухинов Л.Д., Гаранин В.К. Алмазы россыпного месторождения реки Моргогор (Анабар, Якутия) // Литосфера. 2023. № 4. С. 672–683.

Галимов Э.М., Каминский Ф.В. Алмазы в океанической литосфере. Вулканические алмазы и алмазы в офиолитах // Геохимия. 2021. Т. 66, № 1. С. 3–14.

Голубев Ю.К., Гаранин К.В., Кошкарев Д.А. и др. Состояние и перспективы развития минерально-сырьевой базы алмазов России // Минеральные ресурсы России. Геологоразведка и сырьевая база. 2020. № 6. С. 3–11.

Граханов С.А., Проскурнин В.Ф., Петров О.В., Соболев Н.В. Алмазоносные туфогенно-осадочные породы Триаса Арктической зоны Сибири // Геология и геофизика. 2022. Т. 63, № 4. С. 550–578.

Криулина Г.Ю., Васильев Е.А., Гаранин В.К. Структурно-минералогические особенности алмаза месторождения имени М.В. Ломоносова (Архангельская провинция): новые данные и их интерпретация // Доклады Академии наук. 2018. Т. 486, № 6. С. 43–46.

Кухаренко А.А. Алмазы Урала. М., 1955. 512 с.

Лобковский Л.И., Рамазанов М.М., Котелкин В.Д. Развитие модели верхнемантийной конвекции, сопряженной с зоной субдукции, с приложениями к мелкайнозойской геодинамике Центрально-Восточной Азии и Арктики // Геодинамика и тектонофизика. 2021. № 12(3). С. 456–470.

Мальковец В.Г., Шацкий В.С., Дак А.И. и др. Свидетельства многоэтапности и полихронности щелочно-

ультраосновного мезозойского магматизма в районе алмазоносных россыпей бассейна реки Эбелях (восточный склон Анабарского щита) // Доклады АН. 2021. Т. 496, № 1. С. 49–54.

Пучков В.Н., Зедгенизов Д.А. Мантийная конвекция и алмазы // Литосфера. 2023. № 4. С. 476–490.

Симаков С.К. Образование алмазов типа Па // Доклады академии наук. 2018. Т. 482, № 5. С. 583–586.

Agrosi G., Tempesta G., Mele D., et al. Multiphase inclusions associated with residual carbonate in a transition zone diamond from Juina (Brazil) // Lithos. 2019. 105279. P. 350–351.

Bowen D.C., Ferraris R.D., Palmer C.E., Ward J.D. On the unusual characteristics of the diamonds from Letšeng-la-Terae kimberlites, Lesotho // Lithos. 2009. Vol. 112S. P. 767–774.

Dobrinets I.A., Vins V.G., Zaitsev A.M. HPHT-treated diamonds. Diamonds forever. Springer Series in Materials Science, 2013. P. 276.

Goss J.P., Briddon P.R., Hill V., et al. Identification of the structure of the 3107 cm⁻¹ H-related defect in diamond // J. Phys.: Condens. Matter. 2014. Vol. 26. P. 1–6.

Kaminsky F. Basic problems concerning the composition of the Earth's lower mantle // Lithos. 2020. 105515. P. 364–365.

Kogarko L.N. Plume related kimberlites and carbonatites // Mineral. Petrol. 2022. DOI: 10.1007/s00710-022-00789-9.

Moore A.E. The origin of large irregular gem-quality type II diamonds and the rarity of blue type IIb varieties // South African J. Geol. 2014. Vol. 117. P. 219–236.

Motsamai T., Harris J.W., Stachel T., et al. Mineral inclusions in diamonds from Karowe Mine, Botswana: super-deep sources for super-sized diamonds? // Mineralogy and Petrology. 112 (Suppl 1). 2018. P. 169–180.

Shatsky V.S., Ragozin A.L., Logvinova A.M., et al. Diamond-rich placer deposits from iron-saturated mantle beneath the northeastern margin of the Siberian craton // Lithos. 2020. Vol. 105514. P. 364–365.

Smit K.V., Shirey S.B. Diamond from the deep // *Gems & Gemology*. Spring 2020. Vol. 56, No. 1. P. 148–155.

Smith E.M., Shirey S.B., Wang W. The very deep origin of the world's biggest diamonds // *Gems & Gemology*. Vol. LIII. 2017. P. 388–403.

Sobolev N.V., Tomilenko A.A., Bul'bak T.A., Logvinova A.M. Composition of Hydrocarbons in Diamonds, Garnet, and Olivine from Diamondiferous Peridotites from the Udachnaya Pipe in Yakutia, Russia // *Engineering*. 2019. Vol. 5. P. 471–478.

Taylor L.A., Anand M. Diamonds: time capsules from the Siberian mantle // *Chem. Erde Geochem.* 2004. Vol. 64. P. 1–74.

Taylor L.A., Liu Y. Sulfide inclusions in diamonds: not monosulfide solid solution. Russian // *Geology and Geophysics*. 2009. Vol. 50. P. 1201–1211.

Ulrika F.S., D'Haenens-Johansson, Smith E.M., et al. The 812-carat pure Type IaB constellation diamond from Karowe — part of an even larger rough // *Extended Abstracts. 11th International Kimberlite Conference*. 2017. Gaborone. Botswana. 11IKC-4611.

Woodhead J., Hergt J., Giuliani A., et al. Kimberlites reveal 2.5-billion-year evolution of a deep, isolated mantle reservoir // *Nature*. 2019. Vol. 573. P. 578–581.

Zemlukhov A.L., Reutsky V.N., Zedgenizov D.A., et al. Subduction related population of diamonds in Yakutian placers, northeastern Siberian platform // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2020. Vol. 175. P. 98.

Статья поступила в редакцию 02.08.2024,
одобрена после рецензирования 12.12.2024,
принята к публикации 28.06.2025

УДК 551.24

doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2025-64-3-13-16

ЭФФЕКТ РАЗДЕЛЕНИЯ СЕЗОННОГО ОБЛУЧЕНИЯ ЗЕМЛИ В НЕОПЛЕЙСТОЦЕНЕ ПО ФАЗАМ ИЗМЕНЕНИЯ ЭКСЦЕНТРИСИТЕТА ЕЕ ОРБИТЫ

Валерий Михайлович Федоров¹✉, Денис Максимович Фролов²

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; fedorov.msu@mail.ru✉, <https://orcid.org/0000-0003-2305-7408>

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; denisfrolov@mail.ru, <https://orcid.org/0000-0002-0307-8175>

Аннотация. Для неоплейстоцена выполнены расчеты интенсивности облучения Земли и полушарий с высоким пространственным и временным разрешением. Обнаружен эффект разделения сезонного облучения полушарий по фазам увеличения и уменьшения эксцентриситета земной орбиты. Эффект проявляется в том, что интенсивность летнего облучения в Северном полушарии в фазу увеличения эксцентриситета превышает интенсивность его облучения в фазу уменьшения эксцентриситета. В зимнее полугодие в Северном полушарии отмечается обратный эффект. В фазу увеличения эксцентриситета интенсивность облучения уступает интенсивности облучения в фазу уменьшения эксцентриситета. В Южном полушарии в зимнее полугодие отмечается прямой эффект сезонного разделения, в летнее полугодие — обратный. Эффект сезонного разделения связан с тем, что эксцентриситетом определяется интенсивность годового облучения Земли и полушарий, а также амплитуда интенсивности сезонного облучения. Эффектом разделения сезонного облучения объясняется механизм образования и проявления 100-тысячелетнего цикла в изменении природной среды в неоплейстоцене.

Ключевые слова: неоплейстоцен, годовое и месячное облучение Земли, солярная геохронология, климатостратиграфия, фазовое разделение

Для цитирования: Федоров В.М., Фролов Д.М. Эффект разделения сезонного облучения Земли в неоплейстоцене по фазам изменения эксцентриситета ее орбиты // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2025. № 3. С. 13–16.

THE EFFECT OF DIVIDING THE SEASONAL IRRADIATION OF THE EARTH IN THE LATE PLEISTOCENE ACCORDING TO THE PHASES OF CHANGE IN THE ECCENTRICITY OF ITS ORBIT

Valery M. Fedorov¹✉, Denis M. Frolov²

¹ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; fedorov.msu@mail.ru✉

² Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; denisfrolov@mail.ru

Abstract. The calculations of the intensity of irradiation of the Earth and hemispheres with high spatial and temporal resolution were performed for the Late Pleistocene. The effect of division of seasonal irradiation of the hemispheres by phases of increasing and decreasing eccentricity of the Earth's orbit was discovered. The effect is manifested in the fact that the intensity of summer irradiation in the Northern Hemisphere in the phase of increasing eccentricity exceeds the intensity of its irradiation in the phase of decreasing eccentricity. In the winter half-year, the opposite effect is observed in the Northern Hemisphere. In the phase of increasing eccentricity, the intensity of irradiation is inferior to the intensity of irradiation in the phase of decreasing eccentricity. In the Southern Hemisphere, in the winter half-year, a direct effect of seasonal division is observed, in the summer half-year — the opposite. The effect of seasonal division is associated with the fact that the intensity of annual irradiation of the Earth and hemispheres, as well as the amplitude of the intensity of seasonal irradiation, are determined by eccentricity. The effect of seasonal irradiation division explains the mechanism of formation and manifestation of the 100-thousand-year cycle in the change of the natural environment in the Late Pleistocene.

Keywords: Late Pleistocene, annual and monthly irradiation of the Earth, solar geochronology, climatostratigraphy, phase separation

For citation: Fedorov V.M., Frolov D.M. The effect of dividing the seasonal irradiation of the Earth in the Late Pleistocene according to the phases of change in the eccentricity of its orbit. *Moscow University Geol. Bull.* 2025; 3: 13–16. (In Russ.).

Введение. В настоящее время основу геохронологии и климатостратиграфии неоплейстоцена составляют схемы, построенные на изменении

соотношений изотопов кислорода ($\delta^{18}\text{O}$) в составе донных фораминифер — морские изотопные стадии [Hays, et al., 1976; Imbrie, et al., 1984; Lisiecki,

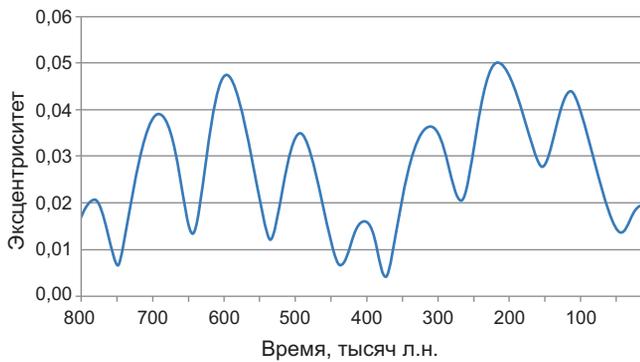


Рис. 1. Изменение эксцентриситета земной орбиты в неоплейстоцене

Raymo, 2005]. В изотопно-кислородном составе неоплейстоценовых морских отложений выделяются периодичности (около 100, 41 и 23 тысяч лет), соответствующие периодам изменения эксцентриситета, наклона оси и долготы перигелия, регулирующих облучение Земли, при этом механизм главной 100-тысячелетней периодичности не определен [Berger, 1999; Большаков, 2003]. Кроме того, ИК шкалы, составляющие основу изотопно-кислородной геохронологии и климатостратиграфии, настраиваются по летним инсоляционным кривым (рассчитанным для 65° с.ш.) [Hays, et al., 1976; Imbrie, et al., 1984; Bassinot, et al., 1994; Lisiecki, Raymo, 2000]. Однако, климатологическая репрезентативность инсоляции на 65° с.ш. принимается без доказательства. Следовательно, актуальным представляется исследование образования и проявления 100-тысячелетнего цикла в изотопно-кислородном составе морских отложений в связи с вариациями солярного климата Земли, происходящими из-за изменения эксцентриситета ее орбиты.

Методика расчета облучения. Расчеты выполнялись на основе модели Ж. Ласкара [Laskar, et al., 2004; Laskar, et al., 2011], описывающей сглаженное (без короткопериодных колебаний) орбитальное движение и вращение Земли. Данные Ж. Ласкара (эксцентриситет земной орбиты, угол наклона земной оси к плоскости орбиты, долгота перигелия) для промежутка от –50 млн до +20 млн юлианских лет относительно 2000 года с шагом 1000 лет, размещенные на электронном ресурсе Жака Ласкара (revision 15 august 2015) [La2004..., 2004; Laskar, et al., 2004] были интерполированы с шагом 500 лет.

По интерполированным данным Ж. Ласкара и его оценкам смещения точки весеннего равноденствия было реконструировано соответствующее второму закону Кеплера орбитальное движение и вращение Земли в тропических годах, отстоящих от 2000 г. на 800 тысяч юлианских лет в прошлое с шагом 500 лет. При этом продолжительность сидерического года считалась равной 365,256363 суткам СИ. Для узловых моментов тропических лет (по 24 момента на каждые тропические сутки) были вычислены склонение Солнца и расстояние Солнце–Земля.

Земная поверхность аппроксимировалась эллипсоидом с осью, совмещенной с осью вращения Земли, с длинами полуосей 6 378 137 м (большие) и 6 356 752 м (малая), что соответствует параметрам земного эллипсоида Geodetic Reference System 1980 (GRS80). Все характеристики облучения земной поверхности и ее частей рассчитывались, исходя из энергий облучения широтных зон. Энергия облучения (Дж) широтной зоны (φ_1, φ_2) в интервале времени (t_1, t_2) вычислялась по формуле:

$$\text{ЭО}(\varphi_1, \varphi_2, t_1, t_2) = \int_{t_1}^{t_2} \int_{\varphi_1}^{\varphi_2} \sigma(\varphi) \int_{-\pi}^{\pi} \Lambda(t, \varphi, \alpha) d\alpha d\varphi dt,$$

где α — часовой угол Солнца (в радианах) в момент t (измеряется в СИ в секундах) в точке P с геодезической широтой φ (в радианах), находящейся на земной поверхности; $\sigma(\varphi)$ — площадной множитель в точке P ; $\sigma(\varphi) d\alpha d\varphi$ — площадь (м^2) бесконечно малой трапеции с центром в точке P (трапеция является ячейкой поверхности); $\Lambda(t, \varphi, \alpha)$ — интенсивность облучения ($\text{Вт}/\text{м}^2$) этой трапеции в малой окрестности момента t . Расчет $\sigma(\varphi)$ и $\Lambda(t, \varphi, \alpha)$ выполнялся с использованием склонения Солнца и расстояния Солнце–Земля так же, как в работе [Fedorov, Kostin, 2020]. Влияние атмосферы, приливные деформации Земли, а также изменение активности Солнца не учитывались. Значение солнечной постоянной (среднее многолетнее значение TSI) принималось равным $1361 \text{ Вт}/\text{м}^2$.

Результаты. Среднее значение эксцентриситета (e) в неоплейстоцене составляет 0,027, максимальное — 0,050, минимальное — 0,004 (рис. 1). При расчете по максимумам продолжительность цикла эксцентриситета изменяется от 90 до 102,5 тысяч лет, составляя в среднем 95,3 тысяч лет. При расчете по минимумам продолжительность цикла изменяется в более широких пределах (65–113 тысяч лет), в среднем составляя 100,6 тысяч лет. Эксцентриситетом определяется динамика годового облучения Земли и полушарий ($R = 0,977$), а также амплитуда изменений сезонной интенсивности облучения (ИО) полушарий.

В среднем значение годовой интенсивности облучения Земли и полушарий в неоплейстоцене составляет $340,107 \text{ Вт}/\text{м}^2$. Максимальное значение равняется $340,391 \text{ Вт}/\text{м}^2$, минимальное — $339,959 \text{ Вт}/\text{м}^2$. Максимальный размах изменений годовой ИО в неоплейстоцене составляет, таким образом, $0,432 \text{ Вт}/\text{м}^2$ (0,127 % от среднего). Определяемый спектральным анализом в изотопно-кислородном составе фораминифер основной максимум, соответствующий 100-тысячелетнему циклу, вряд ли регулируется слабыми колебаниями годовой ИО в неоплейстоцене [Berger, Loutre, 1991].

Рассчитывались средние значения сезонной (летней и зимней) интенсивности облучения полушарий для фаз увеличения и уменьшения эксцентриситета (табл. 1).

Таблица 1

Средние значения сезонного облучения полушарий в фазы уменьшения и увеличения эксцентриситета

Фаза цикла e	Интервал, тысяч лет назад	Летняя ИО в СП, Вт/м ²	Зимняя ИО в СП, Вт/м ²	Зимняя ИО в ЮП, Вт/м ²	Летняя ИО в ЮП, Вт/м ²
Уменьшения	781,5–748,0	424,632	255,134	254,124	426,365
Увеличения	747,5–690,0	427,662	253,374	254,379	425,976
Уменьшения	689,5–644,0	425,645	254,883	253,965	427,020
Увеличения	643,5–595,5	427,658	254,026	255,558	424,954
Уменьшения	595,0–534,0	425,121	255,062	252,991	428,653
Увеличения	533,5–493,0	425,785	254,653	253,992	426,798
Уменьшения	492,5–438,0	427,076	253,579	254,678	425,323
Увеличения	437,5–403,0	427,120	253,109	253,955	425,818
Уменьшения	402,5–373,0	424,378	255,283	254,180	426,225
Увеличения	372,5–311,0	427,016	253,863	254,712	425,568
Уменьшения	310,5–268,0	425,137	255,248	253,724	427,469
Увеличения	267,5–216,0	428,949	253,263	255,700	424,704
Уменьшения	215,5–155,0	425,000	255,475	252,610	429,788
Увеличения	154,5–115,0	427,128	254,312	254,856	426,096
Уменьшения	114,5–44,0	426,571	254,035	254,261	426,421
Увеличения	43,5–14	424,835	255,242	255,138	425,043

Примечание: СП — Северное полушарие, ЮП — Южное полушарие.

Среднее значение летней ИО в Северном полушарии в фазах увеличения эксцентриситета составляет 427,019 Вт/м², в фазах уменьшения эксцентриситета — 425,445 Вт/м². Разность средних значений летнего облучения Северного полушария в фазах увеличения и уменьшения эксцентриситета равняется 1,574 Вт/м² или 0,369 % от среднего многолетнего значения летней ИО в Северном полушарии в неоплейстоцене.

Среднее значение зимней ИО в Северном полушарии в фазах увеличения эксцентриситета составляет 253,980 Вт/м², в фазах уменьшения эксцентриситета — 254,838 Вт/м². Разность средних значений зимнего облучения Северного полушария в фазах увеличения и уменьшения эксцентриситета равняется -0,857 Вт/м² или 0,337 % от среднего многолетнего значения зимней ИО в Северном полушарии в неоплейстоцене. Таким образом, в фазах увеличения эксцентриситета летняя ИО в Северном полушарии превышает летнюю ИО в фазах уменьшения эксцентриситета. В зимнее полугодие, наоборот, зимняя ИО в фазах уменьшения эксцентриситета превышает зимнюю ИО в фазах его увеличения.

Среднее значение зимней ИО в Южном полушарии во фазах увеличения эксцентриситета составляет 254,786 Вт/м², в фазах уменьшения эксцентриситета — 253,817 Вт/м². Разность средних значений зимнего облучения Южного полушария в фазах увеличения и уменьшения эксцентриситета определяется значением 0,970 Вт/м², что составляет 0,381 % от среднего многолетнего значения зимней ИО в Южном полушарии в неоплейстоцене.

Среднее значение летней ИО в Южном полушарии в фазах увеличения эксцентриситета характери-

Таблица 2

Средние значения разделения сезонного облучения в полушариях в фазу увеличения эксцентриситета

Северное полушарие	
Летнее полугодие 1,574 Вт/м ² (0,369 %)	Зимнее полугодие -0,857 Вт/м ² (-0,337 %)
Южное полушарие	
Зимнее полугодие 0,970 Вт/м ² (0,381 %)	Летнее полугодие -1,539 Вт/м ² (-0,361 %)

зуется значением 425,619 Вт/м², в фазах уменьшения эксцентриситета — 427,158 Вт/м². Разность средних значений летнего облучения Южного полушария в фазах увеличения и уменьшения эксцентриситета равняется -1,539 Вт/м² или 0,361 % от среднего многолетнего значения летней ИО в Южном полушарии в неоплейстоцене.

Таким образом, в первое астрономическое полугодие (летнее в Северном полушарии и зимнее в Южном полушарии) отмечается прямой эффект фазового разделения сезонного облучения полушарий по фазам колебания эксцентриситета. Во второе астрономическое полугодие (зимнее в Северном полушарии и летнее в Южном полушарии) — обратный эффект (табл. 2).

Эффект разделения сезонного облучения позволяет выделить теплые и холодные эпохи в солярном климате Земли, если учесть, что с динамикой летнего облучения, в основном, связаны изменения солярного и глобального климата Земли. Известно, что летняя инсоляция имеет особое значение в генезисе климата и его изменениях [Воейков, 1903; Миланкович, 1939; Lamb, 1965; Федоров, 2023]. Климатиче-

ские эффекты вариации летней инсоляции заключаются в следующем. Во-первых, при увеличении летней инсоляции увеличивается приповерхностная температура воздуха и температура поверхности океана, а также испарение и содержание водяного пара в атмосфере. Это приводит к усилению парникового эффекта и выделению дополнительного тепла, следствием которого является новое усиление испарения и т. д. Эти процессы, многократно повторяясь, приводят к формированию механизма усиления потепления климата. Во-вторых, возрастает выделение скрытого тепла вследствие увеличения атмосферных осадков (переход водяного пара в воду и снег), главным образом в экваториальной и тропической областях. В-третьих, происходит уменьшение альбедо за счет сокращения площади морских льдов, ледников и продолжительности залегания снежного покрова (в умеренных и высоких широтах и в горных областях). Следствием этого является увеличение площади облучения материков и океанов, от поверхности которых нагревается атмосфера. При сокращении летней инсоляции, очевидно, происходят обратные процессы. Значение летней ИО подтверждается и превышением величин фазового расхождения летней ИО по сравнению с зимней ИО в полушариях (табл. 2). В полушариях теплые и холодные солярные эпохи проявляются асинхронно.

Заключение. Обнаружен эффект разделения сезонного облучения по фазам эксцентриситета

земной орбиты позволяющий объяснить механизм влияния 100-тысячелетнего цикла на изменения природной среды и причины его проявления в изотопно-кислородном составе донных фораминифер. Его средние вариации втрое (в относительных величинах) превышают максимальный размах имеющих такую же периодичность колебаний, годовой ИО Земли и полушарий. Эффект определяется тем, что динамикой эксцентриситета земной орбиты регулируется годовое облучение Земли и полушарий, а также амплитуда колебаний сезонной интенсивности облучения. На основе эффекта сезонного разделения в механизме влияния 100-тысячелетнего цикла на солярный климат Земли в неоплейстоцене выделяются 7 теплых и 9 холодных солярных эпох (табл. 1), соответствующих в Северном полушарии фазам увеличения и уменьшения эксцентриситета земной орбиты, которые могут стать основой солярной геохронологии и климатостратиграфии неоплейстоцена.

Финансирование. Работа выполнена в соответствии с госбюджетными темами Географического факультета МГУ «Палеогеографические реконструкции природных геосистем и прогнозирование их изменений» (121051100135-0), «Опасность и риск природных процессов и явлений» (121051300175-4), «Эволюция, современное состояние и прогноз развития береговой зоны Российской Арктики» (121051100167-1).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Большаков В.А. Новая концепция орбитальной теории палеоклимата. М.: МГУ, 2003. 256 с.

Войков А.И. Метеорология. СПб.: Издание картографического заведения А. Ильина, 1903. 737 с.

Миланкович М. Математическая климатология и астрономическая теория колебаний климата. М.; Л.: ГОНТИ, 1939. 207 с.

Федоров В.М. Проблемы параметризации радиационного блока физико-математических моделей климата и возможности их решения // Успехи физических наук. 2023. Т. 193, № 9. С. 971–988.

Bassinot F.C., Labeyrie L.D., Vincent E., et al. The astronomical theory of climate and the age of the Brunhes-Matuyama magnetic reversal // Earth Planet. Sci. Lett. 1994. Vol. 126. P. 91–108.

Berger A.L., Loutre M.F. Insolation values for the climate of the last 10 million years // Quat. Sci. Rev. 1991. Vol. 10. P. 297–317.

Berger W.H. The 100-kyr ice age cycle: internal oscillation or inclinational forcing? // International Journal of Earth Sciences. 1999. Vol. 88 (2). P. 305–316.

Fedorov V.M., Kostin A.A. The Calculation of the Earth's Insolation for the Period 3000 BC–AD 2999 // Processes in GeoMedia. 2020. Vol. I. Springer Geology P. 181–92.

Hays J.D., Imbrie J., Shackleton N. Variation in the Earth's orbit: pacemaker of the ice ages // Science. 1976. Vol. 194. P. 1121–1132.

Imbrie J., Hays J., Martinson D., et al. The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine $\delta^{18}\text{O}$ record // Milankovitch and Climate. NATO ASI Ser. C. 126 / Eds. A.L. Berger, et al. Dordrecht: Reidel, 1984. P. 269–305.

La2004. Supplement materials to Laskar J., Gastineau M., Joutel F., et al. 2004. A long term numerical solution for the insolation quantities of Earth. URL: <https://vo.imcce.fr/insola/earth/online/earth/La2004/index.html> (дата обращения: 07.04.2025)

Lamb H.H. The early medieval warm epoch and its sequel // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 1965. Vol. 1. P. 13–37.

Laskar J., Robutel P., Joutel F., et al. A long-term numerical solution for the insolation quantities of the Earth // Astronomy & Astrophysics 2004. Vol. 428, N 1, P. 261–285.

Laskar J., Fienga A., Gastineau M., Manche H. La2010: a new orbital solution for the long-term motion of the Earth // Astronomy & Astrophysics 2011. Vol. 532, A89 (2011). DOI: 10.1051/0004-6361/201116836.

Lisiecki L.E., Raymo M.E. A Pliocene–Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records // Paleoceanography. 2005. Vol. 20. PA 1003. doi: 10.1029/2004PA001071

Статья поступила в редакцию 14.05.2024, одобрена после рецензирования 12.05.2025, принята к публикации 28.06.2025

УДК 551.79

doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2025-64-3-17-25

МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СРЕДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ-ГОЛОЦЕНОВЫХ ОБРАЗОВАНИЙ МОСКОВСКОЙ СИНЕКЛИЗЫ И УСЛОВИЯ ИХ ОБРАЗОВАНИЯ

Руслан Рустемович Габдуллин¹✉, Софья Ивановна Меренкова²,
Алексей Юрьевич Пузик³, Кирилл Владимирович Сыромятников⁴,
Константин Павлович Казымов⁵, Наталья Викторовна Бадулина⁶,
Ирина Владиславовна Бадьянова⁷, Алексей Викторович Иванов⁸,
Искандер Рустамович Мигранов⁹, Константин Павлович Сериков¹⁰,
Любовь Андреевна Семененко¹¹

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова; Институт геохимии и аналитической химии имени В.И. Вернадского РАН, Москва, Россия; gabdullin@fgp.msu.ru ✉, <https://orcid.org/0000-0001-8296-7191>

² Институт океанологии имени П.П. Ширшова РАН; Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; koshelevasof@mail.ru, <https://orcid.org/0000-0003-3204-4393>

³ Пермский государственный национальный исследовательский университет, Пермь, Россия; alex.puzik@mail.ru, <https://orcid.org/0000-0001-7148-7344>

⁴ Институт геохимии и аналитической химии имени В.И. Вернадского РАН, Москва, Россия; sykirv@gmail.com, <https://orcid.org/my-orcid?orcid=0000-0001-8798-4425>

⁵ Пермский государственный национальный исследовательский университет, Пермь, Россия; kazymov.kostya@yandex.ru, <https://orcid.org/0000-0001-5411-4781>

⁶ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; nvbadulina@mail.ru, IStinaResearcherID (IRID): 427730

⁷ Пермский государственный национальный исследовательский университет, Пермь, Россия; kataev7@psu.ru, <https://orcid.org/0000-0003-3337-6592>

⁸ Институт географии РАН; Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; Тамбовский государственный технический университет, Тамбов, Россия; yashkovia@mail.ru, <http://orcid.org/0000-0003-2788-0215>

⁹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова; Институт геохимии и аналитической химии имени В.И. Вернадского РАН, Москва, Россия; iskandermig@mail.ru

¹⁰ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; kpserikov2016@gmail.com

¹¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; lubowadnreewna@yandex.ru

Аннотация. Приведена комплексная сравнительная минералого-геохимическая характеристика четвертичных (среднеплейстоценово-голоценовых) образований Московской синеклизы в пределах Чашниковской впадины. По результатам рентгенофлуоресцентного анализа выполнен расчет нормативного минерального состава с применением программы MINLITH. Данные о содержании главных петрогенных оксидов и нормативной минералогии для отложений ледникового, водно-ледникового, озерного, речного и эолово-делювиального генезиса проанализированы с помощью метода главных компонент. В результате статистической обработки выделены 3 группы, характеризующиеся общностью минералогического состава и геохимических черт. Выдвинуто предположение, что эти группы — временные генетические ряды отложений, где материал более древних отложений служил источником при формировании последующих. В статье обсуждается вопрос расчета петрохимического индекса CIA применительно к данным отложениям.

Ключевые слова: литология, геохимия, четвертичный период, CIA, MINLITH, музей

Для цитирования: Габдуллин Р.Р., Меренкова С.И., Пузик А.Ю., Сыромятников К.В., Казымов К.П., Бадулина Н.В., Бадьянова И.В., Иванов А.В., Мигранов И.Р., Сериков К.П., Семененко Л.А. Минералого-геохимическая характеристика среднеплейстоценовых-голоценовых образований Московской синеклизы и условия их образования // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2025. № 3. С. 17–25.

MINERALOGICAL-GEOCHEMICAL CHARACTERISTICS OF THE MIDDLE PLEISTOCENE-HOLOCENE DEPOSITS OF THE MOSCOW SYNECLISE AND CONDITIONS OF THEIR FORMATION

Ruslan R. Gabdullin¹✉, Sofya I. Merenkova², Aleksey Yu. Puzik³,
Kirill V. Syromyatnikov⁴, Konstantin P. Kazymov⁵, Natalya V. Badulina⁶,
Irina V. Badyanova⁷, Aleksey V. Ivanov⁸, Iskander R. Migranov⁹, Konstantin P. Serikov¹⁰,
Lyubov A. Semenenko¹¹

¹ Lomonosov Moscow State University; Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry RAS, Moscow, Russia; gabdullin@fgp.msu.ru ✉

² Shirshov Institute of Oceanology of the RAS; Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; koshelevasof@mail.ru

³ Perm State University, Perm, Russia; alex.puzik@mail.ru

⁴ Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry RAS, Moscow, Russia; sykirv@gmail.com

⁵ Perm State University, Perm, Russia; kazymov.kostya@yandex.ru

⁶ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; nvbadulina@mail.ru

⁷ Perm State University, Perm, Russia; kataev7@psu.ru

⁸ Lomonosov Moscow State University; Institute of Geography RAS, Moscow, Russia; Tambov State Technical University, Tambov, Russia, yashkovia@mail.ru

⁹ Lomonosov Moscow State University; Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry RAS, Moscow, Russia; iskandermig@mail.ru

¹⁰ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; kpserikov2016@gmail.com

¹¹ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; lubowadnreewna@yandex.ru

Abstract. In this paper we present a comprehensive comparative lithological and geochemical characteristics of the Quaternary (Middle Pleistocene-Holocene) formations of the Moscow syncline within the Chashnikovo Depression. Based on the results of X-ray fluorescence analysis, the normative mineral composition was calculated using the MINLITH program. Data on the content of major petrogenic oxides and normative mineralogy for deposits of glacial, fluvioglacial, lacustrine, fluvial and eolian-deluvial genesis were analyzed using the principal component analysis. As a result of statistical processing, 3 groups were identified that are characterized by a common mineralogical composition and geochemical features. It is suggested that these groups are temporary genetic series of deposits, where the material of more ancient deposits served as a source for the formation of subsequent ones. The article discusses the issue of calculating the CIA petrochemical index as applied to these deposits.

Keywords: lithology, geochemistry, Quaternary period, CIA, MINLITH, museum

For citation: Gabdullin R.R., Merenkova S.I., Puzik A.Yu., Syromyatnikov K.V., Kazymov K.P., Badulina N.V., Badyanova I.V., Ivanov A.V., Migranov I.R., Serikov K.P., Semenenko L.A. Mineralogical-geochemical characteristics of the Middle Pleistocene-Holocene deposits of the Moscow Syncline and conditions of their formation. *Moscow University Geol. Bull.* 2025; 3: 17–25. (In Russ.).

Введение. Для повышения точности стратиграфического расчленения разрезов четвертичных отложений и их корреляции при помощи циклостратиграфического и климатостратиграфического подходов изучены разрезы окрестностей базы Московского университета в Чашниково, которая является полигоном для проведения практики по геологии у студентов факультета почвоведения [Панина, Зайцев, 2022; Габдуллин, 2024]. В частности, впервые удалось привязать эти разрезы к хроностратиграфической шкале, уточнив положение отложений московского горизонта циклостратиграфическим методом, были получены интересные в ходе анализа связи импактных событий и фаз совмещения разнопорядковых циклов эксцентриситета или разных типов астрономо-климатических циклов — прецессии, наклона эклиптики и эксцентриситета [Габдуллин, 2024].

Продолжением этих работ стало геохимическое исследование ранее изученных четвертичных осадков различного генезиса и возраста с последующим расчетом нормативной минералогии и статистической обработкой полученных данных. Такие исследования, включающие в себя комплексную и сравнительную геохимическую характеристику ледниковых, водно-ледниковых, озерных, речных и эолово-делювиальных рассматриваемых образований среднеплейстоценового-голоценового интервала времени для данной территории ранее не проводились.

Материалы и методы исследования. В полевой сезон 2024 г. были изучены разрезы четвертичных отложений полигона базы Московского универси-

тета в деревне Чашниково Зеленоградского района Московской области (Московская синеклиза) в следующих точках наблюдения: № 4 — п.г.т. Менделеево, над очистными сооружениями, № 7 — Березовая аллея на северной окраине деревни Чашниково, № 8 — восточная окраина села Радомля, № 10 — у моста через Клязьму на правом берегу реки у дуба Радомля, № 17 — у старого моста дороги, ведущей из Дурыкино в Балкашино, № 20 — левый борт оврага Красный Воин, № 22 — дорога из деревни Чашниково в поселок Красный воин, № 29 — район высоты 205,7 м, № 37 — правый Берег р. Клязьма, 150 м от устья Дурыкинского оврага, № 46, 48 и 49 — район Ольгиного пруда (рис. 1; таблица).

Проведено первичное полевое литологическое описание с установлением возраста и генезиса отложений. В перечисленных точках отобраны 20 образцов образований ледникового (вологдский и московский горизонты), водно-ледникового (московский горизонт), эолово-делювиального (средний-верхний неоплейстоцен), аллювиального (микулинско-калининского, ленинградско-осташковского горизонтов и современные) и лимнического (голоцен) генезиса (рис. 1; таблица). Исследовались осадки, представленные суглинками или глинистыми линзами (гнезда и прослойки) в песчаных породах (песках).

По отобранным образцам был проведен *рентгенофлуоресцентный анализ (РФА)*. Полный геохимический анализ элементов 20 проб был выполнен в Пермском государственном национальном исследовательском университете на волнодисперсионном рентгенофлуоресцентном спектрометре последова-

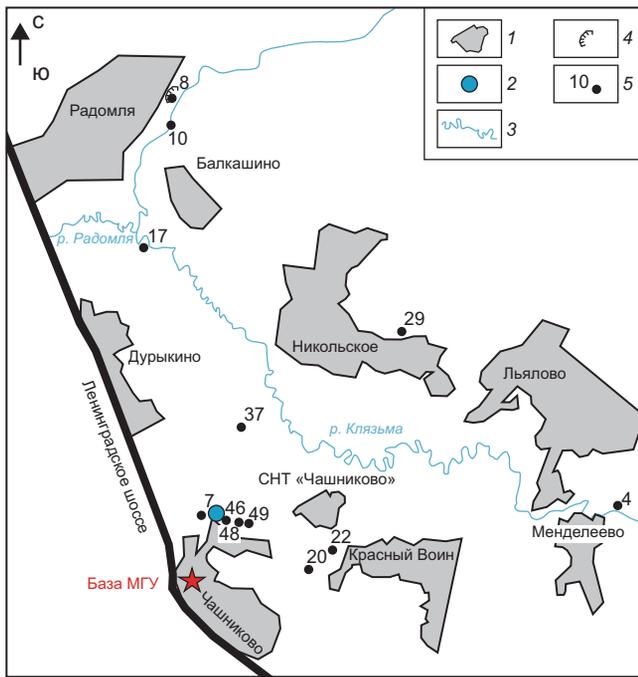


Рис. 1. Схема расположения изученных разрезов в Зеленоградском районе Московской области: 1 — контуры агломераций, 2 — пруд, 3 — речная сеть, 4 — карьер, 5 — точка наблюдения и ее номер

тельного типа действия S8 «Tiger» фирмы «BRUKER» аналитиком А.Ю. Пузиком. Методика описана в ряде работ, например [Ширкин, 2009].

На основе результатов РФА выполнен расчет нормативного минерального состава с применением программы MINLITH [Розен и др., 2000; Rosen, et al., 2004]. Ошибка вычислений по программе MINLITH для большинства случаев находится в пределах 5–15 отн. %, и только при содержаниях минерала менее 5 мас. % она достигает 60–70 отн. % [Розен, Аббасов, 2003]. Эмпирически установлены также другие аспекты расчетов [Меренкова и др., 2024]. Так, при сравнении результатов нормативных расчетов и петрографического изучения в шлифах, оказалось завышено (относительно результатов петрографического изучения) содержание ортоклаза, что связано с отсутствием возможности разделить ортоклаз и микроклин. Расчетные значения ортоклаза — это вероятно суммарное содержание калиевых полевых шпатов (КПШ). Необходимо отметить, что в формулу иллита в MINLITH включены железо и магний, в результате чего молекулярная масса минерала значительно увеличивается, а в итоговый расчет попадают также слюды (биотит, мусковит), поэтому под количеством нормативного иллита корректнее подразумевать сумму иллита и слюд. При этом расчетное количество кальцита и доломита в MINLITH соответствует фактическому. Также важно, что при нормативном расчете невозможно определить относится минерал к породообразующим, выполняет роль цемента или же входит в состав обломков пород. При этом один и тот же минерал может входить во все три перечисленные категории. Например,

Таблица

Литолого-генетическая характеристика изученных образцов образований среднелейстоценового-голоценового возраста

№ п/п	№ образца	Название	Индекс
1	4/1	Буро-коричневый средний суглинок	g _{II} V
2	4/3	Светло-коричневый тяжелый суглинок	g _{II} V
3	7/1	Красно-коричневый тяжелый суглинок	g _{III} ms
4	8/1	Тяжелый суглинок с дрсевой	g _{II} ms
5	29/1	Тяжелый суглинок темно-коричневого цвета	g _{II} ms
6	46/1	Тяжелый суглинок темно-коричневого цвета	g _{II} ms
7	8/2	Легкий суглинок с дрсевой серовато-коричневый	f _I ms
8	20/1	Легкий суглинок коричневый	vd _{II-III}
9	29/2	Тонкозернистый глинистый песок коричневый	vd _{II-III}
10	46/2	Легкий суглинок серый	vd _{II-III}
11	48/2	Серый средний суглинок с гнездами песчаника	vd _{II-III}
12	49/2	Красно-желтые пески пылеватые	vd _{II-III}
13	22/1	Легкий суглинок серый	a _{III} mk-k
14	22/2	Легкий суглинок светло-коричневый	a _{III} mk-k
15	10/1	Легкий суглинок серовато-коричневый	a _{III} ln-os
16	10/2	Охристо-коричневый легкий суглинок	a _{III} ln-os
17	17/1	Тяжелый суглинок	a _H
18	37/1	Суглинок серый средний, опесчаненный с пятнами ожелезнения	a _H
19	49/1	Сизо-серый тяжелый суглинок	I _H
20	48/1	Сизо-серый тяжелый суглинок	I _H

кварц занимает 70–75 % состава обломочной части, а также обнаруживается в составе регенерационного цемента и обломков пород (кварциты), хотя и в незначительном количестве [Меренкова и др., 2024]. Тем не менее, учитывая все вышеописанные аспекты, нормативный расчет позволяет дать общую характеристику минерального состава и судить об определенных изменениях в составе пород.

По данным о содержании петрогенных оксидов установлены корреляционные связи между элементами (матрица корреляции, коэффициент Пирсона) и выполнен анализ методом главных компонент (ГК, или PCA), который является широко используемой статистической техникой, преобразующей связанные переменные в набор ортогональных компонент (главных компонент). Применительно к данным о химическом составе, PCA позволяет выявить закономерности и отношения в многомерных геохимических данных, упрощая их анализ и интерпретацию.

Индексы выветривания обычно показывают степень истощения пород подвижными элементами

относительно неподвижных в процессе химического выветривания. Индекс выветривания (CIA) широко используется как показатель интенсивности химического выветривания [Nesbitt, Young, 1982]. В данной работе, ввиду генетических особенностей исследуемого материала (влияние состава материнских пород, эффекта сортировки, переотложения, содержания карбонатов) индекс носит вспомогательный петрохимический характер. При расчете CIA необходим некарбонатный CaO^* , который нередко можно оценить только косвенно в богатых карбонатами терригенных породах. При отсутствии данных по содержанию CO_2 вносят приблизительные поправки, приняв рациональные соотношения Ca/Na в силикатном материале [McLennan, 1993]. Если после корректировки на P_2O_5 оставшееся количество молей меньше, чем у Na_2O , его принимают за значение CaO^* . В противном случае CaO^* принимается равным Na_2O . Этот подход основан на том, что Ca при выветривании обычно теряется быстрее, чем Na. Наибольшее расхождение с реальным значением CIA (до 3 единиц) будет при его промежуточном значении 60–80, так как при низком CIA этот подход в целом справедлив, а при высоком CIA концентрации Na и Ca низкие, и неопределенности мало влияют на CIA [McLennan, 1993]. Это наиболее реализуемая поправка применялась в нашем исследовании.

Результаты исследования и их обсуждение.

Нормативный минеральный состав. Минеральный состав изученных образцов, рассчитанный по методу О.М. Розена [2000, 2004], представлен на рис. 2.

Рассмотрим осадки аллювиального генезиса. Голоценовый тяжелый (17/1) и легкий (37/1) суглинок имеют схожий нормативный минеральный состав. В легком суглинке больше ортоклаза и анкерита. Легкие суглинки ленинградско-осташковского горизонта, взятые из одной точки наблюдений, в одном шурфе различаются по своему составу: в суглинке со следами ожелезнения (10/1) больше рутила и совсем нет анкерита, доломита и кальцита, которые составляют до трети от общего объема в другой его разновидности (10/2). Легкие суглинки микулинско-калининского горизонта, также взятые из одной точки наблюдений и в одном шурфе тоже заметно различаются по своему составу: в суглинке со следами ожелезнения (22/2) больше кварца, альбита, плагиоклаза и ортоклаза и меньше иллита по сравнению с другой разновидностью суглинка, в которой меньше кварца и существенно больше иллита (22/1). Суглинки микулинско-калининского горизонта и современные суглинки имеют близкий состав, а состав суглинков ленинградско-осташковского горизонта заметно отличается.

Проанализируем нормативный состав эолово-делювиальных образований среднего-верхнего неоплейстоцена. Можно выделить две группы: первая — это образцы легких суглинков (20/1 и 46/2) и глинистых песков (29/2), и вторая — это средний

суглинок с гнездами песчаника (48/2) и пески (49/2). Во второй группе существенно меньше альбита и плагиоклаза и заметно больше гётита и иллита относительно первой группы образцов. Нормированный минеральный состав эолово-делювиальных отложений выдержан.

Опишем нормативный состав образцов ледниковых образований вологодского горизонта — средний (4/1) и тяжелый (4/3) суглинок. У них близкий состав, они отличаются от образований московского горизонта значительно высоким суммарным нормированным содержанием анкерита, кальцита и доломита. Тяжелые суглинки (7/1, 8/1, 29/1 и 46/1) московского горизонта представлены двумя типами. Первый (7/1 и 29/1) характеризуется относительно высоким содержанием иллита и низким содержанием ортоклаза. Второй тип (8/1 и 46/1) — с пониженными концентрациями иллита и более значительными содержаниями ортоклаза. В целом нормированный состав ледниковых отложений более-менее выдержанный. Отметим, что в MINLITH не предусмотрен расчет минералов, которые являются «руководящими» при изучении морен, например, роговой обманки, граната, эпидота, дистена, турмалина и др., указывающих на провинцию.

Стоит упомянуть о некоторых характерных особенностях минерального состава морен. Нормативный расчет демонстрирует значительное обогащение ледниковых образований вологодского горизонта и флювиогляциальных отложений московского горизонта карбонатным материалом — 27–32 % и 32 % соответственно. При этом в ледниковых образованиях московского горизонта сумма составляет 2–3 %, за исключением образца 7/1 с содержанием 14 %. Карбонатность морен рассматривают как один из показателей обстановки гляциолитогеоза [Судакова и др., 2014]. На минералогическом составе морен сказывается направление движения ледника во времени, в связи с чем разновозрастные моренные горизонты в конкретном районе могут существенно отличаться. Так, ранее [Лаврушин, 1976] отмечалось обогащение московской морены в районе Углича-Рыбинска материалом черных юрских глин и карбонатных известняков, а также железистыми карбонатами, относительно калининской и днепровской морен. В Дмитровско-Московском округе, выделенном Н.Г. Судаковой и соавторами [2014], содержание CO_2 в отложениях днепровской морены (отвечающей вологодскому горизонту) выше, чем московской, но не более чем на 1–2 %. Указанный округ включает обсуждаемую в текущей работе территорию Чашниковской впадины.

Глинистые минералы, содержащиеся в основных моренах, представляют собой механически захваченную смесь и не отражают физико-химическую среду времени формирования [Лаврушин, 1976]. В Дмитровско-Московском округе, расположенном в пределах мезозойской равнины, в глинистой

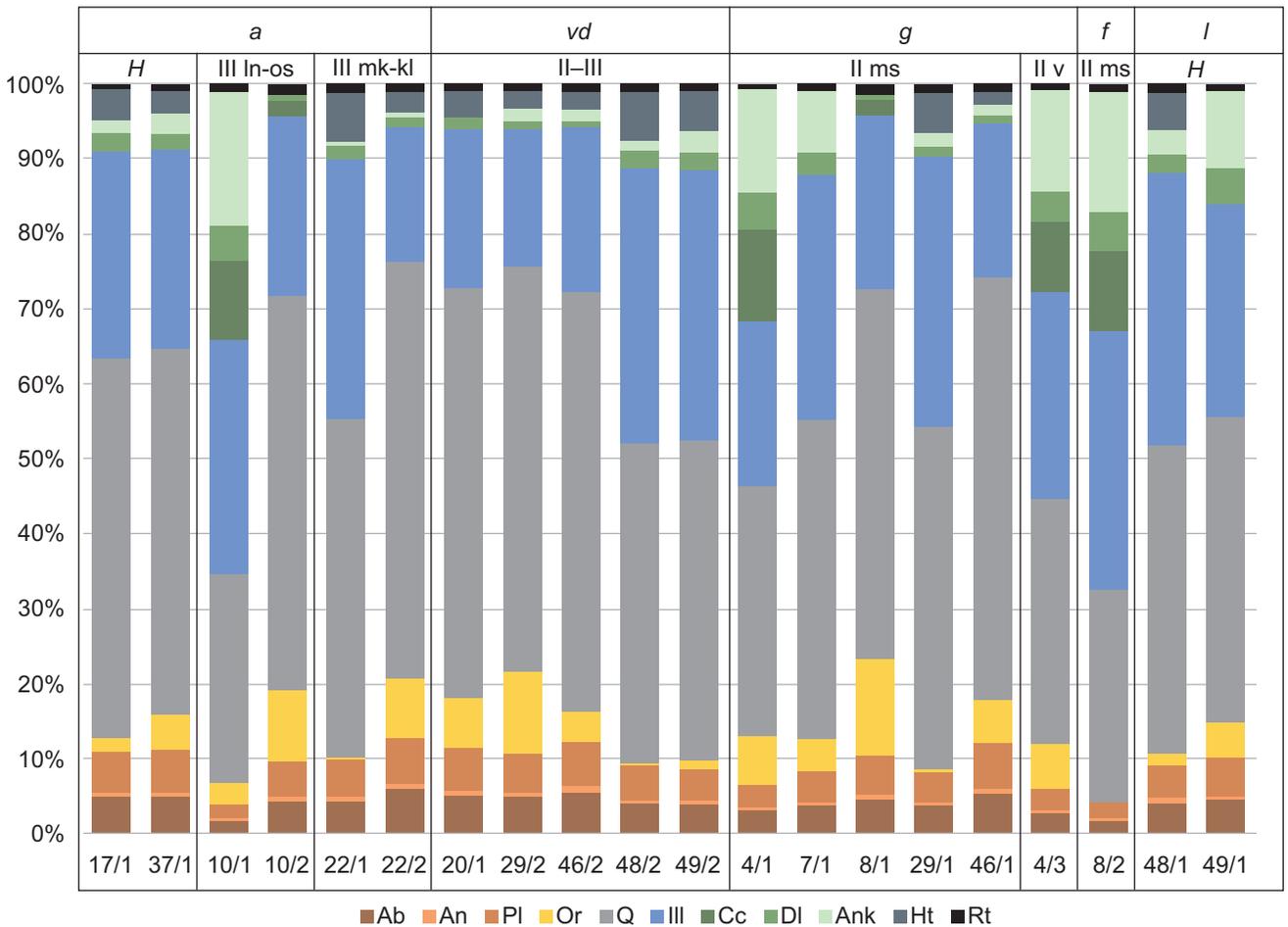


Рис. 2. Гистограмма сравнительного распределения минералов в изученных образцах по генезису и возрасту (нормативный расчет)

составляющей моренных отложений доминирует иллит (до 40–50%) и смектит (до 30–40%), ассимилированные из местных юрских и меловых пород [Судакова и др., 2014].

Флювиогляциальные легкие суглинки с дресвой московского горизонта (8/2) по своему нормированному составу близки к ледниковым образованиям московского горизонта, но отличаются сравнительно пониженным содержанием альбита и плагиоклаза и повышенной концентрацией карбонатной части (анкерит, доломит и кальцит).

Лимнические тяжелые суглинки голоцена (48/1 и 49/1) имеют относительно близкий состав, но различаются по содержанию анкерита и доломита или гётита.

Для исследуемых отложений рассчитан CIA, скорректированный, как показано выше, в связи с присутствием карбонатного материала (рис. 2). Наименьшие значения индекса, закономерно характерны для разностей с высоким содержанием кварца и ПШ, в то время как прирост индекса достигается за счет снижения количества зерен относительно вклада иллита.

Отдельно стоит упомянуть методический аспект, касающийся расчета CIA. При отсутствии коррекции на карбонаты в данных отложениях, даже вкладывая не климатический, а исключительно относительный

петрохимический смысл (например, оценить общность/различие протолита изучаемых осадочных пород), можно прийти к ошибочным выводам. Так как в формуле расчета CIA кальций находится в знаменателе (а подразумевается исключительно некарбонатный Ca*), карбонаты снижают значения индекса в исследуемых ледниковых образованиях вологодского горизонта с 67–69 до 37–43, что не противоречит общей климатической картине, но при этом с климатом никак не связано. В гляциальных отложениях вологодского горизонта при отсутствии коррекции индекс CIA остается на уровне 62–73 за счет низкого содержания карбонатного материала и повышения вклада механически захваченных глин, также не отражающих климатическую обстановку.

