

УДК 553.411.071
DOI: 10.18799/24131830/2025/11/5355
Шифр специальности ВАК: 1. 6. 9
Научная статья



Радиогеохимическая эволюция гранитоидного магматизма Верхне-Енашиминского золоторудного узла по результатам аэрогамма-спектрометрии (Енисейский кряж)

Ю.В. Колмаков^{1,2✉}, В.Г. Федоров¹, Т.В. Полева³

¹ Национальный исследовательский Томский политехнический университет, Россия, г. Томск

² Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского,
Россия, г. Санкт-Петербург

³ Сибирский федеральный университет, Россия, г. Красноярск

✉ kolmakovyv@tpu.ru

Аннотация. Актуальность. В металлогении Енисейского кряжа установлена высокая степень возрастной корреляции этапов его литосферной эволюции, выражаемой в гранитоидном магматизме, со всеми рубежами золоторудного процесса. При этом в современной научно-производственной литературе встречаются существенно различающиеся таксономические категории для описания гранитоидного магматизма в Енисейском кряже и, в частности, в пределах Верхне-Енашиминского рудного узла. Подобные разночтения создают значительные сложности и порождают неопределенность в вопросах классификации, датирования и генетической принадлежности отдельных комплексов к конкретным геодинамическим событиям. В результате становится достаточно проблематично проследить связь металлогенического развития отдельных площадей и рудных узлов с проявленным в их окрестностях гранитоидным магматизмом. В связи с этим актуальной задачей является анализ существующих классификационных схем с последующей аттестацией гранитоидных массивов на следующей фактурной основе: имеющихся данных по петрографическому составу и геохронологии и впервые приводимых особенностей их проявления в радиогеохимических полях. **Цель.** Радиогеохимическая аттестация гранитоидных массивов Верхне-Енашиминского рудного узла по данным аэрогамма-спектрометрической съемки. **Методы.** Анализ комплексных геолого-геофизических материалов с применением радиогеохимических признаков. **Результаты и выводы.** Приведено детальное описание имеющихся на сегодняшний день классификаций гранитоидного магматизма Заангарья и их корреляция между собой. На основе анализа аэрогамма-спектрометрических данных установлено контрастное радиогеохимическое различие между гранитоидами Верхне-Енашиминского рудного узла, сформированными в различных геодинамических обстановках: рифтогенными комплексами (глушихинский, гурахтинский) и позднеколлизийными гранитоидами каламинского типа. Промежуточное положение между ними занимают гранитоиды аяхтинского комплекса с наиболее противоречивой интерпретацией их природы. Выявлена высокая постмагматическая подвижность радиоактивных элементов (U, Th, K), особенно для рифтогенных комплексов. Установлено, что аэрогамма-спектрометрия является эффективным методом для дифференциации гранитоидных комплексов. Широкое радиогеохимическое разнообразие гранитоидов Верхне-Енашиминского рудного узла отражает сложную многоэтапную геодинамическую эволюцию региона и является индикатором его высокого металлогенического потенциала.

Ключевые слова: Енисейский кряж, Верхне-Енашиминский рудный узел, гранитоидные комплексы, аэрогамма-спектрометрия, радиогеохимия

Для цитирования: Колмаков Ю.В., Федоров В.Г., Полева Т.В. Радиогеохимическая эволюция гранитоидного магматизма Верхне-Енашиминского золоторудного узла по результатам аэрогамма-спектрометрии (Енисейский кряж) // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. – 2025. – Т. 336. – № 11. – С. 145–160. DOI: 10.18799/24131830/2025/11/5355

UDC 553.411.071
DOI: 10.18799/24131830/2025/11/5355
Scientific paper



Radiogeochemical evolution of granitoid magmatism of the Verkhne-Enashiminsky gold ore node based on the results of aerogamma spectrometry (Yenisei Ridge)

Yu.V. Kolmakov^{1,2✉}, V.G. Fedorov¹, T.V. Poleva³

¹ National Research Tomsk Polytechnic University, Tomsk, Russian Federation

² All-Russian Geological Research Institute of A.P. Karpinsky, St Petersburg, Russian Federation

³ Siberian Federal University, Krasnoyarsk, Russian Federation

✉ kolmakovyv@tpu.ru

Abstract. Relevance. The metallogeny of the Yenisei Ridge has established a high degree of age correlation between the stages of its lithospheric evolution, expressed in granitoid magmatism, and all the milestones of the gold-ore process. At the same time, modern scientific and industrial literature contains significantly divergent taxonomic categories for describing granitoid magmatism in the Yenisei Ridge and, in particular, within the Verkhne-Enashiminsky ore cluster. Such discrepancies create significant difficulties and generate uncertainty in classification, dating, and genetic attribution of individual complexes to specific geodynamic events. As a result, it becomes considerably problematic to trace the connection between the metallogenic development of specific areas and ore clusters with the granitoid magmatism manifested in their vicinity. In this regard, an urgent task is the analysis of existing classification schemes with subsequent certification of granitoid massifs based on the following factual foundation: available data on petrographic composition and geochronology, and the characteristics of their manifestation in radiogeochemical fields, reported here for the first time. **Aim.** Radiogeochemical certification of the granitoid massifs of the Verkhne-Enashiminsky ore cluster based on airborne gamma-ray spectrometric survey data. **Methods.** Analysis of complex geological and geophysical materials using radiogeochemical indicators. **Results and conclusions.** The paper introduces the detailed description of the currently existing classifications of granitoid magmatism in the Trans-Angara region and their correlation with each other. Based on the analysis of airborne gamma-ray spectrometric data, a contrasting radiogeochemical difference was established between the Verkhne-Enashiminsky ore cluster granitoids formed in different geodynamic settings: rift-related complexes (Glushikhinsky, Gurakhinsky) and late-collisional Kalamín-type granitoids. An intermediate position between them is occupied by the granitoids of the Ayakhtinsky complex, which have the most controversial interpretation of their nature. The authors identified high post-magmatic mobility of radioactive elements (U, Th, K), especially for the rift-related complexes. It was established that airborne gamma-ray spectrometry is an effective method for differentiating granitoid complexes. The wide radiogeochemical diversity of the Verkhne-Enashiminsky ore cluster granitoids reflects the complex, multi-stage geodynamic evolution of the region and is an indicator of its high metallogenic potential.

Keywords: Yenisei Ridge, Verkhne-Enashimo ore cluster, granitoid complexes, aerial gamma-ray spectrometry, radiogeochemistry

For citation: Kolmakov Yu.V., Fedorov V.G., Poleva T.V. Radiogeochemical evolution of granitoid magmatism of the Verkhne-Enashiminsky gold ore node based on the results of aerogamma spectrometry (Yenisei Ridge). *Bulletin of the Tomsk Polytechnic University. Geo Assets Engineering*, 2025, vol. 336, no. 11, pp. 145–160. DOI: 10.18799/24131830/2025/11/5355

Введение

Рубежи металлогенического развития Енисейского кряжа хорошо коррелируются с этапами его литосферной эволюции, индикаторами которой, в частности, являются и граниты различных комплексов [1]. Спектр радиогеохимических характеристик, образуемый разнотипными гранитами, может быть очень широким. Концентрирование редкоземельных элементов (РЗЭ) и радиоактивных элементов (РАЭ) в гранитоидах очень сильно зависит от их состава, который, в свою очередь, является

ся функцией геодинамических обстановок, в которых они формировались [2, 3]. В результате распределение РАЭ в гранитоидах служит индикатором не только принадлежности последних к определённому комплексу, но и их условий формирования [4, 5]. Литосферная развитость и связанный с ней металлогенический потенциал исследуемых территорий могут быть отражены в радиогеохимическом разнообразии распространенных на них гранитоидов [6, 7]. Аэрогамма-спектрометрия позволяет получить огромное количество наблюдений

и представительную картину распределения РАЭ в пределах каждого массива и является наиболее приемлемым методом для радиогеохимической аттестации гранитоидного магматизма при оценке перспектив новых площадей.

Геологическая характеристика Верхне-Енашиминского рудного узла

Значительная структурно-вещественная неоднородность земной коры Верхне-Енашиминского рудного узла (ВЕРУ) обусловлена его многоэтапной и длительной геодинамической эволюцией. Гетерогенность проявляется в том, что в фундамент, преимущественно лейкократового состава, в разное время внедрялись дайки и небольшие тела базитов и ультрабазитов, а также в широком распространении гранитоидов различной природы (рис. 1).

Около 70 % узла занимают стратифицированные (архейские, ранне-протерозойские, рифейские) образования, разбитые разрывными нарушениями с амплитудами вертикального перемещения до нескольких сотен метров. Архей представлен амфи-

болитами, биотитовыми гнейсами, кристаллосланцами, мраморами и кальцифирами малогазевского метаморфического комплекса (на некоторых серийных геологических картах он датируется нижним протерозоем, но во всех случаях отнесение его к тому или другому возрасту ставится под вопросом). Перекрывают их биотитовые кристаллосланцы, кварциты и мраморы тейской серии нижнего протерозоя, метаморфизованные в условиях амфиболитовой фации. Наиболее распространены на территории ВЕРУ терригенно-осадочные отложения сухопитской серии верхнего протерозоя, претерпевшие ступенчатый региональный метаморфизм в условиях зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций. Именно эти породы являются рудовмещающими для подавляющего большинства месторождений узла и всего Енисейского края. Также присутствуют грубообломочные красноцветные породы верхнего рифея лопатинской свиты, мезо-кайнозойские коры выветривания и четвертичные аллювиальные отложения с россыпным золотом.

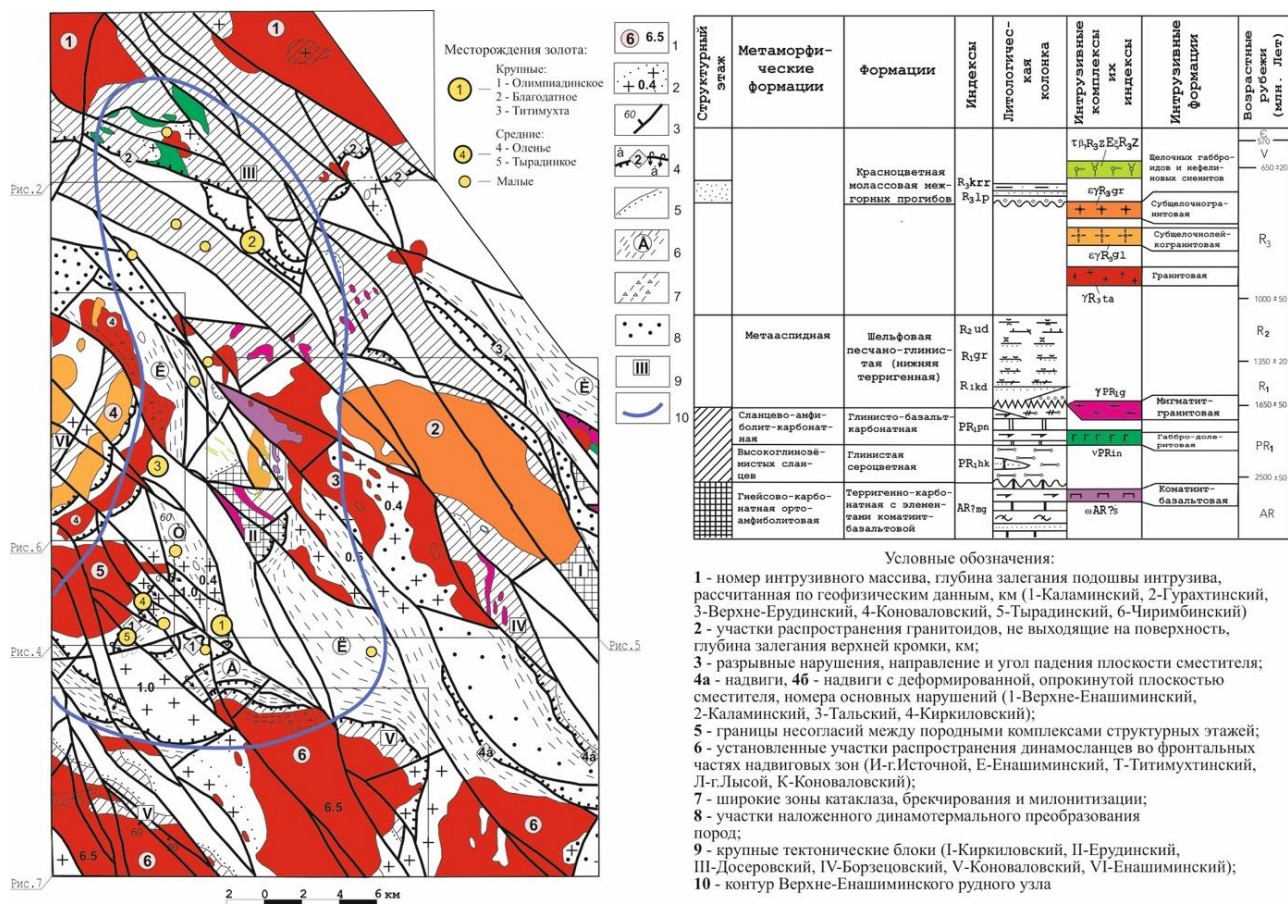


Рис. 1. Тектоническая схема Верхне-Енашиминского рудного узла, по материалам [8, 9]

Fig. 1. Tectonic map of the Verkhne-Enashiminsky ore cluster after [8, 9]

Распространение магматических пород практически на треть площади связано с геологическим положением района, ограниченным с северо-востока и юго-запада Татарским и Ишимбинским разломами северо-западного простирания, определившими повышенную проницаемость земной коры для глубинных тепловых и вещественных потоков, обусловив внедрение интрузий различного состава, возраста и генезиса: субвулканических (шумихинский коматиит-базальтовый, индыглинский габбро-долеритовый комплексы), гаревского ультраметаморфогенного мигматит-гранитового комплекса, гранитового татарско-аяхтинского, лейкогранитового глушихинского и субщелочного гурахтинского.

Тектонический блок, вбирающий в себя ВЕРУ, разбит серией разно ориентированных второстепенных разломов еще на три блока второго порядка: северо-западный и северо-восточный существенно приподняты и эродированы до уровня гранитоидов; центральный, наоборот, опущен с глубоким залеганием верхней кромки гранитной интрузии, а рудовмещающим осадочно-метаморфическим породам в нем присущи более полный разрез и большая мощность. В результате ступенчатого регионального метаморфизма (зеленосланцевая-эпидот-амфиболитовая фации) сформированы минеральные ассоциации с кварцем, хлоритом, слюдами, гранатом, ставролитом, андалузитом. Контактный метаморфизм проявился скарнированием и образованием роговиков: калишпат-кордиеритовых, роговообманковых и альбит-эпидотовых. Отмечаются признаки регрессивного метаморфизма (частичное замещение биотита и граната хлоритом, плагиоклаза серицитом) и диафтореза в зонах тектонических нарушений.

Широко развиты гидротермально-метасоматические изменения (окварцевание, альбитизация, турмалинизация, сульфидизация, графитизация), с которыми напрямую связана золоторудная минерализация в проницаемых структурах.

Длительная и сложная история литосферного развития Енисейского кряжа предопределила протяженный во времени рудогенез, зафиксированный по совокупности всех его месторождений в серии последовательных этапов, каждый из которых характеризуется образованием специфических продуктивных минеральных парагенезисов, встречающихся в различном сочетании на разных месторождениях, в частности и в ВЕРУ. При этом каждый рудный этап синхронизируется с той или иной геодинамической эпохой или их отдельными этапами литосферного развития, а сопутствующие им тектонические и магматические активизации выступают ключевыми факторами, инициирующими процессы минералообразования.

Датировка наиболее ранних высокотемпературных дорудных метасоматитов западной части Олимпиадинского рудного поля (скарноидов) – 870 ± 35 млн лет [1] коррелирует с временем кристаллизации синколлизийных гранитоидов Каламинского массива – 875 ± 7 млн лет [10].

На заключительном этапе эволюции коллизийного орогена выделено несколько возрастных пиков образования надвиговых структур: 853–849, 830–823, 801–793 млн лет [11–13], и связанных с ними кварцево-жильных и кварцево-прожилковых метаморфогенных зон. В ВЕРУ также широко проявлены надвиговые структуры (рис. 1), сопутствующие им метаморфогенные зоны окварцевания установлены, в частности, на месторождении Благодатное – ~ 785 млн лет [14]. Верхне-Енашиминский надвиг осуществляет структурный контроль Олимпиадинского рудного поля (месторождения Олимпиада, Тырадинское, Оленье). В работе [15] показан альтернативный механизм структурной эволюции Олимпиадинского рудного поля. W-образный складчатый пакет, включающий Иннокентьевскую, Чиримбинскую синклинали и разделяющую их Медвежинскую антиклиналь рассматривают как сопряженные складки сжатия, образованные в сдавленном пространстве между внедрявшимися Тырадинским и Чиримбинским массивами. В этой же работе приводится возрастная интервал образования руд золото-арсенопирит-кварцевого состава месторождения Олимпиада – от $803 \pm 6,1$ до $758 \pm 6,0$ млн лет с превалирующими датировками от 795 до 784 млн лет, что хорошо согласуется и с датировками синколлизийных надвигов, и с временем кристаллизации гранитоидов Чиримбинского массива – 761 ± 8 млн лет [10], позиционируемых отдельными исследователями в качестве продуктов внутриплитного магматизма начинающейся эпохи рифтогенеза в связи с распадом суперконтинента Родиния [16].

В эпоху рифтогенеза последующая активизация внутриплитного магматизма, в том числе и гранитоидного, происходила еще неоднократно, каждый раз сопровождаемая эволюцией золоторудных минералообразующих систем в масштабах всего Енисейского кряжа и, в ВЕРУ в частности. По времени образования гранитоиды глушихинского комплекса – 752–718 млн лет [10] – синхронизируются с углеродистыми кварц-мусковитовыми и мусковит-хлоритовыми метасоматитами с надфоновым содержанием золота, встречающимися на множестве месторождений Енисейского кряжа [17]. Возраст гранитоидов гурахтинского (кутукаского) комплекса ~ 700 –690 млн лет [18, 16] коррелирует с датировками руд золото-сульфидного состава, средневогровского (татарского) комплекса – с временем формирования золото-сурьмяных руд [1].

Актуальные таксономические категории гранитоидного магматизма Заангарья

Определенная трудность в радиогеохимической аттестации гранитоидов Енисейского кряжа возникает в связи с неодинаковыми таксономическими категориями, применяемыми для их градации в легендах к серийным геологическим картам и в геолого-тектонических схемах, построенных сотрудниками СО РАН. Особенно много разногласий относительно природы и возраста гранитоидов Заангарской части, где находится Центральный блок с одноименным металлогеническим поясом [19] и ВЕРУ в его составе.

На современной карте золотоносности и прогноза Енисейской провинции в Заангарье выделяют ряд гранитоидных комплексов в следующей последовательности:

- нижний протерозой:
 - ерудинский, плагио-гранито-гнейсовый;
 - гаревский, гранит-гранито-гнейсовый;средний рифей:
 - среднетырадинский, диорит-плагиогранитовый;
- верхний рифей:
 - татарско-аяхтинский, гранитовый;
 - глушихинский, лейкогранитовый;
 - гурахтинский, субщелочных гранитов [20].

Геолого-тектонические схемы Заангарья, предлагаемые сотрудниками СО РАН, представлены в рамках различных концепций его геодинамического развития [17]. Что касается выделения и датировок многих магматических комплексов, в частности и гранитоидных, по большей части споров не возникает. Но появляются противоречия с серийными геологическими картами.

Авторы геодинамической модели Заангарья, построенной в рамках *террейновой концепции* на основе результатов петролого-геохимических и геохронологических исследований, отрицают наличие здесь гранитоидов древнее раннего неопротерозоя и выделяют пять неопротерозойских комплексов [10]:

- в составе Центрального террейна, включающего одноименный металлогенический пояс:
 - тейский, граниты нормальной щелочности, гранодиориты, диориты, плагиограниты – 880–865 млн лет;
 - аяхтинский, граниты нормальной щелочности и субщелочные, в меньшем количестве лейкограниты и кварцевые сиениты – 760–750 млн лет;
 - глушихинский, лейкограниты щелочно-известковой и известково-щелочной серий – 752–718 млн лет;
 - Татарский гранитоидный массив (наряду с нефелиновыми сиенитами, щелочными основными и ультраосновными породами и карбона-

татами входит в состав *татарского* комплекса), субщелочные и нормальные граниты и лейкограниты, а также сиениты – 630 млн лет;

- в составе Исаковского и Предивинского островодужных террейнов:

- *приенисейский*, плагиограниты – 700–630 млн лет.

В геодинамической модели, разработанной с позиции *суперконтинентальных циклов*, предполагается следующая последовательность развития гранитоидного магматизма в Заангарье [1, 13, 16, 20, 21]:

- в составе Центрального блока Енисейского кряжа, включающего одноименный металлогенический пояс:

- *гаревский метаморфический комплекс* (ГМК): нижняя немтихинская толща – биотитовые плагиогнейсы с возрастом $1361,5 \pm 8,7$ млн лет считаются самыми древними гранитоидами в Заангарье [22]; верхняя малогаревская толща – порфиро-бласситические гранито-гнейсы и гранат-двуслюдяные кристаллические сланцы (возраст?). Продукты гранитообразования в пределах ГМК в связи с региональным метаморфизмом: мигматиты, биотитовые рапаквивиподобные граниты (1050–970 млн лет).