Значения CIA для речных осадков голоцена варьирует от 66 до 68 (по двум образцам), для ленинградско-осташковского горизонта — от 70 до 72 (по двум образцам, среднее значение 71), микулинско-калининского горизонта — от 61 до 70 (по двум образцам, среднее значение 65,5). Значения CIA для эолово-делювиальных осадков среднего-верхнего неоплейстоцена изменяется от 61 до 71 (пять образцов, среднее — 66,4). Колебания CIA для ледниковых отложений московского горизонта — от 63 до 73 (по четырем образцам, среднее — 69), для вологодского горизонта — от 67 до 69 (по двум

образцам, среднее — 68), для водно-ледниковых московского горизонта — 74 (по одному образцу), для лимнических образований голоцена — от 67 до 70 (по двум образцам, среднее значение — 68,5). В целом значения варьируют от 63 до 74.

Корреляция элементов и PCA. По данным о содержании петрогенных оксидов можно установить корреляционные связи (матрица корреляции, коэффициент Пирсона) и выполнить PCA (анализ методом главных компонент).

На диаграмме PCA для оксидов (рис. 3, А) наглядно продемонстрированы наиболее значимые связи между элементами. SiO_2 и Na_2O коррелируют с коэффициентом 0,95 и связаны нахождением в натровых полевых шпатах, а также отражают общность поступления кварца и ПШ в отложения.

Ti, Al, Fe, Sr, Rb — характерная ассоциация в составе слюд и глинистых минералов. Al_2O_3 , Fe_2O_3 , SrO, Rb_2O также коррелируют с K_2O (нахождение в КПШ) и MgO. Ti и Fe входят в тяжелые минералы, но корреляция TiO_2 с Fe_2O_3 (коэффициент 0,63) ниже, чем с Al_2O_3 (0,8) и Rb_2O (0,7), что говорит о его доминировании в глинисто-слюдистом материале.

Отдельно выделяются CaO и MgO, вероятно, связанные нахождением в доломите. По первой главной компоненте (PC1), дающей наибольший вклад (44,4%), максимальную положительную нагрузку имеют Al_2O_3 , Fe_2O_3 , SrO, Rb_2O , K_2O , CaO и MgO, в то время как SiO_2 и Na_2O характеризуются выраженной отрицательной нагрузкой. Положительную нагрузку обеспечивает вклад таких терригенных компонентов как глинистые минералы, слюды и карбонатные минералы (предположительно из литокластов карбонатных пород). Отрицательная нагрузка возникает при увеличении вклада кварца и ПШ.

По второй главной компоненте (PC2, 21,1%) положительную нагрузку имеют CaO, MgO, SO_3 , MnO и, самую слабую по вкладу, P_2O_5 . Положительная нагрузка по этой компоненте отражает вклад карбонатных минералов в составе включений — литокластов карбонатных пород в общий состав. Другие из рассматриваемых оксидов имеют отрицательную нагрузку.

На диаграмме PCA по результатам расчета нормативного минерального состава (рис. 3, Б) по первой главной компоненте (PC1, 59,2%) положительную нагрузку имеют, как и в высказанном выше предположении, карбонатные минералы. Низкую положительную нагрузку имеет глинисто-слюдистый материал. Выраженную отрицательную нагрузку обеспечивают обломочные составляющие другого типа — кварц и ПШ (причем натровые).

По второй главной компоненте (PC2, 23,6%), в отличие от прогнозируемого по оксидам варианта, наибольшую положительную нагрузку имеет вклад КПШ (ортоклаз), а выраженную отрицательную нагрузку имеют рутил, гётит, глинистые минералы и слюды.

По результатам PCA, выполненного по данным химического и нормативного минерального состава, на диаграммах выделяется несколько групп. Эти группы включают образцы различных генетических типов и возрастов, но, по-видимому, отражают общности их происхождения (источника).

Первая группа в основном объединяет средние и легкие суглинки и включает образцы: 8/1 — тяжелый суглинок с дресвой (g_{IIms}), 22/2 — средний суглинок ($a_{III}mk-k$), 20/1 — средний суглинок, 29/2 — тонкозернистый глинистый песок, 46/2 — легкий суглинок (vd_{II-III}), 37/1 — средний суглинок песчаный с пятнами ожелезнения (a_{II}). В их составе преобладают кварц и полевые шпаты (со значительным вкладом натровых). На диаграмме по минеральному составу в эту группу можно включить и 17/1 (тяжелый суглинок (a_{II})). При этом на обсуждаемой диаграмме, в отличие от диаграммы по оксидам, аллювиальные голоценовые образования образцов 17/1 (тяжелый суглинок) и 37/1 (средний суглинок песчаный) отдельно обособлены от описываемой группы.

Вторая группа объединяет суглинки и характеризуется высокими содержаниями в них карбонатных минералов (кальцит, доломит, анкерит) — до 33%. Вероятно, в составе включений — литокластов. Это образцы 4/3 — тяжелый суглинок (g_{IIv}), 4/1 — средний суглинок (g_{IIv}), 8/2 — легкий суглинок с дресвой (f_{IIms}), 10/1 — легкий суглинок ($a_{III}ln-os$).

Третья группа, охарактеризованная в основном песчанистыми суглинками, обособлена благодаря усилению вклада тяжелых минералов гётита и рутила. На диаграмме оксидов к области составов этой группы закономерно тяготеют векторы ZrO_2 и TiO_2 . При этом для группы характерны более высокие концентрации глинисто-слюдистых минералов (векторы Ш и Al_2O_3) и низкие содержания кварца и ПШ относительно группы 1. Это образцы 29/1 — тонкозернистый глинистый песок (g_{IIms}), 48/2 — средний суглинок с гнездами песчаника, 49/2 — пылеватый песок (vd_{II-III}), 48/1 — тяжелый суглинок (I_{II}). На диаграмме по минеральному составу также можно включить в эту группу 22/1 — легкий суглинок ($a_{III}mk-k$).

По итогам проведенного анализа методом главных компонент можно сделать следующие выводы.

Установлена определенная зависимость между тремя выделенными группами образцов и их литологическим составом. Первая группа в основном объединяет средние и легкие суглинки московского и микулинско-калининского горизонтов, а также среднего-верхнего неоплейстоцена и голоцена. В их составе преобладают кварц и полевые шпаты (со значительным вкладом натровых). Генезис этих осадков — ледниковый, водно-ледниковый и эолово-делювиальный.

Вторая группа объединяет суглинки вологодского, московского и ленинградско-осташковского горизонтов среднего и верхнего неоплейстоцена

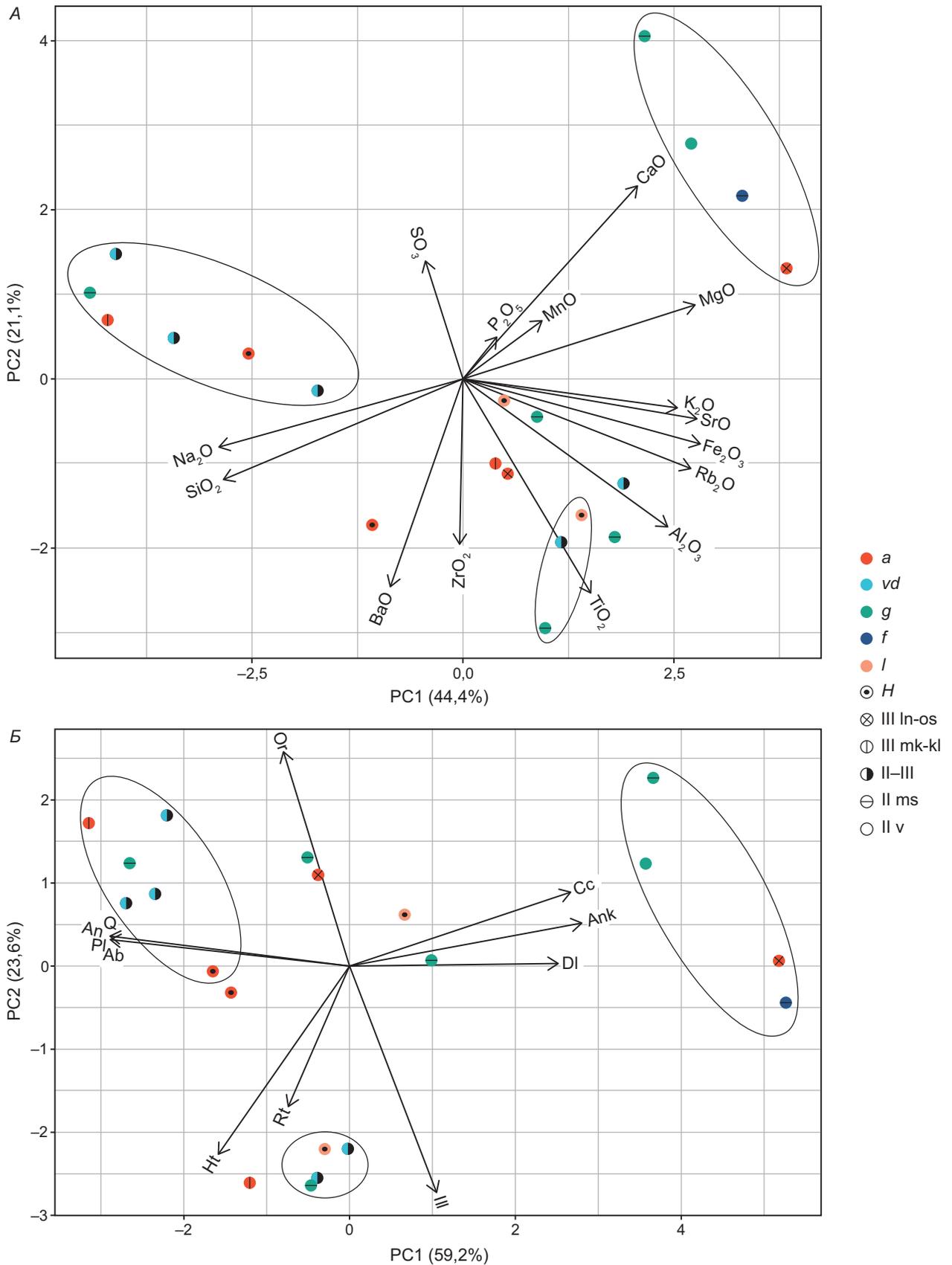


Рис. 3. Диаграммы анализа методом главных компонент (PCA) для оксидов (А) и по результатам расчета нормативного минерального состава (Б) по данным РФА. Нормативный минеральный состав: Ab — альбит, An — анортит, Pl — плагиоклаз, Or — ортоклаз, Q — кварц, минералы кремнезема, III — иллит и слюды, DI — доломит, Ank — анкерит, Gt — гётит, Rt — рутил. При содержаниях минерала менее 5 мас. %, ошибка достигает 60–70 отн. % [Розен и др., 2000]. Генотипы: a — аллювиальные, vd — золово-делювиальные, g — гляциальные, f — флювиогляциальные, l — озерные. Возраст: H — голоцен, ln-os — ленинградский-осташковский горизонт, mk-kl — микулинский-калининский горизонт, ms — московский горизонт, v — вологодский горизонт.

и характеризуется высокими (до 33 %) содержаниями в них карбонатных минералов (кальцит, доломит, анкерит) за счет включений (литокластов). Генезис этих осадков — ледниковый, водно-ледниковый и аллювиальный.

Третья группа охарактеризована в основном песчанистыми суглинками московского и микулинско-калининского горизонтов, а также среднего-верхнего неоплейстоцена и голоцена со значительной долей тяжелых минералов — гётита и рутила. Генезис этих осадков — ледниковый, аллювиальный, лимнический и эолово-делювиальный.

Можно предположить, что внутри перечисленных выше групп представлены временные генетические ряды отложений, где материал более древних отложений служил источником при формировании последующих. Этим обстоятельством объясняется такая пестрота литологического и химического состава изученных четвертичных отложений и отсутствие четкой связи между химическим и литологическим составом с одной стороны, возрастом и генезисом отложений с другой.

Прикладное значение результатов для учебного процесса и в музейном пространстве. Полученные ранее авторами результаты в русле построения астрохронологической шкалы и оценки глобальной событийности четвертичного времени, предложенные к внедрению в образовательный процесс в формате университетского музея [Габдуллин и др., 2024], гармонично дополняются изложенными выше данными и построениями, конкретизированными для конкретного района. Они служат конструктивным дополнением к имеющимся учебно-методическим материалам по научно-образовательному полигону МГУ в районе Чашниково [Панина, Зайцев, 2022], а также к развивающимся и проектируемым ныне кластерам «Молодежного музея» в Музее землеведения МГУ, Университетской гимназии МГУ, Ботаническом саду МГУ (выставки под открытым небом, посвященные тематике оледенений, климатических колебаний, трансформаций экосистем в четвертичное время и т. п.) [Вернадизм..., 2023] в соответствии с мобильно-сетевой концепцией этого проекта [Иванов и др., 2023, 2024].

Для каждого кластера предлагается комплекс работ: а) пополнение учебных коллекций по генетическим типам и литологическим разностям четвертичных отложений; б) создание специализированной учебно-научной коллекции по научно-образовательному полигону в районе Чашниково; в) развитие мини-экспозиций на основе грунтовых колонок-монолитов из изученных разрезов с плакатными пояснениями геохимико-минералогических особенностей и привязкой у астрохронологической шкале; г) разработка интерактивной площадки по определению фракционного и минерального состава пород (на материалах из изученных точек наблюдения) с интерпретацией палеоклиматических, палеогеографических особенностей местности,

а также физико-географических условий развития экосистем. При этом собранный материал позволяет наглядно представить в музейном пространстве такие сложные аспекты как соотношение локальных и глобальных процессов в истории Земли и эволюции экосистем (ритмичности, этапности, событийности и т. д.), трансформаций природных сред и биотических кризисов [Снакин и др., 2024].

Развитие предлагаемых видов работ дает возможность привлечения различных групп учащейся молодежи в широком спектре форматов: проектная деятельность Университетской гимназии МГУ, работа с учебными коллекциями студентов профильных факультетов, развитие волонтерства от школ, консультирования специалистов инициативных проектов и т. д. в русле концепции «Молодежного музея» [Иванов и др., 2024]. Основным механизмом безусловно остается учебная полевая практика студентов МГУ, что позволит развить мобильно-сетевое методическое взаимодействие научно-образовательного полигона в районе Чашниково, лабораторно-аналитического блока геонаучных факультетов и Музея землеведения МГУ.

Заключение. По результатам РФА выполнен расчет нормативного минерального состава по методу О.М. Розена (MINLITH). Данные о содержании главных петрогенных оксидов и нормативной минералогии для отложений ледникового, водно-ледникового, озерного, речного и эолово-делювиального генезиса проанализированы с помощью метода главных компонент (РСА). В результате статистической обработки выделены 3 группы, характеризующиеся общностью минералогического состава и геохимических черт. Выдвинуто предположение, что эти группы — временные генетические ряды отложений, где материал более древних отложений служил источником при формировании последующих. Этим обстоятельством объясняется такая пестрота литологического и химического состава изученных четвертичных отложений и отсутствие четкой связи между химическим и литологическим составом с одной стороны и возрастом и генезисом отложений с другой.

Показано, что наименьшие значения индекса CIA, закономерно характерны для разностей с высоким содержанием кварца и ПШ, в то время как прирост индекса достигается за счет снижения количества зерен относительно вклада иллита. В целом значения CIA варьируют от 63 до 74.

Применение заявленного в статье подхода — использование данных РФА о содержании главных петрогенных оксидов (а в перспективе — индикаторных химических элементов), расчет нормативной минералогии, статистическая обработка результатов — в сочетании с литологическим описанием и опорой на литературные данные предыдущих исследователей позволяет более комплексно подойти к изучению отложений в районе проведения практики по геологии у студентов факультета почвоведения

ния, расширив таким образом набор теоретических инструментов будущих специалистов.

Финансирование. Работа выполнена при поддержке Программы развития МГУ, проект № 23-Ш02-17 «Разработка основ создания, функционирования и развития комплексного научно-просветительского университетского молодежного музея на примере МГУ имени М.В. Ломоносова». Проект реализуется в рамках НОШ МГУ (Ш02); Междисциплинарная научно-образовательная школа «Сохранение мирового культурно-исторического наследия». Участие С.И. Меренковой осуществлялось в рамках темы государственного задания FMWE-2024-0020, участие Сыромятникова К.В. — при финансовой поддержке госзадания ГЕОХИ РАН, участие Н.В. Бадулиной осуществлялось в рамках темы государственного задания № АААА-А16-116033010119-4 «Геодинамика полярных и приполярных областей Российской

Федерации», участие А.В. Иванова — при финансовой поддержке государственных заданий Музея землеведения МГУ № АААА-А16-116042010089-2 «Биосферные функции экосистем, их компонентов и рациональное природопользование» (научный руководитель, проф. А.В. Смуров) и № АААА-А16-116042710030-7 «Музееведение и образование музейными средствами в области наук о Земле и жизни» (научный руководитель, проф. В.В. Снакин) в рамках темы государственного задания Института географии РАН-FMWS-2024-0007 (1021051703468-8) «Биотические, географо-гидрологические и ландшафтные оценки окружающей среды для создания основ рационального природопользования», научный руководитель член-корр. РАН А.А. Тишков. Исследование выполнено в рамках государственного задания МГУ имени М.В. Ломоносова.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Вернадизм в современном университете. Опыт мобильно-сетевых научно-просветительских проектов / А.В. Иванов, А.В. Козачек, В.Е. Бредихин, С.А. Струлев, Н.Е. Беспалько, Ю.М. Батулин, И.А. Воликова, Е.Е. Захаров, Н.Н. Колотилова, М.Н. Краснянский, Н.В. Молоткова, Д.Ю. Муромцев, В.В. Снакин, А.В. Сузюмов, А.А. Тишков, И.А. Яшков / Под ред. А.В. Иванова, А.В. Козачека. М.; Тамбов: Издательский центр ФГБОУ ВО «ТГТУ», 2023. 200 с.

Габдуллин Р.Р., Сыромятников К.В., Бадулина Н.В. и др. Высокоточная циклическая корреляция как основа детальных палеоклиматических реконструкций для плиоцен-четвертичных разрезов Евразии // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2024. № 4. С. 116–124.

Иванов А.В., Яшков И.А., Смуров А.В. и др. Мобильные выставки в научно-просветительской экспедиции как драйвер развития молодежного музея: опыт «Флотилии плавучих университетов» // Жизнь Земли. 2023. Т. 45, № 4. С. 573–583. DOI 10.29003/m28.0514-7468

Иванов А.В., Смуров А.В., Снакин В.В., Богданов В.П. Мобильно-сетевой «Молодежный музей» Московского университета — контуры концепции и принципы развития на этапе становления // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 8. История. 2024. Т. 65, № 3. С. 3–26.

Лаврушин Ю.А. Строение и формирование основных морен материковых оледенений. М.: Наука, 1976.

Меренкова С.И., Кузьмина Т.Г., Карпова Е.В. и др. Венд-кембрийские породы Верхне-Каларской грабен-синклинали юга Сибирского кратона: минералогия и особенности геохимии главных петрогенных элементов // Russian Journal of Earth Sciences. 2024. Т. 24. ES4009. DOI: 10.2205/2024ES000923.

Панина Л.В., Зайцев В.А. Учебно-методическое пособие по проведению геолого-геоморфологической практики в районе Чашниковской впадины (геология, геоморфология и современные геологические процессы). М.: Перо, 2022. С. 154.

Розен О.М., Аббясов А.А., Мигдисов А.А., Ярошевский А.А. Программа MINLITH для расчета минерального состава осадочных пород: достоверность результатов в применении к отложениям древних платформ // Геохимия. 2000. № 4. С. 431–444. URL: <https://www.elibrary.ru/item.asp?id=13360578>.

Розен О.М., Аббясов А.А. Количественный минеральный состав осадочных пород: расчет по петрохимическим данным, анализ достоверности результатов (компьютерная программа MINLITH) // Литология и полез. ископаемые. 2003. № 3. С. 299–312. URL: <https://www.elibrary.ru/item.asp?id=17264041>.

Снакин В.В., Смуров А.В., Иванов А.В. и др. Глобализация и музейное дело: естественно-научные, экспозиционные и образовательные аспекты // Век глобализации. 2024. № 3(51). С. 132–141. DOI: 10.30884/vglob/2024.03.12.

Судакова Н.Г., Немцова Г.М., Глушанкова Н.И. Палеогеографические закономерности изменчивости состава морен в центральной части Восточно-Европейской равнины // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. География. 2014. № 4. С. 62–68.

Ширкин Л.А. Рентгенофлуоресцентный анализ объектов окружающей среды: Учеб. пособие. Владимир: Изд-во Владим. гос. ун-та, 2009. 60 с.

McLennan S.M. Weathering and Global Denudation // The Journal of Geology. 1993. Vol. 101. N.2. P. 295–303. DOI: 10.1086/648222.

Nesbitt H.W., Young G.M. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutes // Nature. 1982. Vol. 299, N. 5885. P. 715–717.

Rosen O.M., Abbyasov A.A., Tipper J.C. MINLITH: an experience-based algorithm for estimating the likely mineralogical composition of sedimentary rocks from bulk chemical analyse // Computers & Geosciences. 2004. Vol. 30. P. 647–661. DOI: 10.1016/j.cageo.2004.03.011.

Статья поступила в редакцию 17.01.2025, одобрена после рецензирования 28.02.2025, принята к публикации 28.06.2025

УДК 551.761.2:551.242.5:550.93

doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2025-64-3-26-37

ВОЗРАСТ ТЕТРАПОДНОЙ ФАУНЫ «*MASTODONSAURUS*» (СРЕДНИЙ ТРИАС) ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ: ПЕРВЫЕ ДАННЫЕ РАДИОИЗОТОПНОГО U-Pb LA-ICPMS ДАТИРОВАНИЯ. СТАТЬЯ 2. ДАТИРОВКИ И МОДЕЛЬ СЕДИМЕНТАЦИИ

Владимир Владимирович Силантьев¹✉, Анна Викторовна Куликова²,
Игорь Витальевич Новиков³, Анастасия Сергеевна Фелькер⁴,
Динара Надировна Мифтахутдинова⁵, Руслан Рустемович Габдуллин⁶,
Кажмурат Максutowич Ахмеденов⁷, Джамиля Болтановна Якупова⁸,
Евгения Михайловна Нуриева⁹, Яна Ягфаровна Саэтгалеева¹⁰

¹ Казанский (Приволжский) федеральный университет, Казань, Россия;

Филиал Казанского (Приволжского) федерального университета, Джизак, Республика Узбекистан;
Vladimir.Silantiev@kpfu.ru ✉, <https://orcid.org/0000-0003-2858-0708>

² Казанский (Приволжский) федеральный университет, Казань, Россия; ak_cool@mail.ru,
<https://orcid.org/0000-0003-4263-5031>

³ Палеонтологический институт им. А.А. Борисяка РАН, Москва, Россия; inovik@paleo.ru;
<https://orcid.org/0000-0002-7400-5790>

⁴ Палеонтологический институт им. А.А. Борисяка РАН, Москва, Россия; felkafelka95@gmail.com;
<https://orcid.org/0000-0002-3734-2026>

⁵ Казанский (Приволжский) федеральный университет, Казань, Россия;
Филиал Казанского (Приволжского) федерального университета, Джизак, Республика Узбекистан;
Dinara.Miftakhutdinova@kpfu.ru, <https://orcid.org/0000-0002-9115-1343>

⁶ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова; Институт геохимии и аналитической химии
имени В.И. Вернадского РАН, Москва, Россия; gabdullin@fgp.msu.ru, <https://orcid.org/0000-0001-8296-7191>

⁷ Западно-Казахстанский университет им. М. Утемисова, Уральск, Казахстан; kazhmurat78@mail.ru,
<http://orcid.org/0000-0001-7294-0913>

⁸ Западно-Казахстанский университет им. М. Утемисова, Уральск, Казахстан; yakupova_j@mail.ru,
<https://orcid.org/0000-0003-3875-1224>

⁹ Казанский (Приволжский) федеральный университет, Казань, Россия; evgeniya.nurieva@kpfu.ru,
<https://orcid.org/0000-0003-3234-0870>

¹⁰ Казанский (Приволжский) федеральный университет, Казань, Россия; yana.saetgaleeva@yandex.ru,
<https://orcid.org/0009-0002-9005-0775>

Аннотация. В статье приводятся первые данные радиоизотопного U-Pb LA-ICPMS датирования тетраподной фауны «*Mastodonsaurus*» (средний триас). Радиоизотопные датировки ($241,6 \pm 1,0$ млн лет) отложений, непосредственно подстилающих слои индерского горизонта с фауной «*Mastodonsaurus*» в разрезе Кок-Тау (Прикаспийская впадина) свидетельствуют о том, что основание индерского горизонта приблизительно соответствует границе анизийского и ладинского ярусов, и может быть использовано как примерный нижний возрастной предел распространения этой фауны. Полученные радиоизотопные датировки, а также палеонтологические данные по букобайскому горизонту Южного Приуралья, позволяют оценить возраст фауны «*Mastodonsaurus*» как целиком ладинский. Предложена палеогеографическая модель условий формирования осадков в эльтонское и индерское время.

Ключевые слова: Восточно-Европейская платформа, Прикаспийская впадина, средний триас, фауна тетрапод, U-Pb LA-ICPMS датирование цирконов, модель седиментации

Для цитирования: Силантьев В.В., Куликова А.В., Новиков И.В., Фелькер А.С., Мифтахутдинова Д.Н., Габдуллин Р.Р., Ахмеденов К.М., Якупова Д.Б., Нуриева Е.М., Саэтгалеева Я.Я. Возраст тетраподной фауны «*Mastodonsaurus*» (средний триас) Восточно-Европейской платформы: первые данные радиоизотопного U-Pb LA-ICPMS датирования. Статья 2. Датировки и модель седиментации // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2025. № 3. С. 26–37.

THE AGE OF THE TETRAPOD FAUNA “MASTODONSAURUS” (MIDDLE TRIASSIC) OF THE EAST EUROPEAN PLATFORM: THE FIRST DATA OF RADIOISOTOPE U-PB LA-ICPMS DATING. ARTICLE 2. DATINGS AND MODEL OF SEDIMENTATION

Vladimir V. Silantiev¹✉, Anna V. Kulikova², Igor V. Novikov³, Anastasia S. Felker⁴,
Dinara N. Miftakhutdinova⁵, Ruslan R. Gabdullin⁶, Kazhmurat M. Akhmedenov⁷,
Jamilya B. Yakupova⁸, Evgeniya M. Nurieva⁹, Yana Ya. Saetgaleeva¹⁰

¹ Kazan (Volga Region) Federal University, Kazan, Russia; Kazan Federal University, Branch in Jizzakh, Jizzakh, Republic of Uzbekistan; Vladimir.Silantiev@kpfu.ru✉

² Kazan (Volga Region) Federal University, Kazan, Russia; ak_cool@mail.ru

³ Borissiak Paleontological Institute of RAS, Moscow, Russia; inovik@paleo.ru

⁴ Borissiak Paleontological Institute, Moscow, Russia; felkafelka95@gmail.com

⁵ Kazan (Volga Region) Federal University, Kazan, Russia; Kazan Federal University, Branch in Jizzakh, Jizzakh, Republic of Uzbekistan; Dinara.Miftakhutdinova@kpfu.ru

⁶ Lomonosov Moscow State University; Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry RAS, Moscow, Russia; gabdullin@fgp.msu.ru

⁷ M. Utemisov West Kazakhstan University, Uralsk, Kazakhstan; kazhmurat78@mail.ru

⁸ M. Utemisov West Kazakhstan University, Uralsk, Kazakhstan; yakupova_j@mail.ru

⁹ Kazan (Volga Region) Federal University, Kazan, Russia; evgeniya.nurieva@kpfu.ru

¹⁰ Kazan (Volga Region) Federal University, Kazan, Russia; yana.saetgaleeva@yandex.ru

Abstract. The article presents the first data of the U-Pb LA-ICPMS dating of the tetrapod fauna “*Mastodonsaurus*” (Middle Triassic). The U-Pb age (241.6 ± 1.0 Ma) of the sediments directly underlying the layers of the Inder Formation with the fauna “*Mastodonsaurus*” in the Kok-Tau section (Pre-Caspian Depression) indicates that the base of the Inderian Regional stage roughly corresponds to the Anisian-Ladinian boundary and can be used as the lower age limit for the distribution of this fauna. The obtained radioisotopic dating, as well as palaeontological data on the bone-bearing Bukobayian Regional stage of the Southern Urals, place the stratigraphic range of the fauna “*Mastodonsaurus*” within the Ladinian Stage. A palaeogeographic model of the sediment accumulation in the Eltonian and Inderian time is proposed.

Keywords: East European Platform, Pre-Caspian Depression, Middle Triassic, continental sediments, radioisotope U-Pb LA-ICPMS dating, tetrapod faunas

For citation: Silantiev V.V., Kulikova A.V., Novikov I.V., Felker A.S., Miftakhutdinova D.N., Gabdullin R.R., Akhmedenov K.M., Yakupova J.B., Nurieva E.M., Saetgaleeva Ya.Ya. The Age of the Tetrapod Fauna “*Mastodonsaurus*” (Middle Triassic) of the East European Platform: First U-Pb LA-ICPMS Radioisotopic Dating Results. Article 2. Datings and Model of Sedimentation. *Moscow University Geol. Bull.* 2025; 3: 26–37. (In Russ.).

Введение. В первой части статьи [Силантьев и др., 2025] дан анализ роли наземных позвоночных при расчленении и корреляции континентальных триасовых отложений Восточно-Европейской платформы и Приуралья. Приведено описание фауны «*Mastodonsaurus*», как наиболее поздней из среднетриасовых тетраподных комплексов Восточной Европы. Дано геологическое описание района исследований — карьер Кок-Тав в Казахстане. Установлено четыре стратиграфических уровня, включающих остатки фауны «*Mastodonsaurus*», а также сопутствующие уровни (около 50-ти) со скоплениями пресноводных и морских беспозвоночных, растительных остатков, ихнофоссилий. Организмы-следопродуценты ихнофоссилий *Skolithos*, *Lockeia*, *Thalassinoides*, *Palaeophycus*, *Ophiomorpha* относились к организмам-сестонофагам (фильтраторам), питавшимся взвесью и осадком. Комплексы седиментологических признаков и характер ихноценозов указывают на осадконакопление индерской свиты в условиях крузиановой ихнофации.

Материал и методы. Выделение мономинеральной фракции циркона. Образец весом около 2 кг

светло-окрашенной глины (преобразованный туф) из палеопочвенного уровня (верхний слой эльтонской свиты) послужил материалом для выделения тяжелой фракции минералов (рис. 1). Выделение тяжелой фракции проведено в Казанском федеральном университете с помощью диспергации глинистой массы ультразвуком (25 кГц) с постоянным перемешиванием и постепенной отмывкой глинистой фракции в системе сообщающихся сосудов. Эта процедура занимала от 48 ч на пробу весом 400 г. Минеральная фракция размером 50–250 мкм, получившаяся после отмывки глины, составила около 0,05 % от веса глинистой массы. В дальнейшем проба была разделена на легкую и тяжелую фракцию с использованием тяжелой жидкости ГПС-В (концентрированный водный раствор гетерополивольфрамата натрия) плотностью $2,80 \pm 0,05$ г/мл. Отдельные зерна циркона выделялись из тяжелой фракции с помощью бинокуляра ZEISS Stemi 2000-C.

Методы исследования морфологии циркона. Изучение кристаллов циркона, выделенных из глины (преобразованного туфа), имело цель верифи-

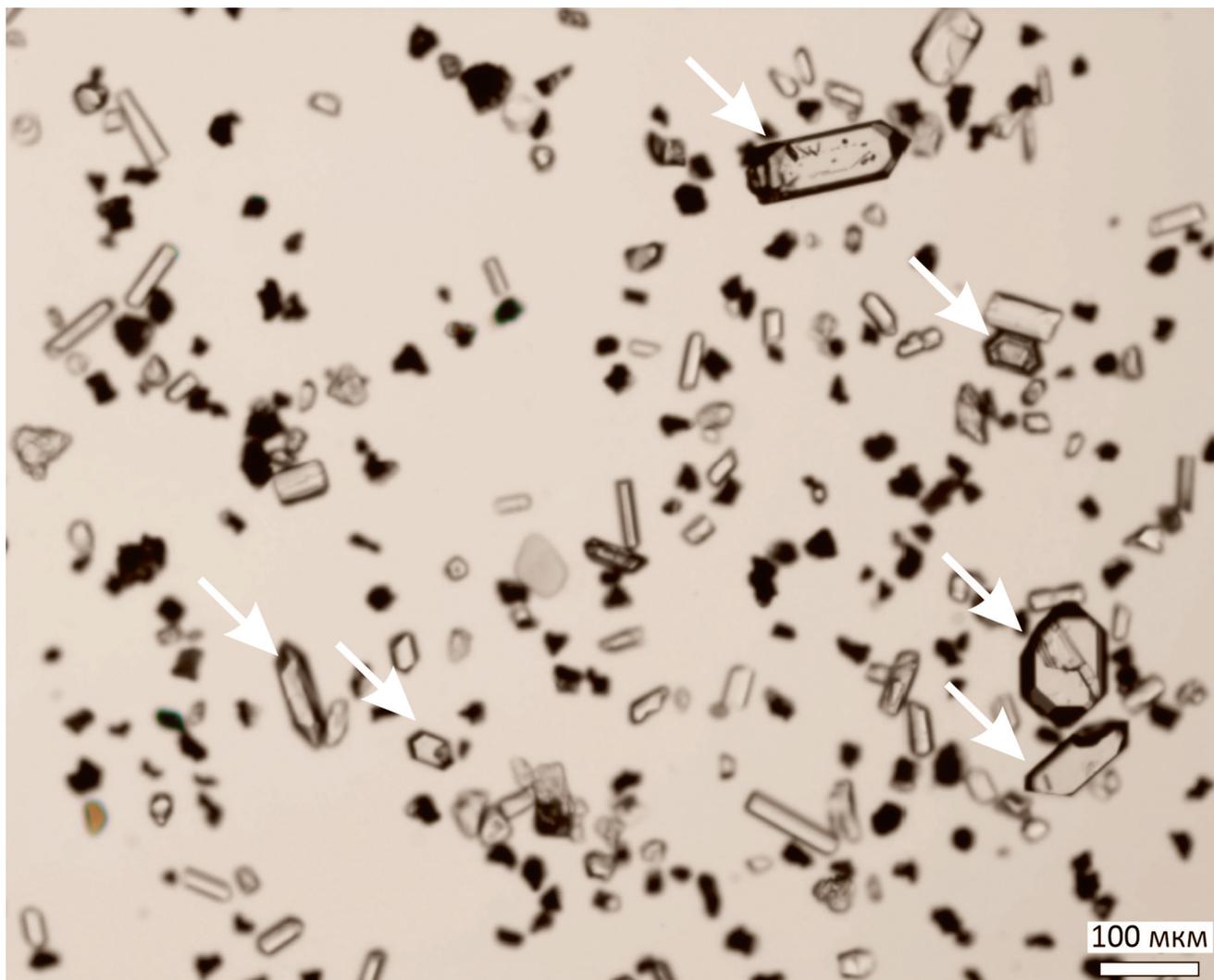


Рис. 1. Тяжелая фракция минералов, выделенная из глины (преобразованного туфового прослоя); зерна цирконов показаны белыми стрелками

цирковать их вулканогенную природу. Циркон, как известно, кристаллизуется в тетрагональной сингонии; при этом цирконий нередко изоморфно замещается ураном, торием и другими радиоактивными элементами. Кристаллическая решетка циркона чутко реагирует на изменения химического состава и температуры кристаллизации расплава. Изменения этих параметров приводят к кристаллизации разных морфотипов кристаллов: коротких призматических, изометрических, игольчатых [Markl, 2008]. Для определения морфологии и внутреннего строения цирконов использовались катодолюминесцентные изображения (CL) минералов, полученные с помощью микроскопа ZEISS Axio Lab A1 с катодолюминесцентной приставкой CITL MK5-2, а также проводился анализ по методике Ж. Пюпина [Pupin, 1980], с использованием предложенной им диаграммы (рис. 2), связывающей форму кристаллов с температурой кристаллизации.

При изучении морфологии цирконов проводились следующие исследования: а) определение доминирующей простой кристаллографической формы; б) совершенство огранки или степень идиоморфизма

кристаллов; в) характер граней: наличие комбинационной штриховки, деформации, абразии, признаков растворения и вторичной перекристаллизации; г) определение внутреннего строения цирконов на основе CL изображений.

Радиоизотопное датирование методом LA-ICPMS. Датирование цирконов методом LA-ICPMS было проведено в Научно-образовательном центре Геотермохронологии Института геологии и нефтегазовых технологий Казанского (Приволжского) федерального университета.

Для проведения U/Pb-датирования цирконов использовалась система лазерной абляции на основе эксимерного лазера (длина волны 193 нм) Analyte Excite (Teledyne Cetac Technologies, США), соединенная с квадрупольным масс-спектрометром с ионизацией в индуктивно-связанной плазме iCAP Qc (ThermoScientific, Германия).

Все измерения выполняли по массам ^{202}Hg , $^{204}(\text{Pb}+\text{Hg})$, ^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{208}Pb , ^{232}Th , ^{235}U , ^{238}U . Диаметр лазерного луча составлял 35 мкм, частота повторения импульсов 5 Гц и плотность энергии лазерного излучения 2,5–3,0 Дж/см².

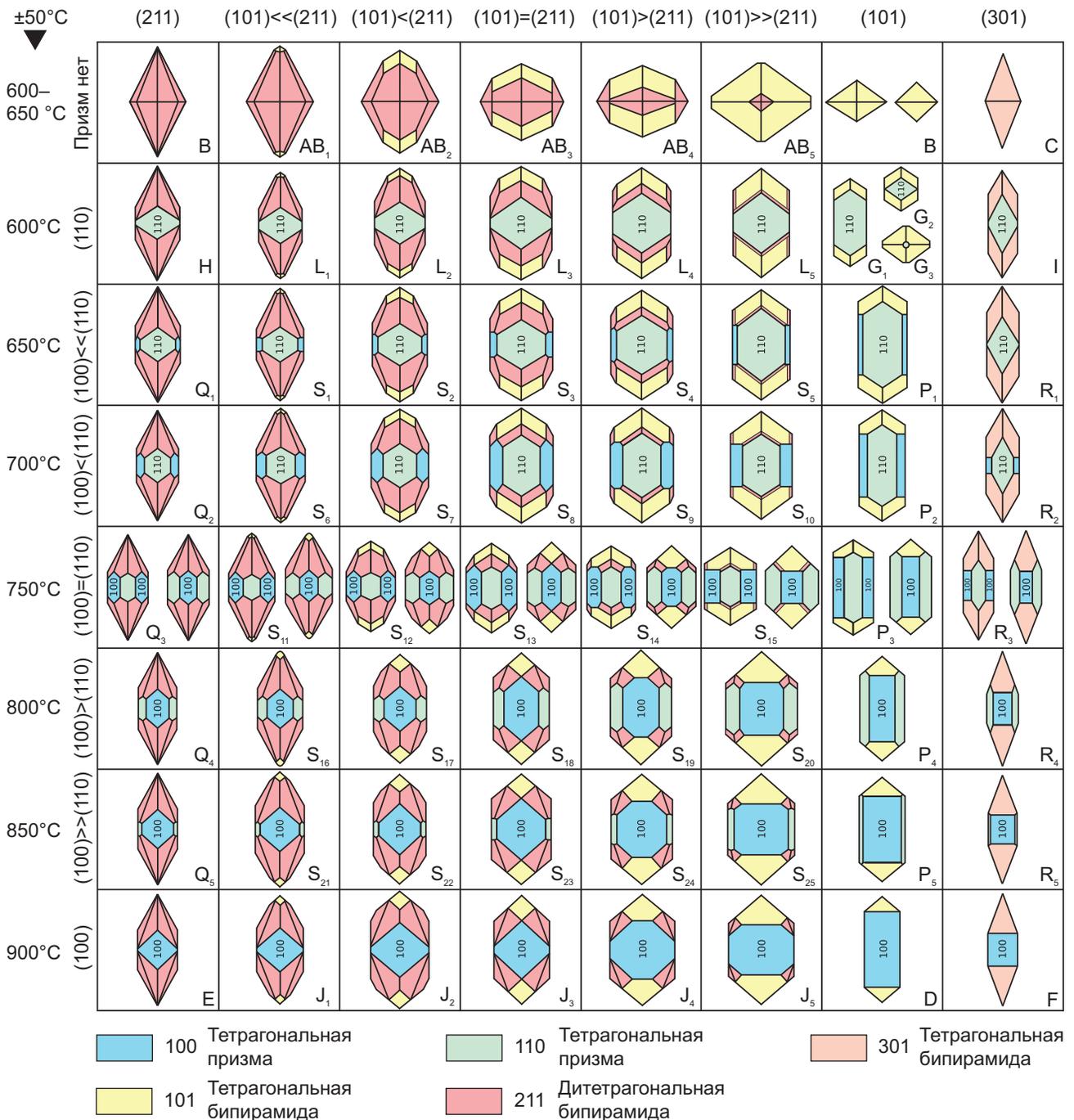


Рис. 2. Типы и подтипы кристаллов циркона и геотермометрическая шкала по Ж. Пюпину [1980; из Silantiev, et al., 2024 с упрощением]

Анализ пробы проводился по следующей схеме: в начале и в конце сессии измерений выполнялось по три и два измерения двух стандартов (внешнего и контрольного) соответственно. Использовались международные эталонные образцы цирконов: Plešovice — внешний стандарт (337 млн лет [Slama, et al., 2008]) и 91500 — контрольный образец (1065 млн лет [Weidenbeck, et al., 1995]). Далее через каждые десять измерений по одному измерению внешнего и контрольного стандартов. По внешнему стандарту проводилась коррекция на фракционирование элементов при лазерном испарении, дискриминацию масс и дрейф настроек масс-спектрометра во времени. Контрольный образец измерялся для проверки

правильности измерений. Также в начале, середине и в конце сессии дополнительно измерялось стандартное синтетическое стекло NIST SRM 612 для учета чувствительности масс-спектрометра.

Обработка масс-спектрометрических данных, учет коррекций, выбор оптимального участка сигнала, расчет изотопных отношений (²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb, ²⁰⁶Pb/²³⁸U, ²⁰⁷Pb/²³⁵U, ²⁰⁸Pb/²³²Th) и соответствующих возрастов проводился с помощью программы Iolite 3.65, встроенной в Igor Pro 7 [Paton, et al., 2010]. Построение диаграмм с конкордией и графики плотностных вероятностей выполнялись в Isoplot 4.15 [Ludwig, 2003]. Диаграммы с конкордией построены по возрастам, рассчитанным по изотопным

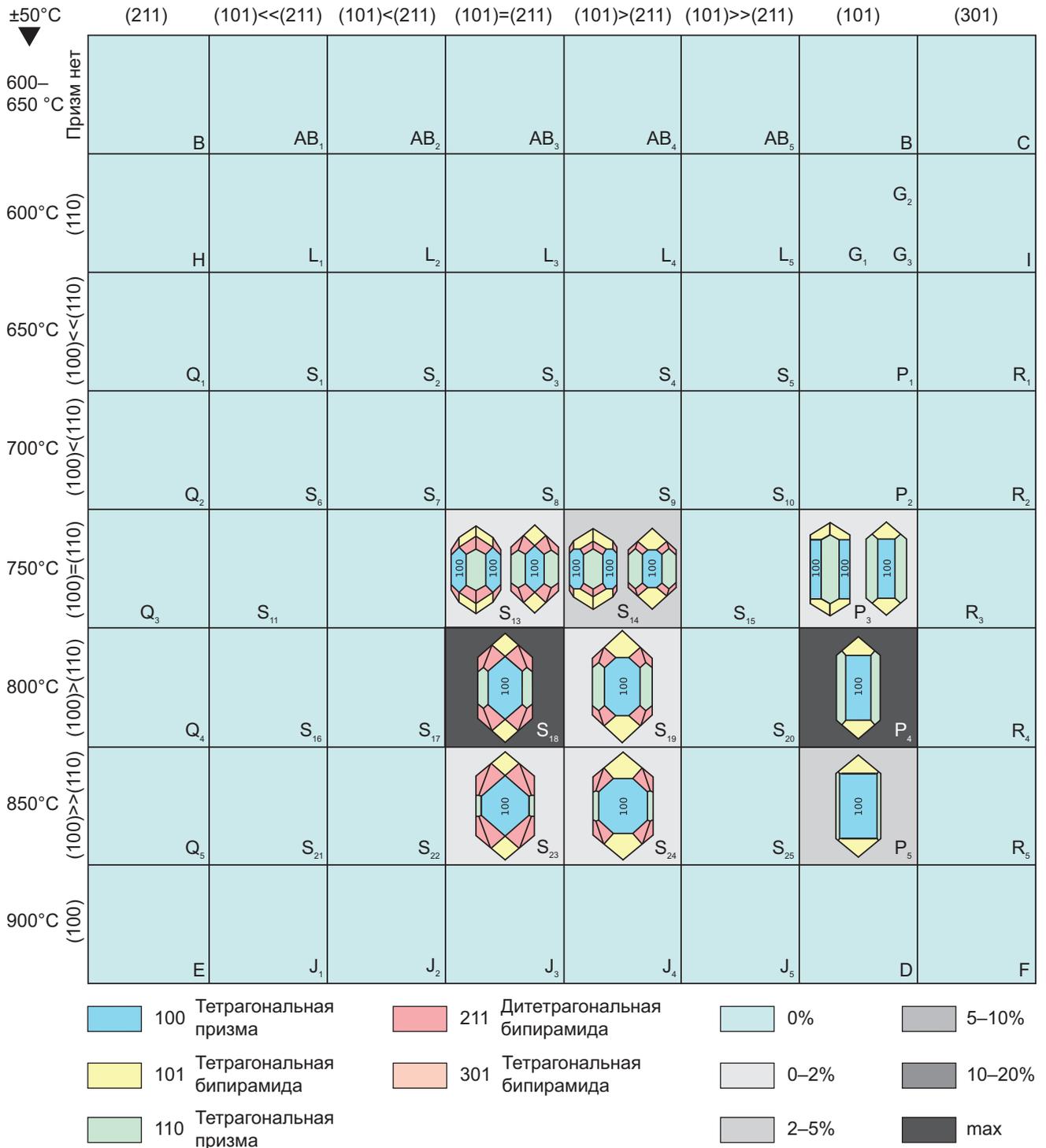


Рис. 3. Количественное распределение морфотипов кристаллов цирконов в обр. К-3-1 согласно диаграмме Ж. Пюпина [Pupin, 1980]; преобладают подтипы S18 и P4 с развитыми призматическими гранями {100}

отношениям $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} - ^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$. Измерения, где дискордантность $< -10\%$ или $> 10\%$ исключались из выборки (в Приложении 3 [Приложение..., 2025] эти значения зачеркнуты).

Результаты исследования. Морфологический анализ и U-Pb LA-ICPMS датирование циркона. Из образца К-3-1 было выделено более 100 зерен цирконов. В изученной пробе преобладают прозрачные кристаллы (более 60%), которые являются либо бесцветными (около 30%), либо имеют желтоватый

(около 15%) или коричневый (около 15%) оттенки. Мутные непрозрачные кристаллы составляют около 40% и в большинстве случаев окрашены в желтоватые и коричневатые оттенки.

В целом выборка циркона содержит около 65% идиоморфных зерен хорошей сохранности. Зерна с обломанными краями и гранями составляют 15–10%, зерна с интенсивной трещиноватостью составляют около 10% и не менее 15% зерен содержат хорошо различимые включения.

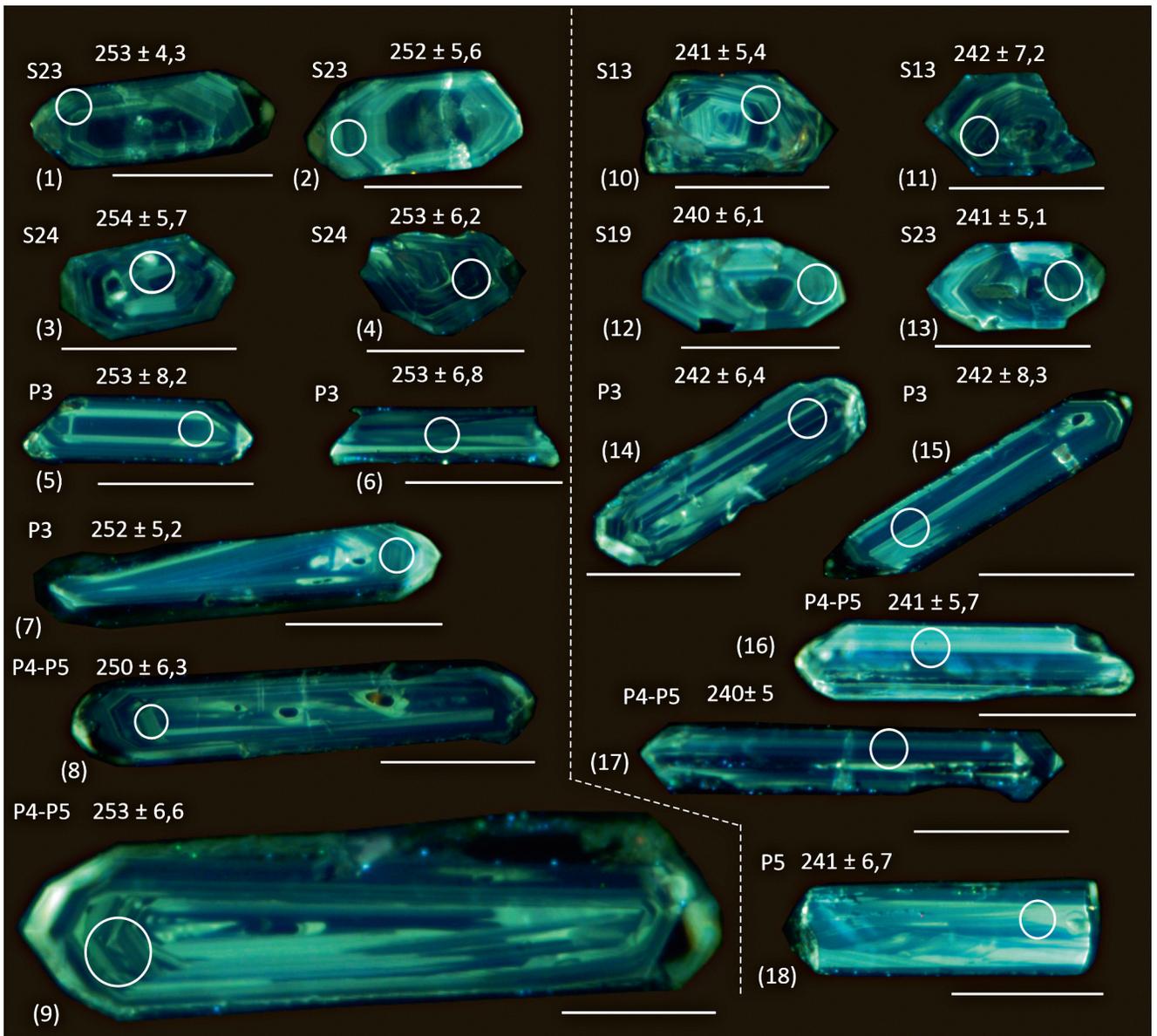


Рис. 4. Катодолуминесцентные изображения цирконов пробы К-3-1 с обозначением участков лазерной абляции (круг) и полуценными U-Pb возрастами

Цирконы преимущественно в виде среднепризматических кристаллов с отношением длины к ширине от 2 до 4 составляют около 90%. Короткопризматические кристаллы с отношением длины к ширине менее 2 — около 5%. Длиннопризматические кристаллы с отношением длины к ширине более 4 встречаются редко, их количество не превышает 1%. Большинство зерен (около 85%) имеют хорошо развитые {100}–{110} призмы и {101}–{211} пирамиды. Кристаллы циркона (110 зерен) были разделены на основные типы и вторичные подтипы согласно классификации Ж. Пюпина [Pupin, 1980] (рис. 3). Диаграмма (рис. 3) свидетельствует, что в выборке идиоморфных кристаллов выделяется две популяции. Первая, преобладающая, популяция представлена кристаллами S-типа ({100}–{110} призмы, {101}–{211} пирамиды), среди которых доминирует подтип S₁₈ (около 60%), совместно с которыми

встречаются единичные зерна подтипов S₁₃, S₁₄, S₁₉, S₂₃ и S₂₄, в сумме не превышающие 5% зерен. Вторая, меньшая по количеству зерен, популяция представлена кристаллами подтипа P ({100}–{110} призмы, {101} пирамиды). В ней доминирует подтип P₄, составляющий в сумме чуть более 30%, наряду с которым встречаются единичные кристаллы подтипов P₃ и P₅ (составляющие в сумме не более 5%).