- *гранито-гнейсовые купола тейского типа* (1000–950 млн лет), образованные в связи с региональным метаморфизмом и гранитизацией терригенных толщ сухопитской и низележащей тейской серий;

- *гранитоидные плутоны каламинского типа*, гранодиориты, низкощелочные (Каламинский, Ерудинский, Среднетырадинский массивы и др.), 880–860 млн лет;

- *аяхтинский комплекс*, граниты нормальной щелочности и субщелочные, в меньшем количестве лейкограниты и кварцевые сиениты. Возраст 760–750 млн лет [10];

- *глушихинский*, лейкограниты щелочно-известковой и известково-щелочной серий – 752–718 млн лет;

- *кутукацкий (гурахтинский) комплекс*, нормальные и субщелочные лейкограниты, граносиениты, кварцевые сиениты ~ 700–690 млн лет [18, 16];

- *средневороговский комплекс*, субщелочные и нормальные граниты и лейкограниты Татарского массива, щелочно-гранит-сиенитовая ассоциация Средневороговского и др. массивов. Образование гранитоидов Татарского массива ~630 млн лет назад [10], Средневороговского – ~620–625 млн лет назад [23];

- в составе Исаковского и Предивинского островодужных террейнов:

- *островодужные плагиограниты* – 700–630 млн лет [10];
- *постколлизийные лейкограниты* – 550–540 млн лет назад [24].

Как же соотносятся между собой эти различные градации, применяемые для описания гранитоидного магматизма в Заангарье. Так, в легендах к серийным геологическим картам наиболее древние гранитоиды датированы нижним протерозоем и объединены в два комплекса, ерудинский и гаревский. В модели, построенной в рамках террейновой концепции, ерудинские гранитоиды причисляются к раннепротерозойскому тейскому комплексу (880–860 млн лет), куда включены также и гранитоиды тейского массива; доказываются их связь с развитием Центрального террейна в орогенной обстановке, когда сам террейн еще не был в составе складчатого обрамления Сибирского кратона [10].

Авторы модели, построенной в рамках концепции суперконтинентальных циклов, рассматривают Енисейский кряж как фрагмент гренвилльского орогена, сформировавшегося в процессе образования суперконтинента Родиния. Они выделяют в этом событии два этапа – ранний и поздний. На раннем этапе в связи с региональным метаморфизмом происходило становление гранитогнейсовых куполов тейского типа (~1050–950 млн лет), на позднем – синколлизийных гранитоидов каламинского типа (880–860 млн лет). В числе последних и определяют ерудинские гранитоиды, а также среднетырадинские, которые на серийных картах датируются средним рифеем [1, 20]. Более молодой возраст получен ими и для гранитов в составе гаревского метаморфического комплекса: плагиогнейсы и (вероятно) порфиробластические гранитогнейсы отнесены к мезопротерозою, а мигматиты и рапакивиоподобные граниты – к началу неопротерозоя. Появление последних также связывается с ранним этапом гренвилльской орогении. Согласно существующим классификационным и дискриминационным диаграммам [25–29], по петро- и геохимическим признакам среди гаревских гранитоидов они выделяют S- и A-типы, соответственно, синколлизийные и внутриплитные, предполагая для них различные источники [21, 30]. Сторонники террейновой концепции, получив для гаревских A-гранитов возраст 752 ± 3 млн лет, отнесли гранитоиды Гаревского массива к еще более молодому, глушихинскому комплексу [10].

Татарско-аяхтинский комплекс включает в себя остальные гранитоиды каламинского типа (Каламинский, Верхне-Ерудинский и др. массивы) и выделенные в отдельный комплекс [10] аяхтинские гранитоиды (Чиримбинский, Аяхтинский массивы).

Авторами всех карт и геолого-тектонических схем выделяется в качестве самостоятельного глу-

шихинский комплекс. По-разному интерпретируется сотрудниками СО РАН природа гранитоидов аяхтинского и глушихинского комплексов. В.А. Верниковский, А.Е. Верниковская и др. считают те и другие результатом коллизии Центрального террейна с Сибирским кратоном [10]. А.Д. Ножкин и др. обосновывают их образование в условиях растяжения рифтогенной обстановки, обусловленной распадом суперконтинента Родиния [16, 31].

Внедрение гранитоидов кутукаского (он же гурахтинский на серийных картах) и средневороговского комплексов последние авторы рассматривают как результат неоднократной активизации внутриплитного магматизма в обстановке рифтогенеза [16]. Сторонники террейновой концепции гурахтинские (кутукаские) гранитоиды в отдельный комплекс не выделяют. В рамках средневороговского комплекса продукты гранитоидного и щелочного магматизма на юге Центрального террейна объединяют в татарский комплекс. Причину его появления, как и предвендского щелочного и субщелочного магматизма на севере Центрального террейна, объясняют инициацией смешанного мантийно-корового магматизма, вызванного субдукцией океанской плиты и погружением слэба в астеносферный слой, ссылаясь на синхронность формирования Приенисейской островной дуги с заключительными тектономагматическими событиями на западной окраине Сибирского кратона – развитием рифтогенных осадочных бассейнов вдоль сутурных зон и анорогенным внутриплитным щелочным и гранитоидным магматизмом [10].

Природу гранитоидов Исаковского и Предивинского террейнов связывают с формированием Приенисейской островной дуги и ее последующей коллизией с Сибирским кратоном [10, 24].

Распределение РАЭ в гранитоидах

ВЕРУ с четырех сторон обрамляют крупные гранитоидные массивы, относящиеся к нескольким комплексам, формирование которых происходило в течение длительного времени и в различных геодинамических обстановках. Наиболее распространены интрузивные образования татарско-аяхтинского комплекса, слагающие Каламинский, Чиримбинский, Тырадинский, Верхне-Ерудинский массивы и восточный сегмент Коноваловской группы массивов (рис. 1). Согласно гравиметрическим данным по глубинному строению узла, они являются выходами одного крупного батолита, чем объясняется их крайне широкая распространенность на площади. В меньшей степени на площади распространены субщелочные и щелочные граниты глушихинского и гурахтинского комплексов, формирующие соответственно западный сегмент Коноваловской

группы массивов и Гурахтинский массив (рис. 1). В связи с широким распространением на площади гранитоидных интрузий различного генезиса радиогеохимическая обстановка вокруг ВЕРУ отличается ярко выраженной неоднородностью.

Каламинский массив, относимый на серийных картах к татарско-аяхтинскому гранитоидному комплексу, расположен у северной границы ВЕРУ (рис. 1). Его условно можно разделить на западное и восточное тела, каждое из которых ограничено субпараллельными разрывными нарушениями юго-восточного простираения.

Гранитоиды Каламинского массива характеризуются, во-первых, сравнительно невысокой общей радиоактивностью, во-вторых, заметной её вариативностью: значения создаваемой ими мощности экспозиционной дозы (МЭД) находятся в диапазоне от 5,9 до 19,9 мкР/ч (рис. 2, 3, таблица). Оба факта хорошо согласуются с их составом, представленным гранодиоритами и низщелочными калий-натриевыми гранитами [1]. Обогащенность гранитоидов РАЭ и, как следствие, их радиоактивность увеличиваются с ростом их щелочности, а повышение основности до гранодиоритов приводит к резкому сокращению в них количества РАЭ [32]. Некоторые аномалии МЭД в гранитоидах отчетливо контролируются разрывными нарушениями. Наблюдается продолжение аномалий вдоль нарушений за пределы массива в метасадочные породы экзоконтактовой зоны, что, вероятно, свиде-

тельствует о высокой подвижности РАЭ на постмагматическом этапе развития массива.

Гранитоиды Каламинского массива по среднему содержанию РАЭ (таблица) превосходят породы среднего состава, но заметно уступают кислым породам [33], гораздо ближе они к распределению этих элементов в верхней части континентальной коры по [34]. Наилучшим образом среднее содержание РАЭ в гранитоидах Каламинского массива согласуется с содержаниями во вмещающих метасадочных породах, что привело к безаномальному проявлению большей части массива на их фоне.

При рассмотрении аномальных зон гранитоидов заметно, что западное тело характеризуется более высокой ториееносностью по сравнению с восточным. Также очевидно, что значительная доля Th и, особенно, U вынесена из западного тела во вмещающие породы. Обратная картина в распределении РАЭ наблюдается в восточном теле. Здесь обогащенность гранитоидов U значительна, но практически отсутствует вынос РАЭ во вмещающие породы.

Тырадинский массив татарско-аяхтинского гранитоидного комплекса представляет собой куполовидный выступ интрузии неправильной овальной формы, многократно осложненный разрывными нарушениями (рис. 4). Он характеризуется простым однофазным строением и так же, как и Каламинский массив, сложен в основном низщелочными гранитами и гранодиоритами, что сказывается и на похожем распределении в нем РАЭ.

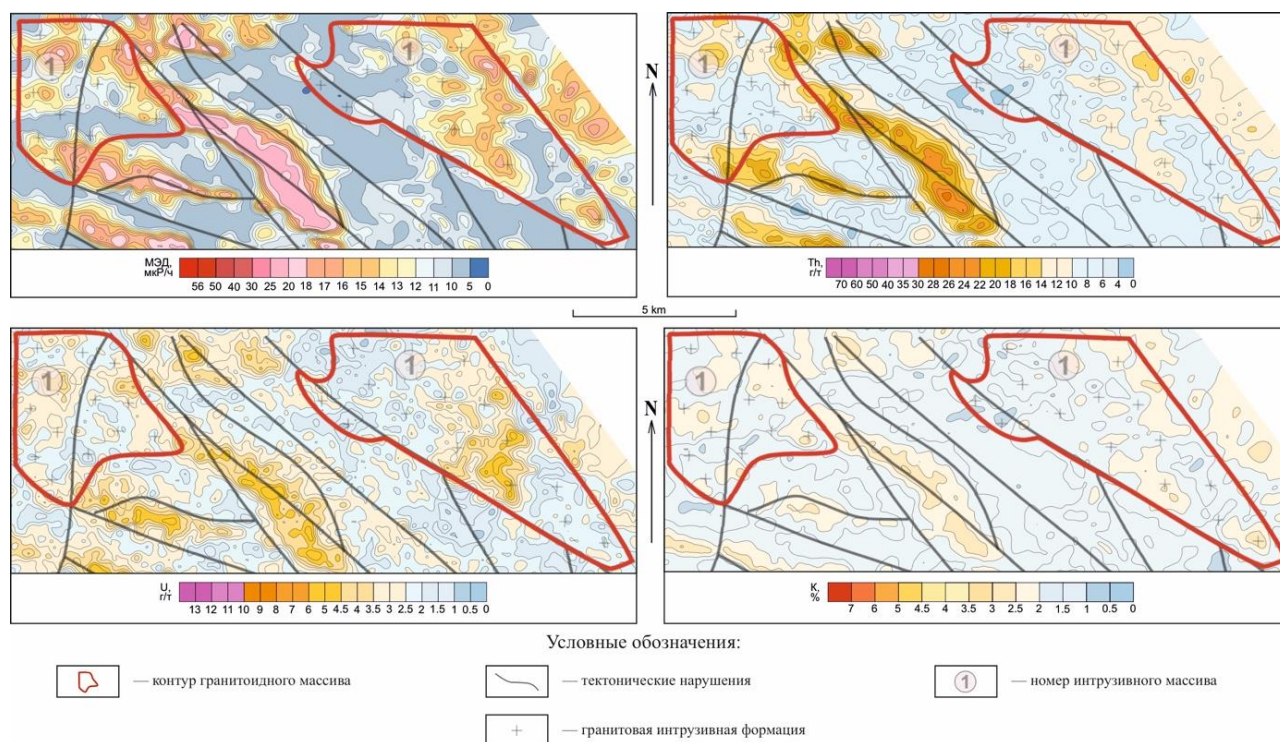


Рис. 2. Радиогеохимические поля Каламинского массива
Fig. 2. Radiogeochemical fields of the Kalaminsk massif

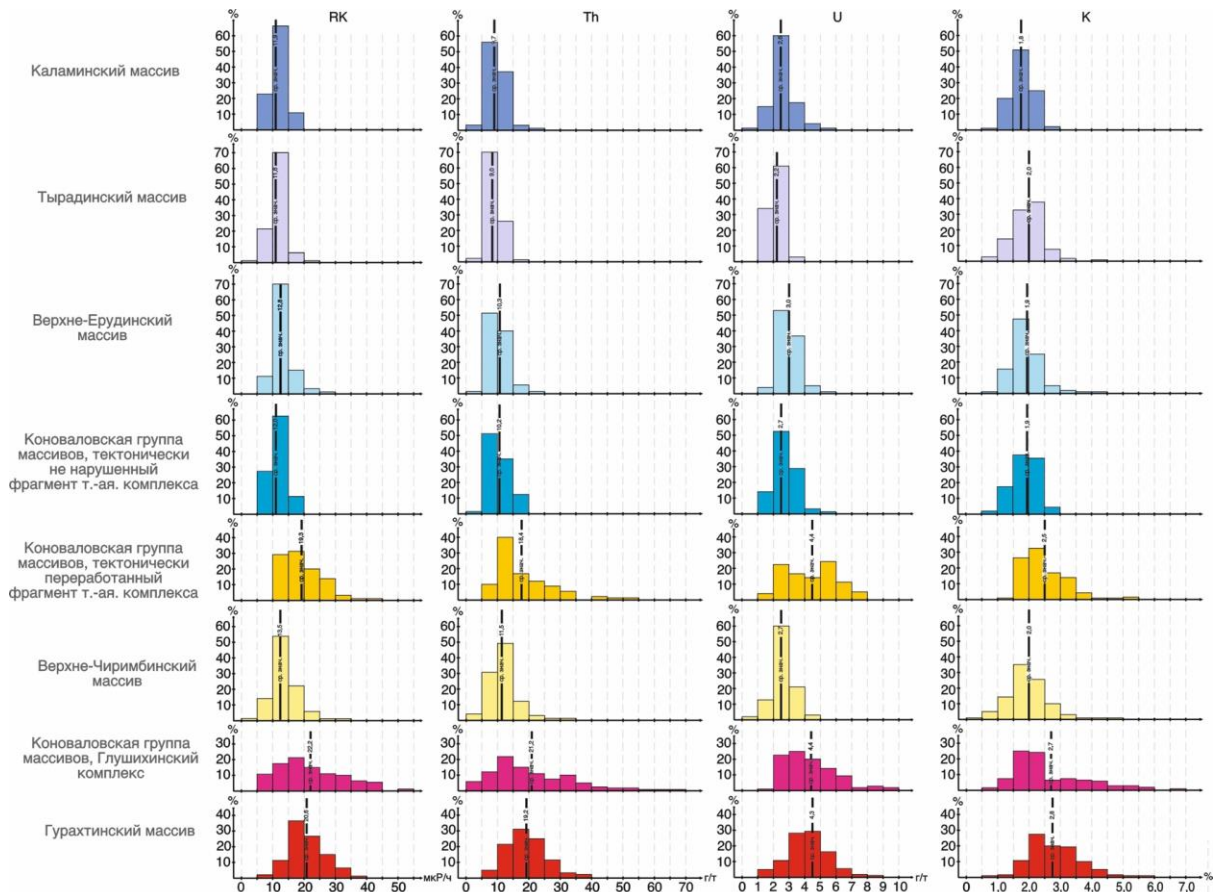


Рис. 3. Гистограммы распределения РАЭ по массивам

Fig. 3. Histograms of RAE distribution across arrays

Незначительно меньшее количество Th и U, по-видимому, связано с большей долей гранодиоритов в его составе. Косвенно его возраст оценивается по датировке дорудных скарноидов, широко распространенных в зоне контактового влияния гранитоидов на месторождении Оленьи и Западном участке месторождения Олимпиада [35]. Возраст скарноидов на месторождении Олимпиада – 870 ± 35 млн лет [1] – хорошо согласуется с датировками гранитоидов каламинского типа (880–860 млн лет) и может быть условно принят для гранитоидов Тырадинского массива, учитывая еще их аналогичные составы и радиогеохимические характеристики.

Верхне-Ерудинский массив протягивается практически вдоль всей восточной границы рудного узла и имеет достаточно сложное геологическое строение (рис. 1). Больше половины его центральной части перекрыта осадочным чехлом с участками динамотермальных преобразований пород и глубиной залегания верхней кромки 0,4–0,5 км.

С юга и севера интрузия ограничена двумя субпараллельными разрывными нарушениями. Геологическая обстановка вокруг массива достаточно неоднородна: с запада и востока массив граничит с более поздними рифтогенными субщелоч-

ными гранитами и лейкогранитами глушихинского и гурахтинского комплексов. Северо-западный фланг находится в экзоконтакте с древним интрузивным образованием шумихинского субвулканического габбро-долеритового комплекса коматиит-базальтовой формации.

Повышение общей радиоактивности в гранитоидах Верхне-Ерудинского массива коррелирует с его приближением к субщелочным гранитам гурахтинского комплекса (рис. 5). В его юго-восточной части, где он максимально удален от них, проявление его гранитоидов в радиогеохимических полях ничем не отличается от гранитоидов Каламинского и Тырадинского массивов. В северо-западной части Верхне-Ерудинского массива, где он практически контактирует с гурахтинскими гранитами, МЭД его пород возрастает почти вдвое, поэтому допускается его эпигенетическое обогащение РАЭ со стороны высокорadioактивных гурахтинских лейкогранитов. Возрастание МЭД происходит главным образом за счет U, что, в силу высокой миграционной способности этого элемента, подтверждает возможность вторичного обогащения им гранитоидов Верхне-Ерудинского массива. Радиогеохимические характеристики исходных пород последнего такие же, как у каламинских и тырадинских.

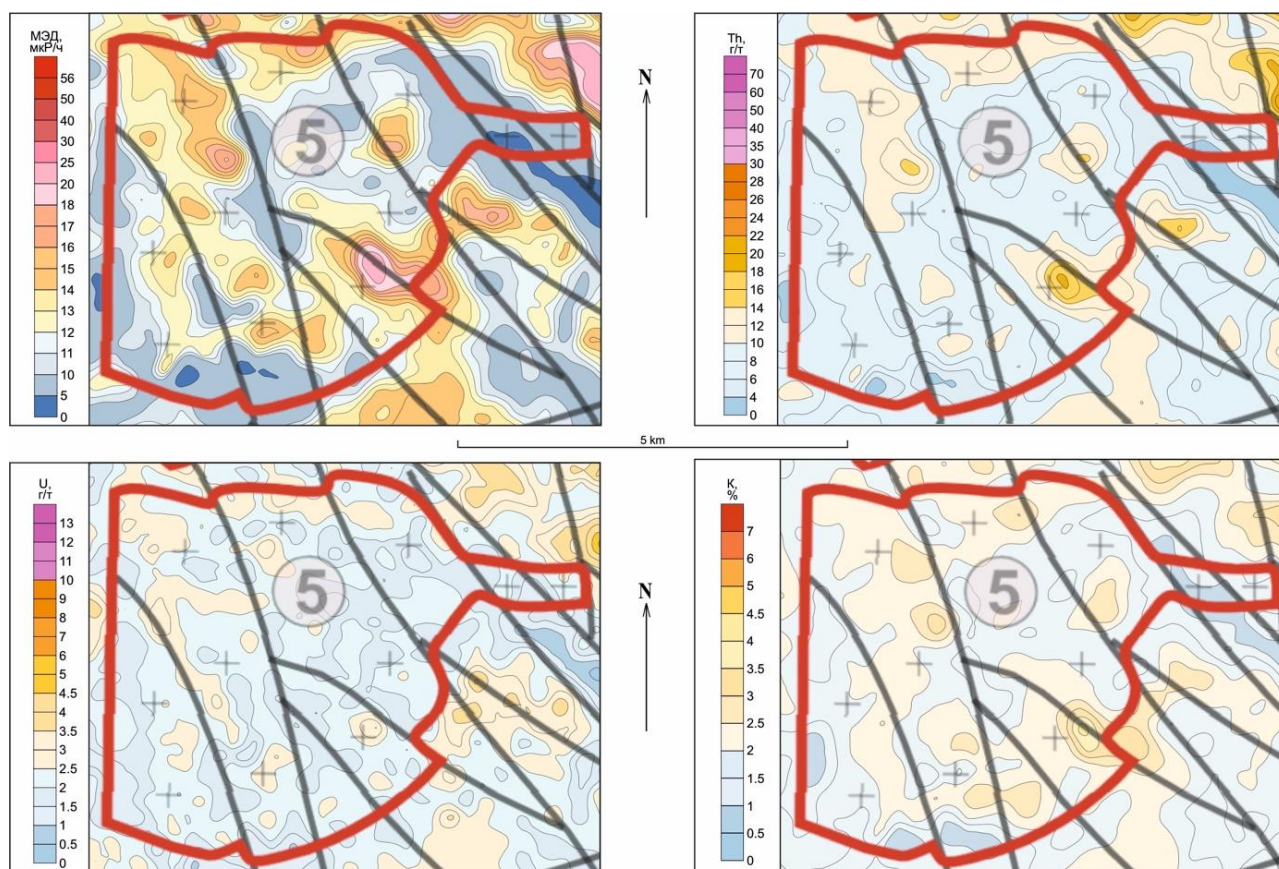
Таблица. Распределение радиоактивных элементов в гранитоидных массивах Верхне-Енашиминского рудного узла

Table. Distribution of radioactive elements in granitoid massifs of the Verkhne-Enashiminsky ore cluster