Согласно CL изображениям, в пробе доминируют цирконы с осцилляторной зональностью, реже с полосчатой (рис. 4; Приложение 2 [Приложение..., 2025]). В некоторых зернах видны признаки метасоматических вторичных изменений. Отношение Th/U варьирует от 0,32 до 0,98. Указанные Th/U отношения, также как осцилляторная и полосчатая зональность, характерны для цирконов магматического происхождения [Corfu, et al., 2003; Wu, Zheng, 2004].

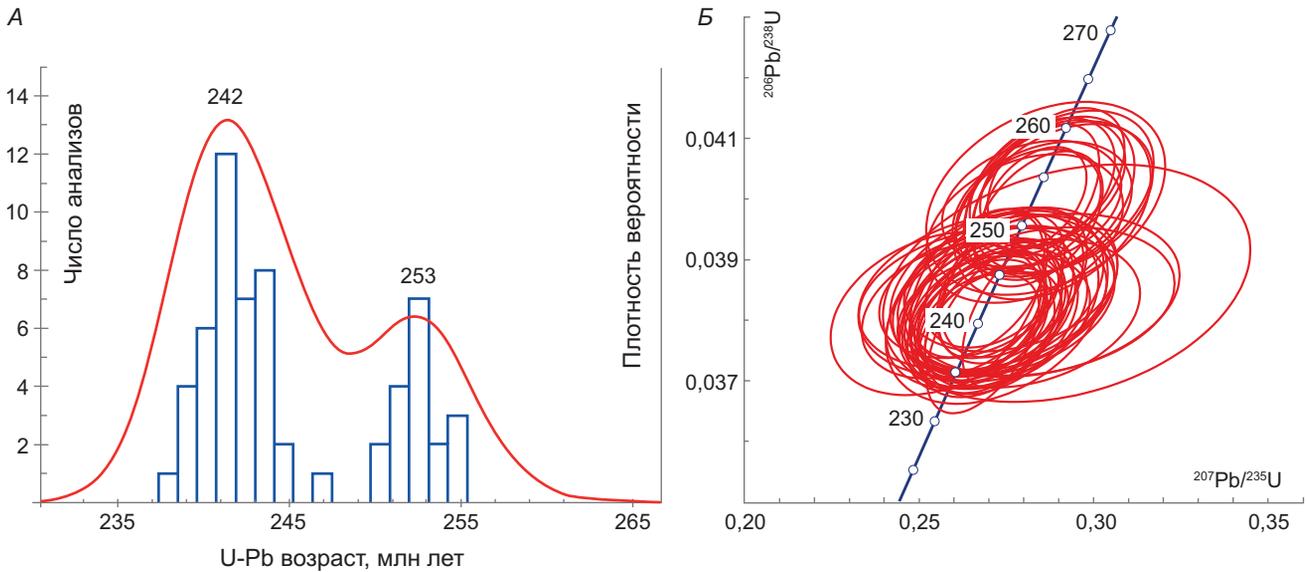


Рис. 5. График плотности вероятности и гистограмма распределения возрастов (А) и график с конкордией (Б) для цирконов образца № К-3-1

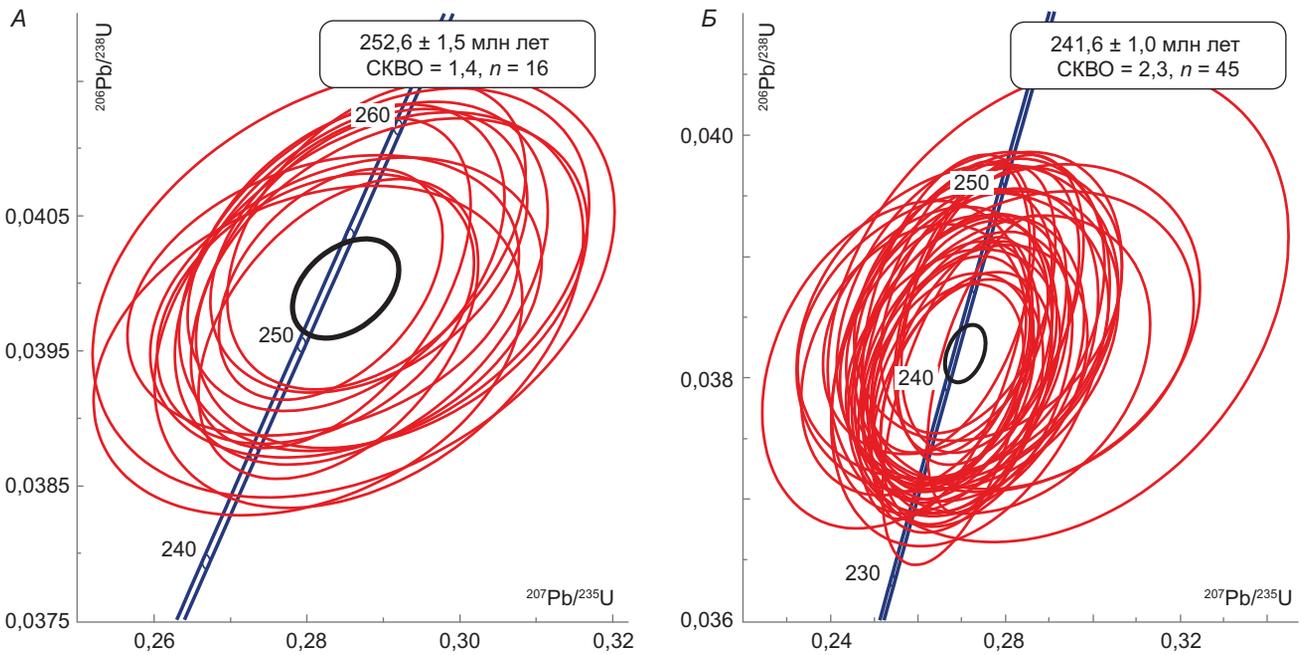


Рис. 6. Графики с конкордией для цирконов образца № К-3-1: (А) древний возрастной кластер, (Б) молодой возрастной кластер; эллипсы соответствуют погрешностям определений отношений для каждого зерна стандарта $\pm 2\sigma$

Датирование было проведено по 80 цирконам. Из этой выборки 19 измерений было исключено по причине высокой ($\geq 10\%$) дискордантности полученных значений возраста. Результаты датирования внешнего и контрольного стандартов, цирконов образца К-3-1 приведены в Приложении 3 ([Приложение..., 2025]). Для построения гистограммы относительной вероятности использовались $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ (< 1000 млн лет) и $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ (> 1000 млн лет) возрасты 61 циркона с дискордантностью (D, %) в интервале от -10% до $+10\%$. В пробе отчетливо выделяются два возрастных кластера цирконов: ~ 242 и ~ 253 млн лет (рис. 5; 6).

По морфологическим признакам цирконы с разными возрастными не отличаются (рис. 3–4). Однако, в выборке цирконов с возрастом ~ 253 млн лет чаще

встречаются обломки кристаллов (например, рис. 4, (4)–(6)).

Более древние цирконы имеют конкордантное значение возраста $252,6 \pm 1,5$ млн лет (рис. 5, А; 6, А). Наиболее молодой возраст $241,6 \pm 1,0$ млн лет (рис. 5, Б; 6, Б), в целом отвечающий границе между анизийским и ладинским ярусами, принят нами как возраст формирования туфового прослоя и вмещающих его отложений эльтонской свиты.

Таким образом, изученная выборка зерен цирконов содержит две популяции, одна из которых, с более молодым возрастом $241,6 \pm 1,0$ млн лет, вероятно происходит из вулканического пепла, а вторая, с возрастом $252,6 \pm 1,5$ млн лет, включает зерна, принесенные из области сноса. Конкордантный возраст

второй выборки может свидетельствовать о том, что на рубеже перми и триаса на рассматриваемой территории наблюдались пеплопады (ashfalls), которые впоследствии были уничтожены эрозией. Цирконы данного возраста вошли в состав минеральной составляющей палеопочв, формировавшихся уже в триасовое (эльтонское) время.

Обсуждение результатов. Нижняя граница ладинского яруса является одной из немногих ратифицированных границ триасового периода. Эталон (GSSP) границы является первое появление аммонитов *Eoprotachyceras curionii* в формации Бухенштайн в разрезе Баголино на севере Италии [Brack, et al., 2005; Lucas, 2010; Ogg, et al., 2020]. Радиоизотопное U-Pb датирование пяти вулканических пеплов указывает на возраст границы в пределах $241,464 \pm 0,064/0,097/0,28$ млн лет [Wotzlaw, et al., 2018].

Согласно современным палеогеографическим реконструкциям, с поздней перми до среднего триаса (260–240 млн лет) изученная территория находилась на южном окончании Лавразии (примерно $30-35^\circ$ с.ш.). Основные рифты и трапповые провинции пермо-триасового рубежа были представлены Днепровско-Доценко-Карпинским (ДДК), Центрально-Азиатским (ЦА), Центрально-Казахстанским (ЦК), зоной Тейсера-Торнквиста (ТТЗ), Западно-Сибирским (ЗС) и Тунгусским бассейнами (ТБ) [400 миллионов..., 2005]. Ближайшими к месту расположения изученного разреза можно считать ДДК, ЦА, ЦК и ЗС вместе с ТБ — Сибирской трапповой провинцией.

Возрастной кластер цирконов ($252,6 \pm 1,5$ млн лет) в обр. К-3-1 может отражать вулканические события на рубеже перми и триаса, скорее всего в основном связанные с рифтами ДДК, ЦА, ЦК [400 миллионов..., 2005; Kent, Muttoni, 2020; Scotese, Schettino, 2017].

В Восточном Предкавказье известны рифтогенные комплексы раннего-среднего триаса системы бассейнов Восточный Маныч-Каясула-Моздок. Здесь распространены вулканические известково-щелочной серии (андезиты, риолиты, игнимбриты и туфы). В поздне триасовое время на протяжении южного края Скифской платформы располагался известковисто-щелочной вулканический пояс субширотного простирания. Магматизм среднего и позднего триаса был надсубдукционным [400 миллионов..., 2005]. Причины магматизма среднего триаса в зоне сочленения океана Палео-Тетис и Лавразии, несмотря на множество исследований и гипотез, остаются дискуссионными. В целом, магматическая активность объясняется рифтингом и субдукцией (см. обзор в статье [Abbas, et al., 2018]). Кратковременные магматические события, вызванные локальной тектонической активностью в ладинском веке, зафиксированы в Южных и Восточных Альпах [Beltrán-Triviño, et al., 2016; Storck, et al., 2019; Huang, et al., 2022; Neubauer, et al., 2021]. Возрастной кластер цирконов ($241,6 \pm 1,0$ млн лет)

в обр. К-3-1 может быть связан с вулканическими событиями, сопровождавшими раскрытие рифтового бассейна Восточный Маныч-Каясула-Моздок.

Полученная радиоизотопная датировка ($241,6 \pm 1,0$ млн лет) отложений, непосредственно подстилающих слои индерской свиты с фауной «*Mastodonsaurus*» в разрезе Кок-Тай, в пределах погрешностей совпадает с датировкой границы анизийского и ладинского ярусов (~241,5 млн лет) [Wotzlaw, et al., 2018; Ogg, et al., 2014, 2020]. Таким образом, основание индерского горизонта в целом соответствует границе анизийского и ладинского ярусов и может быть использовано как нижний возрастной предел распространения фауны «*Mastodonsaurus*» (рис. 7). Для определения верхней возрастной границы этой фауны следует учитывать имеющиеся данные по букобайской свите Южного Приуралья, которая по тетраподам и спорово-пыльцевым комплексам (включая палиноассоциацию из верхов свиты [Твердохлебов и др., 2020]), считается не моложе позднего ладина.

По комплексу темноспондильных амфибий фауна «*Mastodonsaurus*» сопоставляется с позднеладинским тетраподным комплексом леттенкейпера (Lettenkeuper) Центральной Европы [Ochev, Shishkin, 1989; Shishkin, et al., 2000, 2023]. Обе эти ассоциации наземных позвоночных характеризуются доминированием близких форм мастодонзаврид, а также плагиозаврид с «пустулярным» типом покровного орнамента (соответственно, *Plagioscutum caspiense* и немецкий *Plagiosuchus pustuliferus*) [Шишкин, 1987; Шишкин, Очев, 1992]. Дополнительное сходство им придает также присутствие трематозаврид-букобайин (в леттенкейпере — *Trematolestes hagdorni* [Schoch, 2006]) и редких реликтовых хронизухий-быстровианид (в леттенкейпере — *Bystrowiella schumanni* [Witzmann, et al., 2008]). Так как леттенкейпер сопоставляется с верхним ладинами Альпийского бассейна [Kozur, 1974], то и соответствующую ему тетраподную фауну следует датировать поздним ладинами.

Отложения букобайского горизонта Южного Приуралья, вмещающие фауну «*Mastodonsaurus*», по палинологическим данным сопоставляются всеми исследователями с ладинским ярусом. Так, спорово-пыльцевой комплекс из букобайского горизонта близок к комплексам из леттенкейпера (верхний ладин) и морского мастексайского горизонта (нижний ладин) Прикаспийской впадины [Макарова, Вергай, 1995; Ильина, 2001; Кухтинов и др., 2016; Shishkin, et al., 2000]. Букобайский спорово-пыльцевой комплекс также близок к ладинскому палинокомплексу *Converrucosisporites conferteornatus* — *Florinites pseudostriatatus* Северного Приуралья, характеризующему надкраснокаменную свиту [Ильина, 2001; Твердохлебов и др., 2020].

В Прикаспии отложения, охарактеризованные фауной «*Mastodonsaurus*» (верхи индерского горизонта), обнаруживают в датировке по микро-

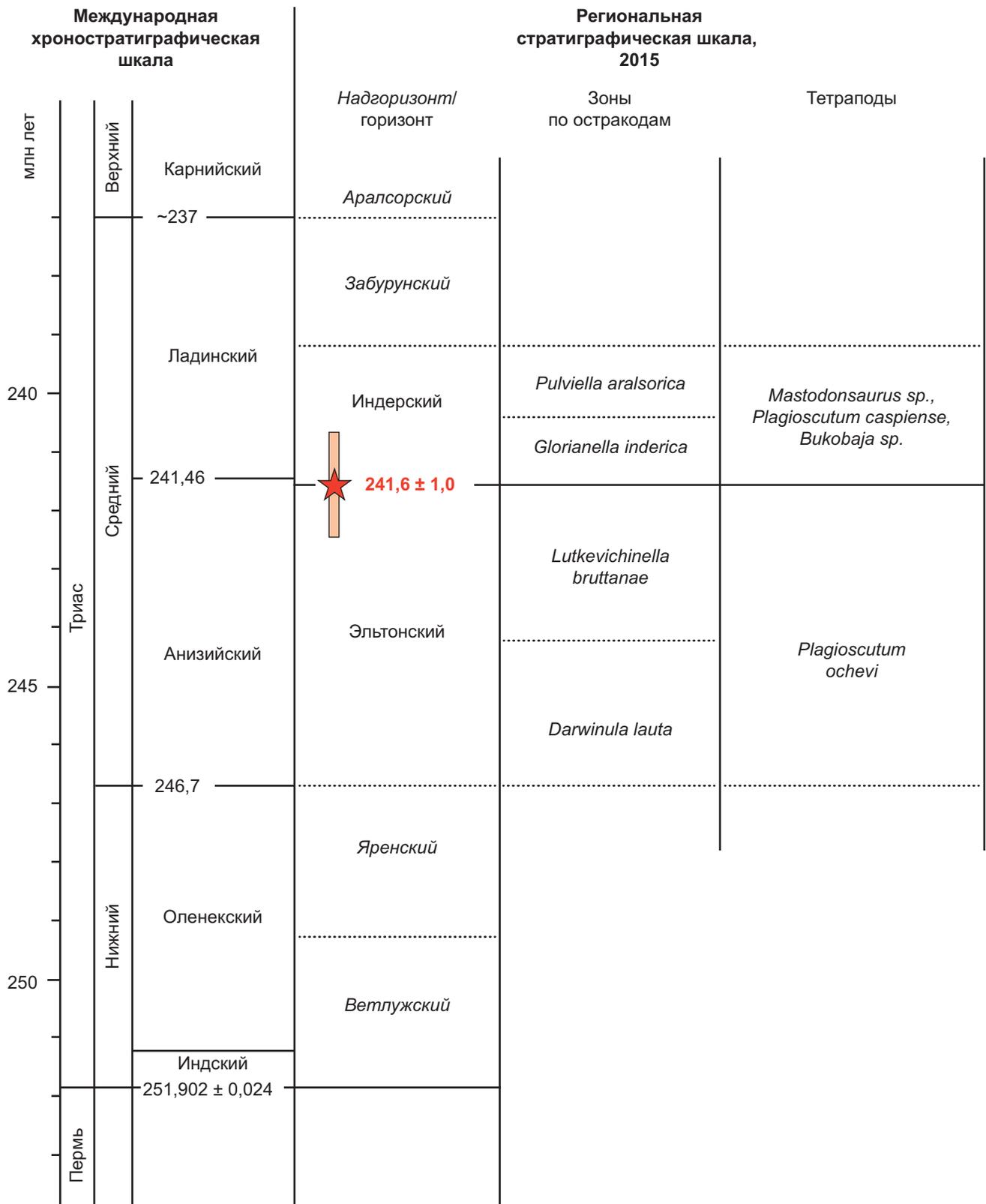


Рис. 7. Схема сопоставления региональных подразделений северо-запада Казахстана [Кухтинов и др., 2016] с Международной шкалой [Ogg, et al., 2020]; звездочка обозначает радиоизотопную датировку, обсуждаемую в статье

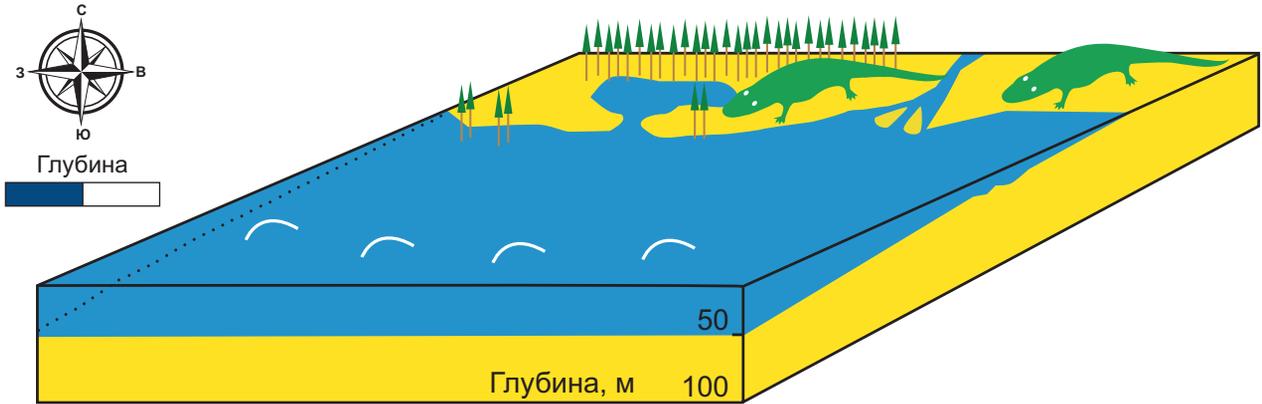
фауне некоторое несоответствие с датировками по тетраподам. Так, остракодовая зона *Pulviella aralsorica*, ассоциируемая здесь с остатками фауны «*Mastodonsaurus*», датируется поздним анизием-ранним ладием [Кухтинов, 1999], а верхи индерского горизонта в восточной части Прикаспийской

впадины (верхнекиильская подсвета) по палинологическим данным — либо в том же возрастном интервале [Ярошенко и др., 2001], либо как поздний анизий [Ильина, 2001].

Еще большие противоречия во взглядах на возраст фауны «*Mastodonsaurus*» приведены в работах

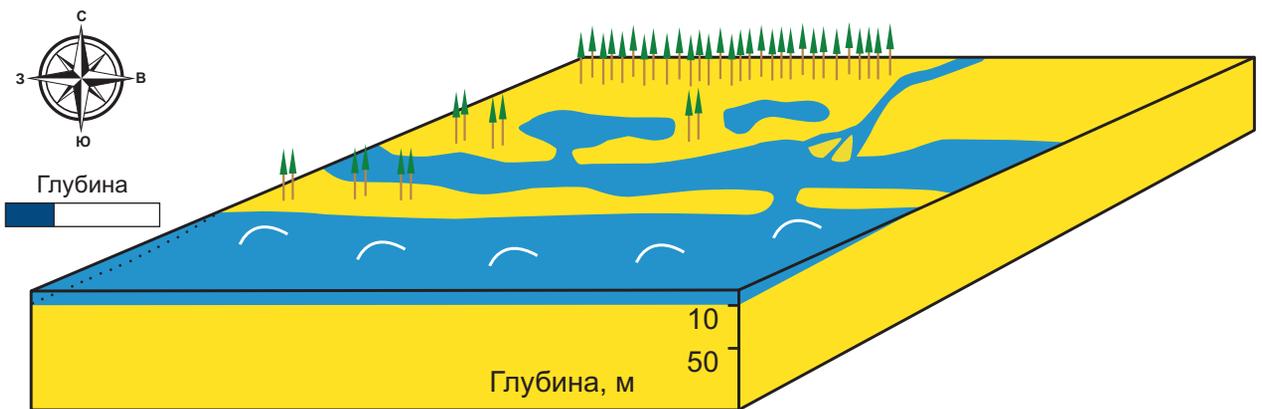
Позднеиндерское время

В



Раннеиндерское время

Б



Эльтонское время

А

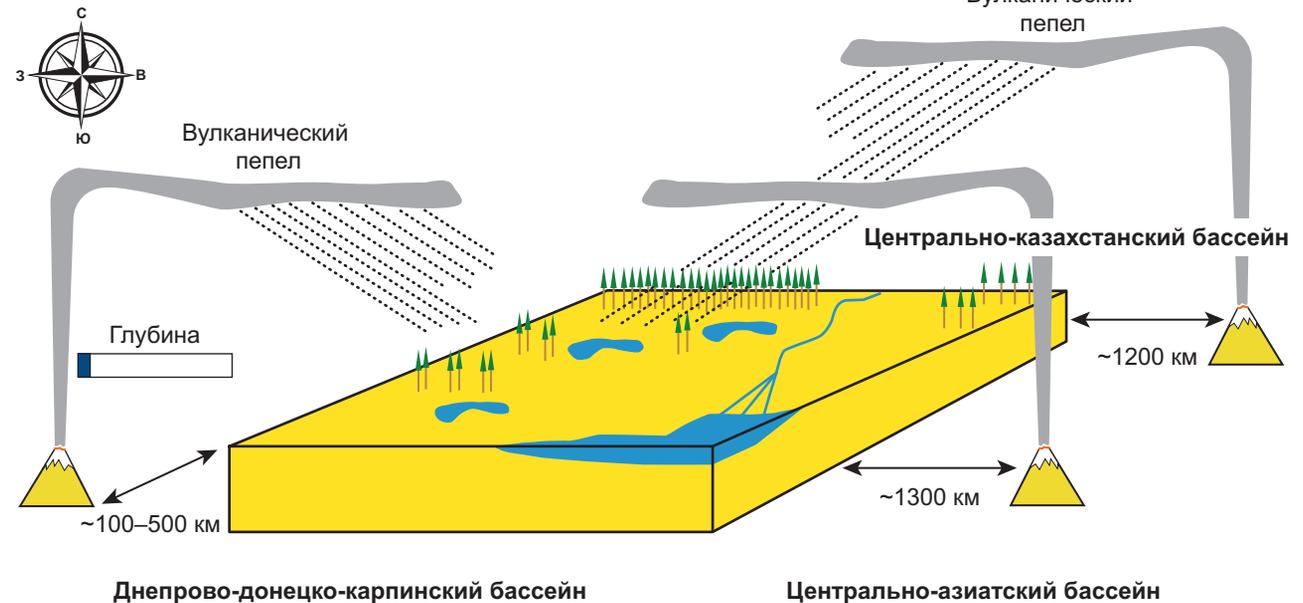


Рис. 8. Модель палеогеографических условий формирования эльтонской и индерской свит: А — существенно континентальная обстановка с палеопочвами и редкими трансгрессиями в эльтонское время; Б — преимущественно прибрежно-морская обстановка приливно-отливной зоны пляжа в раннеиндерское время; В — преимущественно прибрежно-морская обстановка зоны сублиторали, лежащей между уровнями воздействия слабых и штормовых волн в позднеиндерское время: 1 — вулканическая активность и пеплопады атмосферные осадки; 2 — реки; 3 — мастодонтозавры; 4 — наземная растительность

Е.В. Мовшовича и Х. Коцура [Мовшович, Коцур, 1975; Мовшович, 1980, 1998], согласно которым индерская свита не распространяется выше среднего анизия, а букобайская — почти целиком (за исключением верхней части) сопоставлена с верхним анизием. Основой для такой корреляции послужило сопоставление выделенных этими авторами остракодовых комплексов с комплексами из Северогерманской впадины.

В недавно утвержденной Актуализированной стратиграфической схеме триасовых отложений Прикаспийского региона [Кухтинов и др., 2016] были учтены новые материалы, ревизованы ранее известные данные и сделана попытка увязки всех известных сведений по разным группам палеонтологических остатков. Согласно этой схеме индерский горизонт большей своей частью соответствует верхнеанизийскому подъярису, и лишь его верхи, охарактеризованные фауной «*Mastodonsaurus*» в северо-западной части Прикаспийской впадины, сопоставлены с низами нижнеладинского [Кухтинов и др., 2016]. При этом было высказано предположение, что различия в датировках по остракодам, выявленные в работах Е.В. Мовшовича и Х. Коцура, с одной стороны, и Д.А. Кухтинова — с другой, связаны с различной соленостью Германского и Прикаспийского палеобассейнов [Кухтинов, 1999; Кухтинов и др., 2016]. Букобайский горизонт в рассматриваемой схеме отвечает большей части нижнего и всему верхнему подъярису ладина.

Закключение. Показана возможность сохранения измененных туфовых прослоев в палеопочвах триасовой континентальной формации Прикаспийской впадины; эти туфовые прослои могут содержать зерна цирконов в достаточном для радиоизотопного датирования количестве.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

400 миллионов лет геологической истории южной части Восточной Европы / Никишин А.М., Фокин П.А., Тихомиров П.Л. и др. М.: Геокарт, GEOS, 2005. 388 с. + 2 вклейки (Роснедра, Геокарт, МГУ)

Ильина Н.В. Палиностратиграфия среднего триаса Тимано-Североуральского региона. Екатеринбург: УрО РАН, 2001. 230 с.

Кухтинов Д.А. О среднем триасе Северного Прикаспия в связи с проблемами межрегиональной корреляции // Вопросы общей стратиграфической корреляции: Межвуз. сб. науч. тр. Саратов: Изд-во Саратов. ун-та, 1999. С. 76–103.

Кухтинов Д.А., Ярошенко О.П., Шишкин М.А. и др. Актуализированная стратиграфическая схема триасовых отложений Прикаспийского региона. М.: ФГБУ «ВНИГНИ», 2016. 36 с.

Макарова И.С., Вергай И.Ф. Миоспоры // Биостратиграфия континентального триаса Южного Приуралья. М.: Наука, 1995. С. 120–129.

Мовшович Е.В. О возрасте суракайской свиты триаса Оренбургского Приуралья // Новое в стратиграфии триаса Палеоурала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1980. С. 62–66.

Мовшович Е.В. Корреляция среднетриасовых отложений Северо-Каспийского и Германского бассейнов //

Радиоизотопные U-Pb LA-ICPMS датировки ($241,6 \pm 1,0$ млн лет) отложений, непосредственно подстилающих слои индерской свиты с фауной «*Mastodonsaurus*» в разрезе Кок-Тау свидетельствуют о том, что основание индерского горизонта может соответствовать границе анизийского и ладинского ярусов, и может быть использовано как нижний возрастной предел распространения фауны «*Mastodonsaurus*».

Накопление эльтонской свиты происходило преимущественно в континентальной обстановке, а индерской — преимущественно в прибрежно-морской. Схематическая палеогеографическая модель условий формирования в эльтонское и индерское время приведена на рис. 8.

Полученные радиоизотопные датировки, а также палеонтологические данные по букобайскому горизонту Южного Приуралья позволяют оценить возраст фауны «*Mastodonsaurus*» как целиком ладинский; отсутствие остатков этой фауны в более высоких частях (мастексайский и акмамыкский горизонты) среднего триаса Прикаспийской впадины можно объяснить морским (солонатоводным) генезисом этих отложений.

Финансирование. Исследование выполнено за счет средств Программы стратегического академического лидерства Казанского (Приволжского) федерального университета (ПРИОРИТЕТ-2030). Исследования были профинансированы Комитетом науки Министерства науки и высшего образования Республики Казахстан в рамках грантового финансирования № AP 19177208 «Изучение биоразнообразия ископаемых морских рептилий в Западном Казахстане». Исследование выполнено в рамках государственного задания МГУ имени М.В. Ломоносова.

Стратиграфия. Региональная корреляция. 1998. Т. 6, № 2. С. 18–26.

Мовшович Е.В., Коцур Х. О принципиальных вопросах стратиграфии триасовых отложений Северо-Каспийской впадины // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1975. № 10. С. 106–112.

Приложения к статьям: Силантьев В.В., Куликова А.В., Новиков И.В. и др. Возраст тетраподной фауны «*Mastodonsaurus*» (средний триас) Восточно-Европейской платформы: первые данные радиоизотопного U-Pb LA-ICPMS датирования. 2025. <https://zenodo.org/records/15158995>

Силантьев В.В., Куликова А.В., Новиков И.В. и др. Возраст тетраподной фауны «*Mastodonsaurus*» (средний триас) Восточно-Европейской платформы: первые данные радиоизотопного U-Pb LA-ICPMS датирования. Статья 1. Литологическая характеристика и условия формирования // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2025. № 2. С. 19–32.

Твердохлебов В.П., Сенников А.Г., Новиков И.В., Ильина Н.В. Самый молодой триасовый комплекс наземных позвоночных в России: состав и датировка // Палеонтол. журн. 2020. № 3. С. 87–102.

- Шишкин М.А. Эволюция древних амфибий. М.: Наука, 1987. 142 с. (Тр. Палеонтол. Ин-та АН СССР. Т. 225)
- Шишкин М.А., Очев В.Г. О возрасте эриозуховой и мастодонзавровой фаун позвоночных Восточной Европы // Изв. РАН. Сер. геол. 1992. № 7. С. 28–35.
- Ярошенко О.П., Макарова И.С., Романовская Г.М., Ровнина Л.В., Фефилова Л.А. Палинокомплексы отложений среднего и верхнего триаса Прикаспийской впадины // Недр Поволжья и Прикаспия. Саратов: НВНИИГ, 2001. Вып. 26. С. 10–18.
- Abbas H, Michail M., Cifelli F., et al. Emplacement modes of the Ladinian plutonic rocks of the Dolomites: Insights from anisotropy of magnetic susceptibility // J. Struct. Geol. 2018. No. 113. P. 42–61.
- Beltrán-Triviño A., Winkler W., von Quadt A., Gallhofer D. Triassic magmatism on the transition from Variscan to Alpine cycles: evidence from U–Pb, Hf, and geochemistry of detrital minerals // Swiss J. Geosci. 2016. Vol. 109, No. 3. P. 309–328.
- Brack P., Rieber H, Nicora A. Mundil R. The global boundary stratotype section and point (GSSP) of the Ladinian Stage (Middle Triassic) at Bagolino (southern Alps, northern Italy) and its implications for the Triassic time scale // Episodes. 2005. Vol. 28. P. 233–244.
- Huang Q., Neubauer F., Liu Y., et al. Permian- Triassic granites of the Schladming complex (Austroalpine basement): Implications for subduction of the Paleo-Tethys Ocean in the Eastern Alps // Gondwana Res. 2022. Vol. 109, No. 5. P. 205–224.
- Kent D.V., Muttoni G. Pangea B and the Late Paleozoic Ice Age // Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 2020. Vol. 553: 109753. S. 1–56.
- Kozur H. Biostratigraphie der germanischer Mitteltrias. Teil I // Freiberg. Forsch. 1974. C. 280. S. 1–56.
- Lucas S.G. The Triassic chronostratigraphic scale: History and status // Geol. Soc. Spec. Publ. 2010. Vol. 334. P. 17–39.
- Neubauer F., Liu Y, Dong Y, Chang R., Genser J., Yuan S. Pre-Alpine tectonic evolution of the Eastern Alps: From Prototethys to Paleotethys // Earth-Sci. Rev. 2021. Vol. 226: 103923.
- Oчев V.G., Shishkin M.A. On the principles of global correlation of the continental Triassic on the tetrapods // Acta Palaeontol. Pol. 1989. Vol. 34, No. 2. P. 149–173.
- Ogg J. G., Huang C, Hinnov L. Triassic timescale status: a brief overview // Albertiana. 2014. No. 41. P. 3–30.
- Ogg J.G., Chen Z.Q., Orchard M.J. Jiang H.S. The Triassic Period // Geologic Time Scale. Vol. 2 / Ed. F.M. Grandstein, J.G. Ogg, M.D. Schmitz, G.M. Ogg. Elsevier, 2020. P. 902–953.
- Paton Ch., Woodhead J.D., Hellstrom J.C., et al. Improved laser ablation U-Pb zircon geochronology through robust down-hole fractionation correction // Geochem., Geoph., Geosyst. 2010. No. 11(3). P. 1–36. <https://doi.org/10.1029/2009gc002618>
- Pupin J.P. Zircon and granite petrology // Contrib. Mineral. Petrol. 1980. Vol. 73, Is. 3. P. 207–220.
- Scotese C.R., Schettino A. Late Permian-Early Jurassic Paleogeography of Western Tethys and the World // Permo-Triassic Salt Provinces of Europe, North Africa and the Atlantic Margins: Tectonics and Hydrocarbon Potential / Ed. J.I. Soto, J.F. Flinch, G. Tari Elsevier, 2017. P. 57–95.
- Shishkin M.A., Novikov I.V., Sennikov A.G., et al. Triassic tetrapods of Russia // Paleontol. J. 2023. No. 12. P. 1353–1539.
- Shishkin M.A., Oчев V.G., Lozovskii V.R., Novikov I.V. Tetrapod biostratigraphy of the Triassic of Eastern Europe // The Age of Dinosaurs in Russia and Mongolia / Eds. M.J. Benton, M.A. Shishkin, D.M. Unwin, E.N. Kurochkin. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 2000. P. 120–139.
- Schoch R.R. A complete trematosaurid amphibian from the Middle Triassic of Germany // J. Vertebr. Paleontol. 2006. Vol. 26, No. 1. P. 29–43.
- Silantiev V.V., Arbuzov S.I., Tichomirowa M., et al. First U-Pb (CA-ID-TIMS) Dating of the Uppermost Permian Coal Interval in the Minusinsk Coal Basin (Siberia, Russia) Using Zircon Grains from Volcanic Ashfalls // Minerals. 2024. Vol. 14, No. 10: 982.
- Slama J., Kosler J., Condon D.J., et al. Plesovice zircon — a new natural reference material for U-Pb and Hf isotopic microanalysis // Chem. Geol. 2008. Vol. 249, No. 1–2. P. 1–35.
- Storck J.C., Brack P., Wotzlaw J.F., Ulmer P. Timing and evolution of middle triassic magmatism in the southern alps (Northern Italy) // J. Geol. Soc. 2019. Vol. 176, No. 2. P. 253–268.
- Wiedenbeck M., Alle P., Corfu F., et al. Three Natural Zircon Standards for U-TH-PB, LU-HF, Trace Element and Re Analyses // Geostand. Newsl. 1995. Vol. 19, No. 1. P. 1–23.
- Witzmann F., Schoch R.R., Maisch M.W. A relict basal tetrapod from Germany: first evidence of a Triassic chroniosuchian outside Russia // Naturwissenschaften. 2008. No. 95. P. 67–72.
- Wotzlaw J.F., Brack P., Storck J.C. High-resolution stratigraphy and zircon U-Pb geochronology of the middle triassic buchenstein formation (dolomites, Northern Italy): Precession-forcing of hemipelagic carbonate sedimentation and calibration of the anisian-ladinian boundary interval // J. Geol. Soc. 2018. Vol. 175, No. 1. P. 71–85.

Статья поступила в редакцию 14.05.2024,
одобрена после рецензирования 12.05.2025,
принята к публикации 28.06.2025

УДК 551.763.1:550.384(477.9)
doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2025-64-3-38-43

О НАХОДКЕ *MENUITES (MENUITES) FRESVILLENSIS* (SEUNES, 1890) (AMMONOIDEA, PACHYDISCIDAE SPATH) ИЗ МААСТРИХТСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮГО-ЗАПАДНОГО КРЫМА

Евгений Юрьевич Барабоскин^{1✉}, Мария Алексеевна Устинова²

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; EJBaraboshkin@mail.ru ✉, <https://orcid.org/0000-0003-4373-1543>

² Геологический институт РАН, Москва, Россия; ustinova_masha@mail.ru, <https://orcid.org/0000-0003-3732-4183>

Аннотация. В осыпи горы Бешкош недалеко от г. Бахчисарай впервые в Юго-Западном Крыму найден зональный вид-индекс верхнего маастрихта аммонит *Menuites (Menuites) fresvillensis* (Seunes). Данная находка позволяет уточнить биостратиграфическую схему маастрихтских отложений Крыма и расширить представление о географическом распространении этого аммонита. Сравнительно бедный комплекс известкового наннопланктона, извлеченный из скола породы с аммонита, указывает на возможное происхождение находки из пачки XXII верхнего маастрихта.

Ключевые слова: аммонит, *Menuites (Menuites) fresvillensis*, наннопланктон, верхний мел, верхний маастрихт, биостратиграфия, Юго-Западный Крым

Для цитирования: Барабоскин Е.Ю., Устинова М.А. О находке *Menuites (Menuites) fresvillensis* (Seunes, 1890) (Ammonoidea, Pachydiscidae Spath) из маастрихтских отложений Юго-Западного Крыма // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2025. № 3. С. 38–43.

ON THE DISCOVERY OF *MENUITES (MENUITES) FRESVILLENSIS* (SEUNES, 1890) (AMMONOIDEA, PACHYDISCIDAE SPATH) FROM THE MAASTRICHTIAN DEPOSITS OF THE SOUTH-WESTERN CRIMEA

Evgeniy Yu. Baraboshkin^{1✉}, Maria A. Ustinova²

¹ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; EJBaraboshkin@mail.ru ✉, <https://orcid.org/0000-0003-4373-1543>

² Geological Institute RAS, Moscow, Russia; ustinova_masha@mail.ru, <https://orcid.org/0000-0003-3732-4183>

Abstract. In the talus of Mount Beshkosh near the city of Bakhchisarai, the zonal index species of the Upper Maastrichtian ammonite *Menuites (Menuites) fresvillensis* (Seunes) was found for the first time in Southwestern Crimea. This find allows us to refine the biostratigraphic scheme of the Maastrichtian deposits of Crimea and expand our understanding of the geographical distribution of this ammonite. The relatively poor assemblage of calcareous nannoplankton extracted from a rock chip from the ammonite indicates a possible origin of the find from Member XXII of the upper Maastrichtian.

Keywords: ammonite, *Menuites (Menuites) fresvillensis*, nannoplankton, Upper Cretaceous, Upper Maastrichtian, biostratigraphy, Southwestern Crimea

For citation: Baraboshkin E. Yu., Ustinova M. A. On the discovery of *Menuites (Menuites) fresvillensis* (Seunes, 1890) (Ammonoidea, Pachydiscidae Spath) from the Maastrichtian deposits of the South-Western Crimea. *Moscow University Geol. Bull.* 2025; 3: 38–43. (In Russ.).

Введение. О находках аммонитов из верхне-маастрихтских отложений Юго-Западного Крыма сообщалось в целом ряде работ, однако их изображения, позволяющие идентифицировать находки, приведены лишь в нескольких [Михайлов, 1951; Найдин, Шиманский, 1959; Аркадьев, Богданова, 1997; Йолкичев, Найдин, 1999; Arkadiev, et al., 2000; Барабоскин, 2024; Baraboshkin, et al., 2024]. Вместе с тем биостратиграфическое расчленение верхнего маастрихта на основе аммонитов разрабатывается уже достаточно давно. Так, в работе [Weber, Malicheff, 1923] был обозначен комплекс аммонитов для всего маастрихтского яруса, а в работе [Михайлов, 1951] для юга СССР было предложено рассматривать

верхний маастрихт в объеме подзоны *Pachydiscus neubergicus* зоны *Discoscaphites constrictus*. В других публикациях предшественников [Найдин, Шиманский, 1959; Алексеев, 1989; Аркадьев, Богданова, 1997; Йолкичев, Найдин, 1999; Arkadiev, et al., 2000]. зональное расчленение не предлагалось, но из верхнемаастрихтской части разреза, возраст которой был обоснован другими палеонтологическими группами, указывались находки аммонитов *Pachydiscus (P.) gollevillensis* (d'Orb.), *P. (P.) jacquoti* (Seun.) (пачка XXII по [Алексеев, 1989]) и *Pachydiscus (P.) neubergicus* (von Hauer), *Diplomoceras cylindraceum* (Defr.) (пачка XXIII). К сожалению, большая часть находок происходит из осыпи и привязать их к разрезу возможно

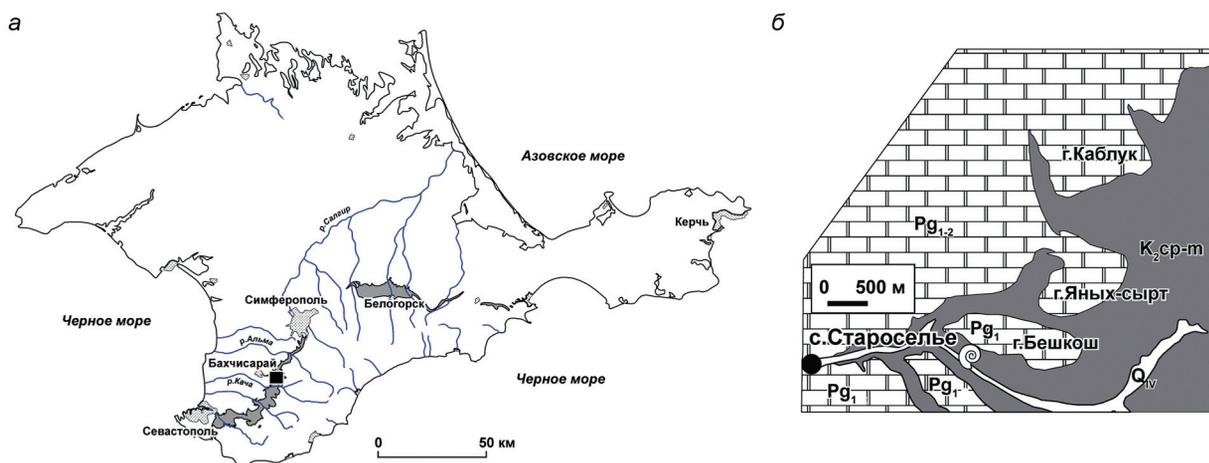


Рис. 1. Место находки аммонита в Крыму (А) и в районе горы Бешкош (Б)

только на основе литологии и микрофоссилий, извлеченных из ядер аммонитов.

На основе ревизии находок аммонитов, хранящихся в геологическом музее Крымского учебно-научного центра МГУ имени профессора А.А. Богданова, в Музее Землеведения МГУ, а также собственных сборов, была предложена новая биостратиграфическая схема по аммонитам для верхнего маастрихта Юго-Западного Крыма [Барaboшкин, 2024; Varaboshkin, et al., 2024]. Она включала верхнюю часть зоны *Pachydiscus neubergicus* (пачка XXII) [Varaboshkin, et al., 2024], которая позже была заменена зоной *Pachydiscus jacquoti* [Барaboшкин, 2024]; в терминальной части маастрихта зоны установлены не были. При этом зона *Pachydiscus jacquoti* сопоставлялась с зоной *Menuites fresvillensis* Северо-Западной Европы [Kennedy, 2019].

В июне 2024 г. сотрудником геологического факультета МГУ Ю.А. Ермаковым в осыпи в основании горы Бешкош, недалеко от окраины г. Бахчисарай (рис. 1) была сделана уникальная находка аммонита *Menuites (Menuites) fresvillensis* (Seun.). Она представляет собой деформированное ядро крупного фрагмента, выполненное сильно известковым окремненным песчаником, аналогичным породам пачки XXII. Вероятно, это первая находка данного аммонита не только с территории Юго-Западного Крыма, но и с территории Российской Федерации. Как сказано выше, данный аммонит является видоиндексом одноименной зоны верхнего маастрихта, выделяемой различных регионах. Это позволяет обозначить присутствие данной зоны и в разрезах Юго-Западного Крыма, границы которой будут устанавливаться в дальнейшем.

Для уточнения привязки аммонита к разрезу из сколов породы с ядра аммонита был изучен комплекс известкового наннопланктона.

Палеонтологическое описание. Таксономическое положение найденного аммонита принято в соответствии с работой [Kennedy, 2019]. При описании использованы стандартные терминология и замеры

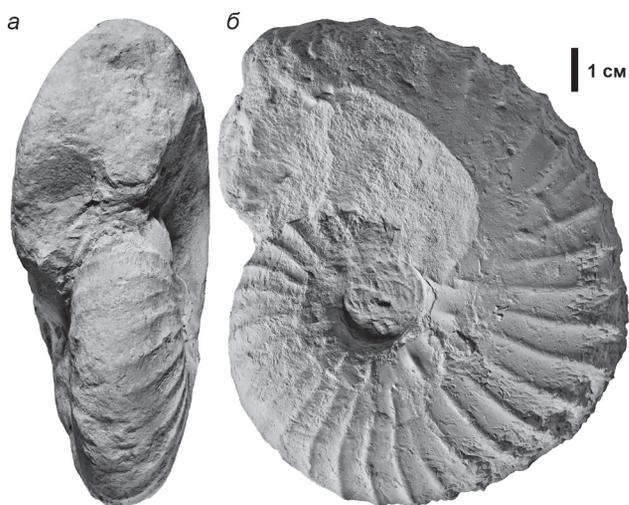


Рис. 2. *Menuites (Menuites) fresvillensis* (Seunes, 1890), экз. № 161/1: а — с брюшной стороны, б — сбоку; осыпь в основании горы Бешкош, недалеко от окраины г. Бахчисарай, Бахчисарайский район, Республика Крым. Образец покрыт хлористым аммонием. Фото Е.Ю. Барaboшкина

раковин, приведенные в [Аркадьев, Богданова, 1997], но из-за деформации размеры искажены. Коллекция хранится в Музее Землеведения МГУ имени М.В. Ломоносова (МЗ МГУ), № 158.

- Отряд Ammonoidea Zittel, 1884
- Подотряд Ammonitina Hyatt, 1889
- Надсемейство Desmoceratoidea Zittel, 1895
- Семейство Pachydiscidae Spath, 1922
- Род *Menuites* Spath, 1922
- Подрод *Menuites* Spath, 1922
- Menuites (Menuites) fresvillensis* (Seunes, 1890)

Рис. 2, а, б.

1890 *Pachydiscus Fresvillensis*: Seunes, p. 236, pl. 7, fig. 1; pl. 8, fig. 1–3.

1974 *Pachydiscus colligatus fresvillensis*: Акоюн, Атабекян, Шиманский, с.274, табл. 144, фиг. 2; табл.145, фиг. 3.

1986 *Anapachydiscus fresvillensis*: Kennedy, p. 42, pl. 7, pl. 8; pl. 9, fig. 1–3; text-figs. 3 m, n, q; 4a (синонимика).

2002 *Menuites fresvillensis*: Al-Nase, Al-Badrani, p. 2, pl. 1, fig.1–3, 4.

2006 *Menuites (Menuites) fresvillensis*: Kennedy, Klinger, p. 76; figs. 69–70, 71e, f, 72b, c, 73 (дополнительная синонимика).

2010 *Menuites fresvillensis*: Salazar, et al., p. 214, figs. 30, 32c-d, 33a-b, 34a-b, 35a-b, 36a-b (дополнительная синонимика).

2013 *Menuites fresvillensis*: Salazar, et al., p.43, fig. 6.

2017 *Menuites fresvillensis*: Jagt, Jagt-Yazykova, Kaddumi, Lindgren, p. 4, fig. 3A–C

2018 *Menuites fresvillensis*: Corral Arroyo, fig. 9.6 C-D, E-F (только).

Лектотип — экземпляр № A1186 Ж. Сене [Seunes, 1890, p. 3, pl. 2 (1), fig. 1], в коллекции Университета Клода Бернара в Лионе из верхнемаастрихтских “Calcaire à Baculites” из Фресвилля, Манш, Франция. Лектотип выбран У. Кеннеди [Kennedy, 1986, p. 44] и переизображен в [Kennedy, 1986; Ward, Kennedy, 1993].

Описание. Раковина крупная, инволютная, диаметр сохранившейся части (Д) составляет 112 мм. Умбилик узкий, Ду = 21 мм, составляет почти 19% диаметра. Умбиликальная стенка крутая, не широкая, с возрастом становится вертикальной. Обороты высокие (В = 56 мм), не широкие (Ш = 40 мм) с максимальной шириной на умбиликальных бугорках. Ребра начинаются на умбиликальном перегибе и выше образуют удлиненный умбиликальный бугорок, на котором они обычно разделяются на две ветви. Ветви с небольшим изгибом вперед следуют в направлении вентра, где изгиб и высота ребер несколько увеличиваются, достигая максимума на вентральном перегибе. Над сифональной частью ребра незначительно понижаются. В одном случае наблюдаются три ветви, начинающиеся на уровне умбиликальных бугорков, но без образования самого бугорка. В двух случаях присутствует очень короткое интеркалирующее ребро, возникающее на вентральном перегибе. На половине оборота насчитывается 8 умбиликальных бугорков и 18 ребер (всего на обороте насчитывается 34 ребра). С возрастом ребра сильно понижаются в средней части оборотов, которая становится почти гладкой.

Сравнение. Данный образец близок к лектотипу [Kennedy, 1986], отличаясь от него, кроме несколько меньшего размера, более рельефными ребрами, сохранившимися на ядре. Остальные параметры весьма похожи.

От других видов *Menuites (Menuites) vistulensis* [Błaszkiwicz, 1980] ощутимо отличается более грубыми и редкими ребрами, а также большей эволюционностью раковины. Близкий *Menuites (Menuites) terminus* [Ward, Kennedy, 1993] имеет более тонкую и вдвое более частую ребристость.

Замечания. Детальная ревизия данного вида проведена в работах [Kennedy, 1986; Ward, Kennedy, 1993; Kennedy, Klinger, 2006]. Список синонимики *Menuites (Menuites) fresvillensis* содержит более 40 публикаций, поэтому здесь даны ссылки на работы, в которых отражена вся синонимика. Среди находок, не от-

меченных предыдущими исследователями, можно назвать следующие.

В «Атласе ископаемой фауны Армянской ССР» [Акопян и др., 1974] переизображены *Pachydiscus colligalus fresvillensis* Seunes и *P. colligatus michailovi* Atabekian et Akopian из работы [Атабекян, Акопян, 1969] и ранее включенные У. Кеннеди [Kennedy, 1986] в синонимическую *Menuites (Menuites) fresvillensis*.