Гранитоидный массив Granitoid massif	Тип гранитов Granite type	МЭД, мкР/ч MDR, $\mu\text{R/h}$	Th, г/т/g/t	U, г/т/g/t	K, %	Th/U	Th/K
Каламинский (880–860/878 \pm 2 млн лет) Kalaminsky (880–860/878 \pm 2 Ma)	S-I-тип S-I-type	5,9–19,9 11,9 (387)	3,4–20,6 9,7 (387)	1,0–5,2 2,6 (387)	0,8–2,7 1,8 (387)	1,3–11,1 3,9 (387)	2,8–11,6 5,5 (387)
Тырадинский/Tyradinsky		3,5–20,5 11,6 (212)	3,7–16,8 9,0 (212)	1,3–3,4 2,2 (212)	0,7–4,1 2,0 (212)	1,9–8,4 4,2 (212)	2,5–7,8 4,7 (212)
Верхне-Ерудинский/Verkhne-Erudinsky		6,6–25,1 12,8 (383)	4,4–20,7 10,3 (383)	1,5–5,9 3,0 (383)	1,0–4,1 1,9 (383)	1,4–6,9 3,5 (383)	3,5–9,0 5,4 (383)
Восточный сегмент Коноваловской группы массивов Konovalovskaya Group of Massifs, Eastern Segment		6,2–18,4 12,0 (112)	5,0–19,6 10,2 (112)	1,4–5,8 2,7 (112)	0,9–2,7 1,9 (112)	1,9–5,8 3,7 (112)	3,2–8,5 5,3 (112)
Тектонически не нарушенный блок Tectonically undisturbed block		10,3–44,8 19,3 (139)	6,6–53,0 18,4 (139)	1,1–7,4 4,4 (139)	1,4–5,4 2,5 (139)	1,7–8,7 4,3 (139)	4,1–13,3 7,1 (139)
Тектонически переработанный блок Tectonically disrupted block	S-I-A-тип S-I-A-type	10,5–32,0 15,4 (644)	7,2–34,9 13,4 (644)	1,0–5,0 2,9 (644)	1,2–4,7 2,3 (644)	2,2–10,9 4,8 (644)	3,2–9,5 5,8 (644)
Чиримибинский (761 \pm 8 млн лет) Chirimibinsky (761 \pm 8 Ma)		8,8–54,2 24,1 (188)	5,2–66,6 23,4 (188)	2,0–9,8 4,6 (188)	1,0–6,8 2,9 (188)	1,3–14,0 5,1 (188)	3,8–14,1 7,9 (188)
Западный сегмент Коноваловской группы массивов (752–718 млн лет) Konovalovskaya Group of massifs, western segment (752–718 Ma)		8,2–35,9 20,6 (459)	4,3–37,9 19,2 (459)	1,1–8,8 4,3 (459)	1,0–5,1 2,8 (459)	1,2–10,4 4,7 (459)	3,7–10,7 6,8 (459)
Гурахтинский (700 млн лет) Gurahtinsky (700 Ma)	A-тип A-type						

Примечание: $\frac{\text{минимум} - \text{максимум}}{\text{среднее значение}}$ (количество измерений).

Note: $\frac{\text{min} - \text{max}}{\text{average}}$ (number of measurements).



Условные обозначения представлены на рисунке 2

Рис. 4. Радиогеохимические поля Тырадинского массива

Fig. 4. Radiogeochemical fields of the Tyradin massif

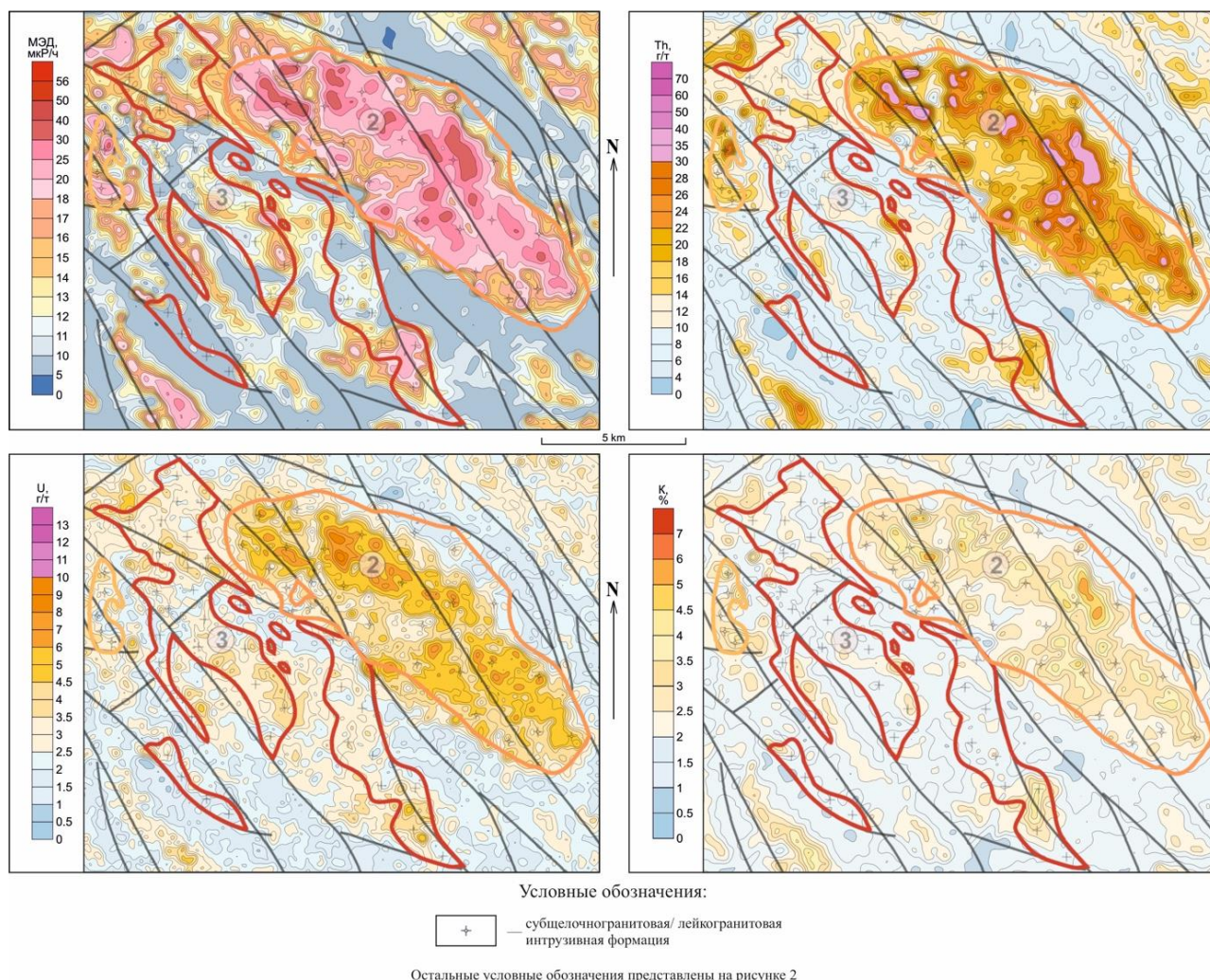


Рис. 5. Радиогеохимические поля Верхне-Ерудинского (3) и Гурахтинского (4) массивов
Fig. 5. Radiogeochemical fields of the Verkhne-Erudinsky (3) and Gurakhtinsky (4) massifs

Восточный сегмент Коноваловской группы массивов представляет собой узкое дугообразное тело, сложенное гранитоидами татарско-аяхтинского комплекса. Условно его можно разделить на южный блок – тектонически не нарушенный, и северный – полностью катаклазированный и брекчированный.

В состав гранитоидов восточного сегмента входят гранодиориты и низкощелочные калий-натриевые граниты – типичные представители татарско-аяхтинского комплекса. На карте золотосности Енисейского кряжа 1:1000000 масштаба показано, что коноваловская группа массивов включает граниты и гранитогнейсы гаревского комплекса, образование которых синхронно гранитам и гранитогнейсам таракского комплекса, распространенным в Ангаро-Канском террейне Енисейского кряжа. Формирование таракских пород происходило 1900–1840 млн лет назад в коллизионной обстановке [10]. Так или иначе, но разно-

видности этой группы, выделяемые на рис. 1 как не тектонизированные гранитоиды татарско-аяхтинского комплекса по радиогеохимическим характеристикам, ничем не отличаются от гранитоидов Каламинского и Тырадинского массивов. Гранитоиды северного, тектонизированного, блока, вероятно, в еще большей мере, чем верхне-ерудинские, эпигенетически обогащены РАЭ со стороны субщелочных гранитов глушихинского комплекса (рис. 6). Причем здесь обогащение осуществлялось в связи с приносом всех РАЭ.

Сравнивая распределение РАЭ в гранитоидах каламинского типа (таблица) с распространенностью этих элементов в верхней части континентальной коры, в дальнейшем просто с распространенностью или кларком, можно отметить следующие факты: средние содержания Th ни в одном из массивов не достигают его кларка – 13 г/т; 10 г/т, соответственно [33, 34].

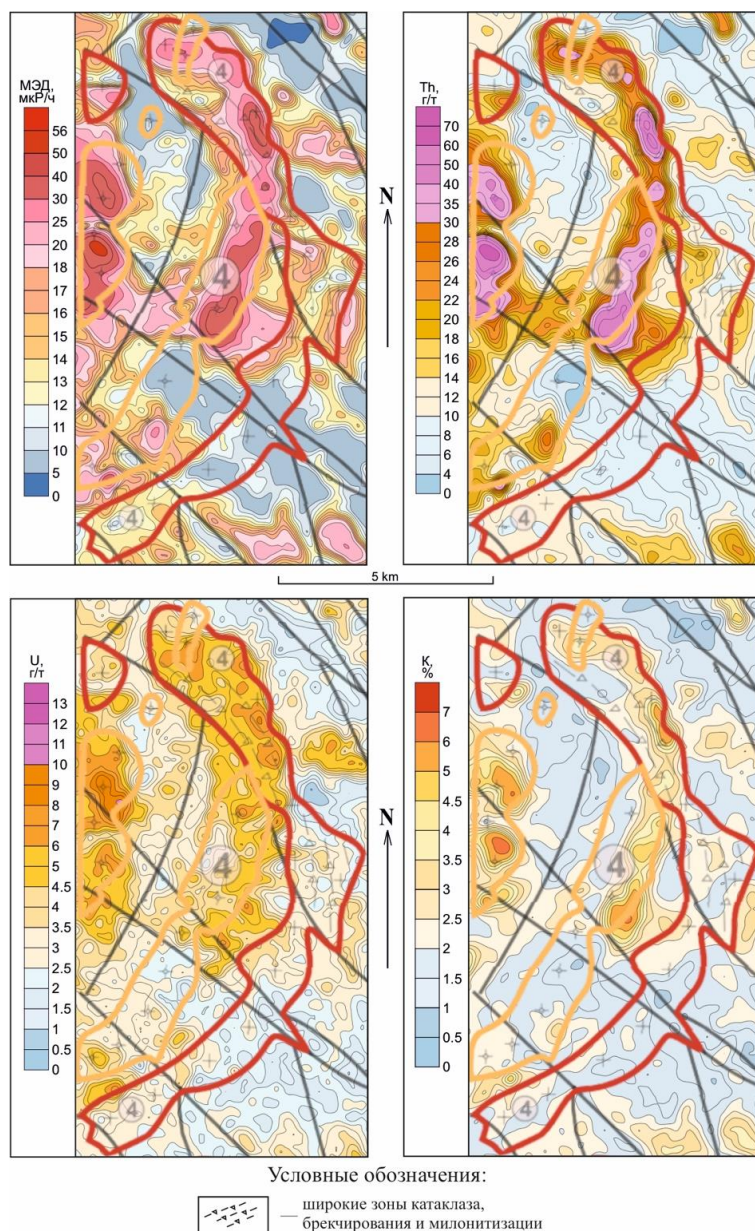


Рис. 6. Радиогеохимические поля Коноваловской группы массивов
Fig. 6. Radiogeochemical fields of the Konovalov group of massifs

То же самое можно сказать о содержаниях К, более того, в отдельных массивах даже максимальные содержания этого элемента ниже его кларка (2,5 и 2,865 % – авторы значений и последовательность их приведения сохраняются). Только средние содержания U близки к его распространенности (2,5; 2,5 г/т).

Чиримбинский массив. Южная граница рудного узла образуется Чиримбинским массивом. В общем радиоактивном поле интрузив отчетливо выделяется множественными ореолами с максимальной интенсивностью свыше 30 мкР/ч (рис. 7, таблица). Среднее значение МЭД в его пределах равно 15,4 мкР/ч, что превосходит этот параметр во всех

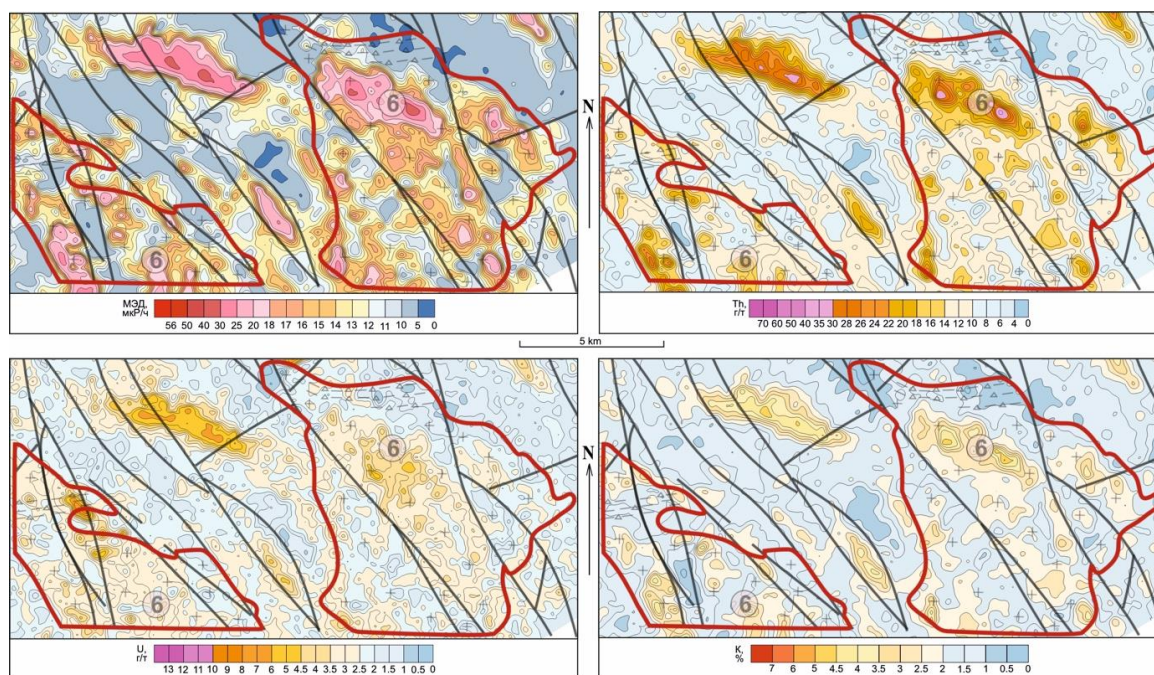
описанных выше массивах татарско-аяхтинского комплекса (кроме тектонически переработанного блока Коноваловской группы). Средние содержания U и Th его гранитоидов превышают распространенности этих элементов в верхней части континентальной коры, приводимые обоими исследователями. Но если среднее содержание U в породах Чиримбинского массива сопоставимо с его содержаниями в породах ранее описываемых массивов, то содержание Th выросло почти в 1,5 раза. Значительно, по сравнению с предыдущими массивами, увеличиваются содержания К, хотя их среднее значение еще меньше кларка. Намечившаяся таким образом ториевая специализация обогащения РАЭ

гранитоидов Чиримбинского массива подчеркивается увеличением Th/U- и Th/K-отношений, а еще тем, что все высокоамплитудные аномалии МЭД наиболее хорошо совпадают с ореолами Th. Нужно добавить, что в северной части массива картируются широкие субширотные зоны катаклазирования, брекчирования и милонитизации с явными признаками эпигенетического выноса РАЭ, вследствие чего, эти зоны не включались в общую оценку распределения РАЭ в Чиримбинском массиве.

Возраст кристаллизации его гранитоидов – 761 ± 8 млн лет [10] – значительно (на 100 млн лет) отстает от времени основной группы массивов татарско-аяхтинского комплекса, что позволило авторам работы [10] выделить в отдельный, аяхтинский, комплекс гранитоиды Чиримбинского и Аяхтинского массивов. Возраст гранитоидов последнего массива 750 ± 2 млн лет [10, 36]. В составе пород аяхтинского комплекса преобладают амфибол-биотитовые граниты нормальной щелочности, низкощелочные и субщелочные, в подчиненном количестве имеются лейкограниты и сиениты [10]. Как видно, от татарско-аяхтинских пород они отличаются не только возрастом, но и отсутствием гранодиоритов и появлением пород повышенной щелочности и щелочных. Субщелочные разности по своему составу соответствуют А-гранитам, а в целом породы комплекса представлены гранитами А- и смешанного S-I-типа [10]. Отличаются и их радиогеохимические характеристики более высокими содержаниями всех РАЭ и, соответственно, созда-

ваемой ими МЭД. Намечается ториевая направленность в обогащении РАЭ (таблица, рис. 7).

Западный сегмент Коноваловской группы массивов и Гурахтинский массив относятся соответственно к глушихинскому и гурахтинскому комплексам. От всех ранее описываемых гранитоидов они отличаются и по составу, и по чрезвычайно высокому уровню накопления РАЭ (рис. 5, 6). Глушихинский комплекс представлен преимущественно лейкогранитами [10], гурахтинский (кутукасский) – лейкогранитами, субщелочными лейкогранитами, реже сиенитами и кварцевыми сиенитами. Для гранитоидов обоих комплексов сохраняется и в еще большей мере, чем в аяхтинских гранитоидах (Чиримбинский массив), Th-направленность обогащения РАЭ по нарастанию Th/U- и Th/K-отношений на фоне общего увеличения содержаний РАЭ (таблица). На отдельных участках происходит значительное обогащение боковых и надвентрузивных вмещающих пород РАЭ, особенно в тектонически ослабленных зонах. Такие участки, как правило, коррелируют с участками аномального распределения РАЭ в самих гранитоидах, что может свидетельствовать о высокой миграционной способности РАЭ в процессе автометасоматизма при застывании гранитоидного расплава. Между собой граниты этих комплексов различаются тем, что в глушихинских гранитоидах достигаются самые высокие значения содержаний всех РАЭ и МЭД, а также Th/U- и Th/K-отношений.



Условные обозначения представлены на рисунках 2 и 6

Рис. 7. Радиогеохимические поля Чиримбинского массива

Fig. 7. Radiogeochemical fields of the Chirimbinsky massif

Заключение

Авторы осознают, что нельзя оценивать природу гранитоидов только по распределению РАЭ, поэтому отнесение отдельных массивов к тому или иному комплексу является в определенной мере условным и носит исключительно рекомендательный характер для привлечения внимания других исследователей к этому признаку.

В результате анализа аэрогамма-спектрометрических данных можно говорить об очень контрастном радиогеохимическом отличии гранитоидов глушихинского и гурахтинского (кутукасского) комплексов от гранитоидов каламинского типа. В качестве самостоятельной группы гранитоиды каламинского типа выделены А.Д. Ножкиным и др. как гранитоиды S-типа, образованные в поздне-коллизийный этап (880–860 млн лет) гренвилльской орогении [1]. Группа гранитоидных массивов каламинского типа в отличие от татарско-аяхтинского комплекса, выделяемого на серийных картах, не включает Чиримбинский и Аяхтинский массивы. От тейского комплекса [10] эта группа отличается отсутствием в ее составе гранито-гнейсовых куполов тейского типа. Эти же авторы А-гранитоиды глушихинского (752–718 млн лет) и кутукасского (гурахтинского) (700–690 млн лет) комплексов определяют как продукты внутриплитного магматизма, развивавшегося на протяжении нескольких этапов в эпоху рифтогенеза [1].

В ВЕРУ и его окрестностях в группу гранитоидов каламинского типа по радиогеохимическим признакам нами включены следующие массивы: Каламинский, Верхне-Ерудинский, Тырадинский и Восточный сегмент Коноваловской группы массивов. Так

же, как и на тектонической схеме (рис. 1), к глушихинскому комплексу отнесен западный сегмент Коноваловской группы массивов, к гурахтинскому комплексу – Гурахтинский массив. Гранитоиды аяхтинского комплекса (760–750 млн лет) В.А. Верниковский и др. определяют как результат коллизии Центрального террейна с Сибирским кратоном, А.Д. Ножкин и др. – как образования самого раннего этапа эпохи рифтогенеза. Так или иначе, по своим радиогеохимическим характеристикам они не похожи ни на синколлизийные гранитоиды каламинского типа, ни на рифтогенные гранитоиды глушихинского и гурахтинского комплексов и занимают промежуточную позицию между ними (рис. 3, таблица).

Установлена высокая подвижность РАЭ на магматическом и постмагматическом этапах по аномальному обогащению ими отдельных участков вмещающих пород, особенно для гранитоидов глушихинского и гурахтинского комплексов.

Широкий спектр полихронных рудных парагенезисов и метасоматитов, проявленных на разных месторождениях ВЕРУ [1, 14, 17], хорошо согласуется с его сложной геодинамической эволюцией и большим разнообразием гранитоидного магматизма, в котором, в частности, выразились эпохи с разными геодинамическими обстановками. В свою очередь гранитоиды различных комплексов достаточно контрастно отличаются друг от друга в полях распределения РАЭ. Следовательно, распространенность и радиогеохимическое разнообразие гранитоидов в окрестностях исследуемых территорий могут быть признаками их литосферной развитости и высокого металлогенического потенциала.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ножкин А.Д., Борисенко А.С., Неволько П.А. Этапы позднепротерозойского магматизма и возрастные рубежи золотого оруденения Енисейского кряжа // Геология и геофизика. – 2011. – Т. 52. – № 1. – С. 158–181.
2. Progressive enrichment of rare earth elements (REE) between parent granites and weathering crust contributed to the generation of regolith-hosted REE deposits in South China / X. Zhao, N. Li, M.P. Smith, S. Tan, R. Fu, Y. Yang, H. Niu // Geological Society of America Bulletin. – 2025. – Vol. 137. – № 9–10. DOI: 10.1130/B38051.1
3. Petrographic, geochemical, and geochronological characteristics of the granite in Yunnan and its constraints on ion-adsorption rare earth element mineralization / B. Zhang, H. Niu, L. Zhang, B. Zhang, X. Zhu, R. Gao, Y. Yang, Y. Zou // Minerals. – 2025. – Vol. 15. DOI: 10.3390/min15080872
4. Temperature controls initial REE enrichment in peraluminous granites: implication from the parent granites in the Shangyou Ion-Adsorption Type REE deposit / J. Zou, C. Xu, Q. Yan, J. Zhu // Minerals. – 2024. – Vol. 14. DOI: 10.3390/min14121222
5. Sunkari E.D., Oppong O., Agbenyezi T.K. Petrogenetic and geochemical characteristics of some auriferous granitoids in the Kumasi Basin, Ghana: implications for geodynamic settings and controls of orogenic gold mineralization in the Edikan Gold Mine // Deep Underground Science and Engineering. – 2024. – Vol. 4. DOI: 10.1002/dug2.12128
6. The Cambrian post-orogenic A-type granitoids from SE Brazil: metasomatized lithospheric mantle sources, crystal fractionation and minor crustal assimilation / C.T. Onken, A. Galli, A. Giuliani, A. Fitzpayne, B.J. Peters, V.A. Janasi, M.W. Schmidt // Contributions to Mineralogy and Petrology. – 2025. – Vol. 180. DOI: 10.1007/s00410-025-02240-6
7. Triassic high-Mg diorites and granitoids in the NE Pamir reveal tectonic evolution of the paleo-tethys ocean / X.-Q. Liu, C.-L. Zhang, M. Sargazi, H.-D. Ma, A. Xiaoli, X.-K. Qian, Z.-H. Song // Lithosphere. – 2025. – Vol. 3. DOI: 10.2113/2025/lithosphere_2024_199
8. Гибадуллин Р.Ф., Валента Г.П. Поиски и оценка рудного золота на Олимпиадинской площади (геолого-геофизические работы): отчет Северо-Енисейской, Ванаварской и Красноярской партий за 1999–2001 гг. – Красноярск: ЗАО Золотодобывающая компания «ПОЛЮС», 2001. – 220 с.
9. Карта золотоносности и прогноза Енисейской провинции. Масштаб 1:1000000 / А.К. Мкртычян, В.К. Зуев, В.А. Бармин, А.А. Стороженко, Н.Ф. Васильев / под ред. М.Л. Кавицкого, А.К. Мкртычяна, Е.И. Берзона,