В статье [Jagt, 1995] приведено изображение обломка аммонита *Menuites fresvillensis* ? со знаком вопроса. Действительно, сохранность этого аммонита весьма фрагментарная, однако, если его интерпретировать как *Menuites*, то это скорее *Menuites (Menuites) terminus* (Ward et Kennedy) ввиду очень частых ребер на вентральной стороне.

Фрагмент оборота *Menuites fresvillensis* в работе [Al-Nase, Al-Badrani, 2002] следует определять в открытой номенклатуре ввиду плохой сохранности, однако он действительно близок к данному виду.

Menuites fresvillensis из разрезов Иордании [Jagt, et al., 2017], судя по изображению, имеет относительно частые ребра (всего около 40 на обороте, а не 30, как указано в тексте). Это несколько больше, чем у типичных *Menuites (Menuites) fresvillensis* (30–32 ребра на вентральной стороне согласно [Kennedy, 1986; Ward, Kennedy, 1993]), но меньше, чем у *Menuites (Menuites) terminus* (около 60 ребер [Ward, Kennedy, 1993]). Учитывая изменчивость вида [Ward, Kennedy, 1993], можно согласиться, что данная форма действительно ближе к *Menuites (Menuites) fresvillensis*.

К виду *Menuites fresvillensis* в работе [Corral Arroyo, 2018] принадлежат только экземпляры на Fig. 9.6 C-D и E-F, а экземпляр на Fig. 9.6 G-H должен быть отнесен к виду *Menuites (Menuites) terminus* (Ward et Kennedy), поскольку имеет частую ребристость.

Menuites fresvillensis, описанные недавно из разрезов Чили [Salazar, et al., 2010, 2013], несомненно принадлежат данному виду.

Распространение. *Menuites (Menuites) fresvillensis* является широко распространенным видом-индексом одноименной зоны верхнего маастрихта и распространен в Франции, в Испании, Голландии, Бельгии, Дании, Сербии, Армении, Азербайджане (?) [Али-Заде и др., 1988], Иране, Иордании, на юге Индии, в Пакистане, на Мадагаскаре, в Южной Африке, Западной Австралии, Чили, (?) Бразилии и, наконец, в Крыму (рис. 3).

Материал. Один экземпляр МЗ МГУ № 161/1.

Обсуждение. Как уже сказано выше, находка *Menuites (Menuites) fresvillensis* указывает на присутствие аналогов зоны *Menuites fresvillensis* в Крыму и расширяет представление о географическом распространении этого важного биостратиграфического маркера. Значимость находки состоит еще и в том, что первое появление данного вида рассматривается как один из потенциальных маркеров на проведение подошвы границы верхнего маастрихта.

В том, что это единственная находка на настоящий момент, возможно, нет ничего удивительного,

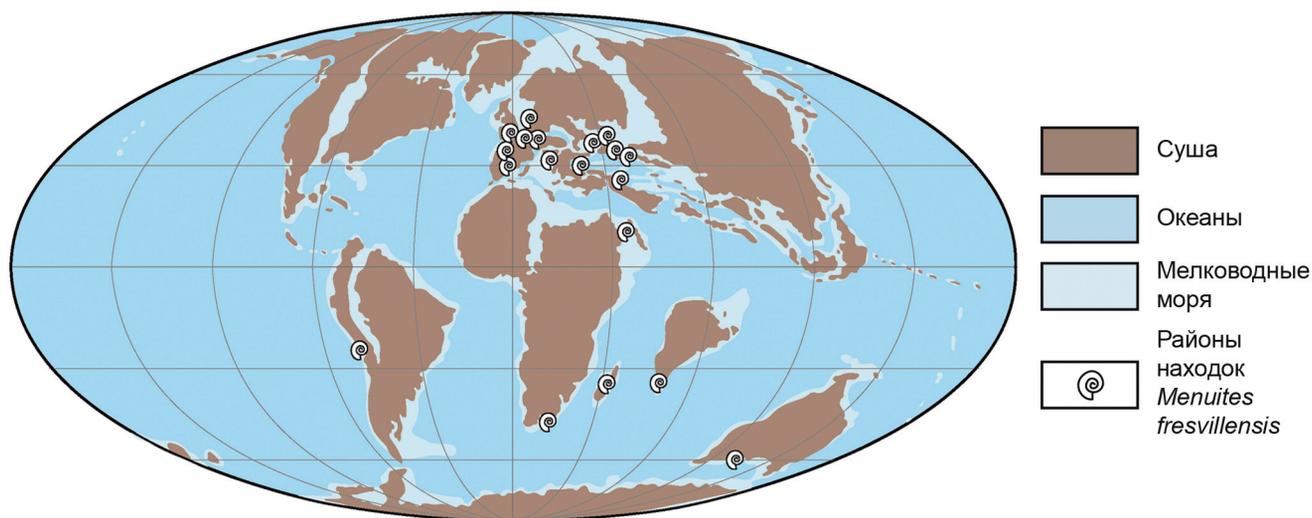


Рис. 3. Схема географического распространения *Menuites (Menuites) fresvillensis* на палеотектонической основе по [R. Blakey, с изменениями]

поскольку на фрагмоне присутствуют следы по- смертной транспортировки раковины аммонита. На ядре со всех сторон (с боков и на вентральной стороне) сохранились инкрустации мелких (0,5–1 мм) колпачковидных организмов, возможно, дисцинидных брахиопод, которых, в свою очередь, местами обрастали небольшие (до 1 см) двустворки. Последние представлены только фрагментами раковин, так что об их систематической принадлежности говорить затруднительно. Развитие относительно равномерной инкрустации со всех сторон раковины свидетельствует о ее субвертикальном положении в толще воды и исключает обрастание на дне или при частичном погружении в осадок. Мелкий размер инкрустаторов, вероятно, можно рассматривать как признак сравнительно короткого времени транспортировки. О возможных путях транспортировки раковины судить сложно, но ближайшие местонахождения известны в Сербии и Армении [Kennedy, Klinger, 2006].

Изучение наннопланктона. Препарат изготовлен по стандартной технологии [Bown, Young, 1998] и изучен под световым поляризационным микроскопом БиОптик200 в проходящем свете и скрещенных николях при увеличении $1000\times$. Фотографии сделаны при помощи цифрового фотоаппарата Canon EOS 550D и фотонасадки Canon. Кокколиты имеют среднюю сохранность с частичной перекристаллизацией и сохранением диагностических признаков. Их количество в препарате невелико, от 1 до 3-х экземпляров на 10 полей зрения. В видовом отношении комплекс небогат, что, по-видимому, связано с отсутствием таксонов, неустойчивых к растворению при диагнезе. Были определены *Arkhangelskiella cymbiformis* Vekshina, 1959, *Arkhangelskiella maastrichtiensis* Burnett, 1997, *Cribrosphaerella ehrenbergii* (Arkhangelsky, 1912) Deflandre in Piveteau, 1952, *Eiffelithus turriseifelii* (Deflandre in Deflandre et Fert, 1954) Reinhardt,

1965, *Eprolithus floralis* (Stradner, 1962) Stover, 1966, *Helicolithus trabeculatus* (Górka, 1957) Verbeek, 1977, *Micula staurophora* (Gardet, 1955) Stradner, 1963, *Placozygus fibuliformis* (Reinhardt, 1964) Hoffmann, 1970, *Prediscosphaera cretacea* (Arkhangelsky, 1912) Gartner, 1968, *Retecapsa surirella* (Deflandre et Fert, 1954) Grün in Grün et Allemann, 1975, *Rhagodiscus splendens* (Deflandre, 1953) Verbeek, 1977, *Russellia laswellii* Risatti, 1973, *Watznaueria barnesiae* (Black in Black et Barnes, 1959) Perch-Nielsen, 1968 (рис. 4). Все эти виды широко распространены в верхнем мелу (Burnett, 1998), кроме *Russellia laswellii*, распространенной только в маастрихте (Burnett, 1998, Lees, 2007). Таким образом, возраст образца удастся определить не точнее, чем маастрихт или зоны UC17-UC20 (Burnett, 1998). Близкий по сохранности и разнообразию комплекс наннопланктона характеризует пачку XXII разреза Чахмахлы верхнего маастрихта [Барабошкин и др., 2023].

Заключение. Таким образом, в Юго-Западном Крыму присутствуют аналоги нижней зоны верхнего маастрихта *Menuites fresvillensis*. Сопутствующий комплекс наннопланктона на позволяет уточнить этот возраст, однако аналогия с комплексами наннопланктона разреза г. Чахмахлы, расположенного недалеко от г. Бешкош, указывает на возможное происхождение находки из пачки XXII верхнего маастрихта. Дальнейшее изучение пограничного интервала нижнего и верхнего маастрихта позволит более детально определить границы зоны *Menuites fresvillensis*.

Благодарности. Авторы признательны Ю.А. Ермакову (кафедра Полезных ископаемых геологического факультета МГУ) за предоставление уникальной находки для изучения.

Финансирование. Исследование выполнено в рамках государственного задания МГУ имени М.В. Ломоносова и Геологического института РАН.

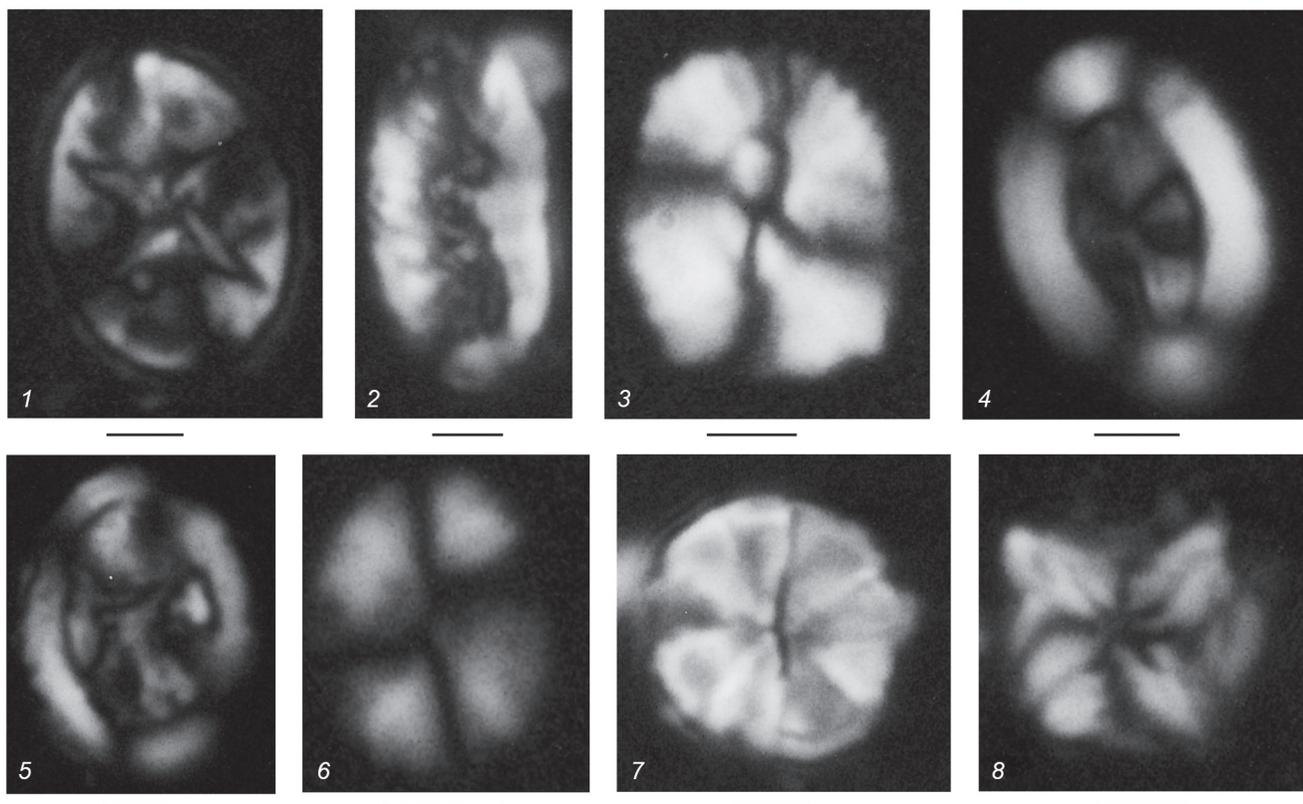


Рис. 4. Известковый наннопланктон. Фиг. 1 — *Eiffellithus turriseiffelii* (Deflandre in Deflandre et Fert, 1954) Reinhardt, 1965; фиг. 2 — *Rhagodiscus splendens* (Deflandre, 1953) Verbeek, 1977; фиг. 3 — *Watznaueria barnesiae* (Black in Black et Barnes, 1959) Perch-Nielsen, 1968; фиг. 4 — *Arkhangelskiella maastrichtiensis* Burnett, 1997; фиг. 5 — *Arkhangelskiella cymbiformis* Vekshina, 1959; фиг. 6 — *Russellia laswellii* Risatti, 1973; фиг. 7 — *Eprolithus floralis* (Stradner, 1962) Stover, 1966; фиг. 8 — *Micula staurophora* (Gardet, 1955) Stradner, 1963. Все изображения даны в поляризованном свете. Длина мерной линейки 2 мкм

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Акопян В.Т., Атабекян А.А., Шиманский В.Н. Головоногие моллюски. Меловая система // Атлас ископаемой фауны Армянской ССР / Ред. В.Т. Акопян. Ереван: Изд-во АН Армянской ССР, 1974. С. 264–278.

Алексеев А.С. Верхний мел // Геологическое строение Качинского поднятия Горного Крыма. Стратиграфия мезозоя / Ред. О.А. Мазарович, В.С. Милеев. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1989. С. 123–157.

Али-Заде Ак.А., Алиев Г.А., Алиев М.М. и др. Меловая фауна Азербайджана. Баку: Элм, 1988. 648 с.

Аркадьев В.В., Богданова Т.Н. (Ред.). Атлас меловой фауны Юго-Западного Крыма. СПб.: Пангея, 1997. 357 с.

Атабекян А.А., Акопян В.Т. Поздне меловые аммониты Армянской ССР (Pachydiscidae) // Изв. АН Армянской ССР. Сер. науки о Земле. 1969. No. 6. С. 3–20.

Барабощкин Е.Ю. Новая биостратиграфическая схема верхнемеловых отложений Крыма по аммонитам // Современные проблемы изучения головоногих моллюсков. Морфология, систематика, эволюция, экология и биостратиграфия. Вып. 7. Материалы совещания (Москва, Палеонтологический институт РАН им. А.А. Борисяка, 28–30 октября 2024 г.) / Ред. Т.Б. Леонова, В.В. Митта, С.В. Николаева. М.: ПИН РАН, 2024. С. 56–59.

Барабощкин Е.Ю., Гужиков А.Ю., Прошина П.А. и др. Новые данные о стратиграфии кампан–маастрихтских отложений бассейна р. Бодрак (Юго-Западный Крым). Био- и геособытия в истории Земли / Ред. А.Ю. Розанов и др. Этапность эволюции и стратиграфическая корреля-

ция: Мат-лы LXIX сессии Палеонтологического общества при РАН. СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2023. С. 10–11.

Йолкичев Н.А., Найдин Д.П. Верхний мел северной Болгарии, Крыма и Мангышлака. Статья 2. Стратиграфия верхнего мела юго-западной части Горного Крыма // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1999. Т. 75. Вып. 5. С. 48–59.

Михайлов Н.П. Верхнемеловые аммониты юга Европейской части СССР и их значение для зональной стратиграфии (кампан, маастрихт) // Тр. ИГН. 1951. Вып. 129. Геол. сер. № 50. 142 с.

Найдин Д.П., Шиманский В.Н. Головоногие моллюски / Ред. М.М. Москвин. Атлас верхнемеловой фауны Северного Кавказа и Крыма. М.: Гостоптехиздат, 1959. С. 166–220.

Al-Naser R.Kh., Al-Badrani O.A. New documentation of the indicative Maastrichtian ammonite *Menuites fresevillensis* (Seunes, 1890a) from the Shiranish Formation, NW Iraq // Iraqi Journ. Earth Sci. Spec. Iss. 2002. Pt.1. P. 1–5.

Arkadiev V.V., Atabekian A.A., Baraboshkin E.Y., et al. Stratigraphy and ammonites of Cretaceous deposits of South-West Crimea // Palaeontographica. Abt. A. 2000. Vol. 255. No. 4–6. P. 85–128.

Baraboshkin E.Yu., Guzhiykov A.Yu., Ryabov I.P., et al. Developments in the Cretaceous Stratigraphy of Crimea. Part 2. Upper Cretaceous and conclusions // Stratigr. Geol. Correlation. 2024. Vol. 32. No. 6. P. 733–777.

Blaszkiewicz A. Campanian and Maastrichtian ammonites of the Middle Vistula River valley, Poland: a stratigraphic and paleontological study // Prace Inst. Geol. 1980. Vol. 92. P. 1–63.

- Bown P.R., Young J.R.* Techniques / Ed. P.R. Bown. Calcareous nannofossil biostratigraphy. London: Chapman and Hall, 1998. P. 16–28.
- Burnett J.A.* Upper Cretaceous / Ed. P.R. Bown. Calcareous nannofossil biostratigraphy. London: Chapman and Hall, 1998. P. 132–199.
- Corral Arroyo J.C.* Upper Cretaceous Neoselachians from the Basque-Cantabrian Region (Northern Spain) // Doct. Res. Thesis. Department of Stratigraphy and Palaeontology. Univ. del País Vasco, 2018. 479 p.
- Jagt J.W.M.* A Late Maastrichtian ammonite faunule in flint preservation from northeastern Belgium // Med. Rijks Geol. Dienst. 1995. Vol. 53. P. 21–41.
- Jagt J.W.M., Jagt-Yazykova E.A., Kaddumi H.F., et al.* Ammonite dating of latest Cretaceous mosasaurid reptiles (Squamata, Mosasauoidea) from Jordan — preliminary observations // Alcheringa. 2017. Vol. 42. P. 587–596.
- Kennedy W.J.* The ammonite fauna of the Calcaire à Baculites (Upper Maastrichtian) of the Cotentin Peninsula (Manche, France) // Palaeontology. 1986. Vol. 29. Pt. 1. P. 25–83.
- Kennedy W.J.* The Ammonoidea of the Upper Chalk. Part 1 // Palaeontographical Society Monographs. 2019. Vol. 173, No. 654. 112 p.
- Kennedy W.J., Klinger H.C.* 2006. Cretaceous ammonites from Zululand and Natal, South Africa. The ammonite Family Pachydiscidae Spath, 1922 // African Natural History. 2006. No. 2. P. 17–166.
- Lees J.A.* New and rarely reported calcareous nannofossils from the Late Cretaceous of coastal Tanzania: outcrop samples and Tanzania Drilling Project Sites 5, 9 and 15 // Journal of Nannoplankton Research. 2007. Vol. 29, No. 1. P. 39–65.
- Salazar C., Stinnesbeck W., Quinzio-Sinn L.A.* Ammonites from the Maastrichtian (Upper Cretaceous) Quiriquina Formation in central Chile // Neues Jahrb. Geol. Paläont. Abh. 2010. Bd. 257. S. 181–236.
- Salazar C., Stinnesbeck W., Rubilar-Rogers D.* The largest Menuites fresvillensis (Seunes, 1890) (Ammonoidea, Pachydiscidae) from the Maastrichtian Quiriquina Formation, Chile // Bol. Mus. Nac. Hist. Nat. Chile. 2013. Vol. 62. P. 41–50.
- Seunes J.* Contributions à l'étude des Céphalopodes du Crétacé supérieur de France: I. Ammonites du Calcaire à Baculites du Cotentin // Mémoires de la Société Géologique de France. Ser. 1. 1890. № 2. P. 1–7.
- Ward P.D., Kennedy W.J.* Maastrichtian Ammonites from the Biscay Region (France, Spain) // The Paleontological Society Memoir 34. 1993. P. 1–58.
- Weber S., Malicheff V.* Sur la stratigraphie du Mésocrétacé et du Néocrétacé de la Crimée // Mémoires de la Société Géologique de France. Ser. 4. 1923. Vol. 23, No. 5–6. P. 193–204.

Статья поступила в редакцию 14.05.2024,
одобрена после рецензирования 12.05.2025,
принята к публикации 28.06.2025

УДК 528.8.04

doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2025-64-3-44-52

ОСОБЕННОСТИ ПРИМЕНЕНИЯ ДИСТАНЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ ЗЕМЛИ ДЛЯ РЕШЕНИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ЗАДАЧ В ПРИРОДНЫХ ЗОНАХ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

Алексей Андреевич Самсонов¹✉, Юрий Антонович Чуриков²,
Никита Николаевич Анисимов³, Артур Русланович Ибрагимов⁴

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; samsonov@geol.msu.ru ✉

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; churikov@geol.msu.ru

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; nikita.n.anisimov@gmail.com

⁴ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; ari3008@mail.ru

Аннотация. Использование метода дистанционного зондирования Земли для геологических исследований сегодня является неотъемлемой частью работ, связанных с поиском и разведкой месторождений, однако его применение для решения поставленных задач, независимо от вида искоемых полезных ископаемых, ограничивают природные и технические факторы. Рассмотрены основные препятствия использования дистанционного метода зондирования в геологии. Плотная растительность, лесные массивы, облачность, атмосферные помехи, осадочные покровы и снег затрудняют получение и интерпретацию данных. Анализируются технические ограничения, связанные с разрешением космических снимков и доступностью данных. Подробно описаны особенности применения данного метода в различных географических зонах России. На примере Кольского полуострова, северо-западной части Свердловской области, Белгородской, Курской и восточной части Оренбургской областей демонстрируется влияние рельефа, климата и растительности на условия проведения геологических исследований с использованием дистанционного зондирования Земли. Показано, как разнообразие природных условий России влияет на возможности и ограничения использования методики в геологических целях.

Ключевые слова: дистанционное зондирование Земли, ДЗЗ, растительность, облачность, осадочные покровы, разрешение снимков, антропогенное воздействие

Для цитирования: Самсонов А.А., Чуриков Ю.А., Анисимов Н.Н., Ибрагимов А.Р. Особенности применения дистанционного зондирования Земли для решения геологических задач в природных зонах Российской Федерации // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2025. № 3. С. 44–52.

THE USE OF REMOTE SENSING TECHNOLOGIES FOR SOLVING GEOLOGICAL PROBLEMS IN THE NATURAL AREAS OF RUSSIA

Aleksey A. Samsonov¹✉, Yury A. Churikov², Nikita N. Anisimov³,
Artur R. Ibragimov⁴

¹ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; samsonov@geol.msu.ru ✉

² Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; churikov@geol.msu.ru

³ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; nikita.n.anisimov@gmail.com

⁴ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; ari3008@mail.ru

Abstract. The use of remote sensing techniques for geological research has become an integral part of today's work related to the search for and exploration of mineral deposits. However, its application is limited by both natural and technical constraints. The main obstacles to the use of remote sensing in geology are considered. Dense vegetation, woodlands, clouds, atmospheric interference, sedimentary cover and snow make it difficult to obtain and interpret data. The technical limitations related to the resolution of satellite images and the availability of data are analyzed. The features of remote sensing applications in various geographical areas of Russia are described in detail. Using the example of the Kola Peninsula, the northwestern part of the Sverdlovsk region, Belgorod, Kursk and the eastern part of the Orenburg regions, the influence of relief, climate and vegetation on the conditions of geological research using remote sensing is demonstrated. It is shown how the diversity of natural conditions in Russia affects the possibilities and limitations of using remote sensing for geological purposes.

Keywords: remote sensing of the Earth, remote sensing, vegetation, clouds, sedimentary cover, image resolution, anthropogenic impact

For citation: Samsonov A.A., Churikov Yu.A., Anisimov N.N., Ibragimov A.R. The use of remote sensing technologies for solving geological problems in the natural areas of Russia. *Moscow University Geol. Bull.* 2025; 3: 44–52. (In Russ.).

Введение. Применение дистанционного зондирования Земли (ДЗЗ) в геологических исследованиях открывает широкие возможности для изучения земной поверхности и поиска месторождений полезных ископаемых. Однако, реализация потенциала ДЗЗ сталкивается с рядом ограничений, обусловленных характеристиками поверхности Земли, а также техническими особенностями методов дистанционного зондирования.

Одним из ключевых препятствий для эффективного применения ДЗЗ в геологических исследованиях является влияние растительного покрова, особенно в лесных зонах. Листья и ветви деревьев поглощают и рассеивают излучение, препятствуя его проникновению к поверхности Земли. В результате, данные, полученные с помощью ДЗЗ, могут быть неполными или искаженными, поскольку они отражают не только геологическую структуру, но и характеристики растительности. Это затрудняет идентификацию горных пород, тектонических структур и других геологических образований, что снижает точность и надежность геологической информации, полученной с помощью ДЗЗ.

Другим ограничивающим фактором является наличие облачности и атмосферных помех. Облачность препятствует прохождению солнечного излучения, снижая качество получаемых изображений. Атмосферные помехи, такие как дымка, туман и аэрозольные частицы, искажают сигналы, получаемые со спутников, ухудшая разрешение и четкость снимков. Осадочные покровы затрудняют проникновение сигналов на значительную глубину, а снежный покров может полностью скрыть поверхность, искажая спектральные характеристики.

Еще одно ограничение применения имеет технический характер, в первую очередь это разрешающая способность снимков. Ограниченное разрешение снимков не позволяет распознавать мелкие геологические объекты, а недостаточная доступность снимков из-за облачности или времени съемки усложняет получение полной картины. С другой стороны открытые участки ландшафта, наоборот, являются благоприятными для использования ДЗЗ, такие как степные и пустынные территории.

Целью данной работы является исследование общих ограничений применения ДЗЗ в поиске рудных, нерудных, а также горючих полезных ископаемых при использовании на различных типах территорий.

Материалы и методы. Исследование ограничений применения ДЗЗ на территории Российской Федерации происходило при помощи использования ретроспективных космических снимков, полученных со спутников Landsat. Выбор этой программы спутниковой съемки Земли обусловлен как общедоступностью, так и простотой в обработке, разработанной методике работы с данными ДЗЗ в геологических целях, а также второй по частоте использования после данных миссии ASTER. Разрешающая способность сенсора составляет 15–30 м на

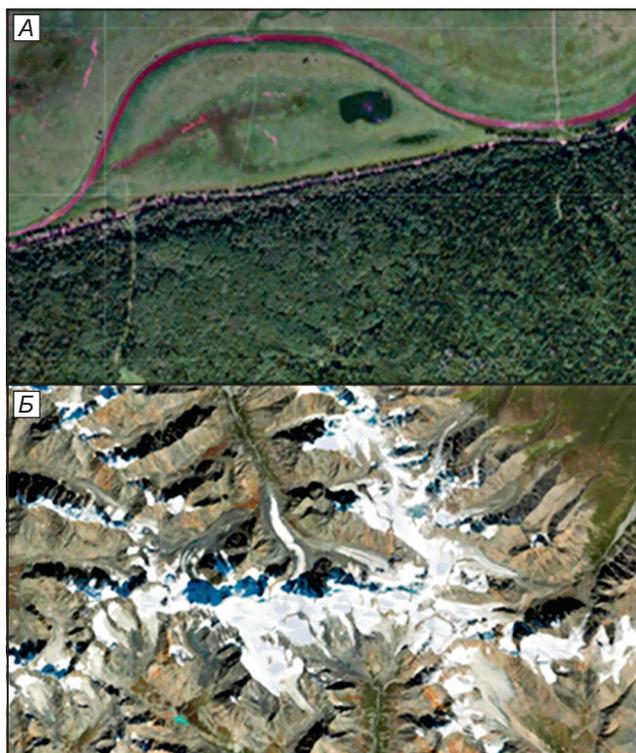


Рис. 1. А — снимок лесного массива с использованием ДЗЗ; Б — снимок поверхности со слоем снежного покрова

пиксел, что может показаться недостаточно точным, однако в масштабах рассматриваемых территорий в 17 млн кв. км такое разрешение будет иметь удовлетворительную для решения задач точность [Jeffrey, 2002]. Программа Landsat, реализуемая Национальным управлением по авиации и исследованию космического пространства (NASA) и Геологической службой США (USGS), обеспечивает получение изображений земной поверхности с 1972 г. [Самсонов и др., 2025].

В период с 2023 по 2025 гг. было просмотрено и интерпретировано порядка 12 тысяч космоснимков по всей территории России. Используя данные полученные за время исследования, были сформированы главные ограничивающие аспекты применения дистанционного метода зондирования.

Первичная обработка полученных спутниковых снимков, включая расчет вегетационных и геологических индексов, была выполнена в геоинформационной системе QGIS, работа над которой была начата американским геологом Гари Шерманом в 2002 г.

Густая растительность и лесные массивы. В густых лесных зонах, например, даже самые высокоразрешающие космические снимки могут столкнуться с препятствиями в виде загущенного лесного покрова, который затрудняет визуализацию земной поверхности (рис. 1, А). Такие условия делают трудным определение геологических особенностей, а также могут приводить к искажению данных, особенно в отношении геоморфологических и гидрологических характеристик [Гарбук и др., 1997; Козинцев и др., 2002; Григорьева и др., 2012].

Существующая взаимосвязь между угнетенностью или развитостью растительности и литологическим составом пород может быть использована как диагностический признак. Она проявляется через влияние физико-химических свойств грунтов, располагающихся над горными массивами определенного состава, на условия произрастания растений. На участках с плотными глинистыми породами, где почвы характеризуются высокой влагоемкостью и низкой аэрацией, наблюдается угнетение видов, которые предпочитают хорошо дренированные почвы. В то же время на карбонатных породах, таких как известняки, где почвы обладают высокой щелочностью и содержанием кальция, могут успешно произрастать виноград, лаванда и оливковые деревья (в качестве примера можно рассмотреть Крым). На песчаных и супесчаных породах, где почвы бедны питательными веществами и имеют низкую влагоемкость, доминируют ксерофитные виды, такие как полынь полевая и шиповник морщинистый. Следовательно литологический состав пород играет ключевую роль в формировании растительного покрова, определяя его видовой состав и степень угнетенности отдельных видов, что может быть учтено при анализе данных ДЗЗ и косвенно говорить о геологии рассматриваемых территорий.

Таким образом, необходимо учитывать ограничения, связанные с густой растительностью и лесными массивами при планировании и проведении геологических исследований с использованием ДЗЗ, а также разрабатывать специализированные методы обработки данных для улучшения качества получаемых снимков [Богоявленский и др., 2021; Самсонов 2025].

Однако, снимки лесных массивов пригодны для определения плотности растительности и мониторинга изменений в ее составе и структуре. Это может быть полезным для экологических исследований, планирования лесного хозяйства, а также для оценки состояния природных экосистем. Такие снимки могут помочь в оценке биоразнообразия и здоровья лесов, а также в принятии решений по устойчивому использованию лесных ресурсов [Кочуб и др., 2012].

Территории с высокой облачностью и атмосферными помехами. Облачность может привести к недостаточной проницаемости для солнечного излучения, что снижает качество снимков, получаемых с космических аппаратов. Высокая влажность в атмосфере может также привести к искажениям в спектральных характеристиках, что делает анализ данных менее точным и надежным [Кочуб и др., 2012].

Атмосферные помехи, такие как дымка, туман, и аэрозольные частицы могут искривлять сигналы, получаемые с сенсоров на спутниках, что вносит искажения в снимки и снижает их разрешение и четкость. Это усложняет выделение геологических объектов и определение их характеристик с высокой точностью.

Обычно для таких территорий повышенная облачность и влажность имеют периодический сезонный характер, поэтому необходимо подбирать правильные годовые интервалы для работы с ДЗЗ. В некоторых случаях для сокращения влияния облачности и атмосферных помех используются радарные и инфракрасные снимки, а также методы обработки изображений для улучшения качества данных [Самсонов, 2025].

Однако, несмотря на это, данные ограничения остаются значимыми и влияют на возможности применения ДЗЗ в геологических исследованиях [Савиных и др., 2001].

Мощные осадочные покровы и слои снега. Осадочные покровы, такие как глины, пески, и другие наносные материалы, могут быть очень плотными и непроницаемыми для электромагнитного излучения, используемого при съемке с космоса. Это препятствует проникновению сигналов ДЗЗ на значительную глубину, что затрудняет исследование подстилающих геологических структур и обнаружение рудных залежей [Григорьева и др., 2012].

Повышенная влажность почв вносит не менее серьезные помехи при оценке территорий. Так поглощение в тепловых каналах может заметно отличаться на одном и том же участке, но в разные сезоны, что стоит учитывать при работе с данными ДЗЗ. Также важно учитывать не только влажность почв, но влажность воздуха, которая влияет на поглощение и рассеивание в диапазонах близких к ультрафиолетовому и дальнему инфракрасному. Эти проблемы характерны для регионов с сезонами дождей, прибрежных территорий, болотистых местностей (например: конец осени в Приморском крае, Карелия, Краснодарский край). Для нивелирования такого рода проблем используются различные методы от атмосферной коррекции, до подбора даты съемки сцены.

Слои снега также могут создавать проблемы, особенно в регионах с суровым климатом и сезонными осадками. Плотный снежный покров может заглушать искомые сигналы и искажать спектральные характеристики поверхности, что снижает точность и надежность данных, полученных с космических аппаратов. Высокая отражательная способность снега приводит к ярким бликам и отражениям, что усложняет интерпретацию снимков и выделение геологических объектов [Гарбук и др., 1997; Григорьева и др., 2012] (рис. 1, Б).

Для преодоления этих ограничений могут применяться различные методы и технологии, такие как радарное зондирование, которое может проникать сквозь некоторые типы покровов и даже дать представление о структуре под ними. Тем не менее, несмотря на технические разработки, мощные осадочные покровы и слои снега остаются серьезными препятствиями для полноценного применения ДЗЗ, особенно в регионах с сильным накоплением осадков и снега [Staenz, 2013].

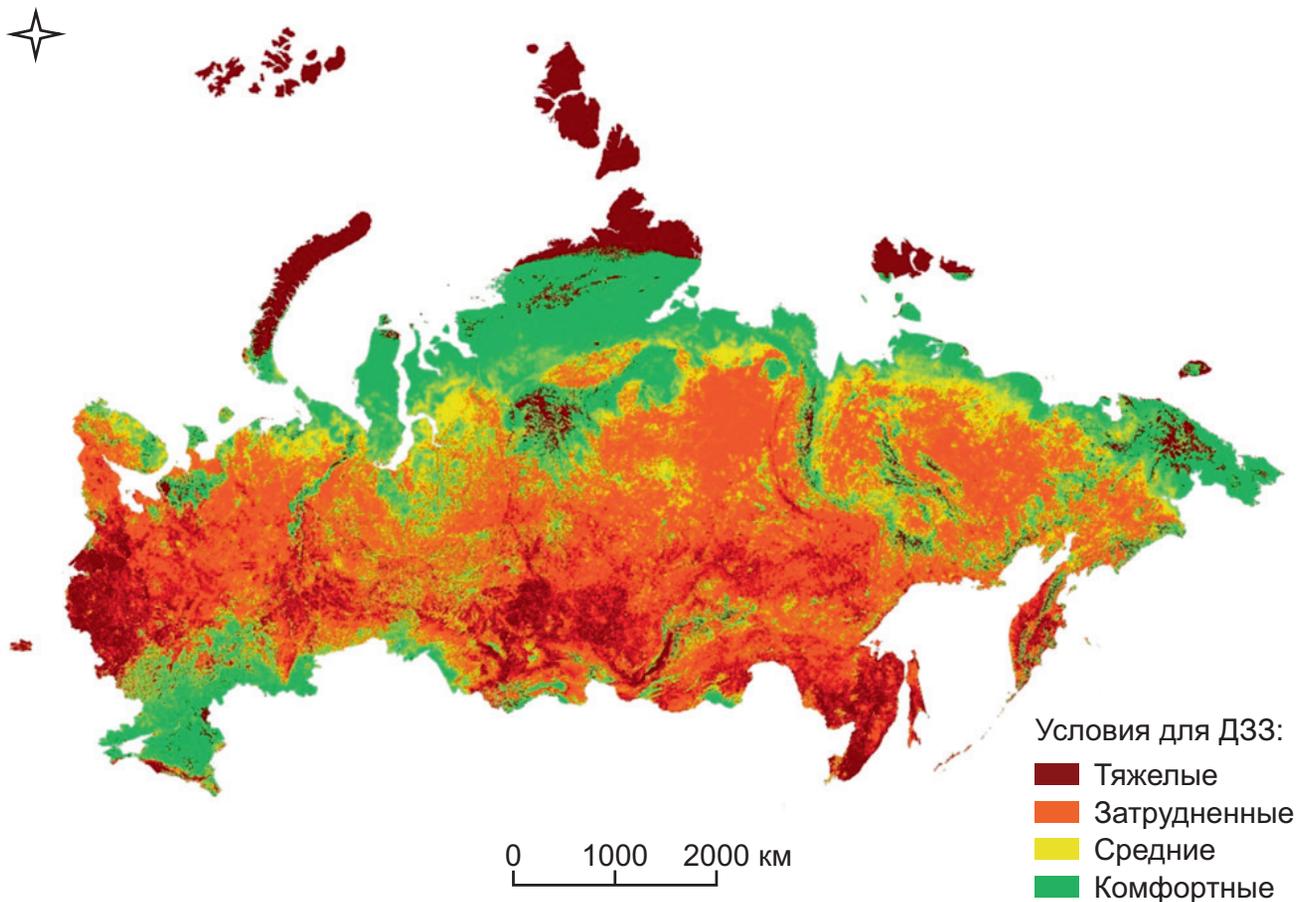


Рис. 2. Карта России с условиями для дистанционного зондирования Земли (ДЗЗ)

Технические ограничения и ограничения в разрешении космических снимков. Первое техническое ограничение связано с тем, что космические снимки, получаемые с помощью спутников, могут иметь ограниченное разрешение. Это означает, что детализация и четкость изображений могут быть недостаточными для определения мелких геологических структур или объектов. Например, при исследовании мелких трещин или разломов на поверхности Земли может потребоваться более высокое разрешение, чем то, которое предоставляют снимки с космических аппаратов [Подъездков, 2007; Шовенгердт, 2010].

Для преодоления этих технических ограничений и улучшения качества данных, необходимы инновационные методы обработки снимков, развитие новых спутниковых технологий и усовершенствование алгоритмов анализа данных ДЗЗ в геологических исследованиях [Самсонов, 2025].

Области ограничения ведения работ по дистанционному зондированию Земли. Территория России характеризуется значительным разнообразием топографических условий. В частности, рельефные особенности Европейской и Западно-Сибирской частей преимущественно равнинные, в то время как в южно-европейской части России наблюдается горная система Большого Кавказа. Обширные территории к востоку и югу от бассейна Енисея включают

протяженные цепи горных систем Алтая и Саяна, а также Верхоянский хребет, хребет Черского, плато Путорана и Сихотэ-Алинь. Территория России вследствие своих размеров, вытянутости с запада на восток и с севера на юг, и соответственно характера рельефа расположена в четырех климатических поясах, особенно выделяется умеренный пояс с густой и продолжительной тайгой и смешанными и широколиственными лесами.

Наличие высоких горных систем затрудняют процесс дешифровки данных дистанционного зондирования Земли, поскольку преимущественно большая часть покрыта плотными лесами, плотными голоценовыми осадками или снежным покровом на протяжении всего года, и дополнительно к этому добавляется повышенная облачность, которая провоцируется самими горами. Одной из самых распространенных помех в горной местности также является тень. Следует учитывать вертикальную зональность с ее разнообразием климатических условий. На рис. 2 представлена карта с условиями для ДЗЗ на территории России.

Тяжелые условия, приведенные на карте ниже, характеризуются сочетанием нескольких факторов, которые не зависят от сезонности в данном регионе. Затрудненные участки характерны тем, что они могут быть рассмотрены в качестве источника данных на территориях, прилегающих к участкам с тяжелы-

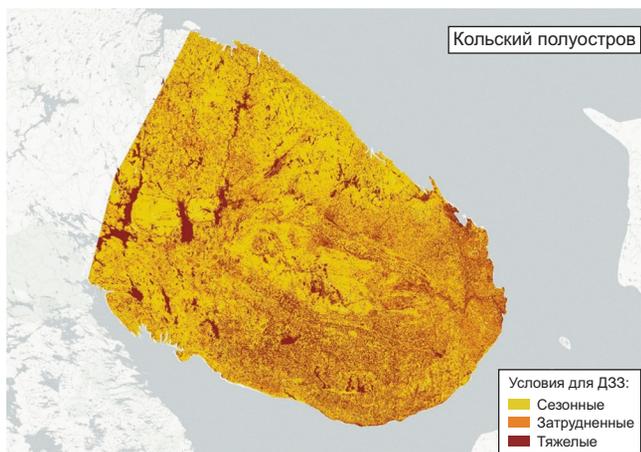


Рис. 3. Условия Д33 для центральной и восточной частей Кольского полуострова

ми для применения Д33 условиями, но с меньшей степенью развитости последних. Например, смешанные леса будут затрудненными для применения дистанционного зондирования территориями, в то время как довольно часто расположенные часто по соседству хвойные будут приписаны к тяжелым. Умеренные участки имеют слабую развитость негативных факторов, могут на своих территориях иметь открытые участки горных пород с небольшими мощностями перекрывающих отложений. Комфортные же условия могут содержать незначительную растительность на своей территории, имеют пониженную влажность, а также не большой слой перекрывающих пород (не более 2–3 м) или характеризоваться его полным отсутствием.

В западных регионах России, близких к границам с другими странами, такими как Белоруссия, Латвия, Эстония, сложились тяжелые условия, поскольку сформировалось сочетание достаточно густой лесистости и повышенной облачности с осадками. Здесь наблюдается наиболее сильное влияние теплых океанических течений с Атлантического океана, и чем дальше уходить на восток, тем меньше становится их влияние, что можно обнаружить на карте. В случае их влияния на Карелию и Мурманскую область оно чуть меньше, поэтому условия для Д33 здесь будут затрудненные. Для изучения лесных массивов с помощью Д33 сложностей нет, однако для изучения собственно горных пород и геологических процессов сами лесные массивы будут иметь ограничивающий характер, поскольку они плотно закрывают собой поверхность земли.

Похожая ситуация сложилась в Приморье и на Сахалине, густые леса вместе с повышенной влажностью вследствие муссонного климата создают тяжелые условия. Однако в отличие от Европейской части с ее равнинным рельефом здесь дополнительно влияет характер рельефа (хребет Сихотэ-Алинь).

Острова Северного Ледовитого океана, часть Таймырского полуострова преимущественно покрыты крупными ледниками, что создает тяжелые условия

для работы. Местами можно встретить исключения, где можно встретить непокрытую снегом или льдом поверхность, например, южная часть архипелага Новая Земля или Новосибирских островов.

Умеренный пояс с тайгой, хвойным и широколиственным лесом выделены нами как затрудненные или в особых случаях — тяжелые. В качестве особых случаев считаются горный рельеф и повышенная облачность, например, в районе Уральских гор, Алтая, Крымских гор, Среднесибирского плоскогорья, Забайкалья и Камчатки. В случае Урала дополнительно стоит отметить, что примерно там заканчивается существенное влияние теплых океанических течений, упомянутых ранее [Гарбук и др., 1997].

Лесостепи и лесотундры представляют территории со средними условиями, поскольку лесной покров менее плотный вследствие климата, больше незалесенных пространств. Дополнительно к лесостепям добавляется антропогенный фактор, например, сельскохозяйственное использование земель, вырубка лесов, урбанизация. Средние условия можно также обнаружить и в Сибири, и на Дальнем Востоке, в котловинах и впадинах, а также в долинах крупных рек (например, Лена, Обь, Иртыш). Что касается лесотундр, важное значение имеет сезонный фактор, так как за исключением короткого лета большую часть года они покрыты снегом [Григорьева и др., 2012].

Наиболее комфортные условия для работы с Д33 имеют территории степей, пустынь, полупустынь, поскольку они не покрыты лесными массивами, и теплые климатические условия способствуют качественной работе со снимками. В европейской части России к ним относятся Кубань, Ставрополье, Калмыкия, Волгоградская, Ростовская, Оренбургская и Астраханская области, а также присоединенные регионы Новороссии. За Уралом к ним частично относятся Омская и Новосибирская области, Алтайский и Забайкальский края. Стоит отметить, степи в Восточной Сибири находятся в местах, которые защищены от прихода арктических воздушных масс (Минусинская котловина), что также отражено на карте [Савиных и др., 2001].

Тундры также были отнесены к территориям с комфортными условиями Д33, северные территории вследствие сурового климата тоже не покрыты густыми лесами, растительность представлена преимущественно мхами, лишайниками и низкорослыми кустарниками, однако они большую часть года покрыты снегами, поэтому работа будет возможна только в короткий летний период.

На примере центральной и восточной части Кольского полуострова проверены возможности Д33 на малой территории. Кольский полуостров отличается преимущественно холмистым ландшафтом с плато, встречающимися впадинами и террасами. Высочайшие точки полуострова — горные массивы, достигающие высоты более 800 м над уровнем моря. На западе выделяются Ловозер-

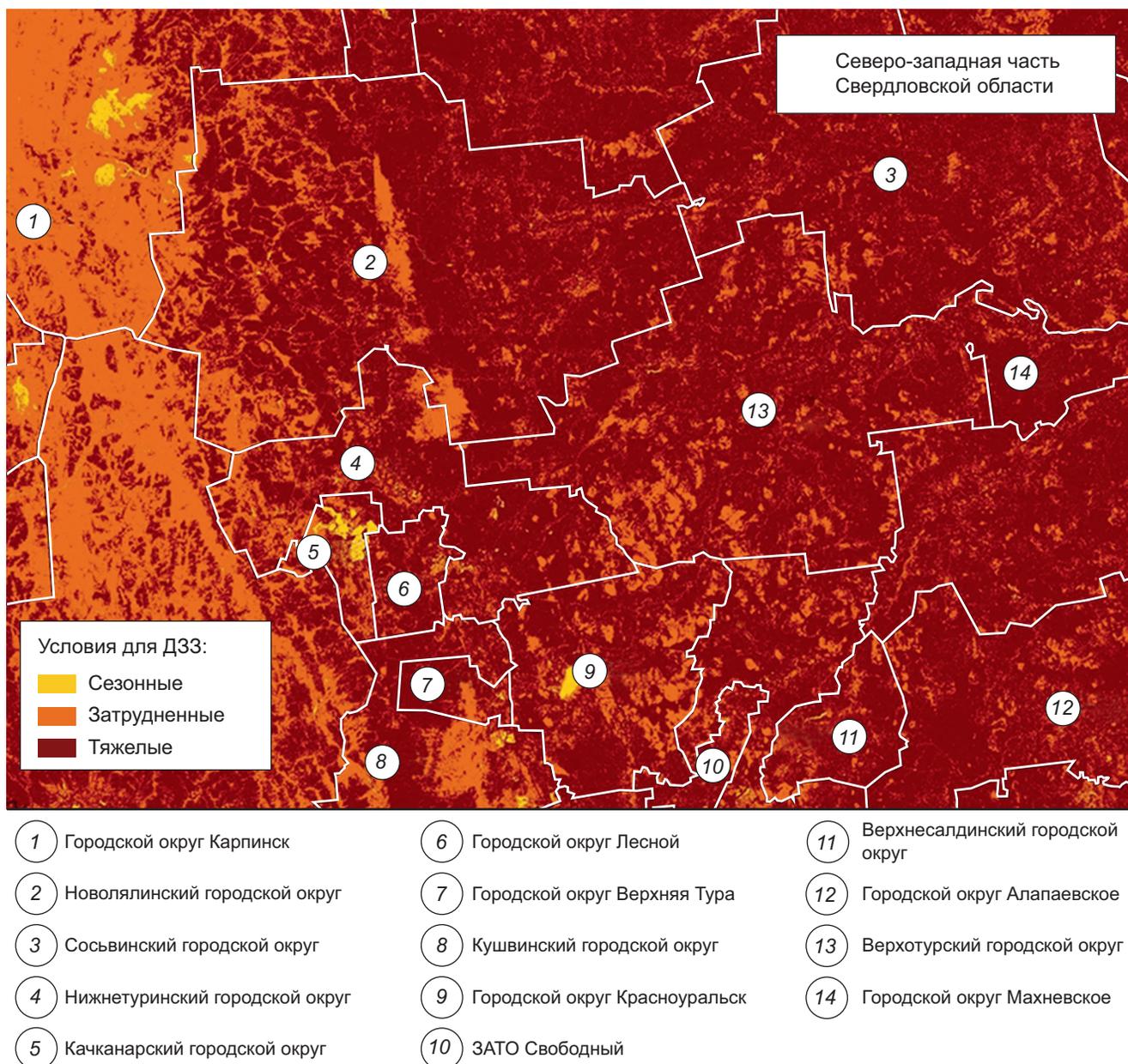


Рис. 4. Условия Д33 для Северо-западной части Свердловской области

ские Тундры и Хибины. Однако таких высот недостаточно для образования постоянных снежных шапок подобно крупным горным вершинам, что не предоставляет трудностей для работы с Д33 [Мишкин, 1953] (рис. 3).

Кольский полуостров богат водными ресурсами: на его территории расположено более 107 000 озер площадью более 10 га и 18 209 рек длиной более 100 м. Общая протяженность речной сети составляет более 60 000 км. Такие территории определены как тяжелые, поскольку глубокие водоемы не позволяют заглянуть под воду.

Кольский полуостров — это место встречи разных природных зон: южной тундры, лесотундры и северной тайги. Большую часть полуострова занимает северная тайга, типичная для восточной Европы, с преобладанием ели европейской и сибир-

ской. Встречаются также светлые хвойные леса, где господствует сосна. В горах располагаются горные тундры, покрытые лишайниками и мхами, местами встречаются кустарники (вереск, багульник, карликовая береза). Лесная граница проходит на высоте около 400 м [Флора..., 1953–1966; Шляков и др., 1982].

Низменности представлены чередованием березовых криволесий, еловых и сосновых лесов. Долины — это мозаика из лесных участков и тундры. На севере полуострова находятся предтундровые редколесья из извилистой березы и сибирской ели, перемежающиеся с тундрой, по долинам рек растут ивняки. Побережье Баренцева моря — это царство южных тундр с разнообразной растительностью: кустарники, травянистые растения, мхи и лишайники. Разнообразие ландшафтов, сформированное

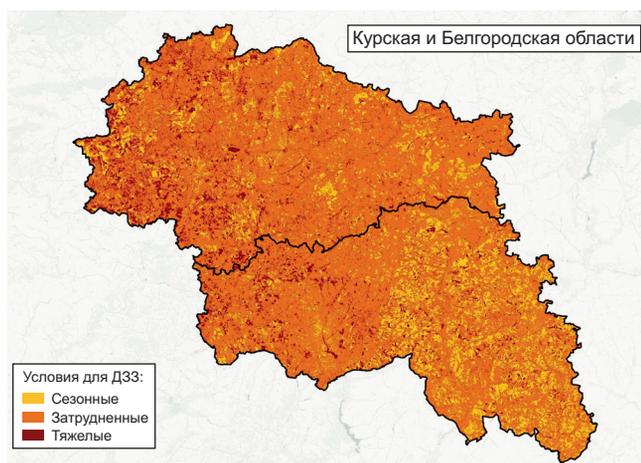


Рис. 5. Условия Д33 для Курской и Белгородской областей

мозаикой различных растительных сообществ, делает Кольский полуостров уникальным местом.

Характерны полигональные и бугристые мерзлые болота. Наличие воды, высокой влажности и плотной растительности на болотах приводит к значительному поглощению и рассеянию электромагнитного излучения, что затрудняет получение качественных снимков. Это особенно актуально для оптических данных, где плотная растительность и облачность могут полностью скрыть поверхность болота.

Тундра обладает отличными условиями работы с Д33, поскольку характерная низкая растительность не закрывает собой земную поверхность, хоть она и покрыта снежным покровом большую часть года, поэтому следует считать местные условия, обладающими преимущественно сезонным характером. Тем не менее на условия работы с Д33 здесь влияет небольшое среднегодовое количество солнечных дней, большее относительно остальной части России среднее количество осадков и та же близость к океану.

Далее последует территория с более тяжелыми условиями для обработки данных Д33 — северо-западная часть Свердловской области (рис. 4).