- Ю.С. Глухова. – Красноярск: Министерство природных ресурсов и экологии РФ Федеральное агентство по недропользованию ОАО Красноярскгеолсъемка, 2007.
10. Верниковский В.А., Верниковская А.Е. Тектоника и эволюция гранитоидного магматизма Енисейского края // Геология и геофизика. – 2006. – Т. 47. – № 1. – С. 35–52.
 11. Неопротерозойский возраст коллизионного метаморфизма в Заангарье Енисейского края (по ^{40}Ar - ^{39}Ar данным) / И.И. Лиханов, П.С. Козлов, О.П. Полянский, Н.В. Попов, В.В. Ревердатто, А.В. Травин, А.Е. Вершинин // Докл. РАН. – 2007. – Т. 412. – № 6. – С. 799–803.
 12. Кианит-силлиманитовый метаморфизм докембрийских комплексов Заангарья Енисейского края / И.И. Лиханов, В.В. Ревердатто, П.С. Козлов, Н.В. Попов // Геология и геофизика. – 2009. – Т. 50. – № 12. – С. 1335–1356.
 13. Гренвилльские тектонические события и эволюция Енисейского края, западная окраина Сибирского кратона / И.И. Лиханов, А.Д. Ножкин, В.В. Ревердатто, П.С. Козлов // Геотектоника. – 2014. – № 5. – С. 32–53.
 14. Возрастные рубежи формирования золотосульфидного рудопроявления Благодатное (Енисейский край) / А.М. Сазонов, И.Ф. Гертнер, П.А. Тишин, Е.А. Звягина, В.В. Врублевский, Т.С. Краснова // Материалы II Рос. конф. по изотопной геохронологии. – СПб: Центр информационной культуры, 2003. – С. 447–450.
 15. Olympiada gold deposit, Yenisei Ridge, Russia / A.M. Sazonov, K.V. Lobanov, E.A. Zvyagina, S.I. Leontiev, S.A. Silyanov, N.A. Nekrasova, A.Y. Nekrasov, A.B. Borodushkin, V. A. Poperekov, V.V. Zhuravlev, S.I. Ilyin, Yu.A. Kalinin, A.A. Savichev, A.S. Yakubchuk // Special Publications of the Society of Economic Geologists. – 2021. – № 13. – P. 203–226.
 16. Неопротерозойский рифтогенный и внутриплитный магматизм Енисейского края как индикатор процессов распада Родинии / А.Д. Ножкин, О.М. Туркина, Т.Б. Баянова, Н.Г. Бережная, А.Н. Ларионов, А.А. Постников, А.В. Травин, Р.Е. Эрнст // Геология и геофизика. – 2008. – Т. 49. – № 7. – С. 666–688.
 17. Колмаков Ю.В., Сазонов А.М. Реконструкция петрофизической зональности золоторудного месторождения Благодатное в Енисейском крае: геодинамический и физико-химический аспекты // Литосфера. – 2022. – Т. 22. – № 5. – С. 667–693.
 18. Динер А.Э. Позднедокембрийский щелочной магматизм севера Енисейского края // Щелочные комплексы Центральной Сибири. – Красноярск: КНИИГиМС, 2003. – С. 13–24.
 19. Геология и металлогения Енисейского рудного пояса / под ред. Г.Н. Бровкова, Л.В. Ли, М.Л. Шермана. – Красноярск: КНИИГиМС, 1985. – 291 с.
 20. Неопротерозойские коллизионные S-гранитоиды Енисейского края: петрогеохимические особенности, U-Pb, Ar-Ar и Sm-Nd изотопные данные / А.Д. Ножкин, Н.В. Попов, Н.В. Дмитриева, А.А. Стороженко, Н.Ф. Васильев // Геология и геофизика. – 2015. – Т. 56. – № 5. – С. 881–889.
 21. Лиханов И.И., Ревердатто В.В. Геохимия, возраст и особенности петрогенезиса пород гаревского метаморфического комплекса Енисейского края // Геохимия. – 2014. – № 1. – С. 3–25.
 22. Попов Н.В., Лиханов И.И., Ножкин А.Д. Мезопротерозойский гранитоидный магматизм в заангарской части Енисейского края: результаты U-Pb исследований // Доклады РАН. – 2010. – Т. 431. – № 4. – С. 509–515.
 23. Ножкин А.Д., Трофимов Ю.П. Щелочно-гранит-сиенитовая ассоциация Средневороговского массива // Геология месторождений цветных металлов складчатого обрамления Сибирской платформы. – Новосибирск: Наука, 1982. – С. 61–69.
 24. Поздневендские постколлизионные лейкограниты Енисейского края / А.Д. Ножкин, И.И. Лиханов, В.В. Ревердатто, Т.Б. Баянова, С.В. Зиновьев, П.С. Козлов, Н.В. Попов, Н.В. Дмитриева // Доклады РАН. – 2017. – Т. 474. – № 5. – С. 605–611.
 25. Eby G.N. Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications // Geology. – 1992. – Vol. 20. – P. 641–644.
 26. Harris N.B.W., Pearce J.A., Tindle A.G. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism // Eds. M.P. Coward, A.C. Ries // Collisions Tectonics. Geol. Soc. Spec. Publ. – 1986. – Vol. 19. – P. 67–81.
 27. Pearce J.A. Sources and settings of granitic rocks // Episodes. – 1996. – Vol. 19. – № 4. – P. 120–125.
 28. Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. Trace element discrimination diagrams for tectonic interpretation of granitic rocks // Journal of Petrology. – 1984. – Vol. 25. – P. 956–983.
 29. Whalen J.B., Currie K.L., Chappel B.W. A-type granites: geochemical characteristics and petrogenesis // Contr. Mineral. Petrol. – 1987. – Vol. 95. – P. 407–419.
 30. Козлов П.С., Лиханов И.И. Геология докембрийских комплексов Северо-Енисейского края / отв. ред. чл.-корр. РАН В.Н. Пучков. – Екатеринбург: Изд-во Уральского отделения РАН, 2024. – 328 с.
 31. Ножкин А.Д., Качевский Л.К., Дмитриева Н.В. Поздненеопротерозойская рифтогенная метариолит-базальтовая ассоциация Глушихинского прогиба (Енисейский край): петрогеохимический состав, возраст и условия образования // Геология и геофизика. – 2013. – Т. 54. – № 1. – С. 58–71.
 32. Некоторые закономерности распределения урана и тория в интрузивных породах Памира / Г.С. Аверьянов, В.В. Могаровский, В.И. Козырев, В.С. Лутков, М.Б. Акрамов, Р.Т. Беляева, Э.А. Дмитриев, Л.В. Идрисова, А.М. Месхи, Ю.Б. Пейкре // Радиоактивные элементы в горных породах. – Новосибирск: Наука, 1975. – С. 129–132.
 33. Виноградов А.П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных пород земной коры // Геохимия. – 1962. – № 7. – С. 555–571.
 34. Wedepohl K.H. The composition of the continental crust // Geochim. et Cosmochim. Acta. – 1995. – Vol. 59. – № 7. – P. 1217–1232.
 35. Новожилов Ю.И., Гаврилов А.М. Золото-сульфидные месторождения в углеродисто-терригенных толщах. – М.: ЦНИГРИ, 1999. – 175 с.
 36. Neoproterozoic accretionary and collisional events on the western margin of the Siberian Craton: new geological and geochronological evidence from the Yenisey Ridge / V.A. Vernikovskiy, A.E. Vernikovskaya, A.B. Kotov, E.B. Salnikova, V.P. Kovach // Tectonophysics. – 2003. – Vol. 375. – P. 147–168.

Информация об авторах

Юрий Викторович Колмаков, доктор геолого-минералогических наук, доцент отделения геологии Инженерной школы природных ресурсов, Национальный исследовательский Томский политехнический университет, Россия, 634050, г. Томск, пр. Ленина, 30; геофизик 1-категории Всероссийского научно-исследовательского геологического института им. А.П. Карпинского, Россия, 199106, г. Санкт-Петербург, Средний пр. В.О., 74. kolmakovyv@tpu.ru

Владимир Геннадьевич Федоров, аспирант отделения геологии Инженерной школы природных ресурсов, Национальный исследовательский Томский политехнический университет, Россия, 634050, г. Томск, пр. Ленина, 30; vgf2@tpu.ru; <https://orcid.org/0009-0009-8459-8866>

Татьяна Владимировна Полева, кандидат геолого-минералогических наук, доцент кафедры геологии, минералогии и петрографии института цветных металлов Сибирского федерального университета, Россия, 660025, г. Красноярск, Вузовский пер., 3; tpoleva@sfu-kras.ru