Северо-запад Свердловской области располагается в пределах таежной зоны, что обуславливает преобладание хвойных лесов в его растительном покрове. Характерными для этой территории являются елово-пихтовые леса. Эти леса отличаются глубокой тенью и развитым моховым покровом, который формирует мягкую и рыхлую подстилку [Бобров, 1971]. На более сухих участках, с песчаными почвами, преобладают сосновые леса. Для них характерна высокая освещенность, благодаря редким кронам сосен, а также слой опавших иголок на почве. Лиственные леса, представленные преимущественно березняками и осиновиками, встречаются на участках с нарушенными почвами, а также в долинах рек. Преобладание хвойных пород обусловлено суровыми климатическими условиями [Горчаковский, 1956].

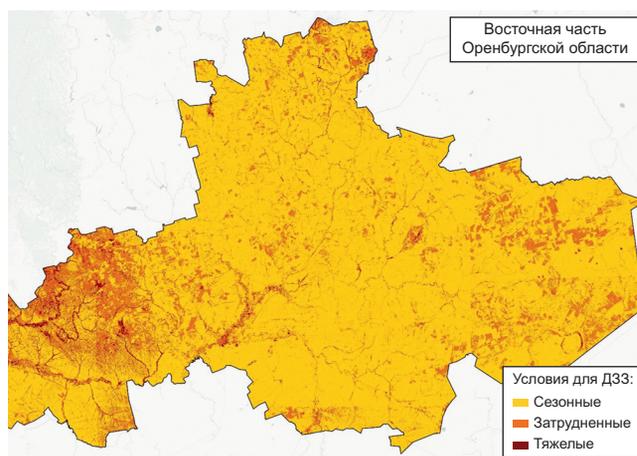


Рис. 6. Условия Д33 для восточной части Оренбургской области

Здесь на фоне густого леса наглядно прослеживаются места антропогенного воздействия, а именно карьеры и рудники, например на территории Качканарского городского округа, Карпинска или Красноуральска, которые выделены желтым цветом на карте. Просто затрудненные условия характерны для мест по мере приближения к Северному Уралу, они выделены оранжевым цветом [Говорухин, 1937]. Стоит отметить, что для северо-запада Свердловской области характерно повышенное среднее количество осадков, пик наблюдается на Урале, солнечных дней хоть и больше, чем на Кольском полуострове, тем не менее влияние облачности здесь сильное, восточнее от гор ситуация постепенно нормализуется вместе со спадом количества осадков.

Хорошим примером территорий с затрудненными условиями интерпретации данных Д33 являются Белгородская и Курская области. Эти регионы расположены в местах залегания Курской магнитной аномалии, поэтому здесь можно обнаружить большое количество крупных карьеров и рудников.

Растительность Белгородской и Курской областей, расположенных в южной части лесостепной зоны России, отличается своеобразным сочетанием лесных и степных элементов, формирующим мозаичный ландшафт (рис. 5).

Преобладают широколиственные леса, в основном дубравы, с участием осинников, березняков, липняков. В лесостепных участках происходит переход от лесных массивов к открытым степным пространствам, которые здесь сохранились в основном только по овражно-балочной системе. Такие места обладают затрудненными условиями, реже выделены как тяжелые, однако леса здесь сменяются луговыми степями, появляется больше свободных от густой растительности мест, приближаясь к югу [Алехин, 1925; Келлер, 1931].

Растительный мир Белгородской и Курской областей подвергался значительному антропогенному воздействию в течение длительного времени сельскохозяйственного освоения территории. Это привело к сокращению естественных степных участков,

преобразованию лесов в лесополосы и агролесомелиоративные посадки [Келлер, 1931].

Одни из наиболее комфортных районов для работы с ДЗЗ — территории степей. В качестве примера будет продемонстрирована восточная часть Оренбургской области, ее расположение обуславливает преобладание степной растительности в ее растительном покрове. На территории Оренбургской области есть множество рудных месторождений, большая часть которых расположена в восточной части области (рис. 6).

Растительный мир восточной части Оренбургской области длительное время подвергался антропогенному воздействию, связанному с сельскохозяйственным освоением территории. Это привело к сокращению естественных степных участков, преобразованию их в пашни и пастбища, что вызвало уменьшение видового разнообразия растительности.

Степные почвы отличаются плодородием, что делает их привлекательными для сельского хозяйства, однако в то же время делает их уязвимыми к антропогенному воздействию [Чибелёв, 1995; Горчаковский, 1956].

Важное значение имеет низкое среднее количество осадков относительно предыдущих регионов, количество солнечного сияния — одно из наибольших в России. Тем не менее условия для работы с ДЗЗ здесь преимущественно сезонные, так как сказыва-

ется удаленность от океанов, поэтому на данной территории ярко выражен континентальный климат, что влечет за собой жаркое и сухое лето, и холодную и очень снежную зиму. Наиболее затрудненные места для работы с ДЗЗ характерны для пойменных лесов бассейна реки Урал [Русскин, 1999].

Выводы. Применение дистанционного зондирования Земли в геологических исследованиях, несмотря на очевидные преимущества, сопряжено с рядом объективных трудностей. Природные условия, включая плотный растительный покров, облачность, наличие осадочных отложений и снега, могут существенно ограничивать возможности получения и интерпретации данных ДЗЗ. Технические ограничения, связанные с разрешением снимков и доступностью данных, также оказывают влияние на эффективность использования данного метода.

Проведенный анализ геологических условий различных регионов России демонстрирует необходимость учета специфики рельефа, климата и растительности при планировании и проведении геологических исследований с использованием ДЗЗ.

Разработка и применение специализированных методов обработки данных, адаптированных к конкретным природным условиям, является актуальной задачей, решение которой позволит расширить возможности ДЗЗ для решения геологических задач и повысить информативность получаемых результатов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Алехин В.В. Растительный покров степей Центрально-Черноземной области. Воронеж: Изд. Союза обществ и организаций по изучению ЦЧО, 1925. 102 с.

Бобров Е.Г. История и систематика рода *Picea* A. Dietr // Новости систематики высших растений. 1971. Т. 7. С. 5–34.

Богоявленский В.И., Богоявленский И.В. Анализ состояния, перспектив и проблем освоения ресурсов углеводородов и угля в Арктике в связи с экономическими, геополитическими и технологическими реалиями // Научные труды Вольного экономического общества России. 2021. № 2. URL: <https://cyberleninka.ru/article/n/analiz-sostoyaniya-perspektiv-i-problem-osvoeniya-resursov-uglevodorodov-i-uglya-v-arktike-v-svyazi-s-ekonomicheskimi> (дата обращения: 31.01.2024).

Гарбук С.В., Гершензон В.Е. Космические системы дистанционного зондирования Земли. М.: А и Б, 1997. 296 с.

Говорухин В.С. Флора Урала. Определитель растений, обитающих в горах Урала и его предгорьях от берегов Карского моря до южных пределов лесной зоны. Свердловск: Обл. кн. изд-во, 1937. 506 с.

Горчаковский П.Л. Границы распространения сибирского кедра на Урале. Академику В.Н. Сукачеву к 75-летию со дня рождения. М.; Л., 1956. С. 101–121.

Григорьева О.В., Чапурский Л.И. Проблемы создания и информационного наполнения базы данных по коэффициентам спектральной яркости объектов наземных экосистем // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2012. Т. 9, № 3. С. 18–25.

Келлер Б.А. Степи Центрально-Черноземной области // Степи Центрально-Черноземной области (степные сено-

косы и пастбища). М.; Л.: Госсельхозиздат, 1931. С. 3–59, 319–327.

Козинцев В.И., Орлов В.М., Белов М.Л. Оптико-электронные системы экологического мониторинга природной среды. М.: МГТУ имени Н.Э. Баумана, 2002. 528 с.

Кочуб Е.В., Топаз А.А. Анализ методов обработки материалов дистанционного зондирования Земли // Вестник Полоцкого государственного университета. Серия F. 2012. № 16. С. 132–140.

Мишкин Б.А. Флора Хибинских гор, ее анализ и история. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1953. 112 с.

Подъездов Ю.А. Космическая съемка Земли 2007–2008 гг. М.: Радиотехника, 2007. Вып. 1–5. 275 с.

Русскин Г.А. Физическая география Оренбургской области. Оренбург: Оренбургское книжное издательство, 1999. 64 с.

Савиных В.П., Цветков В.Я. Геоинформационный анализ данных дистанционного зондирования. М.: Картгеоцентр — Геодезиздат, 2001. 228 с.

Самсонов А.А., Чуриков Ю.А., Ибрагимов А.Р. и др. Результаты дистанционного мониторинга изменения компонентов природных ресурсов в степной зоне Южного Урала под техногенным влиянием добычи полезных ископаемых // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2025. № 3. С. 53–60.

Флора Мурманской области. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1953. Вып. 1. 254 с.; 1954. Вып. 2. 289 с.; 1956. Вып. 3. 450 с.; 1959. Вып. 4. 393 с.; 1966. Вып. 5. 549 с.

Чибелёв А.А. Природа Оренбургской области. (Часть I. Физико-географический и историко-географический

очерк). Оренбургский филиал Русского географического общества. Оренбург, 1995. 128 с.

Шляков Р.Н., Константинова Н.А. Конспект флоры мохообразных Мурманской области. Апатиты: Изд-во Кольского филиала АН СССР, 1982. 288с.

Шовенгердт Р.А. Дистанционное зондирование. Модели и методы обработки изображений: Пер с англ. М.: Техносфера, 2010. 560 с.

Jeffrey G., Ruby L., Fisher L. Spectral signature database for remote sensing applications // Proc. SPIE. 2002. Vol. 4816. P. 156–163.

Staez K., Mueller A., Held A., Heiden U. International Spaceborne Imaging Spectroscopy (ISIS) Technical Committee. URL: http://www.grss-ieee.org/wp-content/uploads/2013/07/ISIS_GRSS_report_final.pdf (дата обращения: 21.02.2016).

Статья поступила в редакцию 14.05.2024,
одобрена после рецензирования 12.05.2025,
принята к публикации 28.06.2025

УДК 528.8.04

doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2025-64-3-53-60

РЕЗУЛЬТАТЫ ДИСТАНЦИОННОГО МОНИТОРИНГА ИЗМЕНЕНИЯ КОМПОНЕНТОВ ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ В СТЕПНОЙ ЗОНЕ ЮЖНОГО УРАЛА ПОД ТЕХНОГЕННЫМ ВЛИЯНИЕМ ДОБЫЧИ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Алексей Андреевич Самсонов¹✉, Юрий Антонович Чуриков²,
Артур Русланович Ибрагимов³, Игорь Юрьевич Гришин⁴,
Андрей Григорьевич Фесюн⁵

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; samsonov@geol.msu.ru ✉

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; churikov@geol.msu.ru

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; ari3008@mail.ru

⁴ Институт математических исследований сложных систем Московского государственного университета имени М.В. Ломоносова; igrishin@sev.msu.ru

⁵ Институт стран Азии и Африки Московского государственного университета имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; fesyun@iaas.msu.ru

Аннотация. Данная работа посвящена результатам мониторинга изменения компонентов природных ресурсов в степной зоне Южного Урала под техногенным влиянием добычи и переработки медной руды с использованием данных дистанционного зондирования Земли. В ходе комплексного исследования были проанализированы космические снимки Landsat, полученные в 2014 и 2023 гг. Применение вегетационных индексов, в частности NDVI, позволило выявить снижение уровня растительности вокруг горно-обогатительного комбината за исследуемый период. Дополнительный анализ с использованием индекса железистых минералов (Ferrous Minerals Ratio) и метода «ложных цветов» подтвердил расширение площадей, занятых отвалами и хвостами, а также увеличение концентрации железа в почве. Результаты химического анализа проб подтверждают наличие повышенных концентраций металлов на хвостохранилище. Полученные данные свидетельствуют о влиянии горно-обогатительного комбината на окружающую среду и подчеркивают необходимость системного мониторинга ситуации.

Ключевые слова: дистанционное зондирование Земли, космические снимки Landsat, NDVI, Ferrous Minerals Ratio, метод «ложных цветов», экологический мониторинг

Для цитирования: Самсонов А.А., Чуриков Ю.А., Ибрагимов А.Р., Гришин И.Ю., Фесюн А.Г. Результаты дистанционного мониторинга изменения компонентов природных ресурсов в степной зоне Южного Урала под техногенным влиянием добычи полезных ископаемых // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2025. № 3. С. 53–60.

THE RESULTS OF REMOTE MONITORING OF CHANGES IN NATURAL RESOURCES IN THE STEPPE ZONE OF THE SOUTHERN URALS UNDER ANTHROPOGENIC INFLUENCE FROM MINING ACTIVITIES

Aleksey A. Samsonov¹✉, Yury A. Churikov², Artur R. Ibragimov³,
Igor Yu. Grishin⁴, Andrey G. Fesyun⁵

¹ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; samsonov@geol.msu.ru ✉

² Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; churikov@geol.msu.ru

³ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; ari3008@mail.ru

⁴ Institute of Complex Systems Mathematical Research, Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; igrishin@sev.msu.ru

⁵ Institute of Asian and African Studies, Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; fesyun@iaas.msu.ru

Abstract. This study focuses on the results of monitoring changes in natural resource components in the steppe zone of the Southern Ural region under the technogenic influence of copper ore extraction and processing, using Earth remote sensing data. A comprehensive analysis was conducted on Landsat satellite images acquired in 2014 and 2023. The application of vegetation indices, particularly the NDVI, revealed a decline in vegetation levels around the mining and processing plant over the study period. Further analysis utilizing the Ferrous Minerals Ratio index and the “false color” method confirmed the expansion of areas occupied by waste dumps and tailings, as well as an increase in soil iron concentration. Chemical analyses confirmed the presence of elevated metal concentrations at the tailings storage facility. The findings highlight the environmental impact of the mining and processing plant and underscore the need for systematic monitoring of the situation.

Keywords: Remote sensing of the Earth, satellite images of Landsat, NDVI, Ferrous Minerals Ratio, the method of “false colors”, ecological monitoring

For citation: Samsonov A.A., Churikov Yu.A., Ibragimov A.R., Grishin I.Yu., Fesyun A.G. The results of remote monitoring of changes in natural resources in the steppe zone of the Southern Urals under anthropogenic influence from mining activities. *Moscow University Geol. Bull.* 2025; 3: 53–60. (In Russ.).

Введение. Загрязнение территорий вокруг рудников широко известно и может представлять значительную экологическую проблему, влияющую на качество окружающей среды. В процессе добычи и переработки полезных ископаемых в зависимости от состава руды в компоненты среды могут попадать различные загрязнители, включая тяжелые металлы, химические реагенты и пылевые частицы. Эти вещества накапливаются в почвах, водоемах и атмосфере, вызывая деградацию экосистем, что требует тщательного мониторинга и анализа.

Для комплексного изучения загрязнения территорий вокруг рудников используются различные методы, включая химический анализ проб отходов недропользования, проб почвы и воды на предполагаемой площадке воздействия, дистанционное зондирование и геохимическое картирование. Эти методы позволяют определить состав загрязняющих веществ, их концентрацию и распространение, а также оценить влияние на окружающую среду. В совокупности указанные методы дадут более точную оценку уровня загрязнения на исследуемой территории.

В качестве практического примера частичной реализации разработанных подходов рассмотрен горно-обогатительный комбинат (ГОК) по добыче и переработке медной руды. Объект представляет собой пример промышленного предприятия с потенциально высоким риском загрязнения компонентов среды, что делает его удобной моделью для проведения комплексного анализа.

Дистанционное зондирование становится все более популярным благодаря своей способности охватывать большие территории и предоставлять данные в реальном времени. Основной целью исследования было выявление и картирование зон с наибольшим уровнем загрязнения, что позволит,



Рис. 1. Схема отбора проб на хвостохранилище, 1–9 — места отбора проб

при необходимости, разработать меры по снижению экологического воздействия ГОКа на окружающую среду. Задачей данного исследования являлась оценка динамики изменения почвенно-растительного покрова вокруг ГОКа с применением комплекса современных методов изучения, включая прецизионный химический анализ проб хвостохранилища, расчет массы пыления и дистанционное зондирование Земли (ДЗЗ) для мониторинга и анализа степных и смежных с ними экосистем.

Материалы и методы. Динамика изменения почвенно-растительного покрова территории степных и полустепных зон была оценена с использованием ретростептивных космических снимков, полученных со спутников Landsat. Программа Landsat, реализуемая Национальным управлением по аэронавтике и исследованию космического пространства (NASA) и Геологической службой США (USGS), непрерывно осуществляющая съемку и обеспечивающая получение изображений земной поверхности из космоса с 1972 г., предоставила данные для исследования. С момента запуска первого спутника Landsat-1 было выведено на орбиту еще восемь аппаратов. В настоящее время функционируют спутники Landsat седьмого, восьмого и девятого поколений, в то время как аппараты предыдущих поколений завершили свою работу.

Первичная обработка полученных спутниковых снимков, включая расчет вегетационных и геологических индексов, была выполнена в геоинформационной системе QGIS, работа над которой была начата американским геологом Гари Шерманом в 2002 г. Пространственная привязка растровых изображений, сравнительный анализ данных в пространстве и времени, а также составление карт были осуществлены в геоинформационной системе ArcGIS, разработанной компанией ESRI (США).

Для проведения исследований были отобраны 11 проб, в том числе 2 рудных пробы (руда 1, руда 2) с карьера и 9 проб (X1, X9) с хвостохранилища ГОКа (рис. 1).

Исследования химического состава отобранных проб выполнены методом ИСП-МС с использованием масс-спектрометра с индуктивно-связанной плазмой в лаборатории ООО «Стюарт Геокемикл энд Эссей». В качестве выборки в табл. 1 из полученных аналитических данных были отобраны элементы, которые превышают в значительной степени (в 2–4 раза) значения фоновых концентраций по степным районам Южного Урала, на примере Челябинской области [Семенова и др., 2015; Смагин и др., 2023; Нефёдова, 2023]. По результатам анализов отмечены низкие содержания Си до 0,03–0,05 % в хво-

Таблица 1

Основные элементы, определенные методом масс-спектрометрии

Номер образца	ME-MS41								
	As	Ca	Co	Cu	Fe	Mg	Mo	P	W
	ppm	%	ppm	ppm	%	%	ppm	ppm	ppm
	0,1	0,01	0,1	0,2	0,01	0,01	0,05	10	0,05
	10000	25	10000	10000	50	25	10000	10000	10000
X1	5,1	2,63	22,8	376,0	3,61	2,37	5,17	1010	18,43
X2	4,4	2,33	20,4	304,5	3,86	2,43	5,37	994	17,67
X3	5,0	2,13	21,4	317,0	3,38	2,16	5,62	1295	23,53
X4	3,3	2,46	21,2	411,6	3,52	2,34	5,25	741	18,79
X5	5,8	2,06	20,4	436,3	3,40	1,88	5,77	1065	41,14
X6	4,9	1,74	20,2	754,2	3,07	1,71	10,79	770	43,59
X7	6,0	1,88	21,4	504,6	3,12	1,85	7,94	677	31,93
X8	4,9	2,34	20,5	443,4	3,41	2,22	5,61	663	14,28
X9	4,1	2,19	20,4	315,4	3,38	2,16	4,00	696	29,69
руда 1	379,5	0,75	192,2	9867,0	37,21	0,26	0,87	165	286,65
руда 2	156,0	1,04	146,5	4669,9	17,71	1,27	90,56	259	326,44

стах обогащения, по сравнению с содержаниями 0,5–1,5% в руде, что может совпадать с проектными показателями извлечения полезного ископаемого 95%. Такая же тенденция у значений Fe и S.

Для оценки интенсивности и радиуса ореола распространения пылевых частиц с площади хвостохранилища ГОКа определены следующие параметры:

- среднегодовое значение скорости ветра на данной территории принято 5 м/с [Climate..., 2024];
- количество сухих дней в год 217 [Climate..., 2024];
- 1 день равен 86 400 секундам;
- площадь открытой поверхности хвостохранилища $6 \cdot 10^6 \text{ м}^2$;
- площадь исследуемой территории с учетом выбранной системы координат (WGS 84) составляет $473\,000\,000 \text{ м}^2$.

Интенсивность пыления хвостохранилища, принятого за аналог, при скорости ветрового потока 5 м/с и среднем диаметре частиц 45 мкм составляет $0,910 \cdot 10^{-6} \text{ кг}/(\text{м}^2 \cdot \text{с})$ [Маслобоев и др., 2016].

Также проведен гранулометрический ситовой анализ 3 проб хвостохранилища весом 30 г каждая. Итогом стало разделение общей массы на размеры фракций в процентном отношении, что отражено в табл. 2.

На основе приведенных параметров и результатов гранулометрического анализа проведен расчет массы пыли от хвостохранилища, оседающей на 1 м^2 в год:

$$0,910 \cdot 10^{-6} \cdot 6 \cdot 10^6 \cdot 86400 \cdot 217 = 102\,368\,448 \text{ кг} / 473\,000\,000 \text{ м}^2 = 0,2164 \text{ кг}.$$

Таким образом, установлено количественное воздействие пыли на исследуемой площади, прежде всего на атмосферу и почвы.

Таблица 2

Гранулометрический анализ проб хвостохранилища

Размер фракции, мм	Средние содержания гранулометрических фракций в пробах, %	Размер фракции, мм	Средние содержания гранулометрических фракций в пробах, %
<0,05	7,3	0,6	2,3
0,1	10,8	1	23,9
0,2	15,2	2	13,5
0,3	5,9	>3	17,1
0,4	3,9		

Применение спектральных индексов. Для оценки уровня загрязнения территорий степных зон и воздействия на прилегающие к ГОКа районы возможно использовать данные дистанционного зондирования Земли (ДЗЗ). Применение данного метода с использованием индексов железистых минералов позволяет наглядно представить результаты проведенного исследования, что в сопоставлении с оценкой массы пыли на изучаемой территории выявляет степень воздействия и деградации почв вокруг месторождений и может применяться в аналогичных по показателям растительности степных и полупустынных регионах Азии и Африки.

Для мониторинга изменений почвенно-растительного покрова изучаемого района были проанализированы многоспектральные космические снимки Landsat, полученные 3 июля 2014 г. (Landsat-8) и 24 июля 2023 г. (Landsat-8). Выбор программы Landsat был обусловлен несколькими факторами.

Во-первых, пространственное разрешение 30 м и спектральный диапазон 0,4–1,1 мкм, характерные для снимков Landsat-8, соответствуют требованиям, установленным «Классификатором тематических задач оценки природных ресурсов и окружающей среды, решаемых с использованием материалов дистанционного зондирования Земли», для решения поставленных геоэкологических задач [Классификатор..., 2002]. К таким задачам относятся выявление территорий с неудовлетворительным состоянием лесов, выявление участков леса, пострадавших от промышленных выбросов, а также выделение участков с различной степенью преобразованности (нарушенности) растительного покрова.

Во-вторых, снимки Landsat являются мульти-спектральными, что дает широкие возможности для их обработки. Так, снимки Landsat-5 содержат семь спектральных каналов, Landsat-7 — восемь, а Landsat-8 — одиннадцать. Каждый канал представляет собой определенный диапазон частот электромагнитного спектра, включая как видимые (красный, зеленый, синий), так и невидимые (ближний и коротковолновый инфракрасный) человеческому глазу.

Снимки программы Landsat находятся в свободном доступе на официальном портале Геологической службы США GloVis USGS [USGS].

Таблица 3

Значения индекса NDVI и соответствующие им типы растительного покрова

Значение NDVI	Тип растительности (объекта)
Ниже -0,1	Бетон, асфальт
-0,1...0,2	Отсутствие всякой растительности (горы, водные объекты, облака)
0,2...0,3	Низкая степень развития зеленой биомассы
0,3...0,6	Средняя степень развития зеленой биомассы
0,6...1	Высокая степень развития зеленой биомассы

Программа Landsat располагает обширной библиотекой космических снимков, охватывающей период с 1973 по 2024 гг. Доступ к этой библиотеке предоставляется через портал GloVis USGS.

Июль был выбран в качестве месяца наблюдений поскольку, согласно Приказу Рослесхоза [Приказ..., 2018] вегетационный период в степных районах Российской Федерации фиксируется с 15 мая. Кроме того, для обеспечения объективности исследования были выбраны снимки, сделанные в близкие даты, так как разница даже в один месяц может привести к существенным различиям в величинах вегетационного индекса. Это позволяет сравнивать полученные значения изучаемого района с данными из других природных зон, а также с аналогичными природными условиями в различных регионах, включая территории Ближнего Востока и Африки.

Для оценки динамики состояния почвенно-растительного покрова был использован нормализованный разностный вегетационный индекс (NDVI), разработанный американским ученым Джоном Роузом в 1973 г. [Rouse, et al., 1973]:

$$NDVI = \frac{NIR - RED}{NIR + RED},$$

где NIR — ближний инфракрасный канал (NearInfrared); RED — красный канал.

Формула NDVI основана на том, что здоровая и густая растительность поглощает больше красного излучения и отражает больше ближнего инфракрасного излучения. Благодаря нормализации значения NDVI всегда находятся в диапазоне от -1 до +1, что упрощает сравнение состояния растительности во времени и пространстве, а также идентификацию типов растительного покрова. Оптимальные показатели NDVI для изучаемого района приведены в табл. 3.

Проведенный анализ ретроспективных спутниковых снимков показал очевидное расширение границ ГОКа на момент проведения исследования, увеличились отвалы и площадь хвостохранилища, что связано с активной работой комбината в течение 12 лет. Значения вегетационных индексов, рас-

считанные для данной территории, сопоставимы с аналогичными показателями в степных и полупустынных регионах Африки и Азии. Также, можно обнаружить уменьшение уровня растительности вокруг комбината на основании значений табл. 3.

Современные методы анализа спутниковых снимков позволяют оценить также ореол концентрации железа на исследуемой территории. Для этого можно использовать индекс железистых минералов, а также напрямую оценить распространение Fe^{2+} и Fe^{3+} .

Сравнение индекса железистых минералов Ferrous Minerals Ratio рассчитывалось по следующей формуле [Segal, 1982]:

$$\text{Ferrous Minerals Ratio} = \frac{SWIR - 1}{NIR}.$$

Коэффициент железистых минералов (FM) — геохимический индекс для определения объектов горных пород, содержащих некоторое количество железистых минералов, при использовании каналов коротковолнового инфракрасного (SWIR) и ближнего инфракрасного (NIR) излучения.

Проведенный комплексный анализ спутниковых снимков через индексы NDVI (рис. 2) и Ferrous Minerals Ratio (рис. 3) показал очевидное расширение ГОКа, увеличились площади, занятые под массивами отвалов и хвостов, что связано с 12-летним периодом работы комбината на момент исследования, уменьшение уровня растительности вокруг комбината.

Для расчета содержания в горных породах трехвалентного железа применяется формула [IndexDataBase, 2011–2024]:

$$Fe^{3+} = \frac{Red}{Green}.$$

Проведенный анализ (рис. 4, А) продемонстрировал, что максимальная концентрация трехвалентного железа наблюдается по краям отвалов, а также частично на полях хвостов. Это говорит о том, что содержание оксидов трехвалентного железа характерно для отвалов, появившихся относительно недавно. Такое распределение трехвалентного железа, вероятно, связано с повышенным содержанием рудного материала, а именно халькопирита и борнита в этих отвалах. В целом халькопирит является одним из основных минералов, содержащих трехвалентное железо и его присутствие объясняет наблюдаемые результаты анализа.

Для расчета содержания в горных породах двухвалентного железа применяется следующая формула [IndexDataBase, 2011–2024]:

$$Fe^{2+} = \frac{SWIR - 2}{NIR} + \frac{Green}{Red}.$$

Содержание двухвалентного железа отображено на рис. 4, Б. В отличие от трехвалентного железа,

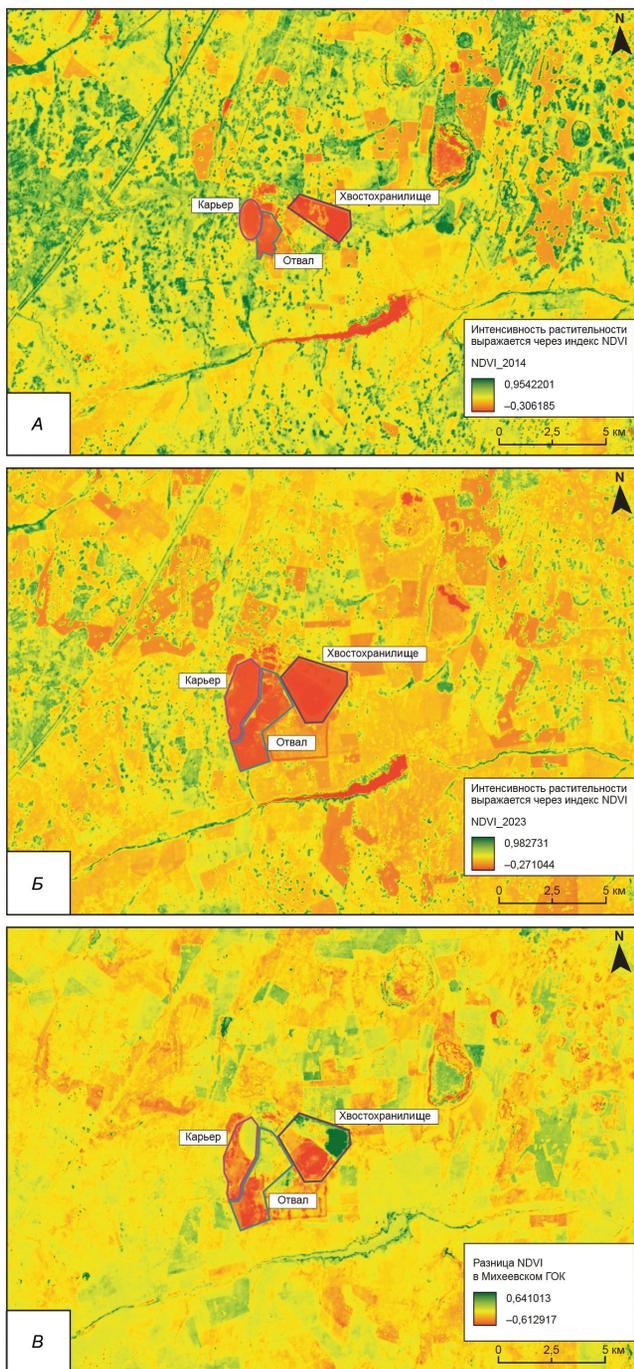


Рис. 2. Значения NDVI в 2014 г. (А) и в 2023 г. (Б); разница NDVI с 2014 по 2023 гг. (В)

содержание оксидов двухвалентного железа в ГОК выделяются менее наглядно. В первую очередь выделяются карьер и отвалы, и это тоже связано с высоким содержанием рудного материала, только в этом случае пирита и арсенопирита, что характерно для данного месторождения.

Для точного определения областей, богатых железом, был применен метод «ложных цветов» в комбинации с RGB-каналами. Технология «ложных цветов» позволяет визуализировать информацию, полученную из различных частей электромагнит-

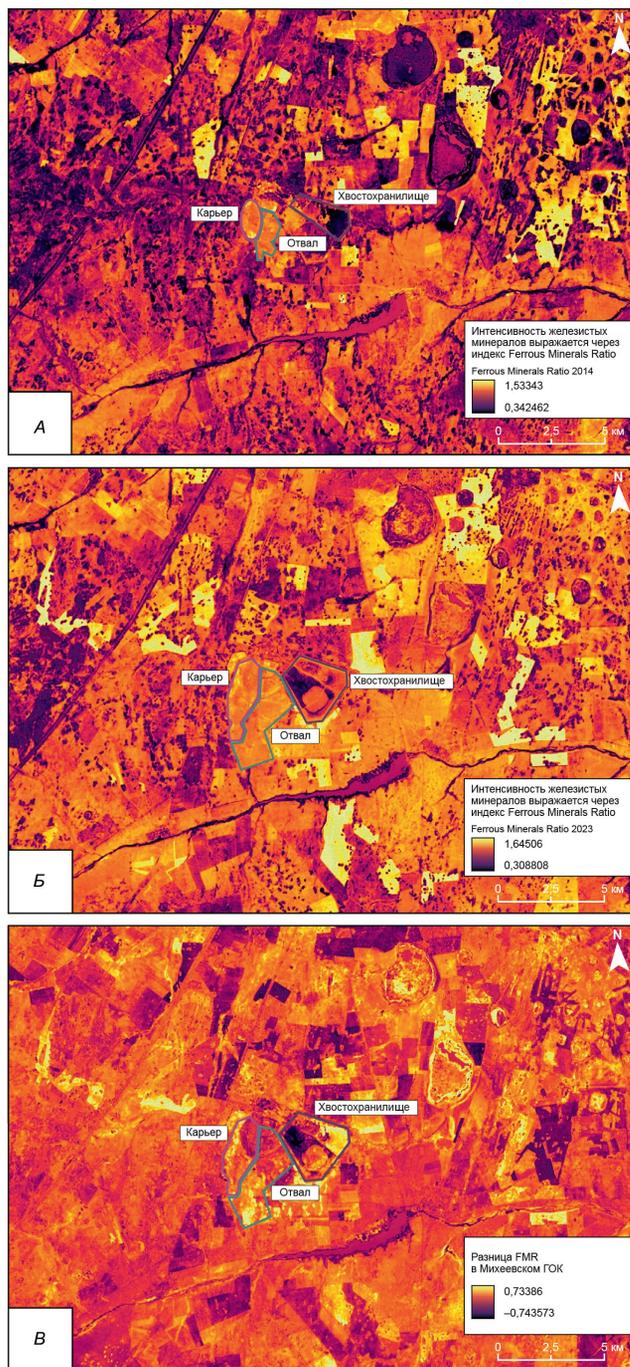


Рис. 3. Уровни значений железистых минералов в 2014 г. (А) и в 2023 г. (Б); изменение уровня значений индекса железистых минералов с 2014 по 2023 гг. (В)

ного спектра, включая видимый и невидимый диапазоны, что делает ее мощным инструментом для анализа данных дистанционного зондирования.

В данном случае, для создания изображения с «ложными цветами» были использованы следующие соотношения отражательной способности.

$$\text{Красный канал (Red): } \frac{\text{Red}}{\text{Green}} (\text{Fe}^{3+}) -$$

это соотношение отражательной способности в диапазонах 4 и 3, которое чувствительно к трехвалентному железу.

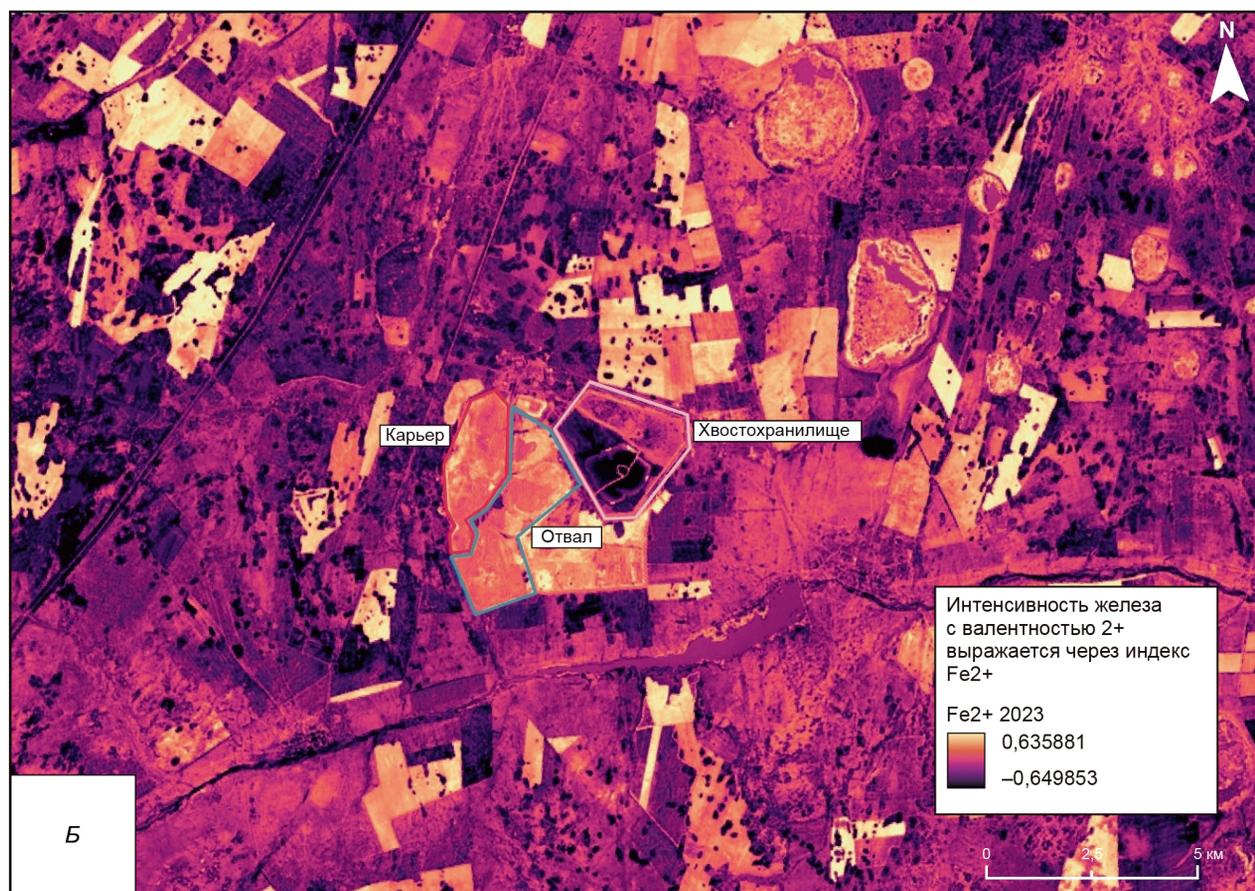
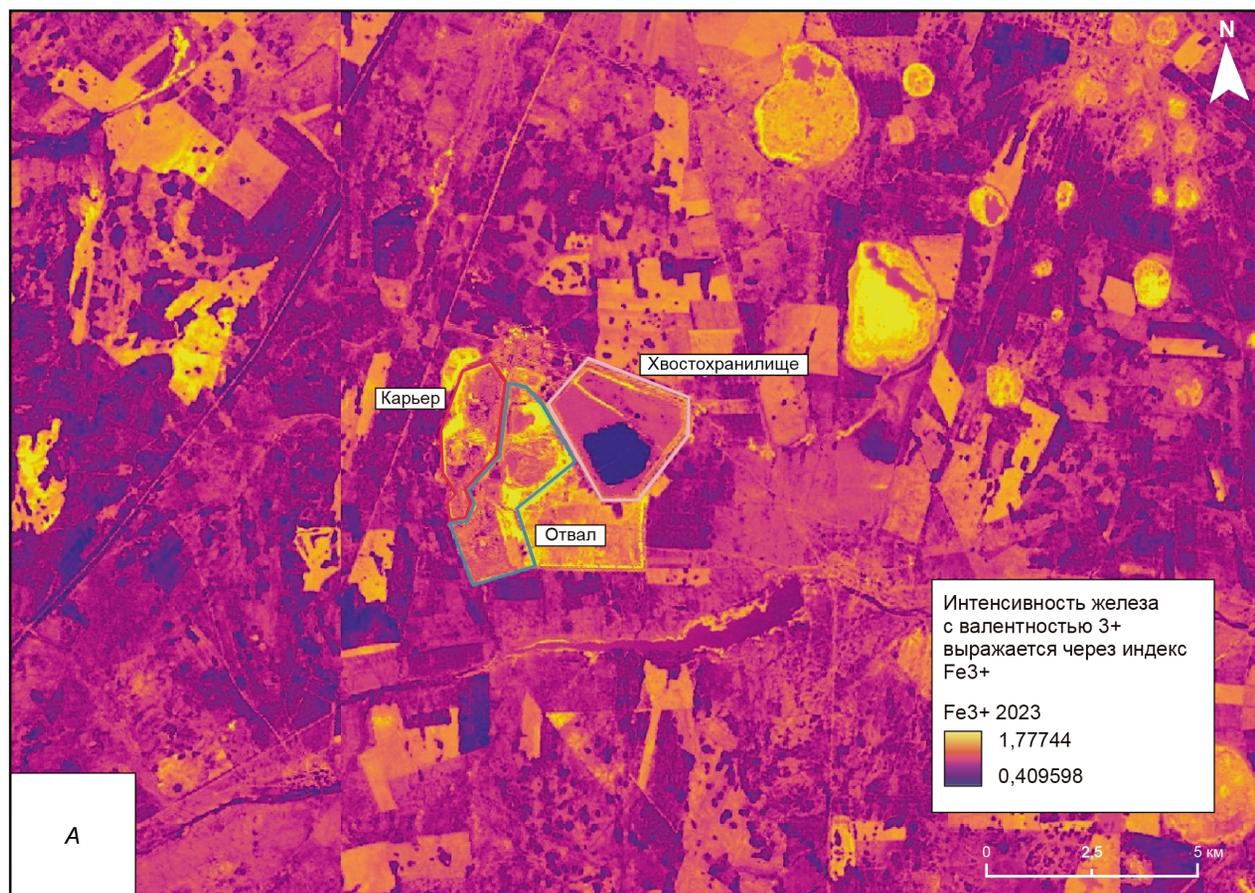


Рис. 4. А — распределение содержаний оксидов трехвалентного железа (Fe^{3+}); Б — распределение содержаний оксидов двухвалентного железа (Fe^{2+})

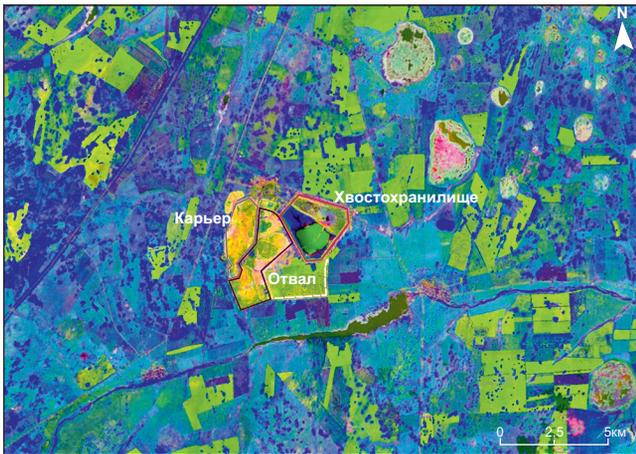


Рис. 5. RGB-композиции в «ложных цветах» (Red — Fe^{3+} , Green — Fe^{2+} , Blue — Clay Minerals)

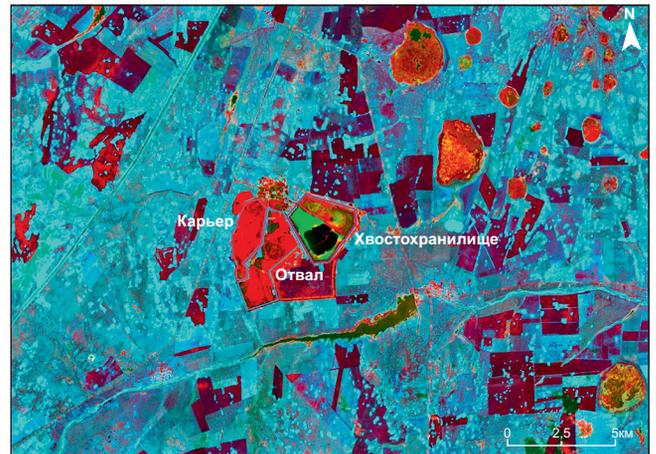


Рис. 6. RGB-композиции в «ложных цветах» (Red — Fe^{3+} , Green — 5/7, Blue — 5/4)

Зеленый канал (Green): $\frac{SWIR-2}{NIR} + \frac{Green}{Red} (Fe^{2+})$ — это соотношение отражательной способности реагирует на присутствие двухвалентного железа.

Синий канал (Blue): $\frac{SWIR 1}{SWIR 2}$ (Clay minerals) — соотношение отражательной способности в диапазонах 6 и 7, которое связано с наличием глинистых минералов [Amro, 2011; Gopinathan, et al., 2020].

Такая комбинация каналов позволяет создавать изображения с уникальной цветовой палитрой (рис. 5), где распределение железа визуализируется следующим образом:

- желтый цвет указывает на участки с высоким содержанием железа, где присутствуют как оксиды железа, так и двухвалентное железо;
- красный цвет обозначает зоны с умеренным содержанием железа, где преобладают оксиды железа;
- зеленый цвет соответствует водным участкам, которые характеризуются низкой отражательной способностью во всех использованных диапазонах;
- синий цвет и его оттенки представляют остальные типы пород и объектов, где содержание железа незначительно, а преобладают глинистые минералы.

Анализ изображения с «ложными цветами» позволяет наглядно определить распределение железа в исследуемой области, выделить зоны с различным содержанием этого элемента и оценить их пространственное расположение. Этот метод является ценным инструментом для геологического картирования, поиска месторождений полезных ископаемых и изучения геохимических процессов.

Желтым цветом выделены в первую очередь карьер и отвалы, связано это с используемыми красным и зеленым каналами, которые в совокупности образуют соответственно желтый цвет, которые отражают трехвалентное и двухвалентное железо в рудных материалах, например пирит, халькопирит, а также борнит и арсенопирит.

Помимо стандартного подхода, существует альтернативный способ применения технологии «ложных цветов», который также использует прин-

цип «ложных цветов», но с иной конфигурацией цветовых каналов.

В этом альтернативном методе, вместо традиционного использования красного, зеленого и синего спектров, применяются специальные соотношения отражательной способности в различных диапазонах:

- красный канал (Red) формируется соотношением отражательной способности в диапазонах 4/3 (Fe^{3+});
- зеленый канал (Green) использует соотношение 5/7 (влажность почвы);
- синий канал (Blue) строится на основе соотношения 5/4 (распределение растительности).

Такой подход позволяет создавать изображения с уникальной цветовой палитрой, где распределение железа визуализируется следующим образом:

- красный цвет указывает на участки с высоким содержанием железа;
- желтый цвет обозначает зоны с умеренным содержанием железа;
- темно-коричневый или черный цвет: соответствует водным объектам;
- голубой или бордовый цвет представляет остальные типы пород и объектов.

Анализ изображения с «ложными цветами» (рис. 6) позволяет наглядно определить распределение железа в исследуемой области, выделить зоны с различным содержанием этого элемента и оценить их пространственное расположение. Сравнение результатов, полученных с помощью разных методов «ложных цветов», позволяет более точно интерпретировать состав и свойства горных пород, а также выявлять скрытые закономерности и особенности геологического строения исследуемой территории.

Красным цветом более детально по сравнению с первым методом «ложных цветов» выделяются карьер и отвалы, связано это с применением в качестве красного канала индекса Fe^{3+} , и соответственно большого количества минералов трехвалентного железа в рудном материале, в первую очередь это касается халькопирита и борнита.

Хвостохранилище отчетливо выделяется зеленым цветом, поскольку оно является территорией складирования рыхлых пород после процесса обогащения, соответственно, проникающая способность для воды увеличиваются, породы насыщены влагой.

Синий цвет может быть применен для выявления состояния и уровня деградации растительности, а также оценки загрязненности, изменений в почвенном покрове. Так, можно наблюдать большие площади с угнетенной растительностью, которая отображается темно-бордовыми цветами спектра, а здоровая растительность выделяется синими-голубыми цветами интерференции цветового спектра. Данная работа выявляет маркировочные критерии для аналогичных территорий и дает возможность анализировать удаленные территории регионов стран Азии и Африки дистанционно без непосредственного нахождения на месте изучения.

Заключение. За более чем десятилетний период добычи медной руды на ГОКе были накоплены большие объемы техногенных образований, из-за чего состояние окружающей среды непрерывно меняется. В данный момент времени площадь, занятая объектами добычи и переработки полезных ископаемых, превышает 12 км² и в ближайшем будущем будет расширяться с пропорциональным увеличением объемов отходов недропользования.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Классификатор тематических задач оценки природных ресурсов и окружающей среды, решаемых с использованием материалов дистанционного зондирования земли. Иркутск; М., 2002.

Маслобоев В.А., Бакланов А.А., Амосов П.В. Результаты оценки интенсивности пыления хвостохранилищ // Вестник МГТУ. 2016. Т. 19, № 1/1. С. 13–19.

Нефёдова Е.А. Изучение содержания подвижных форм тяжелых металлов в почвах Челябинской области // Итоги XXII Международного конкурса научно-исследовательских и творческих работ учащихся «Старт в науке», 2023. URL: <https://school-science.ru/15/1/51001> (дата обращения: 20.08.2024).

Приказ Рослесхоза № 173 «О внесении изменений в Методические рекомендации по проведению государственной инвентаризации лесов, утвержденные приказом Рослесхоза от 10.11.2011 № 472». URL: <https://rosleshoz.gov.ru> (дата обращения: 20.08.2024).

Семенова И.Н., Биктимерова Г.Я., Ильбулова Г.Р., Исанбаева Г.Т. Современные проблемы науки и образования. Содержание тяжелых металлов в почве окрестностей карьеров Челябинской области // Современные проблемы науки и образования. 2015. (2–1). С. 561–565.

Смагин А.И., Маркова Л.М. Успехи современного естествознания. Загрязнение почв города Челябинска // Успехи современного естествознания. 2023. № 4. С. 55–61.

Произведена обработка космоснимков, полученных со спутников Landsat, а именно вычисление специализированных индексов NDVI, Fe³⁺, Fe²⁺, Ferrous Mineral Ratio и применение метода «ложных цветов» при построении RGB-изображений, что позволяет выявить места скопления рудного материала в отвалах и на хвостохранилище.

Комплексирование методов химического и гранулометрического анализов с космоснимками на наличие железа в отвалах, хвостохранилище и на прилегающих территориях ГОКа продемонстрировало динамику изменения растительного покрова за счет пыления, расширение площади воздействия ГОКа и увеличения преобладания железистого компонента в почвах в зоне влияния комбината. Полученные результаты свидетельствуют о перспективности применения комплекса применяемых методов на основе ДЗЗ в степных регионах Российской Федерации, а также в аналогичных биомах, включая аридные и полуаридные зоны Азии и Африки.

Финансирование. Работа выполнена при поддержке Программы развития МГУ, проект № 24-Ш05-07 на тему «Исследование потенциала природных ресурсов и новых форматов отношений между Россией и странами Азии и Африки: моделирование экономического, политического и культурного сотрудничества».

Alasta A.F. Using Remote Sensing data to identify iron deposits in central western Libya // International Conference on Emerging Trends in Computer and Image Processing (ICETCIP'2011) Bangkok Dec., 2011.

Climate-Energy.ru. URL: <https://climate-energy.ru> (дата обращения: 20.08.2024).

Gopinathan P., Parthiban S., Magendran T., et al. Mapping of ferric (Fe³⁺) and ferrous (Fe²⁺) iron oxides distribution using band ratio techniques with ASTER data and geochemistry of Kanjamalai and Godumalai, Tamil Nadu, south India, Remote Sensing Applications // Society and Environment. 2020. Vol. 18.

Index DataBase. Sensor: Landsat 8 // The IDB Project, 2011–2024. URL: <https://www.indexdatabase.de> (дата обращения 20.08.2024).

Rouse Jr.J. Monitoring vegetation systems in the Great Plains with ERTS / J. Rouse Jr, R.H. Haas, J.A. Schell, D.W. Deering // NASA special publication. 1973. 309 p.

Segal D. Theoretical Basis for Differentiation of Ferric-Iron Bearing Minerals, Using Landsat MSS Data // Proceedings of Symposium for Remote Sensing of Environment, 2nd Thematic Conference on Remote Sensing for Exploratory Geology, Fort Worth, TX, 1982. 949–951 p.

USGS — Science for a changing world. URL: <https://www.usgs.gov> (дата обращения: 20.08.2024).

Статья поступила в редакцию 14.05.2024,
одобрена после рецензирования 12.05.2025,
принята к публикации 28.06.2025

УДК 553.2:552.322:552.321 (575.1)

doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2025-64-3-61-80

ЩЕЛОЧНЫЕ ЛАМПРОФИРЫ ЧАТКАЛО-КУРАМИНСКОГО РЕГИОНА (СРЕДИННЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ)

Халбай Джангирович Ишбаев¹✉, Нумонбек Рустам угли Далимов²,
Абдухаким Абдивакил угли Курбанов³, Куанышбек Муратович Илешов⁴,
Анвар Хамракулович Шукуров⁵, Виктор Иванович Старостин⁶,
Алексей Андреевич Самсонов⁷

¹ Национальный университет Узбекистана им. Мирзо Улугбека, Ташкент, Узбекистан; halbay@mail.ru ✉

² Филиал Университета Пизы, Ташкент, Узбекистан; n.dalimov@gmail.com

³ Университет геологических наук, Ташкент, Узбекистан ; abduhakim24@mail.ru

⁴ Институт геологии и геофизики им. Х.М. Абдуллаева, Ташкент, Узбекистан; quanishbek1990@mail.ru

⁵ Национальный университет Узбекистана им. Мирзо Улугбека, Ташкент, Узбекистан; a.h.shukurov1986@gmail.com

⁶ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; star@geol.msu.ru

⁷ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; samsonov@geol.msu.ru

Аннотация. В данной статье представлены результаты исследований мезозойских лампрофировых даек в бассейнах рек Шаваз, Бештор, Кичик Чаткал-Кураминского региона. Дана геологическая характеристика, выявлены и описаны новые типы даек, изучены закономерности их пространственного распределения и определена последовательность формирования. Результаты исследования вещественного состава пород дайки включают: анализ распределения породообразующих петрогенных элементов минералов для наиболее репрезентативных разновидностей; состав основных и акцессорных минеральных фаз на основе микрозондового анализа; распределение примесных элементов в породах на основе данных ICP-MS. Рассмотрены взгляды на геодинамическую природу лампрофирового магматизма, условия образования материнских магм даек и вопросы металлогенической специализации.

Ключевые слова: Чаткало-Кураминский регион, щелочные лампрофиры, камптониты, мончикиты, ксенолиты, малые элементы, петрография, петрогеохимия, металлогения, мантийный плюм

Для цитирования: Ишбаев Х.Д., Далимов Н.Р., Курбанов А.А., Илешов К.М., Шукуров А.Х., Старостин В.И., Самсонов А.А. Щелочные лампрофиры Чаткало-Кураминского региона (Срединный Тянь-Шань) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2025. № 3. С. 61–80.

ALKALINE LAMPORPHYRES OF THE CHATKAL-KURAMIN REGION (MIDDLE TIAN-SHAN)

Khalbay D. Ishbaev¹✉, Numonbek R. Dalimov², Abdukhakim A. Kurbanov³,
Kuanyszbek M. Ileshov⁴, Anvar H. Shukurov⁵, Viktor I. Starostin⁶, Aleksey A. Samsonov⁷

¹ Mirzo Ulugbek National University of Uzbekistan, Tashkent, Uzbekistan; halbay@mail.ru ✉

² Branch of the University of Pisa in Tashkent, Uzbekistan; n.dalimov@gmail.com

³ University of Geological Sciences; Tashkent, Uzbekistan abduhakim24@mail.ru

⁴ Kh.M. Abdullaev Institute of Geology and Geophysics; quanishbek1990@mail.ru

⁵ Mirzo Ulugbek National University of Uzbekistan, Tashkent, Uzbekistan; a.h.shukurov1986@gmail.com

⁶ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; star@geol.msu.ru

⁷ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; samsonov@geol.msu.ru

Abstract. This article presents the results of studies of Mesozoic lamprophyre dikes in the basins of the Shavaz, Beshtor, Kichik rivers of the Chatkal-kuramin region. A geological characteristic is given, new types of dikes are identified and described, the patterns of their spatial distribution are studied and the sequence of formation is determined. Material composition study results of the dike rocks include: analysis of the distribution of rock-forming petrogenic elements of minerals for the most representative varieties; composition of the main and accessory mineral phases based on microprobe analysis; Distribution of admixture elements in rocks based on ICP-MS data. The authors' views on the geodynamic nature of lamprophyric magmatism are considered, the conditions for the generation of the parental magmas of dikes and the issues of metallogenic specialization.

Keywords: Chatkal-Kuramin region, alkaline lamprophyres, kamtonites, monchiquites, xenoliths, minor elements, petrography, petrogeochemistry, metallogeny, mantle plume

For citation: Ishbaev Kh.D., Dalimov N.R., Kurbanov A.A., Ileshov K.M., Shukurov A.X., Starostin V.I., Samsonov A.A. Alkaline lamprophyres of the Chatkal-Kuramin region (Middle Tian-Shan). *Moscow University Geol. Bull.* 2025; 3: 61–80. (In Russ.).

Введение. Чаткало-Кураминский регион — один из уникальных петрографических регионов Западного Тянь-Шаня, характеризующийся бурным развитием продуктов верхнепалеозойского субщелочного вулканоплутонического магматизма, где можно решить ряд фундаментальных проблем магматической геологии [Далимов и др., 1993]. Регион представлял собой палеозойскую активную окраину Казахстанского микроконтинента [Далимов и др., 2003, 2010; Миркамалов и др., 2018; Xiao et al., 2013 и др.], сформированную в герцинском этапе в результате коллизии двух микроплит с последующей субдукцией [Далимов и др., 2003]. В позднем палеозое (ранний девон — карбон) Срединный Тянь-Шань является частью (активной окраиной) крупного Бельтау-Кураминского окраинно-континентального вулканоплутонического пояса, протянувшегося на расстоянии более 3000 км и шириной более 200 км по территории Средней Азии, северо-запада Китая, Монголии и Забайкалья [Xiao и др., 2013; Буртман, 2006 и др.]. В геодинамической истории Срединного Тянь-Шаня определились две докембрийские геотектонические структуры — Чаткальский террейн и Торгасайское палеоокраинное море. Территория последнего явилась главной ареной всех фанерозойских тектономагматических и рудных процессов в Чаткало-Кураминском регионе, вошедшей на палеозойском этапе своего развития в состав активной окраины Казахского каледонского орогена [Садыкова, 2016].

Несмотря на выполненный здесь ряд специальных тематических палеовулканологических, петрологических, глубинных геолого-структурных и других исследований, не изученными оставались специфические природные горные породы — лампрофиры, которые играют особую роль в формировании ряда эндогенных рудопоявлений. В этой связи находки даек щелочных лампрофиров, содержащих ксенолиты в Чаткало-Кураминском регионе, представляет большой интерес для петрологии литосферной мантии Срединного Тянь-Шаня.

Широко распространенные лампрофиры в пределах рудно-магматических концентров Западного Тянь-Шаня до последнего времени рассматривались в составе разнообразных гранитоидных комплексов в ассоциации с жильными дериватами гранитоидов, выделяя дайки первого или второго этапов. Самостоятельное значение этого типа магматизма еще не вполне осознано, но его высокая рудоносность, яркие индикаторные свойства в формировании того или иного рудопоявления вполне очевидны.

Известно, что лампрофирам посвящены многочисленные работы зарубежных и отечественных исследователей [Мушкин, 1966, 1979; Le Maitre, et al., 1989, 2002; Rock, 1991, 1994; Woolley et al., 1996; Таджикибаев, 1991; Таппа и др., 2005, 2008; Авданкевич, 2007; Štemprok, Seifert, 2011; Ахунджанов, 2013; Ахунджанов и др., 2014; Zel et al., 2022; Ишбаев и др., 2016, 2020 и др.]. Результаты исследований показывают,

что магме лампрофиров характерно обогащение летучими компонентами, с быстрым подъемом и внедрением на уровне земной коры во время региональных этапов релаксации литосферы. Внедрение таких даек и диатрем является показателем рифтогенеза и раскола континентальной литосферы, а происхождение их связано с периферическими магматическими камерами и т. д. Их классификации и терминологии посвящены работы N.M.S. Rock [1991], R.W. Le Maitre [2002] и др.

Среди семейства лампрофиров Штрекайзен (1979) выделяет три основных типа лампрофиров: 1) известково-щелочные лампрофиры; 2) мелилитовые лампрофиры; 3) щелочные лампрофиры, последние имеют между собой взаимопереходы, что было определено И.В. Мушкиным [1979], И.Х. Хамрабаевым [1958] и нами, и факт этих переходов затрудняет попытки классифицировать и типизировать лампрофиры на отдельные генетические типы.

Изучение лампрофиров и содержащихся в них разнообразных ксенолитов позволяет получить информацию о составе, строении, уровнях магмогенерации и эволюции слоев глубин Земли, недоступных для непосредственного изучения [Nixon, 1987; Griffin, et al., 2009; Su, et al., 2011; Upton, et al., 1983; Hunter, Upton, 1987; Downes, 2001; Гибшер и др., 2009, 2012; Мушкин, 1979; Хамрабаев и др., 1958; Таджикибаев, 1984, 1991; Ахунджанов 2013; Ишбаев, 2016, 2020 и др.]. В целом эти фельдшпатоидные лампрофиры являются «носителями» глубинных мантийных ксенолитов, которые были вынесены из головной части плюма (или мантийного диапира) при зонном плавлении. Головные части подобных плюмов, согласно геологическим и термобарометрическим данным, пересекают нижнюю кору и достигают до глубины около 20 км верхней коры [Шарков, Богатиков, 2015]. Этот тезис подтверждает, что дайки диагностируются как системы подводющих каналов промежуточных коровых очагов в головных частях мантийных супер-плюмов и локальных плюмов. В раннем мезозое и кайнозое (280–97 млн лет) внутриплитная магматическая активность в пределах Западного Тянь-Шаня, возможно, контролировалась группой относительно мелких мантийных плюмов (hot-finger).

В Чаткало-Кураминском регионе специально посвящены лампрофирам работы [Мушкина, 1966; Таджикибаев, 1986–1991; Ахунджанов, 2013; Далимов, 2020; Мамарозинова, 2020; Каримова, 2018, и др.]. В результате этих исследований были выделены дайковые поля, их генетические типы, связь даек со скарновым и золото-серебро-полиметаллическим оруденением, определены единичные абсолютные возраста и т. д.

И.Х. Хамрабаев [1964], изучая дайковые образования в Нуратинском регионе и Центральных Кызылкумах, отметил, что наблюдаются переходы диоритовых порфиритов в спессартиты: «Ближе к контактам и местам выклинивания даек диорит-

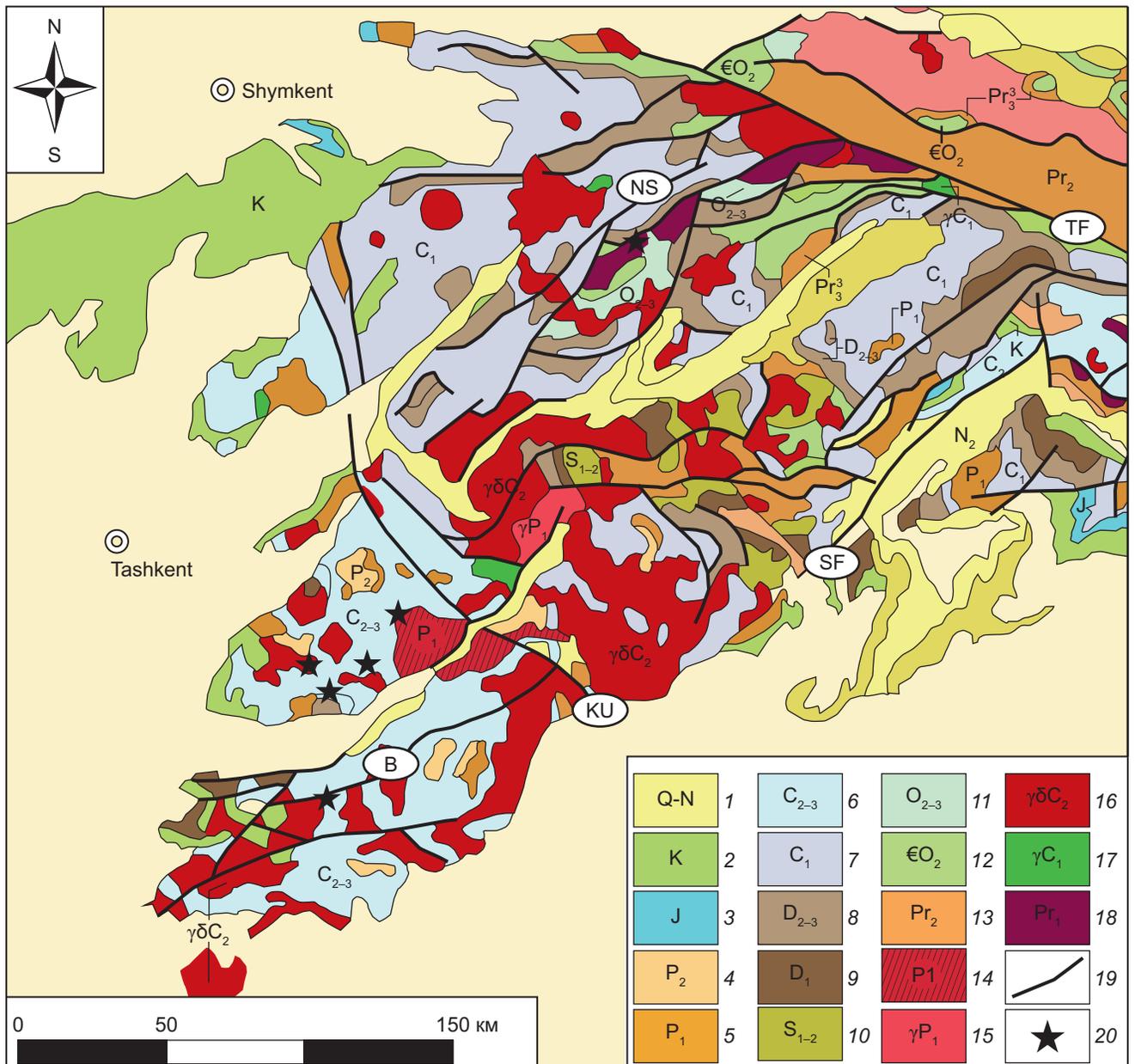


Рис. 1. Фрагмент из геологической карты Средней Азии и прилегающих территорий. 1 : 2 500 000 [Li Tingdong, et al., 2008]: 1 — отложения четвертичного периода и неоген, 2 — мел, 3 — юра, 4 — средняя пермь, 5 — нижняя пермь, 6 — верхний карбон, 7 — нижний карбон, 8 — средний-верхний девон, 9 — нижний девон, 10 — нижний девон-средний силур, 11 — средний-верхний ордовик, 12 — кембрий — средний ордовик, 13 — верхний мезопротерозой, 14 — пермские риолиты, 15 — пермские граниты и гранодиориты, 16 — граниты и гранодиориты карбона, 17 — габброиды нижнего карбона, 18 — палео-мезопротерозойские граниты и гранодиориты, 19 — разломы (основные разломы: TF — Талас-Ферганский сдвиг, SF — Северо-Ферганский, KU — Кумбель-Угамский, NS — Нуреката-Сандалашский, B — Баштавакский), 20 — место обнаружения лампрофиров

порфириров содержание амфиболовых фенокристов резко вырастает, а порода принимает облик лампрофиров», а в Кульджуктау: «В некоторых дайках количество роговой обманки достигает 50%, и тогда порода приближается к лампрофирам». Поэтому эти породы ассоциируются вместе и являются продуктами единой лампрофировой магмы.

Здесь необходимо отметить, что авторы не располагают систематизированными, обобщенными данными о составе лампрофировых даек. Отдельные исследования содержатся в разных отчетах, монографиях, статьях с 1950 до 2000 г., описывающих формы даек, состав, мощности, распространение.

Затем произошли разительные изменения — сменились методики, в обиход вошли микрозондовые анализы, произведены тысячи силикатных и других видов анализов. Поэтому задача состоит в том, чтобы собрать, оценить и опубликовать эти материалы, которые составили бы единую базу данных [Далимов, Ганиев, 2010].

Целью настоящей статьи является анализ результатов изучения мезозойских даек и диатрем щелочных лампрофиров в Чаткало-Кураминском регионе.

Аналитические методы. Полевые исследования проводились в последние годы по составлению петрографических профилей и разрезов с отбором

образцов и проб. Для проведения лабораторных исследований применялись современные методы; породообразующие минералы изучались под поляризационными микроскопами Nikon ECLIPSE LV100NPOL, Nikon Optiphot 2 Pol, Полам P-311 и МИН-8 в Отделе петрологии Института геологии и геофизики им. Х.М. Абдуллаева, при помощи микронзондов сканирующего электронного микроскопа Carl Zeise, с приставкой системы микроанализа Oxford instrument (SEM-EDX) лаборатории «Физико-химических методов исследования» Центра передовых технологий при Министерстве высшего образования, науки и инновации Республики Узбекистан; петрогенные элементы и элементы-примеси определялись в центральной химико-аналитической лаборатории Министерства геологии и горно-добывающей промышленности Республики Узбекистан с помощью масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ISP-MS). Состав породообразующих минералов лампрофиров и их растровые снимки сделаны в Институте геологии и геофизики на электронно-зондовом микроанализаторе MS-46 фирмы «Cameca» (Канада) и микроаналитическом комплексе электронно-зондового микроанализатора JXA-8800R (Jeol, Япония) с энергодисперсной приставкой Link ISIS Oxford (Великобритания) в Институте геологии и геофизики им. Х.М. Абдуллаева. Условия съемки: $V = 20$ кВ, $I = 50$ нА. Стандарты — природные и синтетические аналоги анализируемых минералов. Используемые аналитические линии: Si-K α , Al-K α , Na-K α , K-K α , Ca-K α , Fe-K α . Поправки на матричные эффекты — ZAF-коррекция. Обработка результатов петрографических, минералогических, петрохимических и геохимических исследований проведена с использованием компьютерных программ (Excel, Petro Explorer).

Геологическое обстановка. Схема магматизма Н.П. Васильковского [1952] по сей день не утратила своего значения — все последующие предложенные схемы магматизма с той или иной степенью детализации ее повторяют [Арапова, 1983; Коржаева, 1986; Ткачева, 2001; Далимова, 2007–2010 и др.].

Фундамент Чаткало-Кураминского региона представлен следующими магматическими древними формациями: мигматит-диорит-гнейсовая (сууктепинский комплекс; PR_1 ?; мигматиты, гнейсограниты, метадиориты); амаеллит-плаггиогранитная (пскемский, бешторский комплексы); трахибазальтовая (шорашуйский комплекс: трахибазальты, апогиалобазальты покровной фации, дайки оливинных метабазальтов); диорит-плаггиогранит-гранитная (каракиинский, зексайский комплексы) [Далимов и др. 1993].

По современным данным [Миркамалова и др., 2023] рифтогенные комплексы представлены торгасайским (σO_2t) и шавазским ($\sigma O_2\check{s}$) гипербазитовыми комплексами, продукты которых распространены в водораздельной части Чаткальского хребта и в пределах Акчинского интрузива.

В надсубдукционном рифтогенном режиме проявляются каракиинский габбро-диорит-плаггиогранитовый (v,pyS_2k) комплекс в южной части Кураминских гор в виде силлообразного тела габброидов Джайловчинского интрузива. Вслед за ними проявляются по возрастной последовательности башкызылсайский гранодиорит-амаеллитовый (S_2b), кызатинский лейкогранитовый ($S_2-D_1 kz$), каратагатинский монцонит-монцодиоритовый ($qu D_{1-2}kr$), текешский (аурахматский) габбро-монцонит-сиенитовый (C_1t), алмалыкский монцодиорит-сиенитовый ($C_{1-2}a$), карамазарский (кураминский) габбро-диорит-гранитовый (C_2k), кызылсайский гранит-амаеллитовый ($C_{2-3}k$) комплексы.

Внутриплитный пермский магматизм представлен арашанским гранит-лейкогранитовым (P_2a), бабайобским габбро-монцонит-сиенитовым (P_1b) и канимансурским диабаз-гранофировым дайковым (Pkn) комплексом. Триасовый период характеризуется южно-тяньшаньским дайково-диатремовым комплексом ($T_{2-3} jut$). В мелу локально проявляются ангрэн-джигаристанский щелочно-базальтоидный дайковый комплекс (K_2ag).

Металлогения. Кураминская зона охватывает Кураминский хребет, юго-западную часть Чаткальского хребта и Каржантау. В его пределах выделяются три главных рудно-магматические (РМ) площади — Шаваз-Дукентская, Гушсай-Кочбулак-Ничбашская и Алмалыкская, где размещены субвулканические и дайковые пояса золоторудной, медной и полиметаллической минерализации [Мамарозиков, 2020].

Ю.Г. Сафонов [2014, 2015] в своих исследованиях показал, что комплексные золотосодержащие месторождения с многометалльной специализацией связывает с эволюцией Чаткало-Кураминского плюма формирование «...значительных месторождений золота, урана, а также сверхкрупные месторождения серебра — Актепе (пятиэлементная формация) и Большой Канимансур (серебро-полиметаллическая формация)».

Ранним продуктом внутриплитного магматизма пермского этапа являются пермские вулкано-плутонические монцонитоиды (бабайобский, актепинский, алчалыкский, канимансурский и др. комплексы), с которыми ассоциируются известные апатит-магнетитовые, серебряные, серебро-арсенидные, золото-серебряные минерализации (Канимансур, Актепе, Алчалык и др.). С широко развитым сиенитоидным образованием ассоциируются олово, ниобий, тантал, цирконий, редкие земли, золото, серебро с примесями платиноидов, меди и молибдена [Мамарозиков, 2020]. Также У.Д. Мамарозиков отмечает, что онгориолит-лейкогранитовой ассоциации потенциально рудоносны на танталониобиевое, редкоземельное и уран-ториевое оруденение.

Наиболее поздние лампрофировые образования ассоциируются с самыми поздними, вероятно наиболее глубинными, рудно-магматическими системами. В дайках выражено наличие главных минеральных

типов золото-мышьяковой, золото-теллуровой и золото-серебряной, а также золото-пиритовой, золото-полисульфидной и золото-теллуровой формаций. В дайках отмечаются превышающие кларковые значения содержания золота, серебра и металлоидных и металлогенных элементов, что заставляет предполагать существенную роль плюмового щелочнобазальтоидного магматизма в формировании золото-серебряных месторождений той или иной части Кураминской зоны [Каримова, 2020].

Продукты южно-тяньшаньского дайково-диатремового комплекса (T_{2-3} jut) впервые были установлены в бассейне реки Карабау И.В. Мушкиным [1966], которые по вещественному составу отнесены к породам, переходным между минеттами и оливиновыми мончикитами. Позднее дайкообразные тела лампрофиров (рис. 1) с избытком мантийных и коровых ксенолитов обнаружены в бассейне р. Кичик на северном склоне Кураминского хребта, где они образуют три обособленных трубко-дайкообразных тела («Алтын-1», «Алтын-2», «Кичик»), которые сложены камптонитами, местами переходящими в мончикиты возрастной датировки (K-Ar) 169 ± 7 млн лет, что соответствует средней юре [Таджибаев и др., 1984].

В последние годы Р. Ахунджановым [2013] и Р.Т. Далимовым [2016] с соавторами были обнаружены дайки камптонитов и мончикитов с абсолютным возрастом 202 млн лет в бассейне р. Шаваз среди гранитоидов Карабаш-Шавазского плутона, в то же время А.А. Курбановым [2019] обнаружены мончикиты и оливиновые минетты в бассейне реки Бештор среди древних гранитоидов Бештор-Тундукского интрузива, что свидетельствует о широком распространении лампрофиров в Чаткало-Кураминском регионе.

Петрография лампрофировых даек. По минеральному составу и структуре, в соответствии с современной классификацией лампрофиров [Rock, 1991; Le Maitre, 2002; Петрокодекс..., 2009], породы, выполняющие дайки, относятся к камптонитам, мончикитам и взаимопереходным разновидностям.

Участок бассейна реки Кичик. Дайкообразные тела щелочных базальтоидов обнажаются в бассейне р. Кичик на северном склоне Кураминского хребта (рис. 2). Они образуют три обособленных трубкообразных тела («Алтын-1», «Алтын-2», «Кичик»), которые в плане имеют вытянутую форму размером 10×20 и 25×35 м и четкие крутопадающие контакты, срезающие структуру вмещающих карбонатных толщ (D_2 - C_1). Эти тела выполнены камптонитами, местами переходящими в мончикиты [Таджибаев и др., 1991].

Щелочные породы имеют явно кайнотипный облик и обладают резко порфировой структурой. Вкрапленники составляют 10–15 % объема породы. Состав вкрапленников — серпентенизированный и оталькованный оливин, титанавгит, основная масса — титанавгит (45–50 %), плагиоклаз (30–35 %, An_{35-52}), биотит (3–5 %), калиевой полевой шпат, стекло, магнетит (4–5 %) и апатит. Химический со-

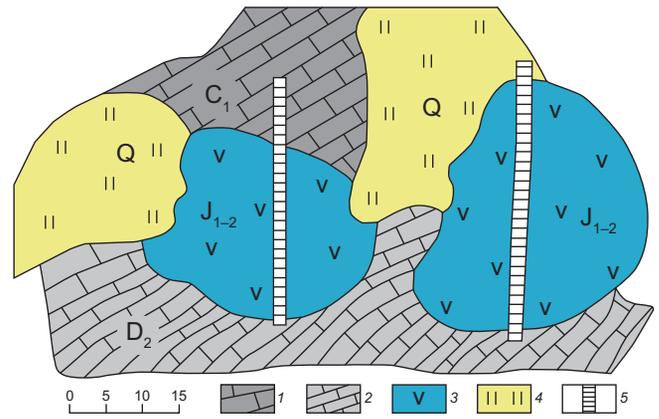


Рис. 2. Схема геологического строения трубок взрыва «Алтын-1», «Алтын-2» [Таджибаев, 1984]. 1 — карбонатные отложения C_1 , 2 — карбонатные отложения D_2 , 3 — кампто-мончикиты, 4 — наносы, 5 — канавы

став характеризуется пониженным содержанием кремнезема, глинозема, щелочей и повышенным — окислов титана, магния, железа и серы, хлора и РЗЭ по сравнению с аналогичными образованиями Южного Тянь-Шаня (табл. 1). По наличию анальцима и нормативного нефелина породы относятся к формации щелочных базальтоидов-лампрофиров.

В рассматриваемых щелочных базальтоидах (камптониты и мончикиты) установлены многочисленные ксенолиты ультраосновных и основных пород, которые представлены гарцбургитами, шпинелевыми лерцолитами, верлитами, пироксенитами, единичными ксенолитами дунитов, оливинитов и горнблендитов, а также коровыми образованиями — гранитоидами, кислыми гранулитами, сланцами и карбонатными породами [Таджибаев, 1984].

Среди мантийных ксенолитов преобладают шпинелевые лерцолиты (до 55 % от общего их количества), гарцбургиты (20 %), пироксениты и верлиты (10 %), оливиниты (15 %); коровые включения (основные и кислые гранулиты, сланцы, гнейсы, карбонаты) составляют не более 10 %. Размеры мантийных ксенолитов колеблются в пределах 0,5–6 см, иногда до 12–20 см. Форма их изометричная, округлая.

Среди обнаруженных авторами ксенолитов гарцбургиты характеризуются темно-серой до черной окраской. Размер включений колеблется от 0,5–6 до 12–20 см. Форма их округлая. Признаки оплавления слабо выражены или отсутствуют. Структура панидиоморфнозернистая в сочетании с гипидиоморфнозернистой. Они сложены оливином (70–75 %), энстатитом (25–30 %), диопсидом, хромшпинелидами, алюмохромитами и единичными зернами светло-коричневого акцессорного граната альмандин-пиропового ряда. Наблюдается дезинтеграция гарцбургита на отдельные минералы. Кроме того, характерной особенностью этих пород является обилие в них акцессорных хромшпинелидов двух генераций: высокохромистых (Cr_2O_3 до 38,9 %) и умеренно хромистых ($Cr_2O_3=10,7-23,17\%$), титаномagnetитов с высокими содержаниями TiO_2

Таблица 1

Химический состав щелочных базальтоидов и содержащихся в них глубинных включений Чаткало-Кураминского региона [Таджибаев и др., 1991]

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO ₂	42,5	43,1	43,62	43,63	43,79	43,83	42,8	44,87	45,1	43,7	44,1	40,7	43,9	43,4	43,0	43,80
TiO ₂	2,6	2,3	2,60	2,42	2,48	2,53	0,3	0,14	0,27	0,3	0,43	–	0,24	0,13	0,17	0,20
Al ₂ O ₃	11,4	12,0	12,05	12,10	12,60	12,50	2,70	2,26	1,7	4,0	3,7	–	3,4	2,4	2,45	3647
Fe ₂ O ₃	4,3	3,2	3,55	3,20	3,50	3,08	2,3	–	1,8	1,3	2,1	–	2,2	1,9	3,5	1,91
FeO	7,5	8,4	8,01	7,08	7,83	8,11	6,0	8,23	5,8	6,7	7,0	8,1	6,6	7,3	7,69	7,40
MnO	0,15	0,2	0,20	0,17	0,18	0,18	0,1	0,14	0,12	0,1	0,12	0,2	0,1	0,12	0,16	0,15
MgO	13,5	12,5	12,24	11,43	11,50	11,40	38,6	41,18	43,1	37,2	37,9	49,2	3,6	41,0	41,82	39,85
CaO	8,8	9,0	8,90	9,18	9,25	8,70	3,0	0,98	0,4	3,4	3,4	0,1	2,7	1,2	0,98	2,57
Na ₂ O	2,7	3,2	2,80	3,02	3,19	3,16	0,3	0,24	0,39	0,3	0,32	–	0,45	0,35	0,19	0,35
K ₂ O	1,7	1,8	1,84	1,97	1,79	2,00	0,1	0,20	0,25	0,2	0,12	–	0,10	0,08	0,11	0,08
P ₂ O ₅	–	0,7	0,68	0,66	0,67	0,67	–	–	0,05	0,1	0,05	–	0,92	0,01	0,04	0,04
H ₂ O	–	0,1	0,44	0,44	0,44	0,45	–	–	–	0,4	–	–	–	–	0,32	0,49
CO ₂	–	0,6	–	–	–	–	–	–	–	0,4	–	–	–	–	–	–
Ппп	4,1	3,3	3,20	3,72	3,41	3,74	2,9	1,2	1,2	1,8	0,9	1,2	2,6	1,9	–	–
Сумма	99,23	100,4	100,13	99,98	100,17	100,44	99,10	99,47	100,09	90,80	100,10	99,50	99,90	99,80	100,49	100,16

Примечание: 1–6 — щелочные базальтоиды Алтынтюпкана (кампто-мончикиты); 7–12 — ксенолиты в щелочных базальтоидах Алтынтюпкана (7–9 — гарцбургиты, 10, 11 — лерцолиты, 12 — оливиниты); 13, 14 — лерцолиты и гарцбургиты из щелочных базальтоидов Зарафшано-Гиссарской зоны; 15, 16 — гарцбургиты и лерцолиты из щелочных базальтоидов Байкальской рифтовой зоны, хр. Удокан.

Таблица 2

Химический состав породообразующих минералов ксенолита шпинелевого гарцбургита из Чаткало-Кураминского региона (Алтынтюпканское рудное поле) [Ишбаев, 2016]

Оксид	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	39,43	51,36	0,04	55,86	–	–	38,29	–	–	0,16	–	–
TiO ₂	–	1,52	0,17	0,22	6,73	0,04	10,50	54,17	54,01	11,36	–	20,83
Al ₂ O ₃	–	1,97	44,95	26,95	18,80	44,70	13,06	–	–	11,21	42,26	4,22
FeO	12,49	3,11	13,15	0,35	42,42	13,36	20,85	33,98	34,21	37,11	19,41	62,52
MnO	–	–	–	–	–	–	–	0,54	0,57	0,76	–	–
NiO	–	–	–	–	–	–	–	0,62	0,63	–	–	–
MgO	47,30	16,63	18,07	0,07	6,41	18,17	10,85	8,91	8,95	8,01	14,87	3,51
CaO	–	22,75	–	9,62	–	–	0,17	–	–	0,23	–	–
Na ₂ O	–	0,80	–	6,25	–	–	–	–	–	–	–	–
K ₂ O	–	–	–	0,23	–	–	5,29	–	–	–	–	–
V ₂ O ₅	–	–	–	–	0,23	0,08	0,19	1,28	1,28	–	–	0,74
Cr ₂ O ₃	0,34	1,42	23,08	0,38	25,40	23,65	0,12	0,50	0,35	31,15	22,79	6,81
Сумма	99,55	99,57	99,46	99,95	100,0	100,0	99,33	100,0	100,0	100,0	99,52	98,62

Примечания: 1 — оливин, 2 — пироксен, 3 — хромшпинель, 4 — плагиоклаз, 5, 6 — алюмохромит, 7 — биотит высокотитанистый (?), 8, 9 — ильменит, 10 — алюмохромит, 11 — хромшпинель, 12 — хромсодержащий титаномагнетит. Анализы выполнены на микроанализаторах MS-46 фирмы «Камека» и JXA-8800R фирмы «JEOL» с энергодисперсным спектрометром в Института геологии и геофизики им. Х.М. Абдуллаева (аналитик Е.Н. Игнатиков).

(до 20,83 %) и Cr₂O₃ (до 16,35 %) а также ильменита с примесью NiO, Cr₂O₃, V₂O₅ (табл. 2).

Оливин в ксенолитах гарцбургитов представлен хризолитом с железистостью 10–12 %, по трещинам спайности которых широко развиты мелкочешуйчатый желто-зеленый тальк и магнетит, что хорошо видно на фотографии в отраженных электронах и в характеристических рентгеновских спектрах отдельных элементов (рис. 3, а). На рис. 3, б изображено

содержание отдельных элементов по профилю зондирования (т.е. содержание элемента в каждой точке анализа), где можно увидеть четкое разграничение пары «ксенолит — вмещающая порода» по частоте встречаемости следующих элементов: Mg, Ca, Na, Al, K. На рис. 3, в можно наблюдать особенности распределения элементов, входящих в структуру оливина. Следующее изображение — это контактовая часть, где четко видна зона тонкозернистого

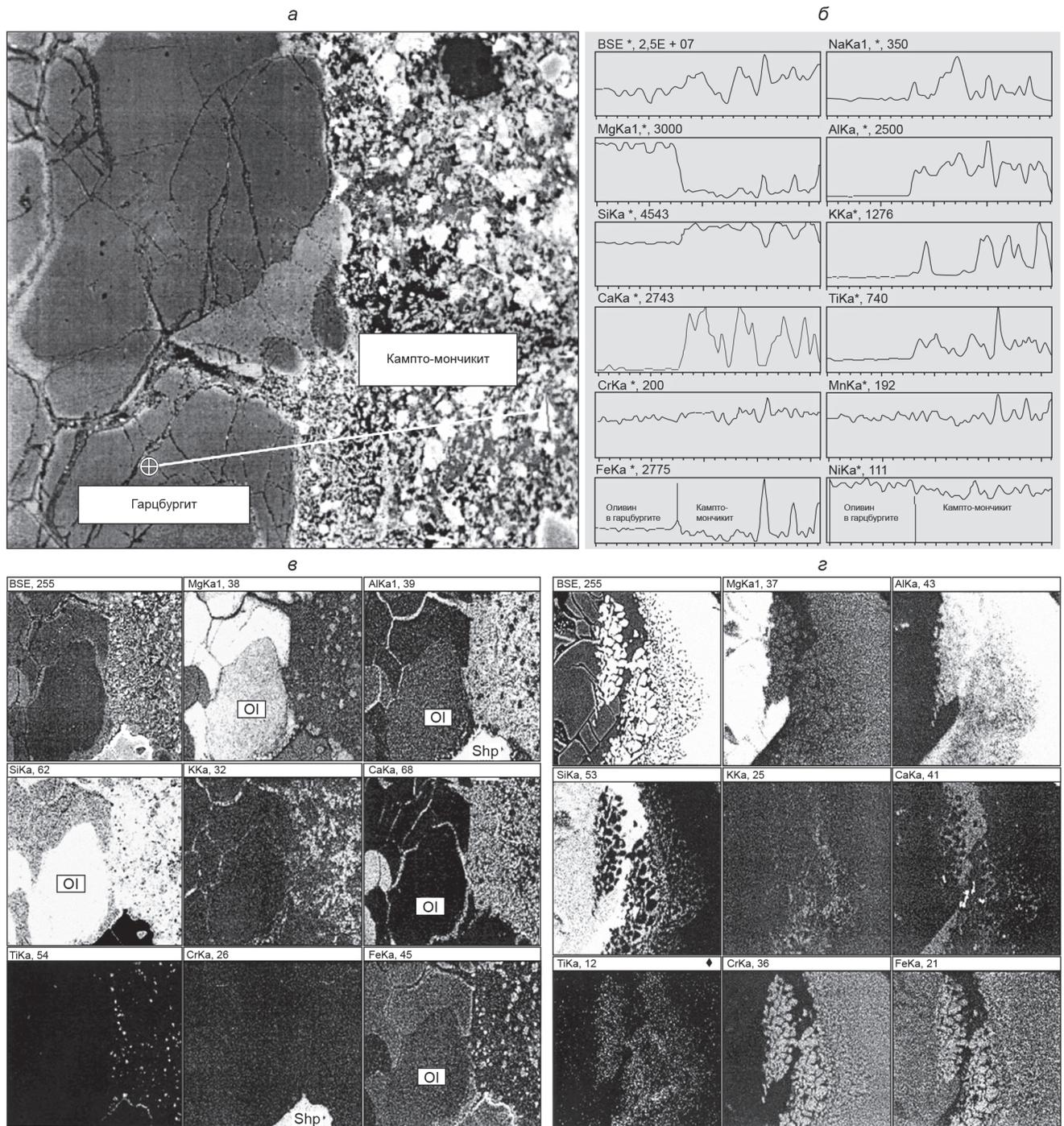


Рис. 3. Растровые изображения ксенолита гарцбургита в кампто-мончиките: а — разрез микрозондового профилирования по линии А:А; б — гистограмма распределения элементов по линии профилирования; в — характер распределения элементов в структуре оливина; г — характер выделения шпинелидов в приконтактной зоне ксенолита с вмещающей породой

закала и заливы тонкозернистой массы вмещающих базальтоидов в сторону ксенолита (рис. 3, г). Клинопироксен представлен хромистым диопсидом.

Хромшпинели ксенолитовых гарцбургитов более хромистые и менее глиноземистые, чем в аналогичном лерцолитовом парагенезисе из Монголии [Кежежинская, 1979]. Соотношение Al и Cr в шпинелях колеблется в широких пределах.

Химический состав ксенолитов и вмещающих их пород приведен в табл. 1. Гарцбургиты, по сравнению с вмещающими их породами характеризуются по-

вышенным содержанием окислов кремния, магния, и пониженным — титана, кальция, натрия, калия и глинозема. Ксенолиты по сравнению с «эталонными» гарцбургитами характеризуются относительно высокими содержаниями лито- и халькофильных элементов: рубидия, стронция, бария, гафния, свинца, цинка, меди, серебра, молибдена, вольфрама. Они содержат меньше типоморфных элементов Cr и Ni. От гарцбургитовых ксенолитов Заравшано-Гиссарской зоны они отличаются более высокой титанистостью, несколько увеличенными концентрациями

R, Rb. Намечается лишь слабая тенденция к повышению Sr и Ba в вебстеритах и клинопироксенитах.

Таким образом, петрографический спектр мантийных включений довольно разнообразен: это ксенолиты шпинелевых лерцолитов, гарцбургитов, пироксенитов, горнблендитов; включения дунитов, оливинитов. Наиболее распространены шпинелевые лерцолиты. По-видимому, включения дунитов и оливинитов характерны для придонной части магматической камеры и образовались раньше других разновидностей ультрамафитов при кристаллизационной (гравитационной) дифференциации основной магмы.

Участок бассейна реки Шаваз. Щелочно-ультраосновные лампрофиры на участке представлены мончикитами и кампто-мончикитами. Они образуют небольшой дайковый пояс в бассейне р. Шавазсай среди гранитоидов Карабашского интрузивного массива карамазарского комплекса C_2kr , еще одна дайка встречена в 2 км севернее на правом борту р. Шавазсай в Карабашской вулканоструктуре, которая прорывает вулканогенно-осадочные образования кызылнуринского комплекса P_2kz .

Мончикиты образуют кулисообразные дайки субмеридионального простирания (Аз. пад. 320–330°

угол падения 65–75°) протяженностью до 50–800 м при мощности от 1,0 до 2,0 м. Внешне это среднезернистые порфировидные породы зеленовато-серого цвета. Закальная часть даек имеет ширину до 3–5 см черного цвета стекловатого облика. Порфиновые вкрапленники центральных частях даек представлены оливином, диопсидом и биотитом. Порфиновые выделения вкрапленников составляют до 30–35 % от объема всей породы. Среди вкрапленников оливин наиболее распространенный минерал, составляет до 75 % от всех порфиновых выделений. Он образует идиоморфные бесцветные ромбовидные таблицы, слегка разъеденные с краев, размером до 2,0 мм. Все зерна оливина нацело замещены смесью серпентина, хлорита и иддингсита, по краям зерен иногда видны тонкие опацитовые каймы рудного минерала. Диопсид образует мелкие чешуи размером 0,3–0,5 мм, бесцветные с буроватым оттенком, иногда он образует простые двойники. Биотит образует удлиненные таблицы светло-зеленого цвета, плеохроирует от зеленого до светло-коричневого, встречается как в порфиновых выделениях, так и в основной массе. Нередко чешуи биотита изогнуты, обтекают зерна оливина и ориентированы по направлению потока магмы, напоминая трахитоидность (рис. 4).

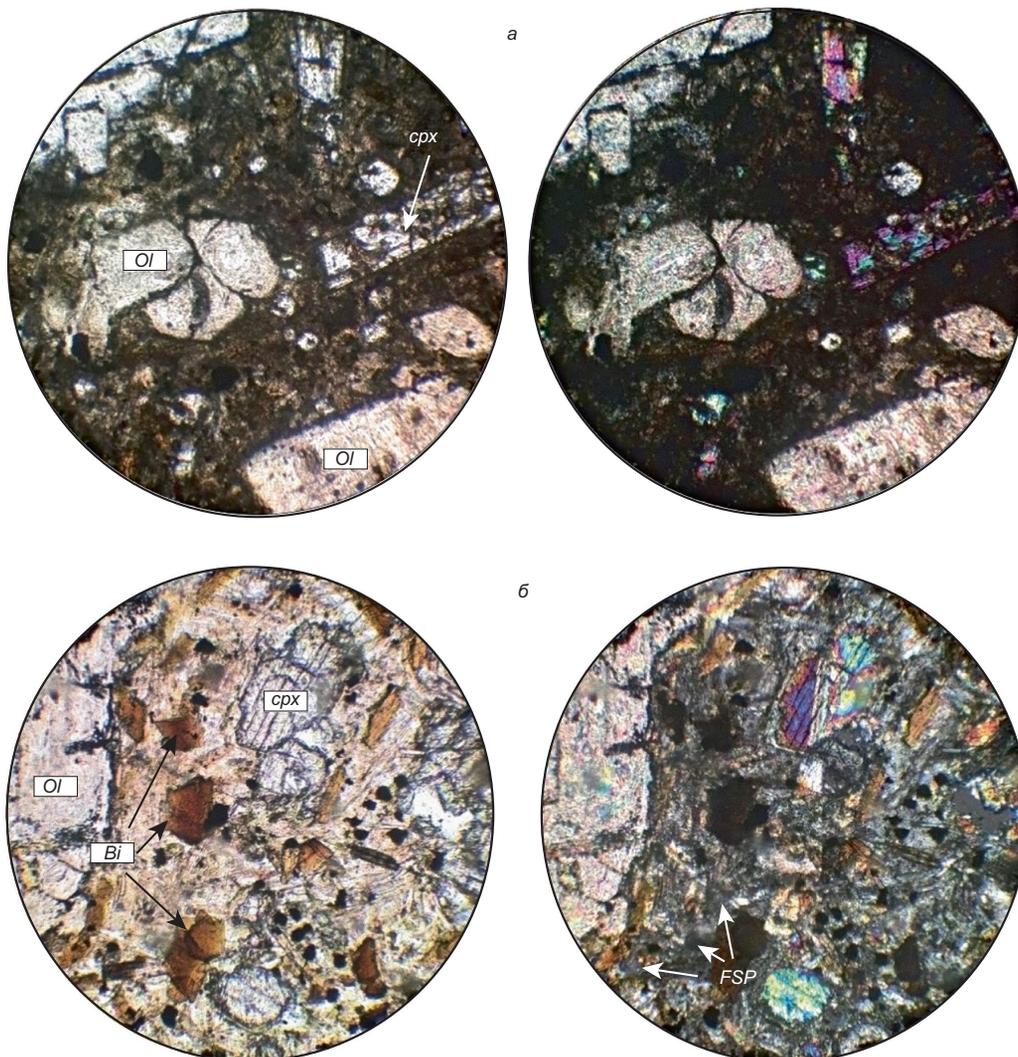


Рис. 4. Микрофотографии шлифов мончикитов. Структура порфировая, вкрапленники представлены оливином, пироксеном и биотитом. а — Шлиф X-118/1 увеличение 76 раз, б — Шлиф X-119/1 увеличение 76 раз

Структура основной массы пород аллотриоморфнозернистая, гиалопилитовая, с мелкими микролитами диопсида и биотита, ортоклаза, микролиты очень мелкие, размером не более 0,05 мм. Основная масса слабо просвечивает в преломленном свете и содержит большое количество карбонатного вещества. Некоторые дайки содержат в своем составе овальные зерна кальцита размером до 0,1 мм.

По классификации [Rock, 1991], основанной на минеральном составе лампрофиров, дайки мончикитов Шавазая являются ультраосновными, и относятся к группе айкилитов — карбонатсодержащих лампрофиров, характерная черта минерального состава которых в отсутствии меллилита и наличии, кроме карбонатных минералов, оливина, пироксена, амфибола, флогопита, граната, апатита и оксидов.

Камптониты представляют собой породы серого, розовато-серого цвета. Структура породы порфировая, фенокристаллы сложены, в основном, обыкновенной роговой обманкой, авгитом и небольшим количеством плагиоклаза — андезина. Особой чертой дайки является наличие крупных (3×6 см) мелко-крупнозернистых ксенолитов оливинсодержащих, роговообманковых клинопироксенитов (рис. 5), мелкозернистых диорито-гнейсов, среднезернистых монцогаббро, крупнозернистых адамеллитов [Ахунджанов и др., 2013, 2018]. Кроме этих пород лампрофиры содержат многочисленные резорбированные ксенокристы и их скопления



Рис. 5. Камптонит с ксенолитом роговообманкового пироксенита (3×6 см) и ксенокристами резорбированных пироксена и роговой обманки [Ахунджанов и др., 2013] В порфировых выделениях более мелкие кристаллы роговой обманки и плагиоклаза. Основная масса тонко-мелкозернистая

черного пироксена, роговой обманки, плагиоклаза, калиевого полевого шпата, кварца и обособления вторичных минералов — кальцита, хлорита. Крупные порфировые выделения и ксенокристаллы размещены в тонко-мелкозернистой основной массе, сложенной роговой обманкой, плагиоклазом и фельдшпатоидами, представленными самостоятельными минералами — анальцитом, лейцитом, псевдоморфозами по ним и рудным минералом (табл. 3).

Таблица 3

Состав породообразующих, аксессуарных и рудных минералов даек лампрофиров, размещенных в гранодиоритах Карабаш-Шавазского интрузива [Ахунджанов и др., 2013]

Компонент, коэффициент	Роговая обманка (13)	Роговая обманка измененная (3)	Роговая обманка чермакитовая (1)	Андезин (6)	Олигоклаз (1)	Альбит-олигоклаз (1)	Ортоклаз (3)	Анальцит (1)	Апатит (3)	Сфен (1)	Титаномагнетит (7)	Магнетит (4)
SiO ₂	40,81	41,71	36,43	56,31	61,27	60,91	64,51	49,45	–	30,67	0,12	0,39
TiO ₂	1,88	1,29	–	–	–	0,13	–	–	–	37,15	3,46	0,18
Al ₂ O ₃	13,69	10,4	17,51	26,95	23,53	18,60	17,98	21,20	–	–	0,13	0,12
Fe ₂ O ₃ +FeO	14,09	12,86	17,79	0,18	0,23	0,69	0,18	0,27	0,32	3,24	94,46	95,76
MnO	0,14	0,25	0,50	–	–	–	–	–	–	–	0,99	0,06
MgO	13,15	8,89	17,12	0,87	1,07	1,25	0,42	–	0,02	–	–	0,20
CaO	11,77	9,31	11,53	9,00	4,73	1,34	0,01	2,84	49,34	28,40	0,08	0,18
Na ₂ O	1,76	2,17	–	6,20	8,99	8,54	1,51	6,65	0,61	–	–	0,12
K ₂ O	1,41	1,61	0,12	0,35	0,18	1,68	15,31	1,22	0,17	–	–	0,12
P ₂ O ₅									38,05	–	–	–
V ₂ O ₅	0,05	0,06	–	–	–	–	–	–	–	0,55	0,52	0,06
Cr ₂ O ₅	0,01	0,01	0,13	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Y ₂ O ₅	–	–	–	–	–	–	–	–	0,60	–	–	–
Сумма	98,76	88,56	101,13	99,86	100	93,14	99,92	81,63	88,51	100,01	99,76	97,19

Примечания. Микронзондовые точечные определения выполнены на электронном микроанализаторе «Jeol-8800Rh» (Япония) в Институте геологии и геофизики им. Х.М. Абдуллаева, С.О. Зенковой. Кроме того, определены (%): в андезине — In₂O₃ — 0,07; в роговой обманке — NiO — 0,01; в ортоклазе — BaO — 0,45; в титаномагнетите — CoO — 0,01; ZnO — 0,02; Ag₂O — 0,01; Cr₂O₃ — 0,05; в магнетите — CoO — 0,05; в пирите, обрастающем роговую обманку — Ni — 0,20; Co — 0,20; As — 0,10; La — 0,52; Ce — 0,03; Pt — 0,31; в пирите основной массы — Ag — 0,14 (в скобках количество анализов).

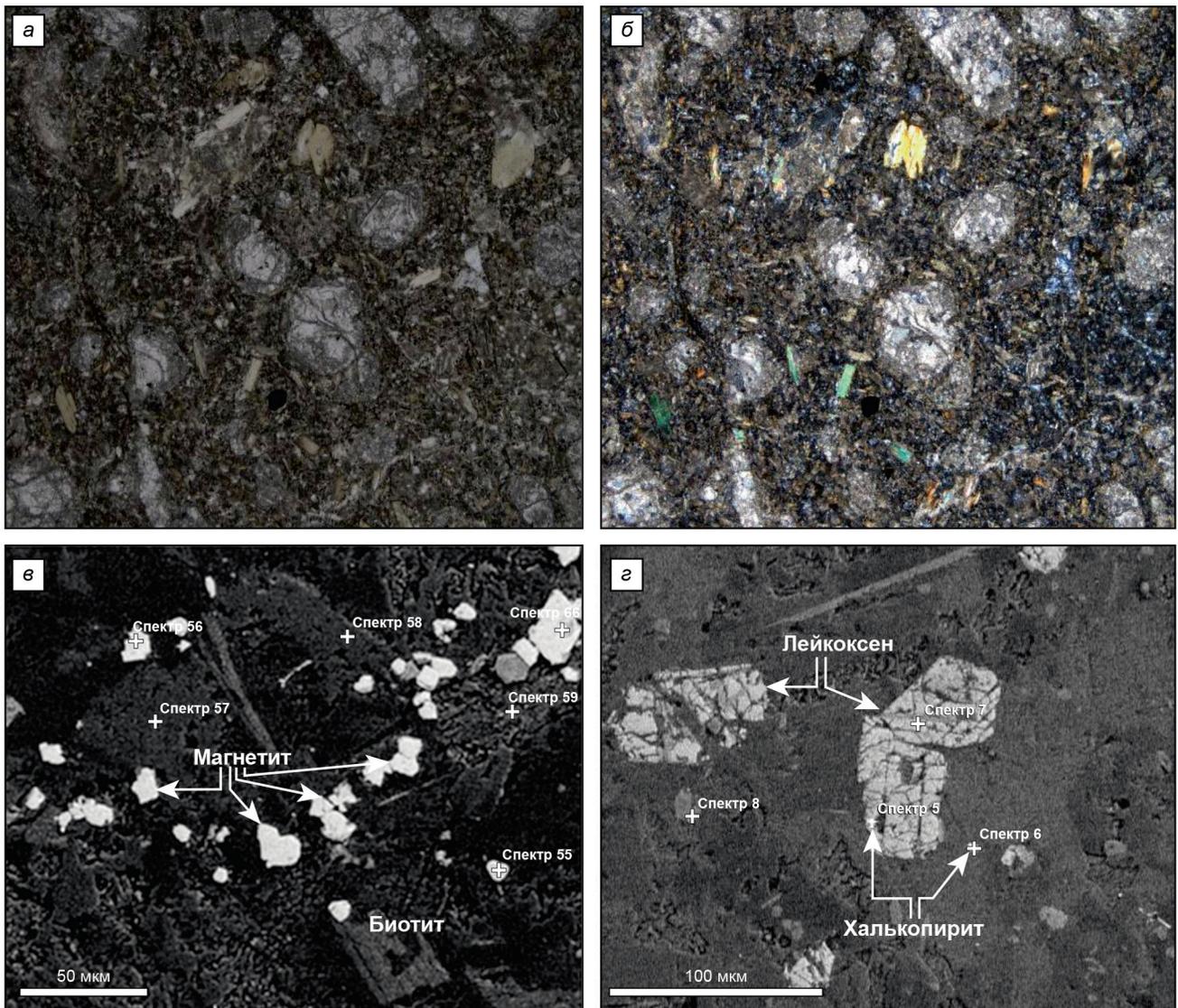


Рис. 6. Микрофотографии шлифов и растровые снимки микроминералов в основной массе кампто-мончикитовой дайки в бассейне реки Акчасай (АК-3): а — порфировая структура, вкрапленники оливина (при одном николе); б — то же (при двух николях); в — сахаровидный магнетит в основной массе; з — выделения лейкоксена и халькопирита. (Сканирующий электронный микроскоп Carl Zeise с приставкой системы микроанализа Oxford instrument (SEM-EDX), Лаборатория физико-химических методов исследования, Центр передовых технологий при Министерстве инновационного развития Республики Узбекистан)

Структура основной массы микропорфировая, лампрофировая. В породе много игольчатого призматического апатита. Он чаще заключен в магнетит и оба этих минерала цементируются хлоритом. Больше количество апатита и магнетита размещено в роговой обманке, в которой встречаются и кристаллы лейцитита.

В ксенолитах роговообманкового пироксенита состав пород изменчивый. В среднем в них пироксена около 35 %, роговой обманки 45 %, рудного минерала 20 %. Роговообманковые пироксениты от мелко- до крупнозернистой, гипидиоморфнозернистой и сидеронитовой структуры. Минералы породы образованы в следующей последовательности: титаномагнетит, магнетит — пироксен (диопсид, авгит) — роговая обманка (бурая).

Кампто-мончикиты обнаружены в верховье р. Акчасай около вершины Таллагауз, где наблюда-

ется выход небольшой дайки мощностью около 1 м. Она прослеживается на расстоянии 5 м. Внешне порода темно-серого цвета, порфировая с массивной мелкозернистой основной массой. Наблюдаются кварцевые прожилки. Во вкрапленниках присутствуют оливин, пироксен, которые сильно замещены серпентином и карбонатом. Кроме них в незначительном количестве участвуют биотит и амфибол. Основная масса также замещена серпентином и карбонатом, но в ней реликты анальцима и псевдолейцитита, при этом сохраняются участки сферолитовой структуры основной массы (рис. 6).

Аксессуарные минералы представлены магнетитом, апатитом, лейкоксеном, халькопиритом и др. (рис. 6). Особенностью кампто-мончикитов является то, что в основной массе магнетит образует характерные рассеянные формы. Лейкоксен, как известно, является продуктом изменения титановых

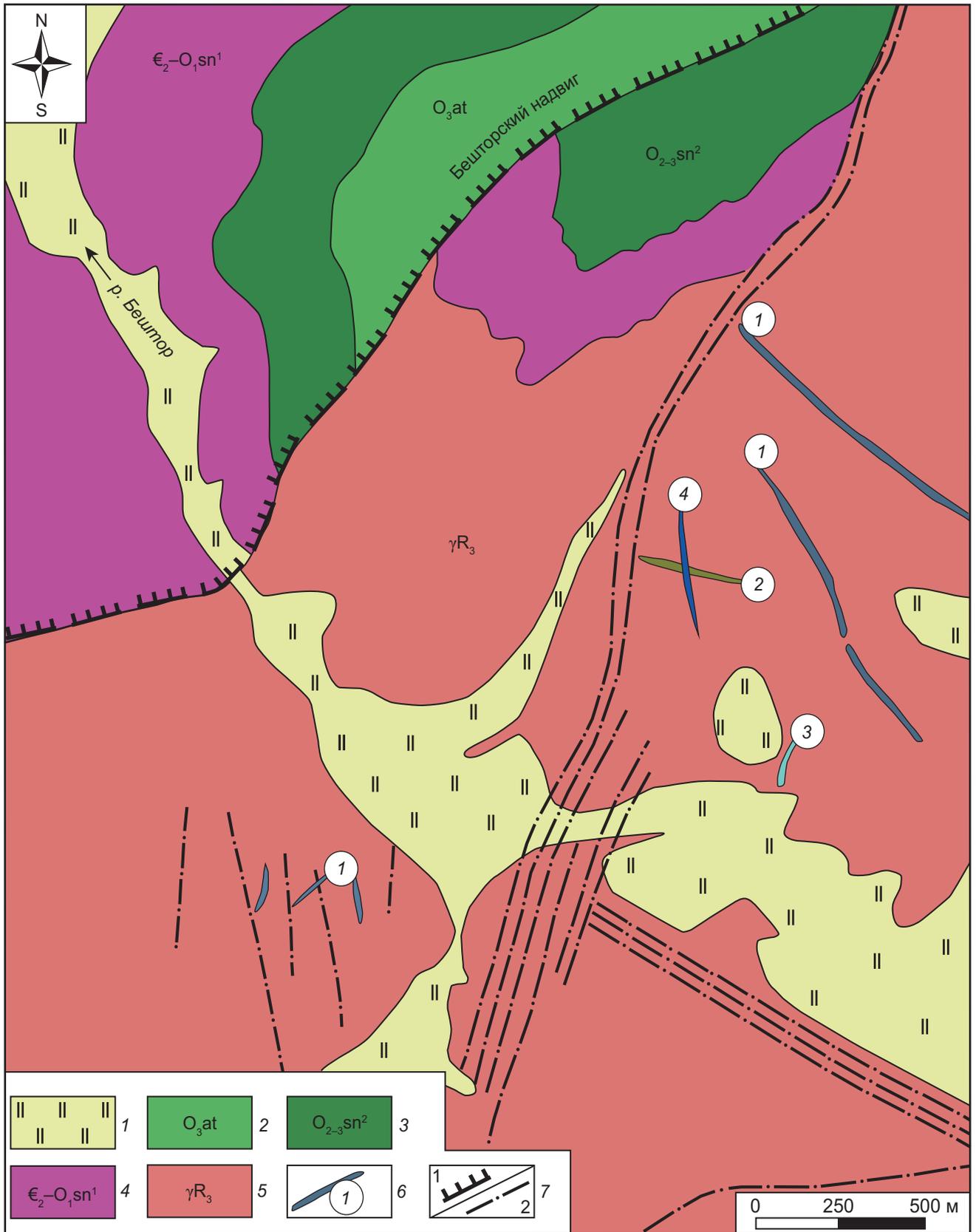


Рис. 7. Схема геологического строения участка бассейна реки Бештор: 1 — четвертичные отложения; 2 — аюторская свита: полимиктовые песчаники, гравелиты, линзы мелкогалечных конгломератов, прослой алевролитов; 3 — средний-верхней ордовик верхнесандалашская подсвита: известняки, кремнисто-глинистые сланцы, алевролиты, песчаники; 4 — средний кембрий — нижний ордовик нижнесандалашская подсвита: аркозовые песчаники, конгломераты, доломиты, алевролиты, сланцы, линзы риолитов; 5 — верхнерифейские гранитоиды Бештор-Тундукского интрузива; 6 — дайки, цифры в кружках: 1 — диабазы, 2 — кампто-мончикиты, 3 — минетта, 4 — оливиновая минетта; 7 — разломы: 1 — надвиги, 2 — разломы

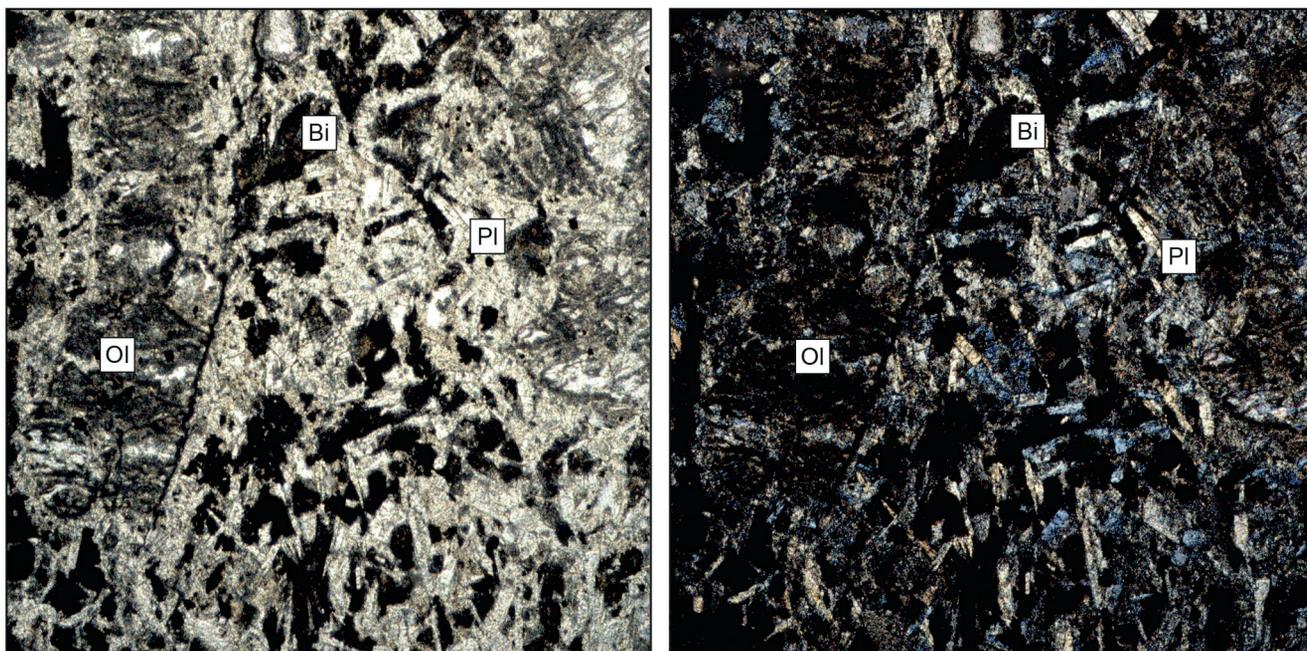


Рис. 8. Микрофотография кампто-мончикита. Крупные фенокристаллы представлены оливином и биотитом, которые погружены в войлок плагиоклазов. Порода сильно подвергнута карбонатизации и ожелезнению. Основная масса псевдоофитовая. Шлиф X-127. Без анализатора. Ув. $\times 40$

минералов, тонкозернистые минеральные смеси оксидов титана с кварцем, ильменитом, гидроксидами железа, марганца и др. В основном состоит из рутила и анатаза.

Результаты рубидий-стронциевых исследований мончикитов и кампто-мончикитов бассейна рек Шавазсай и Акчасай свидетельствуют о том, что они образовались в позднем триасе (220 ± 6 Rb-Sr млн лет) [Далимов, 2020]. Абсолютный возраст субщелочных пород (полевошпатовые лампрофиры) бассейна реки Карабау равен 287 ± 4 млн лет и значение отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,70862$ [Ахунджанов и др., 2018]. Первичное отношение изотопов $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в щелочных лампрофирах равно 0,70710. Это завышенный показатель, поскольку в аналогичных породах он ниже 0,705. Это свидетельствует о широком участии в формировании этих пород материала сиалической коры.

Участок бассейна реки Бештор. Кампто-мончикиты обнажаются в среднем течении р. Бештор, на правом ее борту (рис. 7). Залегают среди гранитоидов Бештор-Тундукского интрузива. Дайки кампто-мончикитов субширотного простирания, падение контактов не крутое (30°), мощность 60 см.

Кампто-мончикиты представляют собой породы серого, зеленовато-серого цвета. Структура их порфировая, порфировые вкрапленники сложены, в основном, оливином, реликтами авгита, плагиоклаза и биотита. Особой чертой дайки является наличие крупных сильно замещенных зерен оливина, который полностью превращен в смесь талька, идингсита и серпентина (рис. 8). Плагиоклаз полностью серицитизирован, пелитизирован и альбитизирован.

Пироксен также замещен смесью рудного минерала и карбоната. Сохранились реликты кристаллов

удлиненной формы и в некоторых из них можно наблюдать при включенном анализаторе свойственные пироксенам высокие цвета интерференции. Биотит полностью замещен лейкоксеном. Основная масса офитовая, сложена реликтами пироксена, плагиоклаза и биотита. Порода сильно изменена в результате вторичных низкотемпературных метасоматических процессов.

Оливиновая минетта в пределах Бештор-Тундукской площади впервые обнаружены авторами на правом борту среднего течения реки Бештор. Имеет отчетливые рвущие контакты с кампто-мончикитами. С вмещающими гранитоидами Бештор-Тундукского интрузива имеет резкие контакты. Макроскопически порода черного цвета, плотная, массивная, порфировой структуры со скрытокристаллической основной массой (рис. 9). В основном базисе слабо выражены порфировые вкрапленники оливина, занимающиеся до 10 % от всего объема пород, количество которых увеличивается в сторону эндоконтакта.

В зонах контакта породы становятся порфировыми (до 15 % от объема породы) и приобретают флюидальную текстуру. Это косвенно, свидетельствует о том, что вкрапленники имеют интрателлурическую природу. В приконтактной полосе дайки изменены, что выражено в серпентинизации фемических минералов, в основном, оливинов, размеры этих вкрапленников достигают до 0,5 см в поперечнике.

Структура порфировая, основная масса аллотриоморфнозернистая. Порфировые вкрапленники составляют до 20 % от всей породы и представлены оливином, биотитом. Доля оливина — более 15 % крупных порфировых выделений и он образует удлиненно-изометричные, округлые и в редких слу-

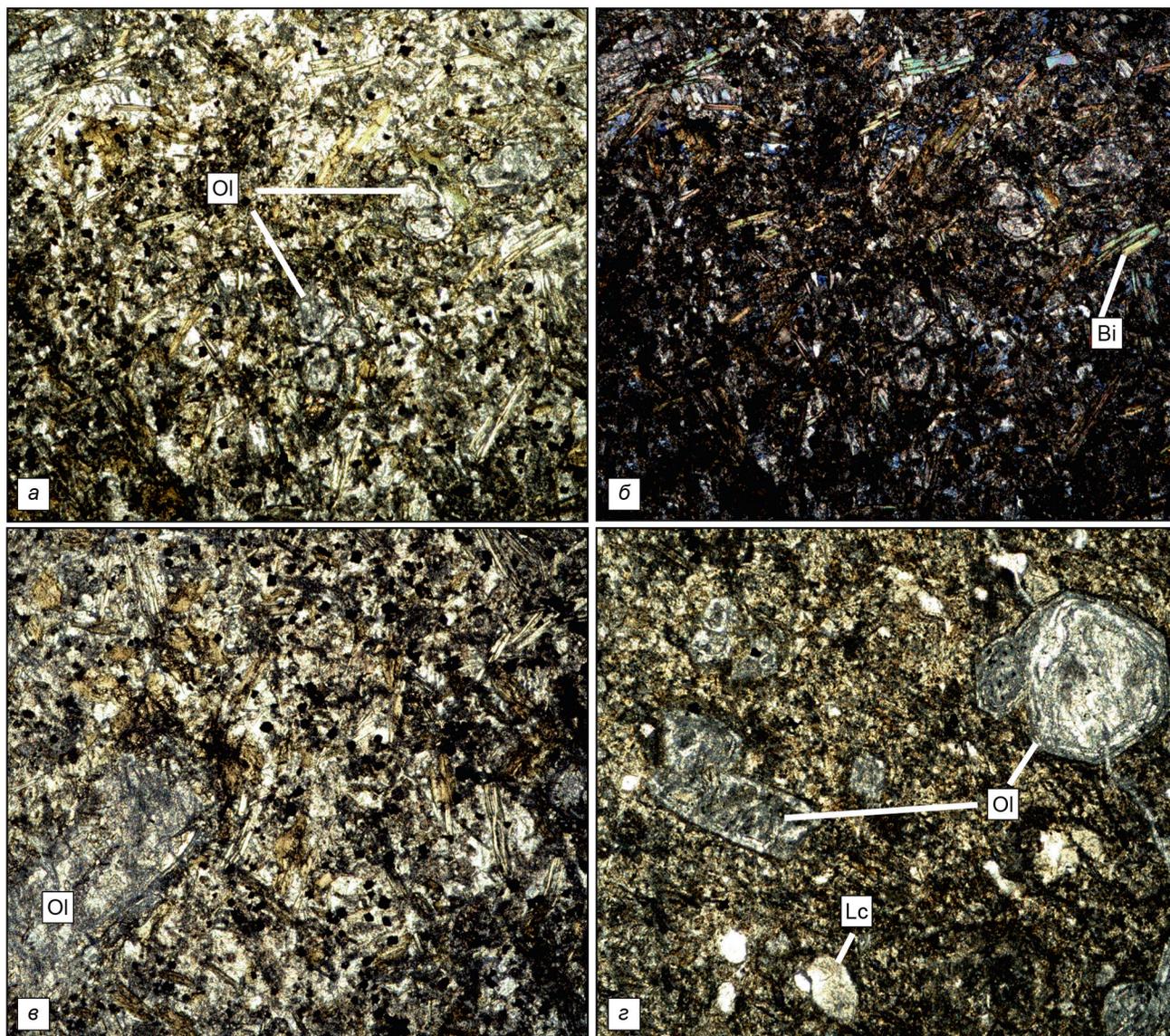


Рис. 9. Микроструктура оливиновой минетты. Структура породы порфировая. Структура основной массы аллотриоморфнозернистая, участками шаровая. а, б — выражены мелкие округлые зерна оливина, и он создает вид шаровой структуры; в — кристаллы оливина сильно серпентинизированы и карбонатизированы; г — закалочная часть дайки, структура порфировая с афировой основной массой. Порфировые вкрапленники сложены оливином, и он образует идиоморфные формы справа вверху, а также наблюдаются мелкие 0,01–0,15 зерна псевдолейцита. Шлиф X-127/1. б — с анализатором; а, в — без анализатора; шлиф X-127/2 г — без анализатора Ув. ×40

чаях шестигранные зерна, полностью замещенные смесью талька, серпентина и магнетита, размером до 1,5 мм. В основной массе оливин образуют округлые зерна с тонкими корочками талька, что напоминает шаровую структуру.

Биотит образует удлиненные чешуи зеленовато-коричневого цвета, плеохроирует от зеленого до светло-бурого цвета. Основная масса сложена пироксеном, биотитом, калиевыми полевыми шпатами, плагиоклазами и псевдолейцитами. Псевдолейциты образуют мелкие округлые миндалины размером 0,1–0,2 мм, замещенные каолином и карбонатом. Видимо он первично образовался в округлых пустотах, где впоследствии был замещен каолином и карбонатом.

Минетта впервые установлена авторами на правом борту среднего течения р. Бешторсая. на площади Березового рудопроявления. Имеет мощность 1,4 м. С вмещающими породами, гранитоидами Бештор-Тундукского интрузива, имеет резкие контакты. Минетта темно-серого цвета, имеет плотный облик (обр. X-125), в порфировых выделениях макроскопически выражено наличие оливина и тонкозернистых скоплений биотита (рис. 10).

Под микроскопом структура лампрофировая. Порфировые выделения представлены зернами разложенного оливина, удлиненными зернами биотита и единичными кристаллами пироксена. Основная масса породы тонкозернистая, приконтактовая часть дайки имеет скрытокристаллическую структуру.

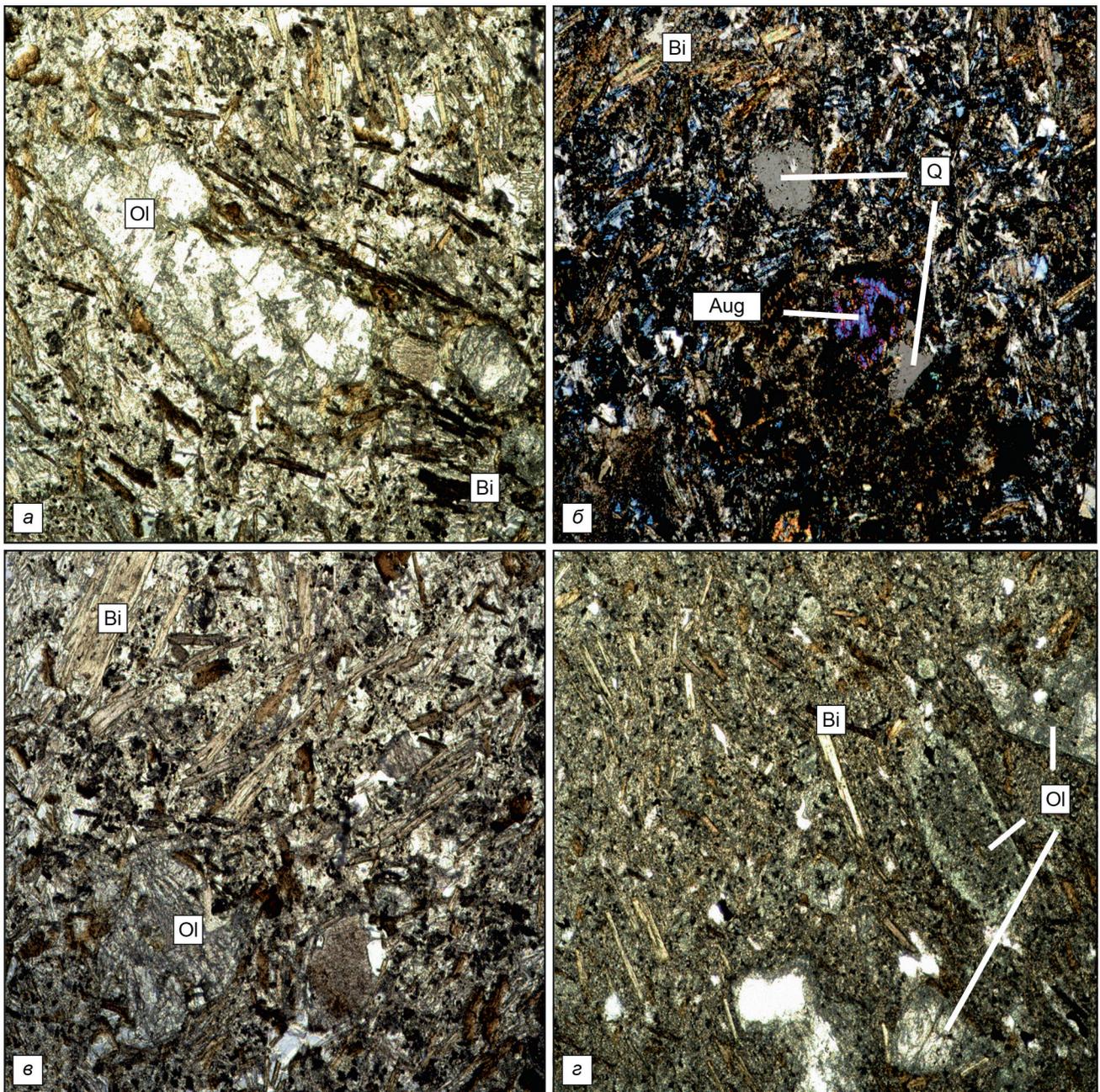


Рис. 10. Микроструктура минетты. Структура породы порфировая. Структура основной массы лампрофировая, удлиненно-призматически-зернистая. *а, б, в* — минетта с порфировыми выделениями оливина (*а*) и пироксена (в центральной части рисунка с высокой интерференционной окраски) (*б*). Основная масса удлиненно-призматическая, сложенная листочками биотита и мелким ксеноморфным кварцем (*в*). Закалочная часть даек образует порфировую структуру с выделениями оливина и удлиненными листочками биотита. В стекловатой основной массе видны мелкие игольчатые кристаллы биотита, рудного минерала и округлого псефдолейцита (*г*). Шлиф X-125. без анализатора. Ув. 40×, *а, в*; с анализатором *б*; Шлиф X-125/1 без анализатора. Ув. 40×

В основной массе изогнутые и параллельно-ориентированные кристаллы биотита создают флюидальную текстуру (рис. 10, *в, г*), которая повторяется в закалочной части дайки. В эндоконтакте дайки в фенокристаллах преобладающим является оливин. Он замещен вторичными минералами (талк, серпентин). Структуру пород можно охарактеризовать как лампрофировую, все вкрапленники представлены темноцветными минералами. Биотит в основной массе обтекает крупные вкрапленники оливина. Последовательность образования минера-

лов представляется следующей: порфировые выделения — оливин — пироксен — биотит; в основной массе — оливин — апатит — рудный минерал — пироксен — биотит — полево шпат. В ассоциации с биотитом наблюдается апатит.

Характерной чертой рассматриваемых лампрофиров является преобладающий оливин-биотитовый состав порфировых выделений, который резко отличает их от керсантита и мончикита, а также отсутствие калиевого полевого шпата в основной массе минетты.

Таблица 4

Химический состав фельдшпатоидных лампрофиров Чаткало-Кураминского региона

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
SiO ₂	42,5	43,1	43,62	43,63	43,79	43,83	44,26	43,90	40,70	40,61	43,31	40,46	40,95	41,00	44,51	42,67	44,05
TiO ₂	2,60	2,30	2,60	2,42	2,48	2,53	0,24	0,36	–	0,80	0,94	0,73	0,77	0,84	0,97	0,77	1,21
Al ₂ O ₃	11,4	12,0	12,05	12,10	12,60	12,50	2,22	3,85	–	9,94	11,35	9,55	6,89	22,68	14,45	9,34	14,73
Fe ₂ O ₃	4,30	3,20	3,55	3,20	3,50	3,08	2,05	1,70	–	5,06	4,78	4,45	5,40	10,58	1,03	1,85	5,19
FeO	7,50	8,40	8,01	7,08	7,83	8,11	6,67	6,85	8,10	3,37	3,59	3,66	5,68	–	5,75	5,68	5,55
MnO	0,15	0,20	0,20	0,17	0,18	0,18	0,12	0,11	0,20	0,30	0,21	0,27	0,26	0,21	0,27	0,13	0,16
MgO	13,5	12,5	12,24	11,43	11,50	11,40	40,96	37,55	49,20	12,09	9,87	11,69	12,52	6,14	9,88	11,89	7,17
CaO	8,80	9,00	8,90	9,18	9,25	8,70	1,46	3,40	0,10	12,05	11,95	12,33	8,05	8,82	4,49	7,29	9,89
Na ₂ O	2,70	3,20	2,80	3,02	3,19	3,16	0,31	0,31	–	1,77	2,69	1,77	2,57	5,57	2,61	1,22	2,07
K ₂ O	1,70	1,80	1,84	1,97	1,79	2,00	0,18	0,16	–	3,16	3,66	3,09	3,41	3,62	3,38	3,29	3,17
P ₂ O ₅	–	0,70	0,68	0,66	0,67	0,67	0,05	0,07	–	0,56	0,60	0,50	0,79	0,28	0,21	0,71	0,48
H ₂ O	–	0,10	0,44	0,44	0,44	0,45	–	–	–	–	–	–	–	–	0,10	0,10	–
CO ₂	–	0,60	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	6,93	9,68	–
П.п.п.	4,10	3,30	3,20	3,72	3,41	3,74	1,76	2,15	1,20	9,61	7,41	10,65	11,94	0,27	12,1	14,52	–
Сумма	99,23	100,4	100,13	99,98	100,17	100,44	100,28	100,41	99,50	99,32	100,36	99,15	99,23	100,01	99,65	99,36	100,42
Петрохимические коэффициенты пород																	
aI'	0,45	0,50	0,51	0,56	0,55	0,55	0,04	0,08	–	0,48	0,62	0,48	0,29	1,36	0,87	0,48	0,82
f'	27,9	26,4	26,4	24,13	25,31	25,12	49,92	46,46	57,3	21,32	19,18	20,53	24,37	17,56	17,63	20,19	19,12
Kф	46,64	48,13	48,57	47,35	49,63	49,54	17,55	18,55	14,14	41,08	45,89	40,96	46,95	63,28	40,70	38,77	59,97
Na ₂ O+ K ₂ O	4,40	5,00	4,64	4,99	4,98	5,16	0,49	0,47	–	4,93	6,35	4,86	5,98	9,19	5,99	4,51	5,24
K ₂ O/Na ₂ O	1,59	1,78	1,52	1,53	1,78	1,58	1,72	1,94	–	0,56	0,73	0,57	0,75	1,54	0,77	0,37	0,65
Нормативный минеральный состав пород (по методу CIPW)																	
Плагиоклаз	22,03	26,08	27,64	25,51	26,68	26,27	6,76	11,26		9,84	8,08	8,99		26,19			31,28
Ортоклаз	10,05	10,05	10,87	11,64	10,58	11,82	1,06	0,95		3,26	10,61	1,31	18,92	4,28	19,97	19,44	18,73
Нефелин	8,01	7,78	5,92	7,42	8,17	7,85				8,11	12,33	8,11	8,91	25,53			4,21
Лейцит										12,09	8,64	13,29	0,97	13,42			
Диопсид	23,51	18,31	19,77	21,93	21,31	19,78	2,19	6,12	0,39	36,11	37,01	38,33	27,57	9,97			19,38
Гиперстен							21,3	16,57	1,65						32,71	37,25	
Оливин	20,23	22,49	20,42	17,43	18,52	19,44	63,54	59,95	96,06	9,84	6,08	9,2	17,21	7,48			8,97
Акмит													4,66				
Ильменит	4,94	4,37	4,94	4,60	4,71	4,81	0,46	0,68		1,52	1,52	1,39	1,46		1,84	1,46	2,30
Магнетит	6,23	4,64	5,15	4,64	5,07	4,47	2,97	2,46		7,34	6,93	6,45	5,49		1,49	2,68	7,53
Гематит							–	–						10,58			
Апатит		1,62	1,58		1,55	1,55	0,12	0,16		1,30	1,39	1,16	1,83	0,65	0,49	1,65	1,11
Кальцит		1,36													7,52	11,34	
Кварц															13,15	8,88	
Корунд															10,79	5,78	

Примечания. Участок бассейна реки Кичик: 1–6 — кампто-мончикиты, ксенолиты; 7 — гарцбургиты (9), 8 — лерцолиты (2), 9 — оливинит [Таджибаев, 1991]. Участок бассейна реки Шаваз: 10–13 — мончикиты [Далимов, 2020]; 14 — камптунит [Ахунджанов, 2013]. Участок бассейна реки Бештор: 15 — кампто-мончикит, 16 — оливиновая минетта, 17 — кампто-мончикит Южного Тянь-Шаня [Мушкин, 1979]. В круглых скобках указано количество анализов.

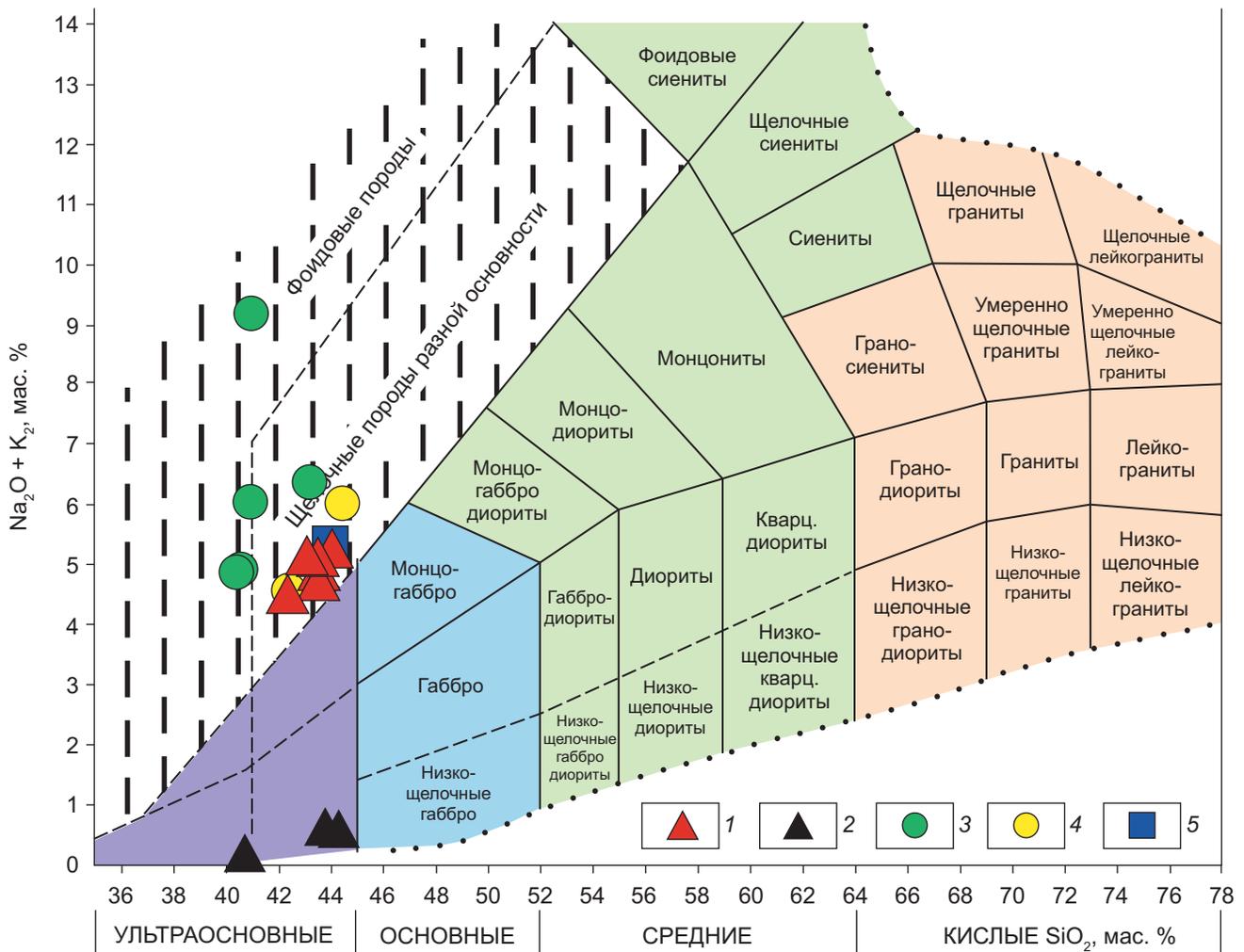


Рис. 11. Положение фигуративных точек составов пород даек на TAS — диаграмме. 1 — камптониты и мончикиты бассейна реки Кичик Алтынтопканского рудного поля, 2 — мантийные ксенолиты в кампто-мончикитах басс. р. Кичик, 3 — мончикиты и камптониты бассейна реки Шаваз, 4 — мончикиты и оливиновые минетты бассейна реки Бештор, 5 — камптониты и мончикиты Южного Тянь-Шаня

Обсуждение результатов. Химический состав пород даек приведен в табл. 4, которые были нанесены на различные классификационные и диагностическое диаграммы.

На диаграмме $\text{SiO}_2\text{--Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ (рис. 11) камптониты и мончикиты всех участков образуют единое поле, где содержание SiO_2 составляет 40–45 %, а K_2O 4–9 %. Количество калия в мончикитах участка бассейна реки Шаваз высокое, по сравнению с породами остальных участков и кампто-мончикитов Южного Тянь-Шаня.

По химическому составу мончикиты Шавазская относятся к калиево-натриевой серии $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ — 0,57–0,73, а по содержанию TiO_2 являются низкотитанистыми, тогда как в кампто-мончикитах Южного Тянь-Шаня содержание титана среднее содержание титана, а в аналогичных породах бассейна реки Кичик — высокое. Что касается ксенолитов перидотитов и пироксенитов, то они совсем в ином поле, подтверждая чужеродность по отношению к кампто-мончикитам Алтынтопканского рудного поля. Фигуративные точки изученных пород четко

попадают в поле щелочных лампрофиров средне- и высококалиевой серии (рис. 12). На диаграмме $\text{SiO}_2\text{--MgO} \times 100 / \Sigma\text{Fe}+\text{Mg}$ все фигуративные точки четко попадают в поле тефрит-лейцитовидной серии (рис. 12, а). Несмотря на высокие значения глинозема, щелочей, кальция, фосфора, дайки мончикитов бассейна реки Шаваз умеренно содержат фельдшпатоиды.

Кампто-мончикиты участка бассейна реки Бештор на диаграмме $\text{SiO}_2\text{--Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ располагаются в поле щелочных габброидов и базальтоидов-пикритов, относятся к калиево-натриевой серии с преобладанием K_2O над Na_2O ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}=0,77$), умеренно глинозёмистые $\text{al}'=0,86$, меланократовые по фемичности $f'=17,62$.

Фигуративная точка оливиновой минетты на диаграмме $\text{SiO}_2\text{--Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ находится в поле щелочных пикритов, относится к калиево-натриевой серии с преобладанием K_2O над Na_2O ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}=0,37$), а минетты — в поле субщелочных габброидов, относится к калиево-натриевой серии с преобладанием K_2O над Na_2O ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}=0,40$), умеренно глино-

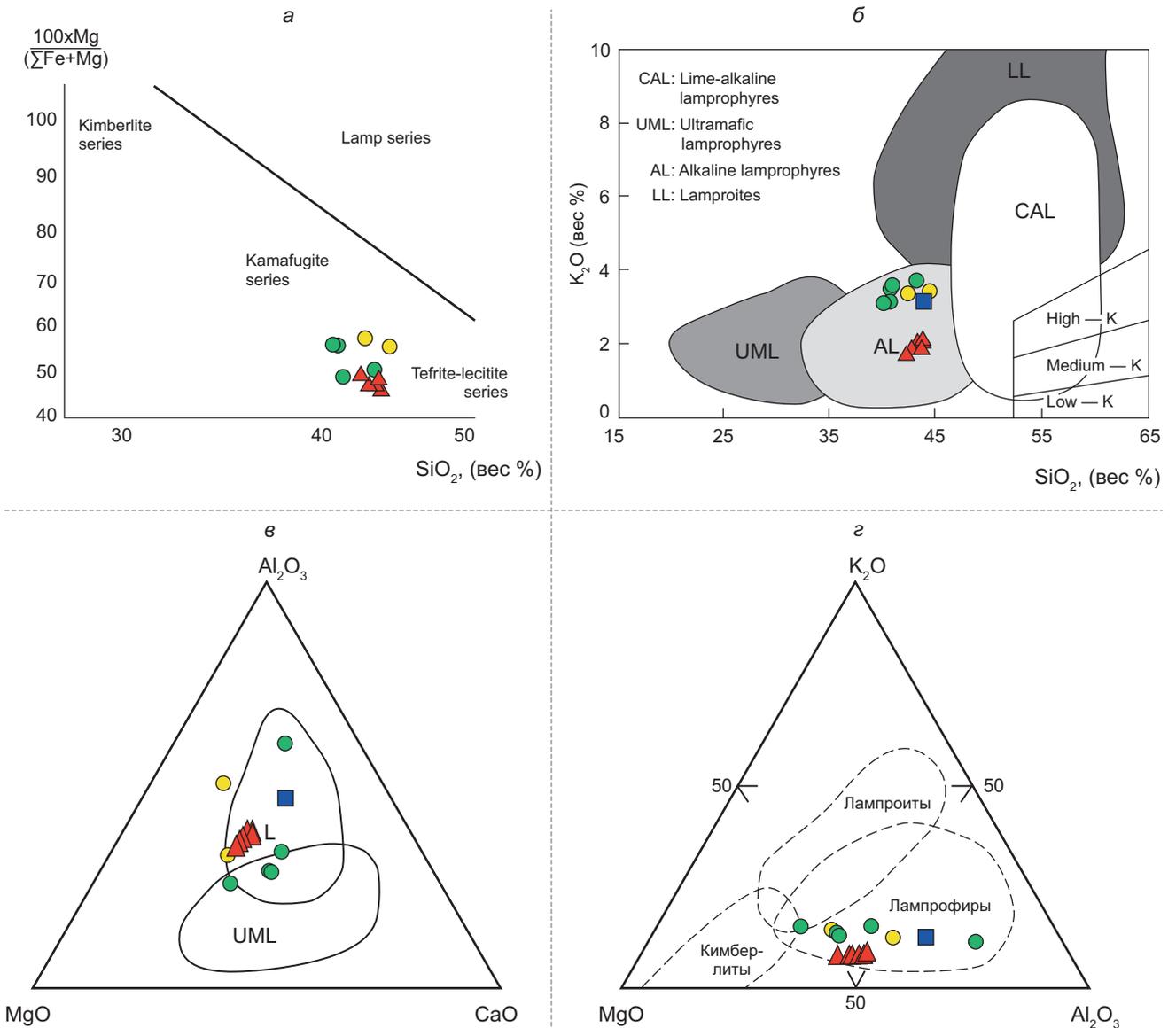


Рис. 12. Положение фигуративных точек составов пород даек на диаграммах: $\text{SiO}_2 - \text{MgO} \times 100 / \sum \text{Fe} + \text{Mg}$ (a) [Кононова и др., 2011], $\text{SiO}_2 - \text{K}_2\text{O}$ (б) [Rock, 1991], $\text{MgO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{CaO}$ (в) и $\text{MgO} - \text{K}_2\text{O} - \text{Al}_2\text{O}_3$ (г) [Rock, 1991]. Усл. обозначения см. на рис. 11

зёмистые $a^1 = 0,86$, меланократовые по фемичности $f^1 = 16,10$, с коэффициентом агапитности 0,48.

Практически все составы лампрофиров попадают в поле щелочных лампрофиров с небольшими отклонениями, что свидетельствует о качестве химических анализов и степени изменений пород лампрофиров. В связи со сложностями, возникающими при классификации мончикитов Шавазсай, полученные материалы позволяют отнести изученные породы к оливин-нефелин-лейцит нормативным мончикитам и камптонитам тefрит-лейцититовой серии щелочно-ультраосновных пород.

Низкие соотношения Ce/Yb (38–44) в лампрофирах подтверждают щелочной характер пород (табл. 5). Совместимые элементы, такие как Cr, Ni, V, Zr, Hf, Sr и Ba, заметно уменьшаются с увеличением SiO_2 . Напротив, Rb и U показывают несовместимое увеличение по сравнению с полевошпатовыми лам-

профирами. Содержание рубидия в фельдшпатоидных лампрофирах заметно больше (до 70 г/т).

Высокое содержание U в лампрофирах р. Шавазсай может объясняться тем, что дайки встречаются в пределах U-минерализованной зоны (бассейна реки Дукент и Карабау). Концентрации тория во всех лампрофирах близки к кларку (табл. 5). Концентрации U и Th сильно положительно коррелируют, а радиоактивность в лампрофирах обусловлена U с отношением Th/U в среднем 3,26. Сумма РЗЭ в щелочных лампрофирах р. Шавазсай близка кларку (239,30 г/т), что свидетельствует о насыщенности РЗЭ в минералах носителей. По количеству малых и петрогенных элементов щелочные лампрофиры р. Шавазсай имеют металлогеническую специализацию на Fe, Ti, в меньшей мере — Cr, V, Ni, РЗЭ. По содержанию рудных элементов лампрофиры можно охарактеризовать как имеющие общую геохимиче-

Таблица 5

Содержание петрогенных и малых элементов (в г/т)
в лампрофирах бассейнов рек Шаваз и Бештор

Эле- мент	1	2	3	4	Эле- мент	5	6	7
Mo	1,5	1	1	–	Li	23,3	21,2	29,4
Ag	–	–	–	1,90	Be	2,1	2,0	3,4
Cd	–	–	–	0,55	Rb	166	186	162
In	–	–	–	0,48	Sr	504	657	632
Sn	–	–	–	2,97	Cs	6,3	25,1	7,9
Sb	0,6	0,6	0,6	1,02	Ba	307	16505	792
Te	–	–	–	0,27	V	188	176	123
Cs	9,7	19,3	16,4	11,3	Cr	432	416	293
La	35,7	52,0	52,4	49,5	Mn	2100	1000	881
Ce	63,9	96,8	96,7	98,7	Co	31,8	34,6	27,5
Pr	7,4	16,1	17,0	9,31	Ni	161	260	176
Nd	25,7	38,1	39,4	47,0	Nb	11,4	14,8	17,2
Sm	6,7	8,9	8,1	6,83	Ta	1,5	1,6	1,5
Eu	1,2	2,6	2,5	2,52	Sc	27,5	26,1	16,7
Gd	4,9	7,2	8,3	5,72	Y	25,6	20,2	19,5
Tb	0,8	1,3	0,7	0,64	Mo	1,0	1,0	1,1
Dy	4,8	8,3	8,2	7,26	W	1,7	2,0	2,1
Ho	0,6	0,8	0,6	0,61	Hf	2,3	8,1	7,6
Er	1,8	3,0	2,2	1,84	La	27,5	25,9	34,7
Tm	0,4	0,4	0,4	0,54	Ce	64	69	74
Yb	2,2	2,5	2,3	2,23	Pr	6,5	12,6	8,6
Lu	0,3	0,4	0,5	0,37	Nd	24,8	23,8	30,7
Hf	3,1	6,9	6,5	3,88	Sm	4,2	8,1	3,0
Ta	1,1	1,9	1,8	1,40	Eu	1,6	1,8	1,8
W	3,8	1,3	110	2,41	Gd	3,6	3,3	2,8
Tl	–	–	–	0,93	Tb	1,0	1,0	0,9
Pb	15,3	69,3	34,8	23,8	Dy	5,9	2,8	2,5
Th	13,6	14,1	15,6	21,6	Ho	2,2	2,4	3,0
U	4,3	5,0	5,9	4,86	Er	2,7	2,5	2,5
ΣРЗЭ	156,40	238,40	239,30	233,07	Tm	0,4	0,3	0,4
Th/U	3,16	2,82	2,64	4,44	Yb	2,5	2,3	1,9
Ce/Yb	29,04	38,72	42,04	44,26	Lu	0,3	0,3	0,3
					Th	12,6	13,9	12,2
					U	4,0	4,8	4,2
					Cu	9	89	66
					Zn	106	60	102
					Ga	16,1	18,4	18,7
					Sn	3,5	6,1	5,3
					Pb	5,2	130,0	14,6
					As	53,4	23,8	14,9

Примечание. 1–4 — мончикиты бассейна реки Шаваз; 5 — кампто-мончикит, 6 — оливиновая минетта, 7 — минетта бассейна реки Бештор.

скую специализацию на U, Th, Pb, Zn, W, Ag, Cs, Ag, As, Hf, Sb, Sc и редкоземельные металлы.

Геохимические особенности выражаются в значительном присутствии сидерофильных элементов примесей — хрома, никеля, кобальта и высоком значении величин Ni/Co и Cr/Ni (табл. 5). Как известно [Higazy, 1954] расплавы, возникающие в ходе кристаллизационной дифференциации первичных магм, имеют более низкие величины Ni/Co отношения по сравнению с первичными выплавками [Когарко, 1973]. В кампто-мончикитах отношения Ni/Co соответствуют 5, оливиновых минеттах — 7,5, минеттах — 6,4. Значения отношения Ni/Co более двух свидетельствуют о том, что дайки лампрофиров возникли в результате дифференциации щелочно-базальтовой магмы в глубинных мантийных очагах смещением с корового материала. Аналогичное поведение сидерофильных элементов Ni, Cr и Co с некоторой долей условности соответствует механизму кристаллизационной дифференциацией. Действительно, максимальные содержания Ni и Co отмечаются в лампрофирах. Следует отметить, что повышенное содержание хрома, а также редких щелочных металлов объясняется ассимиляцией первично мантийной магмы с коровым материалами.

Нормализованные хондритом РЗЭ лампрофиров показывают характерное преобладание легких лантаноидов над тяжелыми, отсутствие отрицательного Eu минимума, что типично для низкой степени частичного плавления мантийного источника и согласуется с данными [Рокк, 1991].

Дайки лампрофиров, представленные минеттами и оливиновыми минеттами, относятся к наиболее поздним образованиям, связанным с активизацией (возрождением) глубинных мантийных очагов щелочно-базальтоидных магм. Отличительные черты химического состава пород, породообразующих фемических и салических минералов основных даек Бештор-Тундукского интрузива, взаимоотношения даек кампто-мончикитов и оливиновых минетт указывают на формирование лампрофирового расплава из более глубинных уровней астеносферной мантии.

Что касается ксенолитов в кампто-мончикитах, то они представлены глубинными и коровыми включениями — гарцбургитами, лерцолитами и др., которые, как считают [Шарков и др., 2015] были вынесены из головной части мантийного плюма, который под Чаткало-Кураминским регионом интродировал до глубины 60 км [Черновский, 1988].

Выводы. Щелочные лампрофиры широко распространены в Чаткало-Кураминском регионе, они являются индикаторами нового геодинамического внутриплитного этапа и не зависят от предыдущей земной коры, как предполагалось [Scargow, et al., 2011]. Изученные лампрофиры по минеральному составу и структуре согласно современной классификации лампрофиров относятся к камптонитам, мончикитам и переходным кампто-минеттам. Абсолютный возраст отдельных лампрофиров по

определению K-Ar и Rb-Sr методам соответствует триасу и юре. Щелочные лампрофиры имеют металлогеническую специализацию на Fe, Ti, Cr, V, Ni, P3Э, геохимическую специализацию на U, Th, Pb, Zn, W, Ag, Cs, Ag, As, Hf, Sb, Sc и редкоземельные металлы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Ахунджанов Р., Каримова Ф.Б., Зенкова С.О. Об источниках магм ультрабазит-базитовых даек лампрофиров Юго-Западных отрогов Чаткальского хребта (Срединный Тянь-Шань) // Геология и минеральные ресурсы. 2018. № 4. С. 12–21.

Ахунджанов Р., Каримова Ф.Б., Зенкова С.О., Сайдыганиев С.С. О рудоносности лампрофиров Чаткало-Кураминского и Нуратинского регионов (Западный Тянь-Шань) // Геология и минеральные ресурсы, 2013. № 6. С. 9–22.

Ахунджанов Р., Мамарозиков У.Д., Усманов А.И. и др. Петрогенезис потенциально рудоносных интрузивов Узбекистана. Ташкент: Фан, 2014. 352 с.

Буртман В.С. Тянь-Шань и Высокая Азия: тектоника и геодинамика в палеозое. М.: Геос, 2006. 215 с.

Далимов Н.Р. Лампрофиры Шаваз-Дукентского грабена и их рудоносность (Чаткальский хребет): Автореф. дисс. ... докт. филос. (PhD) по геол.-мин. наукам. Ташкент, 2020. 40 с.

Далимов Р.Т., Курбанов А.А., Далимов Н.Р., Есенбаев А.Г. Щелочно-ультраосновные дайки бассейна р. Шавазсай // Геология и минеральные ресурсы. 2016. № 6. С. 17–21.

Далимов Т.Н., Ганиев И.Н. Эволюция и типы магматизма Западного Тянь-Шаня. Ташкент: Университет, 2010. 227 с.

Далимов Т.Н., Ганиев И.Н., Ишбаев Х.Д. Чаткало-Кураминская «горячая точка» и история развития магматизма // Геология и минеральные ресурсы. 2003. № 5. С. 3–14.

Ишбаев Х.Д. Ксенолиты и гомеогенные включения в магматических образованиях (на примере Кызылкумо-Кураминского окраинно-континентального вулканического пояса). Ташкент: ГП «НИИМР», 2016. 176 с.

Ишбаев Х.Д., Шукуров А.Х., Косбергенов К.М. Лампрофиры и оруденение Койташского рудного поля (Южный Тянь-Шань) // Литосфера. 2020. Т. 20, № 2. С. 231–253.

Каримова Ф.Б. Плутонические дайки золото-серебряных месторождений Алмалык-Ангренского района. Ташкент: Lesson press, 2020. 15 с.

Кебезжинскас В.В. Кайнозойские щелочные базальтоиды Монголии и их глубинные включения. М.: Наука, 1979. 312 с.

Когарко Л.Н. Отношение Ni/Co — индикатор мантийного происхождения магм // Геохимия. 1973. № 10. С. 1441–1446.

Мамарозиков У.Д. Внутриплитный магматизм и рудообразование Чаткало-Кураминского региона (Срединный Тянь-Шань). Ташкент: Navguz, 2020. 321 с.

Миркамалов Р.Х., Диваев Ф.К., Селтманн Р., Конопелько Д.Л. Геодинамическая эволюция магматизма и связанного с ним оруденения Западного Тянь-Шаня на территории Узбекистана // Геология и минеральные ресурсы. 2018. № 1. С. 3–15.

Миркамалова Р.Х., Диваев Ф.К. и др. Геологическая карта Республики Узбекистан. М 1:500 000. Ташкент: ИМР, 2023.

Мушкин И.В. Петрология верхней мантии Южного Тянь-Шаня. Ташкент: Фан, 1979. 136 с.

Финансирование. Работа выполнена при финансовой поддержке Министерством геологии и горно-добывающей промышленности Республики Узбекистан (Проект 1172/8 «Составление Атласа петротипов магматических пород Узбекистана»).

Мушкин И.В. Щелочные базальтоиды и лампрофиры верховьев р. Карабау (Южный склон Чаткальского хребта) // Узб. геол. журн. 1966. № 2. С. 28–36.

Петрографический кодекс России / Гл. редактор А.Ф. Морозов. СПб.: ВСЕГЕИ, 2009. 200 с.

Садыкова Л.Р. Геодинамические обстановки развития Срединного Тянь-Шаня (Чаткало-Кураминский регион) в позднем докембрии и раннем палеозое // Мат-лы междунар. конф. «Корреляция Алтаид и Уралид: магматизм, метаморфизм, стратиграфия, геохронология, геодинамика и металлогения». Новосибирск, 2016. С. 154–155.

Сафонов Ю.Г. Комплексные золотосодержащие эндогенные месторождения и флюидно-магматические рудообразующие системы с многометальной специализацией // Геология и минеральные ресурсы Сибири. 2014. № 3. Ч. 1. С. 33–36.

Сафонов Ю.Г. Рудогенерирующие флюидно-магматические системы рудных гигантов благородных и цветных металлов в провинциях — область проявления плюмового магматизма // Материалы международной конференции «Крупные изверженные провинции, мантийные плюмы и металлогения в истории Земли». Иркутск, СО РАН, 2015. С. 83–84.

Таджибаев Г.Т., Агеева Л.И., Дзайнуков А.Б. и др. О юрском возрасте щелочных базальтоидов Срединного Тянь-Шаня, по данным K-Ar метода датирования // ДАН ТаджССР. 1984. Вып. 33. Т. XXXII. С. 192–195.

Таджибаев Г.Т., Дзайнуков А.Б., Кошлаков И.П., Токарев В.В. Находка новой трубки взрыва щелочных базальтоидов в Срединном Тянь-Шане // ДАН ТаджССР. 1991. № 6. Т. XXXIV. С. 377–380.

Хамрабаев И.Х. Магматизм и постмагматические процессы в Западном Узбекистане. Ташкент: АН УзССР, 1958. 471 с.

Черновский Б.А. Плотностные неоднородности верхней мантии Чаткало-Кураминского региона // Узб. геол. журн. 1988. № 6. С. 22–26.

Шарков Е.В., Богатилов О.А. Проблема эволюции ядра Земли: геолого-петрологические и палеомагнитные свидетельства // Докл. АН. 2015. Т. 462 (3). С. 346–351.

Awdankiewicz M. Late Palaeozoic lamprophyres and associated mafic subvolcanic rocks of the Sudetes (SW Poland): petrology, geochemistry and petro genesis // Geologia Sudetica. 2007. 39: 11–97.

Geological map of Central Asia and adjacent areas. Scale 1:2500000. 2008. General Editors-in-chief of Atlas: Li Tingdong (China), S.Z. Daukeev (Kazakhstan), B.C. Kim (R.O. Korea), O. Tomurtogoo (Mongolia), O.V. Petrov (Russia) // Atlas of geological maps of Central Asia and adjacent areas. 1:2500000 / Geological Publishing House. Beijing. 2008.

Le Maitre R. W. A classification of igneous rocks and glossary of terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences, Subcommission on the Systematic of Igneous Rocks. Blackwell, Oxford, 1989. p. 193.

Rock N.M.S. Lamprophyres. Blackie and Sons Ltd., Glasgow and London, Blackie, Glasgow, 1991. 285 p.

Scarrow J.H., Molina J.F., Bea F., et al. Lamprophyre dikes as tectonic markers of late orogenic transtension timing and kinematics: A case study from the Central Iberian Zone // *Tectonics*. 2011. 30. TC4007. P. 1–22.

Štemprok M., Seifert Th. An overview of the association between lamprophyric intrusions and rare-metal mineralization // *Mineralogia* (Mineralogical society of Poland polskie towarzystwo mineralogiczne). 2011. 42, № 2–3. P. 121–162.

Tappe S., Foley S.F., Jenner G.A., Kjarsgaard B.A. Integrating Ultramafic Lamprophyres into the IUGS Classification of Igneous Rocks: Rationale and Implications // *Journal of Petrology*. Vol. 46, Issue 9. P. 1893–1900.

Woolley A.R., Bergman S., Edgar A.D., et al. Classification of lamprophyres, lamproites, kimberlites' and the kalsilitic, melilitic, and leucitic rocks // *The Canadian Mineralogist*. 1996. Vol. 34. P. 175–186.

Xiao W., Windley B.F., Allen M.B., Han C. Paleozoic multiple accretionary and collisional tectonics of the Chinese Tian Shan orogenic collage // *Gondwana Research*. 2013. Vol. 23. P. 1316–1341.

Zel I., Abdurakhimov B., Kichanov S., et al. Neutron Tomography Studies of Two Lamprophyre Dike Samples: 3D Data Analysis for the Characterization of Rock Fabric // *J. Imaging* 2022. 8, 80. <https://doi.org/10.3390/jimaging8030080>

Статья поступила в редакцию 14.05.2024,
одобрена после рецензирования 12.05.2025,
принята к публикации 28.06.2025

УДК 553.08

doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2025-64-3-81-88

АЛМАЗЫ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ АНАБАРСКОГО АЛМАЗОНОСНОГО РАЙОНА — РОССЫПИ РЕКИ ХАРА-МАС (ЯКУТИЯ)

Сергей Васильевич Вяткин¹✉, Галина Юрьевна Криулина², Виктор Константинович Гаранин³, Леонид Данилович Бардухинов⁴

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; vut_box@mail.ru ✉, <https://orcid.org/0000-0002-5054-575X>

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; galinadiamond@gmail.com

³ Минералогический музей им. А.Е. Ферсмана, Москва, Россия; vgaranin@mail.ru

⁴ ВГРЭ АК «АЛРОСА» ПАО, Мирный, Россия; BardukhinovLD@alrosa.ru

Аннотация. В результате исследования представительной коллекции алмазов россыпи реки Хара-Мас (Анабар, Якутия), предоставленной АК «АЛРОСА» ПАО, методами морфологического и спектроскопического анализа установлены распределения кристаллов по основным типоморфным признакам, таким как габитус, окраска, наличие двойников и сростков, морфологии реликтов ростовой поверхности кристаллов, процессов ее растворения, а также пластической деформации, степени механического износа и т.д. Главные отличия алмазов р. Хара-Мас от других россыпей Анабарского района — максимально широкое распространение шпинелевых двойников, а также ассоциации парамагнитных центров $P1 - P2 - W21$. В рамках предложенной ранее модели генетических групп, объединяющих предполагаемые разнородные первичные источники сноса алмазов россыпями Анабара, показано закономерное снижение доли кристаллов высокой прозрачности, без включений, двойников и сростков.

Ключевые слова: алмаз, Анабар, Хара-Мас, Моргогор, россыпи, типоморфизм алмаза, ИК, ЭПР

Для цитирования: Вяткин С.В., Криулина Г.Ю., Гаранин В.К., Бардухинов Л.Д. Алмазы северо-западной части Анабарского алмазоносного района — россыпи реки Хара-Мас (Якутия) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2025. № 3. С. 81–88.

DIAMONDS OF THE NORTH-WESTERN PART OF THE ANABAR DIAMONDIFEROUS REGION — PLACERS OF THE KHARA-MAS RIVER (YAKUTIA)

Sergey V. Vyatkin¹✉, Galina Yu. Kriulina², Viktor K. Garanin³, Leonid D. Bardukhinov⁴

¹ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; vut_box@mail.ru ✉, <https://orcid.org/0000-0002-5054-575X>

² Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; galinadiamond@gmail.com

³ Fersman Mineralogical Museum, Moscow, Russia; vgaranin@mail.ru

⁴ Vilyuiskaya GRE of PJSC ALROSA, Mirny, Russia; BardukhinovLD@alrosa.ru

Abstract. As a result of the study of a representative collection of diamonds from the Khara-Mas river placer (Anabar, Yakutia), provided by ALROSA PJSC, using morphological analysis, IR and EPR spectroscopy, crystal distributions by basic typomorphic features such as habitus, coloration, the presence of twins and accretions, morphology of relics of the crystal growth surface, and its processes were established. dissolution, as well as plastic deformation, degree of mechanical wear, etc. The main differences between the diamonds of the Khara-Mas placer and other placers of the Anabar region are the widest possible distribution of spinel twins, as well as the association of paramagnetic centers $P1 - P2 - W21$. Within the framework of the previously proposed model of genetic groups combining the assumed heterogeneous primary sources of diamond demolition in the Anabara placers, a natural decrease in the proportion of crystals of high transparency, without inclusions, twins and accretions, is shown.

Keywords: diamond, Anabar, Khara-Mas, Morgogor, placers, diamond typomorphism, IR, EPR

For citation: Vyatkin S.V., Kriulina G.Yu., Garanin V.K., Bardukhinov L.D. Diamonds of the Northwestern part of the Anabar diamondiferous region — Placers of the Khara-Mas River (Yakutia). *Moscow University Geol. Bull.* 2025; 3: 81–88. (In Russ.).

Введение. Наиболее известные россыпные месторождения алмаза Анабарского района Эбелях, Биллях и Маят приурочены к правым притокам реки Анабар. В отличие от них, россыпь Хара-Мас находится северо-западнее, одноименная река является левым притоком Анабара, и впадает в него на 40 км ниже устья р. Эбелях. Протяженность р. Хара-Мас — 26 км,

ее притоки — ручьи Сайылык, Урунг-Юрях, Отордур и Оттуктах — также являются алмазоносными.

Первые сведения об алмазах из аллювиальных отложений р. Хара-Мас получены в 1964–1965 гг. геологами Амакинской экспедиции. Дальнейшее изучение связано с проведением АМГРЭ в нижнем течении р. Хара-Мас геологической съемки масшта-

ба 1 : 50 000 в 1989 г. Позднее проводились детальные поиски алмазов и подсчет ресурсов в 1991 г., а также поисково-ревизионные работы ОАО «Нижне-Ленское» в 2002 г. [Граханов и др., 2007]. С 2018 г. начата промышленная разработка россыпи.

Согласно [Граханов и др., 2007], долина реки Хара-Мас выработана в породах анабарской свиты среднего кембрия, представленных однородными толстоплитчатыми и массивными светло- или желтовато-серыми доломитами. Для пород свиты характерна существенная кавернозность, они интенсивно закарстованы и по ним широко развиты коры выветривания. Наиболее мощные их разности установлены в долине руч. Оттуктах. Они представлены желтовато-серой доломитовой мукой, содержащей обломки выветрелых доломитов. Верхнечетвертичные погребенные отложения выстилают днище долины. Они залегают на коренных породах кембрия или на развитых по ним корах выветривания. Эти отложения перекрываются илистой пачкой, либо в них вложен современный аллювий. В бассейне р. Хара-Мас повышенной алмазонасностью выделяются современные аллювиальные осадки и верхнечетвертичный погребенный аллювий. Как и по притокам рек Эбелях, Биллях, Маят, основные запасы сконцентрированы в верхнечетвертичных отложениях. Максимальные содержания алмазов составляют 11,93 кар/м³ по разведочным пробам и 3,98 кар/м³ — по выработкам [Граханов и др., 2007]. Среднее содержание по россыпи составляет 1,0 кар/м³, запасы и прогнозные ресурсы алмазов превышают несколько миллионов каратов. Средняя масса алмазов в бассейне р. Хара-Мас — 30,4 мг.

Однозначной и обоснованной модели формирования россыпей Анабарского алмазонасного района, в том числе и россыпи р. Хара-Мас, пока нет. Достоверно установленными считаются две особенности — наличие коренных источников сноса нескольких типов и многостадийность самого процесса формирования россыпей [Граханов, 2000; Афанасьев и др., 2002; Граханов, Коптиль 2003; Зинчук, Коптиль, 2003; Афанасьев и др., 2011]. Также не менее важна характерная черта россыпных алмазов северо-востока Сибирской платформы — исключительное разнообразие по морфологии и спектроскопическим характеристикам, резко отличающее их от алмазов кимберлитовых трубок Якутии. Главнейшим из этих признаков является присутствие значительной доли кристаллов, выделяемых некоторыми авторами в отдельную группу — алмазы эбеляхского (северного) типа, которые представлены графитизированными ромбододэкаэдроидными V разновидности по [Орлов, 1984] и сростками додэкаэдроидов VII разновидности с легким ($\delta^{13}\text{C} = -23\text{‰}$) изотопным составом углерода и равномерно окрашенными кубоидами II разновидности с промежуточным составом углерода ($\delta^{13}\text{C} = -13,6\text{‰}$) [Граханов и др., 2007; Афанасьев и др., 2011; Зинчук, Коптиль, 2003; Шацкий и др., 2011; Zedgenizov, et al., 2016, 2017].

Сведений о морфологии и спектроскопических свойствах алмазов собственно россыпи Хара-Мас немного. Есть краткая их характеристика в уже упоминаемой выше работе [Граханов и др., 2007], согласно которой доля алмазов «эбеляхского» типа достигает 37,9%, руч. Оттуктах — 25,3%, руч. Урунг-Юрях — 36,5%. Отмечен сильный износ кристаллов всех типов россыпей бассейна р. Хара-Мас, повышенное содержание двойников и сростков (41,9%), среди них преобладают двойники по шпинелевому закону и незакономерные сростки, а также высокое содержание камней с признаками природного травления (70,9%). Отмечено, что окрашенных камней относительно немного (38,9%), среди них преобладают серые и лилово-коричневые индивиды. Большинство алмазов прозрачные. Алмазы с зелеными пятнами пигментации составляют 1%. Большинство (68,9%) кристаллов ожелезнены. По характеру свечения в ультрафиолетовых лучах преобладают (32,9%) алмазы с сине-голубой фотолюминесценцией при высоком содержании камней с розово-сиреневым свечением (25,7%) и несветящихся индивидов (23,5%). По степени сохранности преобладают (60%) целые или незначительно поврежденные индивиды. Повышено содержание алмазов с механическим износом (33,7%), причем преобладают камни с износом истирания прибрежно-морского генезиса (26,7%). Авторы констатируют сходство алмазов россыпи Хара-Мас и россыпей бассейна р. Эбелях, особенно левых ее притоков.

Нами сделано предположение о возможности разделения россыпных алмазов Анабара на связанные с первоисточниками генетические группы, что подробно описано в работах [Вяткин и др., 2022, 2023а]. Это разделение основано на статистическом распределении кристаллов по концентрации А-центров — парных замещений атомов углерода на азот, фиксируемых методом инфракрасной (ИК) спектроскопии. В отличие от коренных месторождений Якутии и Архангельской области [Вяткин и др., 2023а], такое распределение для россыпей Анабара характеризуется тремя максимумами, обозначенными далее как «А», «Б» и «В». Эти максимумы соотнесены нами с различными коренными первоисточниками алмазов, в результате размыва которых образовались россыпные месторождения Анабарского района. Правомерность такого разделения подтверждается тем, что кристаллы полученных генетических групп отличаются друг от друга не только содержанием А-центров, но и целым комплексом морфологических и спектроскопических признаков, причем эти признаки практически постоянны для разных россыпей алмазонасного района. К группе «А» относятся алмазы с концентрацией А-центров от 0 до ≈ 300 ppm (рис. 1). Они характеризуются наиболее высоким (до 90% и даже выше) содержанием кристаллов с визуальной регистрируемой люминесценцией в ультрафиолетовых (УФ) лучах, в том числе в тонах, отличных от голу-

бого, а также возбуждаемой излучением с длиной волны 254 нм. Для генетической группы «А» также характерны алмазы коричневой окраски, с выраженными внешними проявлениями процессов пластической деформации кристаллов, с частой встречаемостью парамагнитных центров $W7$ и $N2$. Главными отличительными особенностями группы «Б» являются максимальная среди трех групп доля высокопрозрачных и бесцветных алмазов, октаэдров и кристаллов переходных форм октаэдр-додекаэдр с минимумом включений. Доля люминесцирующих, причем в основном в голубых тонах, алмазов меньше ($\approx 70\%$). Группа включает в себя алмазы с содержанием А-центров от ≈ 300 до ≈ 550 ppm и обычно является самой малочисленной. Алмазы генетической группы «В» (концентрация А-центров от ≈ 550 до $\approx 1500+$ ppm) характеризуются широким распространением двойников и сростков, включений графита, серой и черной окрасок; среди них значительна доля V и VII разновидностей по классификации Ю.Л. Орлова [Орлов, 1984]. Люминесценция проявлена наиболее слабо по сравнению с группами «А» и «Б». Более полный анализ типоморфных характеристик генетических групп можно найти в [Вяткин и др., 2022, 2023а].

Особенности морфологических и спектроскопических свойств алмазов некоторых россыпей Эбеляхской площади, расположенных на правом берегу р. Анабар описаны ранее [Вяткин и др., 2022, 2023б, 2024]. В рамках этих исследований свойств алмазов отдельных россыпей установлены различия между ними, которые объяснены изменением соотношения в россыпи долей алмазов разных генетических групп. Как будет показано ниже, для алмазов россыпи Хара-Мас характерно преобладание алмазов, отнесенных нами в рамках разделения по концентрации А-центров к генетической группе «В».

В качестве объекта сравнения в данной работе выбраны алмазы россыпи Моргогор, расположенной на противоположном фланге Анабарского алмазного района (правый приток р. Эбелях), детально описанной в работе [Вяткин и др., 2023б] и характеризующейся более выраженными максимумами генетических групп «А» и «Б». Для всех приводимых далее в тексте сравнительных характеристик кристаллов алмаза россыпи Хара-Мас имеется в виду сравнение с аналогичными параметрами алмазов россыпи Моргогор.

Материалы и методы исследований. Проведенные в данной работе исследования базируются на представительной коллекции из 444 алмазов компании АК «АЛРОСА». Выборка кристаллов алмаза состояла из двух размерно-весовых групп: $-12+11$ (246 шт.), масса одного кристалла в пределах 0,30–0,45 кар., и $-9+7$ (198 шт.), масса одного кристалла 0,10–0,15 кар. Выборка была получена методом квартования из соответствующих размерно-весовых групп в партии, добытой промышленным способом на россыпи Хара-Мас в 2018 г. На основе

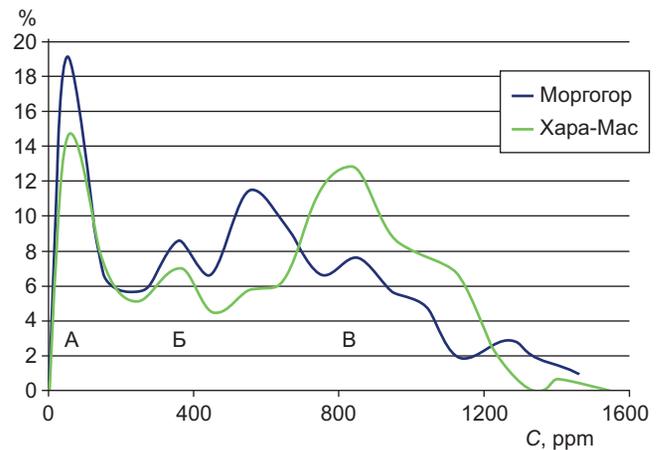


Рис. 1. Распределение алмазов россыпей Хара-Мас и Моргогор по концентрации А-центров. Отмечены локальные максимумы «А», «Б» и «В», соотносимые с различными коренными первоисточниками алмазов

полной выборки были выявлены распределения алмазов по окраске, габитусу, визуальной оценке люминесценции, а также по разновидностям согласно классификации Ю.Л. Орлова [Орлов, 1984]. Спектроскопические исследования методами инфракрасной спектроскопии (ИК) проведены для 157 кристаллов, электронного парамагнитного резонанса (ЭПР) — для 58 образцов; систематика центров дана согласно [Dischler, 2013; Zaitsev, 2001; Минеева и др., 1996]. Покристалльное минералогическое описание, включающее в себя оценку форм роста и растворения кристалла, наличия включений, износа и т. д. было произведено на основе статистически идентичной выборки из 123 кристаллов (88 шт. группы $-12+11$ и 35 шт. группы $-9+7$). Минералогическое описание алмазов проводилось с использованием бинокуляра «Motic» SMZ-143 и УФ осветителя-бокса (длины волн 365 и 254 нм). ИК-спектроскопические исследования алмазов проводились на ИК-Фурье спектрометре Bruker VERTEX 70 в комплексе с ИК-микроскопом Hyperion 2000. Спектры ЭПР регистрировали на спектрометре «Varian E-115».

Результаты исследований. Распределения алмазов россыпей Хара-Мас и Моргогор по концентрации А-центров, полученные по данным ИК-спектроскопии, отражены на рис. 1, где указаны также максимумы, соответствующие выделенным генетическим группам. Отметим для россыпи Хара-Мас уменьшение долей кристаллов групп «А» и «Б» при увеличении содержания алмазов генетической группы «В».

Полная сводка данных, полученных для алмазов россыпи Хара-Мас методом ИК-спектроскопии, приведена в табл. 1.

Распределение алмазов россыпи р. Хара-Мас по габитусным формам и разновидностям по классификации Ю.Л. Орлова дано в табл. 2. Содержание плоскогранно-кривогранных форм снижено, а кривогранных додекаэдровидов напротив, повышено по сравнению с россыпью Моргогор. Доля кристаллов

Таблица 1

ИК-характеристики алмазов россыпи Хара-Мас
(в числителе приведены крайние значения показателя, в знаменателе — медиана)

	A, ppm	BI, ppm	% BI	B2, см ⁻¹	RzB2, см ⁻¹	CH, см ⁻¹
Все	<u>2,4 – 1410,7</u> 688,1	<u>0,0 – 1891,3</u> 339,5	<u>0,0 – 90,6</u> 32,3	<u>0,0 – 55,0</u> 6,57	<u>1343,8 – 1377,4</u> 1371,2	<u>0,02 – 28,0</u> 0,6
«А»	<u>2,4 – 267,4</u> 88,9	<u>0,0 – 1164,2</u> 164,1	<u>0,0 – 90,6</u> 49,5	<u>0,0 – 31,6</u> 2,4	<u>1343,8 – 1368,7</u> 1362,6	<u>0,02 – 28,0</u> 0,44
«Б»	<u>302,3 – 561,8</u> 421,9	<u>0,0 – 870,9</u> 277,4	<u>0,0 – 74,2</u> 36,8	<u>0,0 – 36,0</u> 8,8	<u>1353,4 – 1377,0</u> 1366,9	<u>0,04 – 17,9</u> 0,61
«В»	<u>580,0 – 1410,7</u> 865,6	<u>32,7 – 1891,3</u> 387,3	<u>5,3 – 73,9</u> 29,3	<u>0,1 – 55,0</u> 6,7	<u>1363,1 – 1377,4</u> 1373,0	<u>0,02 – 25,2</u> 0,68

Таблица 2

Частота встречаемости кристаллов алмаза россыпей Хара-Мас и Моргогор по габитусным типам и разновидностям по классификации Ю.Л. Орлова

		Габитус кристаллов	Хара-Мас, %	Моргогор, %
Разновидности по классификации Ю.Л. Орлова	I	октаэдр	3,2	5,0
		октаэдр–додекаэдр	5,0	5,8
		октаэдр–ромбододекаэдр	1,8	1,2
		плоскогранно-кривогранные, всего:	9,9	12
		додекаэдр уральского типа	24,5	15,7
		ламинарный додекаэдр	22,5	27,8
		псевдоромбододекаэдр	2,5	0,4
		д-псевдокуб, тетрагексаэдр	1,6	1,7
		кривогранные додекаэдры, всего:	51,1	45,6
		псевдогемиморфные формы	1,1	0,4
	неопределенные формы	1,4	2,7	
	II	куб, куб–додекаэдр, тетрагексаэдр	1,1	4,4
	IV	алмаз в оболочке	0,5	1,1
	V	октаэдр–додекаэдр	18,7	17,1
VI	балласоподобные формы		0,2	
VII	поликристаллические сростки октаэдр–додекаэдр	16,2	15,0	
XI	якутиты		0,8	
	V и VII разновидности в сумме:	34,9	32,1	

V и VII разновидностей по Ю.Л. Орлову велика, и приближается к значению для россыпи «Гусиный ручей» [Вяткин и др., 2024]. Суммарное содержание алмазов II, V и VII разновидностей в 36 % выборки хорошо согласуется с данными [Граханов, и др., 2007] о наличии в россыпи 37,9 % алмазов «эбеляхского» типа.

Морфологические характеристики поверхности алмаза при покрystalльном описании разделены на четыре типа: формы, возникающие при росте кристалла, формы, появляющиеся при его последующем частичном растворении, формы аксессуарного (локального) травления поверхности, а также поверхностные проявления процессов пластической деформации кристалла. По сравнению с россыпью

Моргогор, для алмазов россыпи Хара-Мас формы роста присутствуют на поверхности кристаллов чаще, а формы растворения и аксессуарного травления, наоборот, обнаруживаются реже и представлены беднее (табл. 3). Количество кристаллов с проявлениями процессов пластической деформации также меньше. Три кристалла алмаза россыпи Хара-Мас с типичными сочетаниями морфологических характеристик представлены на рис. 2.

Данные в табл. 4 отражают более широкое распространение двойников и сростков среди алмазов россыпи Хара-Мас. В рассмотрение включены только кристаллы I разновидности по классификации Ю.Л. Орлова, поскольку доли в выборках V и VII разновидностей, представленных в значительной степени именно сростками, во-первых, отражены в табл. 1, а во-вторых, расчет соответствующих процентов на всю выборку сделал бы величины выявленных различий менее значимыми и отчетливыми. На фоне общего повышения распространенности двойников и сростков среди алмазов россыпи Хара-Мас обращают на себя внимание две особенности — сравнительное снижение числа кристаллов с двойниковыми швами и значительное увеличение доли шпинелевых двойников.

По степени механического износа, согласно градации А.А. Кухаренко [Кухаренко, 1955] алмазы сравниваемых россыпей практически идентичны (табл. 5). Однако в дополнение к этим данным отметим, что для алмазов россыпи Хара-Мас износ проявлен в мягких, овализирующих формах, более свойственных для процессов прибрежно-морской обстановки. Для алмазов россыпи Моргогор износ кристаллов часто носит более грубый характер выкрашивания, характерный для аллювиальной переработки.

В исследованной выборке кристаллов россыпи Хара-Мас резко увеличено содержание алмазов серой окраски, появилось также заметное количество черных (табл. 6). Это произошло за счет уменьшения процентных долей кристаллов всех остальных окрасок, в особенности характерных для россыпи Моргогор желто-зеленых, а также бесцветных. Полученные данные не подтверждают оценки, приведенной в работе [Граханов и др., 2007], согласно которой «окрашенных камней относительно немного

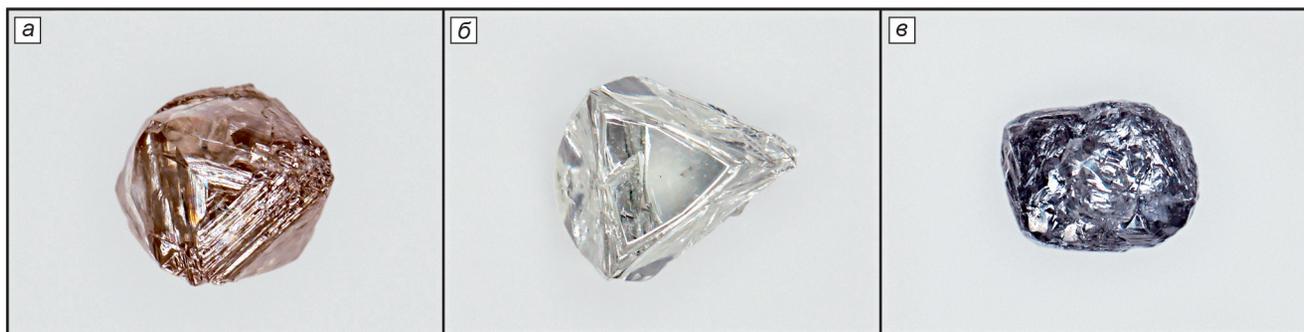


Рис. 2. Примеры исследованных алмазов россыпи Хара-Мас: *а* — обр. ХарАК-10-1: коричневый кристалл переходной формы октаэдр — додекаэдр, с расщеплением вершин, параллельной и сноповидной штриховками, каналом травления, расщеплением вершин и линиями скольжения, группа «А»; *б* — обр. ХарАК-1-1: октаэдрический шпинелевый двойник слабого желтого оттенка, со сноповидной штриховкой, ямками травления и единичным включением графита, группа «Б»; *в* — обр. ХарАК-2-11: серый комбинационного строения октаэдр — додекаэдр V разновидности по классификации Ю.Л. Орлова, с глубокими каналами, кавернами и треугольными фигурами травления, блочным строением и многочисленными включениями графита, группа «В». Фотографии алмазов в приведены в одном масштабе, поля зрения $7 \times 5,2$ мм

(38,9%)». Доля кристаллов с проявлениями зеленых пятен пигментации радиационного происхождения, напротив, выше для алмазов россыпи Хара-Мас (4,7% и 2,5% соответственно).

Данные о прозрачности кристаллов алмаза для сравниваемых россыпей, отраженные в табл. 7, позволяют констатировать резкое снижение доли «весьма прозрачных» алмазов и исчезновение кристаллов категории «чистой воды» за счет увеличения процентного содержания алмазов средней, наиболее многочисленной в обеих россыпях категории «прозрачные».

В табл. 8 отражены результаты визуальной диагностики включений в кристаллах алмаза двух россыпей. Визуальное определение (с использованием микроскопа) имеет некоторые ограничения. В частности, обозначение «графит-сульфид» введено для включений, которые нельзя однозначно разделить между этими категориями. Тем не менее, даже с учетом возможной погрешности определения полученные величины однозначно указывают на значительно большее распространение включений в алмазах россыпи Хара-Мас. Это касается и разнообразия минеральных видов, и общего количества включений графита, и распространенности проявлений ожелезнения. С.А. Граханов [Граханов и др., 2007] оценивает долю ожелезненных кристаллов в россыпи значительно выше — в 68,9%. Это, возможно, объясняется разницей в обработке алмазов, полученных в ходе разведочных работ, и кристаллов из промышленной разработки россыпи — с тщательной промывкой в кислотах. Отметим, что среди кристаллов с наличием графита в россыпи Моргогор больше доля алмазов с единичными его включениями, в то время как для россыпи Хара-Мас тенденция обратная, графит чаще встречается в виде групповых и многочисленных включений.

Среди кристаллов алмаза россыпи Хара-Мас повышена доля кристаллов, не реагирующих (при визуальной оценке) на ультрафиолетовое излучение 365 нм (табл. 9). Вдвое меньше процентное содержа-

ние алмазов с интенсивной голубой люминесценцией, второе — с зональной люминесценцией в разных цветах и со свечением при возбуждении 254 нм.

Распространенность в кристаллах алмаза сравниваемых россыпей структурных примесей и нарушений, выявляемых методом ЭПР, отражена в табл. 10. Данные представлены в виде процентных долей кристаллов в выборках, содержащих те или иные устойчивые ассоциации парамагнитных центров. В графе «прочие» учтены кристаллы, обладающие лишь одним видом парамагнитных центров.

Следует отметить максимально широкое среди всех исследованных нами алмазов из россыпей Анабара распространение кристаллов с ассоциацией $P1 - P2 - W21$, а также резкое сокращение долей ассоциации $W7 - N2$, характерной для пластически деформированных кристаллов, и алмазов с парамагнитными центрами $P1 - OK1$.

Обсуждение результатов. Изменение долей кристаллов выделенных генетических групп закономерно приводит к различиям в процентном содержании кристаллов с соответствующими свойствами. Установленные в данной работе для россыпей Хара-Мас и Моргогор сравнительные изменения подтверждают подавляющее большинство выделенных ранее типоморфных особенностей кристаллов алмаза генетических групп «А», «Б» и «В». С другой стороны, новая исследованная выборка позволяет уточнять совокупность признаков, являющуюся типоморфной для каждой группы. В работе [Вяткин и др., 2022] выделены основные морфологические признаки, характерные для генетических групп.

Доля алмазов группы «А» в россыпи Хара-Мас ниже, чем в россыпи Моргогор (рис. 1). Это снижение обуславливает относительное уменьшение в выборке количества кристаллов со следующими характеристиками: плоскогранно-криволинейных форм в целом, а также кубоидов II разновидности по классификации Ю.Л. Орлова, изменение соотношения между долями ламинарных додекаэдров и додекаэдровидов уральского типа в пользу

Таблица 3

Частота проявления (% от количества кристаллов)* форм роста, растворения, акцессорного травления и пластической деформации на поверхности кристаллов алмаза россыпью Хара-Мас и Моргогор

	Хара-Мас	Моргогор
Формы роста		
антискелетный рост	2,4	3,3
полицентризм роста граней	10,6	2,1
блоковое строение	9,8	12,9
ростовая ступенчатость	14,6	6,3
Формы растворения		
мозаично-блоковая скульптура	7,3	14,2
черепитчатая скульптура	8,1	17,5
вальцеобразная скульптура	5,7	0,4
каплевидно-блоковая скульптура	0,8	7,5
концентрическая штриховка	8,9	12,9
сноповидная, сноповидно-зано-зистая штриховка	13,0	7,9
зано-зистая штриховка	24,4	20,4
шестовато-зано-зистая штриховка	4,1	8,8
параллельная штриховка	4,9	16,7
округлоступенчатый		0,8
каплевидные холмики	10,6	13,3
желобчатые ребра		0,4
овализация ребер	14,6	0,4
расщепление вершин	2,4	3,3
ячеистый рельеф	4,1	3,8
дисковидная скульптура		4,2
Формы акцессорного травления		
треугольные фигуры	8,1	29,6
треугольные пирамиды	11,4	17,9
тетрагональные фигуры		3,3
тетрагональные пирамиды	6,5	17,9
ямки	11,4	11,7
каналы травления	52,8	36,3
каверны	17,9	50,4
Внешние проявления процессов пластической деформации		
полосы пластической деформации	13,0	20,8
линии скольжения	18,7	28,8
шагреновая поверхность	30,9	24,2
отсутствуют	57,7	53,8

Примечание. * Суммы различных форм могут отличаться от 100 %, так как на одном кристалле могут встречаться несколько их типов.

Таблица 4

Наличие двойников и сростков (% от количества кристаллов I разновидности по классификации Ю.Л. Орлова) алмаза россыпью Хара-Мас и Моргогор

Характер образования	Хара-Мас	Моргогор
Закономерное срастание нескольких индивидов	5,7	4,6
Шпинелевый двойник	13,0	6,7
Двойниковые швы	10,6	15,0
Сросток	8,1	6,7
Вросток	5,7	5,4
Монокристалл	55,3	61,7

Таблица 5

Степень механического износа алмаза (% от количества кристаллов) россыпью Хара-Мас и Моргогор

Сте- пень	Истирание:	Хара- Мас	Мор- гогор
0	Отсутствие механического износа	69,1	69,2
1	незначительное истирание вершин	4,1	6,3
2	незначительное истирание вершин и ребер	13,8	11,7
3	истирание вершин и ребер, незначи- тельная матировка граней	5,7	5,8
4	Значительное истирание ребер и граней	4,1	4,6
5	Сильное истирание, округление ребер, полная матировка граней	2,4	2,1
6	Сильное истирание, утрата ребер и вершин	0,8	0,4
	леденцовая скульптура	1,6	1,7

Таблица 6

Окраска (% от количества кристаллов) алмаза россыпью Хара-Мас и Моргогор

Окраска	Хара-Мас	Моргогор
Бесцветные	5,9	9,8
Желтая	40,8	42,2
Желто-зеленая	6,1	15,7
Коричневая	21,8	24,5
Серая	20,5	8,0
Черная	4,9	

Таблица 7

Прозрачность кристаллов алмаза россыпью Хара-Мас и Моргогор

Степень прозрачности	Хара-Мас	Моргогор
«Чистой воды»		3,5
Весьма прозрачные	2,5	18,0
Прозрачные	65,0	45,0
Полупрозрачные	29,9	31,4
Непрозрачные	2,5	2,1

Таблица 8
Включения* в кристаллах алмаза
россыпей Хара-Мас и Моргогор

Включения	Хара-Мас	Моргогор
Графит единичные	11,4	16,6
Графит несколько	14,6	12,2
Графит многочисленные	35,0	11,8
Графит, всего	61,0	40,6
Графит-сульфид	21,1	8,6
Сульфид	4,1	
Гранат	2,4	1,0
Оливин	1,6	
Хромит	3,3	
Без включений	23,6	55,2
Проявления ожелезнения	20,3	11,1

Примечание. * Суммы содержания включений отличаются от 100 %, так как в одном кристалле могут встречаться несколько их типов.

Таблица 9
Визуальная люминесценция кристаллов алмаза
россыпей Хара-Мас и Моргогор

Люминесценция	Хара-Мас	Моргогор
Визуально отсутствует	53,6	46,2
Голубая слабая	16,0	16,8
Голубая средняя	15,5	11,9
Голубая интенсивная	7,6	15,4
Зеленая	0,9	2,1
Желто-зеленая	0,7	
Желтая	1,4	1,4
Зональная голубая	3,4	3,5
Зональная разных цветов	0,9	2,8
В том числе при возбуждении 254 нм	5,4	16,8

Таблица 10
Ассоциации парамагнитных центров в алмазах россыпей
Хара-Мас и Моргогор
(проценты содержащих их кристаллов в выборках)

Ассоциация	Хара-Мас	Моргогор
P1 — OK1	5,2	13,1
P1 — P2	15,5	14,8
P1 — P2 — W21	67,2	42,6
P2 — N2	5,2	6,6
W7 — N2	3,4	14,8
Прочие	3,4	8,2

последних (табл. 2); уменьшение количества кристаллов, подвергавшихся процессам пластической деформации (табл. 3) и алмазов коричневых оттенков (табл. 6). Полученные для алмазов россыпей Хара-Мас данные подтверждают преимущественное развитие на поверхности кристаллов генетической группы «А» каплевидно-блоковой скульптуры, параллельной штриховки, проявлений антискелетного роста и расщепления вершин (табл. 3). Сокращением

доли этой группы (а также доли группы «Б») в россыпи Хара-Мас объясняется и менее «богатая» и по разнообразию, и по интенсивности люминесценция кристаллов исследованной выборки (табл. 9). Кроме того, сократилось и содержание кристаллов с характерными именно для группы «А» ассоциациями парамагнитных центров: P1 — OK1 и W7 — N2 (табл. 10).

Доля алмазов группы «Б» в россыпи Хара-Мас также понижена относительно россыпи Моргогор (рис. 1). Это заметно по уменьшению процентного содержания кристаллов, обладающих наиболее высокими ювелирными качествами: бесцветные и слабоокрашенные (табл. 6), октаэдрического и переходного к додекаэдрическому габитуса (табл. 2), высокопрозрачные (табл. 7), с минимумом включений (табл. 8). Не противоречит уменьшению доли группы «Б» и выявленное для кристаллов россыпи Хара-Мас процентное снижение проявлений таких морфологических характеристик, как преимущественное развитие концентрической штриховки и желобчатых ребер (табл. 3). Ростовая ступенчатость, согласно данным, полученным для кристаллов россыпи Хара-Мас, не может рассматриваться как признак, характерный для группы «Б», поскольку доля кристаллов, на поверхности которых она выражена, увеличивается при сокращении содержания в выборке кристаллов группы (табл. 3). Люминесценция характерна для около 70 % кристаллов группы, причем преимущественно не интенсивная, в голубых тонах и без зональности, что также согласуется с установленными данными (табл. 9).

Доля алмазов генетической группы «В» в россыпи Хара-Мас, соответственно, увеличена. Это увеличение отвечает за рост содержания алмазов V и VII разновидностей по классификации Ю.Л. Орлова, увеличение содержания алмазов додекаэдрического габитуса уральского типа (табл. 2), серой окраски и появление заметного количества черных кристаллов (табл. 6); рост доли алмазов с включениями графита (табл. 8) и нелюминесцирующих кристаллов (табл. 9). Ассоциация парамагнитных центров P1 — P2 — W21 обнаруживается в основном в кристаллах группы «В», реже в алмазах группы «Б» и крайне редко среди кристаллов генетической группы «А». Ее максимально широкое распространение среди алмазов россыпей Хара-Мас также хорошо согласуется с увеличением доли алмазов группы «В».

По результатам работы получены и новые типоморфные признаки генетических групп. Отметим, что кристаллы группы «А» имеют максимальный диапазон значений по ряду характеристик, регистрируемых методом ИК (табл. 1), в том числе: соотношение концентраций A и B1 центров (% B1), содержание CH, а также диапазон смещения пика центра B2 по спектру (RzB2), характеризующий средний размер дефектов плейтлетс [Speich et al., 2017]. Кроме того, несмотря на наличие усредненного тренда, отражающего прямую пропорциональ-

ную зависимость между концентрациями центров *A* и *B1*, диапазон значений концентрации центров *B1* для генетической группы «А» шире, чем для группы «Б». Сходные зависимости отмечены также для исследованных ранее выборок алмазов россыпей р. Моргогор и р. Эбелях.

Причина появления необычно большого количества шпинелевых двойников среди алмазов россыпи Хара-Мас (табл. 4) пока не нашла объяснения. Ранее нами была отмечена более высокая частота их встречаемости в группе «А» и особенно «Б» (по сравнению с генетической группой «В» [Вяткин и др., 2022]). Для исследованной выборки алмазов россыпи Хара-Мас мы также можем констатировать резкий дисбаланс их распределения по генетическим группам: в группах «А» и «Б» их доля примерно в четыре раза больше, чем в группе «В» (с учетом общей численности групп). Однако внутри групп «А» и «Б» процентное содержание шпинелевых двойников резко повышено по сравнению с исследованными нами ранее выборками алмазов россыпей Анабара. Высокое содержание в россыпи Хара-Мас двойников и сростков (41,9%), среди которых преобладают двойники по шпинелевому закону, отмечено также в работе [Граханов и др., 2007].

Выводы. Основные типоморфные характеристики алмазов россыпи Хара-Мас — максимальное содержание кристаллов с ассоциацией парамагнитных центров P1-P2-W21, широкое распространение спи-

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Афанасьев В.П., Зинчук Н.Н., Тычков С.А. Проблема докембрийской алмазоносности Сибирской платформы // Вестн. Воронеж. ун-та. Геология. 2002. Вып. I. С. 19–36.

Афанасьев В.П., Лобанов С.С., Похиленко Н.П. и др. Полигенез алмазов Сибирской платформы // Геология и геофизика. 2011. Т. 52, № 3. С. 335–353.

Вяткин С.В., Криулина Г.Ю., Гаранин В.К. Алмазы из россыпи Эбелях (Анабар, Якутия): новые данные о их разделении по первоисточникам // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2022. № 4. С. 84–92.

Вяткин С.В., Гаранин В.К., Криулина Г.Ю., Бардухинов Л.Д. Распределение алмазов по содержанию А-центров как критерий полигенности месторождения // Новые данные о минералах. 2023а. Т. 57, № 3. С. 74–80.

Вяткин С.В., Гаранин В.К., Криулина Г.Ю., Бардухинов Л.Д. Алмазы россыпного месторождения реки Моргогор (Анабар, Якутия) // Литосфера. 2023б. Т. 23, № 4. С. 672–682.

Вяткин С.В., Криулина Г.Ю., Гаранин В.К. Морфология, окраска и спектроскопические характеристики алмазов россыпи Гусиный ручей (Анабар, Якутия) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2024. № 6. С. 132–139.

Граханов С.А. К вопросу о распространении неоген-нижнечетвертичных россыпей алмазов северо-востока Сибирской платформы // Вестн. Воронеж. ун-та. Сер. Геология. 2000. № 5. С. 212–215.

Граханов С.А., Коптиль В.И. Триасовые палеороссыпи алмазов северо-востока Сибирской платформы // Геология и геофизика. 2003. Т. 44, № 11. С. 1191–1201.

Граханов С.А., Шаталов В.И., Штыров В.А. и др. Россыпи алмазов России. Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2007. 457 с.

нелевых двойников, значительная доля кристаллов V и VII разновидностей по классификации Ю.Л. Орлова, распространенность серой и черной окрасок. К отмеченному в работе [Граханов и др., 2007] сходству алмазов россыпи с кристаллами левых притоков р. Эбелях можно добавить существенное их различие (в сторону ухудшения характеристик) при сравнении с алмазами правых притоков Эбеляха (р. Моргогор) и Анабара — причем по таким важным критериям, как содержание монокристаллов высокой прозрачности, бесцветных и без включений.

В рамках модели выделения генетических групп, предполагающих различные первоисточники сноса алмазов россыпей Анабара, установлены новые типоморфные характеристики на базе данных ИК спектроскопии — максимальный диапазон изменения значений величин % *B1*, содержания *CH*, а также смещения пика центра *B2* для генетической группы «А», и значимо меньшие диапазоны изменения этих величин для групп «Б» и «В».

Благодарности. Коллектив авторов благодарит АК ПАО «АЛРОСА» за предоставленную возможность исследований и публикации данного материала.

Финансирование. Исследование выполнено в рамках государственного задания МГУ имени М.В. Ломоносова по госбюджетной теме «Минералогическое изучение месторождений Арктической зоны России с целью их комплексного освоения» (№ госрегистрации 121061600049-4).

Зинчук Н.Н., Коптиль В.И. Типоморфизм алмазов Сибирской платформы. М.: ООО «Недра-Бизнесцентр», 2003. 603 с.

Кухаренко А.А. Алмазы Урала. М.: Государственное научно-техническое издательство литературы по геологии и охране недр, 1955. 512 с.

Минеева Р.М., Титков С.В., Сперанский А.В., Бершов Л.В. ЭПР-классификация природных алмазов // Докл. РАН. 1996. Т. 346, № 5. С. 660–663.

Орлов Ю.Л. Минералогия алмаза. М.: Наука, 1984. 221 с.

Шацкий В.С., Зедгенизов Д.А., Рагозин А.Л. и др. Локальные вариации изотопов углерода и содержания азота в алмазах из россыпей северо-востока Сибирской платформы // Доклады РАН. 2011. 440(1). С. 116–119.

Dischler B. Handbook of spectral lines in diamond. Berlin: Springer Verlag, 2013. 467 p.

Speich L., Kohn S., Wirth R., et al. The relationship between platelet size and the B' infrared peak of natural diamonds revisited // Lithos. 2017. Vol. 278–281. P. 419–426.

Zaitsev A.M. Optical properties of diamond: a data handbook. Berlin: Springer, 2001. 519 p.

Zedgenizov D.A., Kalinina V.V., Reutsky V.N., et al. Regular cuboid diamonds from placers on the northeastern Siberian platform // Lithos. 2016. 265. P. 125–137.

Zedgenizov D., Reutsky V., Wiedenbeck M. The carbon and nitrogen isotope characteristics of type Ib-IaA cuboid diamonds from alluvial placers in the Northeastern Siberian platform // Minerals. 2017. 7(10). 178–187.

Статья поступила в редакцию 14.05.2024, одобрена после рецензирования 12.05.2025, принята к публикации 28.06.2025

УЧРЕДИТЕЛИ

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова;
геологический факультет МГУ

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Н.Н. ЕРЕМИН — **главный редактор**, доктор химических наук, профессор, член-корреспондент РАН
Р.Р. ГАБДУЛЛИН — **ответственный секретарь**, доктор геолого-минералогических наук, доцент
И.М. АРТЕМЬЕВА — профессор Университета Копенгагена, Дания
А.Б. БЕЛОНОЖКО — профессор Университета Стокгольма, Швеция
А.В. БОБРОВ — доктор геолого-минералогических наук, профессор
М.В. БОРИСОВ — доктор геолого-минералогических наук, профессор
А.В. БРУШКОВ — доктор геолого-минералогических наук, профессор
А.А. БУЛЫЧЕВ — доктор физико-математических наук, профессор
Р.В. ВЕСЕЛОВСКИЙ — доктор геолого-минералогических наук, профессор
М.Л. ВЛАДОВ — доктор физико-математических наук, профессор
Е.А. ВОЗНЕСЕНСКИЙ — доктор геолого-минералогических наук, профессор
Т.В. ГЕРЯ — профессор Швейцарской высшей технической школы Цюриха
Д.Г. КОЩУГ — доктор геолого-минералогических наук, профессор
А.В. КУВШИНОВ — доктор физико-математических наук, профессор Швейцарской высшей технической школы Цюриха
А.В. ЛОПАТИН — доктор биологических наук, профессор
А.М. НИКИШИН — доктор геолого-минералогических наук, профессор
А.Р. ОГАНОВ — профессор Университета Стони-Брук, США
ПЕНДА ЧЖАО — академик Китайской академии наук, почетный академик Московского университета,
профессор Китайского университета наук о Земле
А.Л. ПЕРЧУК — доктор геолого-минералогических наук
С.П. ПОЗДНЯКОВ — доктор геолого-минералогических наук
Д.Ю. ПУЩАРОВСКИЙ — доктор геолого-минералогических наук, профессор, академик РАН
Ю.В. РОСТОВЦЕВА — доктор геолого-минералогических наук, профессор
В.И. СТАРОСТИН — доктор геолого-минералогических наук, профессор
А.В. СТУПАКОВА — доктор геолого-минералогических наук, доцент
СЭНЖЕНГ ЛИ — профессор Университета океанологии Китая
В.Т. ТРОФИМОВ — доктор геолого-минералогических наук, профессор
Д.Р. ФОГЛЕР — профессор Даремского университета
И.В. ШПУРОВ — доктор технических наук

Адрес редакции:

e-mail: vmu_red@mail.ru

Журнал зарегистрирован в Министерстве печати и информации РФ.

Свидетельство о регистрации № 1552 от 14 февраля 1991 г.

Подписано в печать 15.05.2025. Формат 60 × 90¹/₈.

Бумага офсетная. Гарнитура Minion Pro.

Усл. печ. л. 12,5. Уч.-изд. л. 10,2. Тираж экз.

Изд. № 13012. Заказ

ISSN 0201-7385
ISSN 0579-9406

ИНДЕКС 70995 (каталог «Роспечать»)
ИНДЕКС 34114 (каталог «Пресса России»)