Поступила в редакцию: 10.10.2025

Поступила после рецензирования: 27.10.2025

Принята к публикации: 01.11.2025

REFERENCES

1. Nozhkin A.D., Borisenko A.S., Nevolk P.A. Stages of Late Proterozoic magmatism and age boundaries of gold mineralization in the Yenisei Ridge. *Geology and Geophysics*, 2011, vol. 52, no. 1, pp. 158–181. (In Russ.)
2. Zhao X., Li N., Smith M.P., Tan S., Fu R., Yang Y., Niu H. Progressive enrichment of rare earth elements (REE) between parent granites and weathering crust contributed to the generation of regolith-hosted REE deposits in South China. *Geological Society of America Bulletin*, 2025, vol. 137, no. 9–10. DOI: 10.1130/B38051.1
3. Zhang B., Niu H., Zhang L., Zhang B., Zhu X., Gao R., Yang Y., Zou Y. Petrographic, geochemical, and geochronological characteristics of the granite in Yunnan and its constraints on ion-adsorption rare earth element mineralization. *Minerals*, 2025, vol. 15. DOI: 10.3390/min15080872
4. Zou J., Xu C., Yan Q., Zhu J. Temperature controls initial REE enrichment in peraluminous granites: implication from the parent granites in the Shangyou Ion-Adsorption type REE deposit. *Minerals*, 2024, vol. 14. DOI: 10.3390/min14121222
5. Sunkari E.D., Oppong O., Agbenyezi T.K. Petrogenetic and geochemical characteristics of some auriferous granitoids in the Kumasi Basin, Ghana: implications for geodynamic settings and controls of orogenic gold mineralization in the Edikan Gold Mine. *Deep Underground Science and Engineering*, 2024, vol. 4. DOI: 10.1002/dug2.12128
6. Onken C.T., Galli A., Giuliani A., Fitzpayne A., Peters B.J., Janasi V.A., Schmidt M.W. The Cambrian post-orogenic A-type granitoids from SE Brazil: metasomatized lithospheric mantle sources, crystal fractionation and minor crustal assimilation. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 2025, vol. 180. DOI: 10.1007/s00410-025-02240-6
7. Liu X.-Q., Zhang C.-L., Sargazi M., Ma H.-D., Xiaoli A., Qian X.-K., Song Z.-H. Triassic high-Mg diorites and granitoids in the NE Pamir reveal tectonic evolution of the paleo-Tethys ocean. *Lithosphere*, 2025, vol. 3. DOI: 10.2113/2025/lithosphere_2024_199
8. Gibadullin G.F., Valenta G.P. *Prospecting and evaluation of primary gold at the Olympiadinskaya area (geological and geophysical works): report of the Severo-Yeniseiskaya, Vanavarskaya and Krasnoyarsk Parties for 1999–2001*. Krasnoyarsk, ZAO Zolotodobyachayushchaya Kompaniya «POLYUS» Publ., 2001. 220 p. (In Russ.)
9. *Map of gold potential and prognosis of the Yenisei Province. Scale 1:1000000*. Eds. A.K. Mkrtchyan, V.K. Zuev, V.A. Barmin, A.A. Storozhenko, N.F. Vasiliev, M.L. Kavitsky. Krasnoyarsk, Ministry of Natural Resources and Ecology of the Russian Federation, Federal Agency for Subsoil Use, OAO «Krasnoyarskgeolsyomka» Publ., 2007. (In Russ.)
10. Vernikovskiy V.A., Vernikovskaya A.E. Tectonics and evolution of granitoid magmatism of the Yenisei Ridge. *Geology and Geophysics*, 2006, vol. 47, no. 1, pp. 35–52. (In Russ.)
11. Likanov I.I., Kozlov P.S., Polyansky O.P., Popov N.V., Reverdatto V.V., Travin A.V., Vershinin A.E. Neoproterozoic age of collisional metamorphism in the Trans-Angara part of the Yenisei Ridge (from 40Ar–39Ar data). *Doklady Earth Sciences*, 2007, vol. 412, no. 6, pp. 799–803. (In Russ.)
12. Likanov I.I., Reverdatto V.V., Kozlov P.S., Popov N.V. Kyanite-sillimanite metamorphism of the Precambrian complexes of the Trans-Angara region of the Yenisei Ridge. *Geology and Geophysics*, 2009, vol. 50, no. 12, pp. 1335–1356. (In Russ.)
13. Likanov I.I., Nozhkin A.D., Reverdatto V.V., Kozlov P.S. Grenville tectonic events and the evolution of the Yenisei Ridge, western margin of the Siberian Craton. *Geotectonics*, 2014, no. 5, pp. 32–53. (In Russ.)
14. Sazonov A.M., Gertner I.F., Tishin P.A., Zvyagina E.A., Vrublevsky V.V., Krasnova T.S. Age boundaries of the formation of the Blagodatnoye gold-sulfide occurrence (Yenisei Ridge). *Isotope Geochronology in Solving Problems of Geodynamics and Ore Genesis. Proc. of the II Russian Conference on Isotope Geochronology*. St. Petersburg, 2003. pp. 447–450. (In Russ.)
15. Sazonov A.M., Lobanov K.V., Zvyagina E.A., Leontiev S.I., Silyanov S.A., Nekrasova N.A., Nekrasov A.Y., Borodushkin A.B., Poperekov V.A., Zhuravlev V.V., Ilyin S.I., Kalinin Yu.A., Savichev A.A., Yakubchuk A.S. Olympiada Gold Deposit, Yenisei Ridge, Russia. *Geology of the World's Major Gold Deposits and Provinces, Special Publications of the Society of Economic Geologists*, 2021, no. 13, pp. 203–226. (In Russ.)
16. Nozhkin A.D., Turkina O.M., Bayanova T.B., Berezhnaya N.G., Larionov A.N., Postnikov A.A., Travin A.V., Ernst R.E. Neoproterozoic rift and within-plate magmatism of the Yenisei Ridge as an indicator of Rodinia breakup processes. *Geology and Geophysics*, 2008, vol. 49, no. 7, pp. 666–688. (In Russ.)
17. Kolmakov Yu.V., Sazonov A.M. Reconstruction of the petrophysical zonation of the Blagodatnoye gold deposit in the Yenisei Ridge: geodynamic and physicochemical aspects. *Lithosphere*, 2022, vol. 22, no. 5, pp. 667–693. (In Russ.)
18. Diner A.E. Late Precambrian alkaline magmatism of the northern Yenisei Ridge. *Alkaline Complexes of Central Siberia*. Ed. by A.E. Miroshnikov. Krasnoyarsk, KNIIGiMS Publ., 2003. pp. 13–24. (In Russ.)

19. Brovko G.N., Li L.V., Sherman M.L. *Geology and metallogeny of the Yenisei Ore Belt*. Krasnoyarsk, KNIIGiMS Publ., 1985. 291 p. (In Russ.)
20. Nozhkin A.D., Popov N.V., Dmitrieva N.V., Storozhenko A.A., Vasiliev N.F. Neoproterozoic collisional S-granitoids of the Yenisei Ridge: petrogenetic and geochemical features, U-Pb, Ar-Ar and Sm-Nd isotope data. *Geology and Geophysics*, 2015, vol. 56, no. 5, pp. 881–889. (In Russ.)
21. Likanov I.I., Reverdatto V.V. Geochemistry, age, and petrogenetic features of the rocks of the Garevka metamorphic complex of the Yenisei Ridge. *Geochemistry International*, 2014, no. 1, pp. 3–25. (In Russ.)
22. Popov N.V., Likanov I.I., Nozhkin A.D. Mesoproterozoic granitoid magmatism in the Trans-Angara part of the Yenisei Ridge: Results of U-Pb studies. *Doklady Earth Sciences*, 2010, vol. 431, no. 4, pp. 509–515. (In Russ.)
23. Nozhkin A.D., Trofimov Yu.P. Alkali granite-syenite association of the Srednevorgovsky massif. In *Geology of Non-Ferrous Metal Deposits in the Folded Frame of the Siberian Platform*. Novosibirsk, Nauka Publ., 1982. pp. 61–69. (In Russ.)
24. Nozhkin A.D., Likanov I.I., Reverdatto V.V., Bayanova T.B., Zinoviev S.V., Kozlov P.S., Popov N.V., Dmitrieva N.V. Late Vendian post-collisional leucogranites of the Yenisei Ridge. *Doklady Earth Sciences*, 2017, vol. 474, no. 5, pp. 605–611. (In Russ.)
25. Eby G.N. Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications. *Geology*, 1992, no. 20, pp. 641–644.
26. Harris N.B.W., Pearce J.A., Tindle A.G. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. *Collision Tectonics*. Eds. M.P. Coward, A.C. Ries. London, Geological Society, Special Publications, 1986. Vol. 19, pp. 67–81.
27. Pearce J.A. Sources and settings of granitic rocks. *Episodes*, 1996, vol. 19, no. 4, pp. 120–125.
28. Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. Trace element discrimination diagrams for tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 1984, vol. 25, pp. 956–983.
29. Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W. A-type granites: geochemical characteristics and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 1987, vol. 95, pp. 407–419.
30. Kozlov P.S., Likanov, I.I. *Geology of the Precambrian Complexes of the North Yenisei Ridge*. Ed. by V.N. Puchkov. Yekaterinburg, Ural Branch of the Russian Academy of Sciences Publ., 2024. 328 p. (In Russ.)
31. Nozhkin A.D., Kachevsky L.K., Dmitrieva N.V. Late Neoproterozoic rift-related metarhyolite-basalt association of the Glushikha Trough (Yenisei Ridge): Petrogeochemical composition, age, and formation conditions. *Geology and Geophysics*, 2013, vol. 54, no. 1, pp. 58–71. (In Russ.)
32. Averyanov G.S., Mogarovsky V.V., Kozyrev V.I., Lutkov V.S., Akramov M.B., Belyaeva R.T., Dmitriev E.A., Idrisova L.V., Meskhi A.M., Peikre Yu.B. Some patterns of uranium and thorium distribution in intrusive rocks of the Pamirs. *Radioactive Elements in Rocks*. Novosibirsk, Nauka Publ., 1975. pp. 129–132. (In Russ.)
33. Vinogradov A.P. Average contents of chemical elements in the main types of igneous rocks of the Earth's crust. *Geochemistry*, 1962, vol. 7, pp. 555–571. (In Russ.)
34. Wedepohl K.H. The composition of the continental crust. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1995, vol. 59, no. 7, pp. 1217–1232.
35. Novozhilov Yu.I., Gavrillov A.M. *Gold-sulfide deposits in carbonaceous-terrigenous strata*. Moscow, TsNIGRI Publ., 1999. 175 p. (In Russ.)
36. Vernikovskiy V.A., Vernikovskaya A.E., Kotov A.B., Salnikova E.B., Kovach V.P. Neoproterozoic accretionary and collisional events on the western margin of the Siberian Craton: new geological and geochronological evidence from the Yenisey Ridge. *Tectonophysics*, 2003, vol. 375, pp. 147–168.

Information about the authors

Yuri V. Kolmakov, Dr. Sc., Associate Professor, National Research Tomsk Polytechnic University, 30, Lenin avenue, Tomsk, 634050, Russian Federation; Geophysicist of the 1st category, All-Russian Geological Research Institute of A.P. Karpinsky, 74, Sredny avenue, V.O., St Petersburg, 199106, Russian Federation. kolmakovyv@tpu.ru

Vladimir G. Fedorov, Postgraduate Student, National Research Tomsk Polytechnic University, 30, Lenin avenue, Tomsk, 634050, Russian Federation. vgf2@tpu.ru; <https://orcid.org/0009-0009-8459-8866>

Tatyana V. Poleva, Cand. Sc., Associate Professor, Siberian Federal University, 3, Vuzovskiy lane, Krasnoyarsk, 660025, Russian Federation. tpoleva@sfu-kras.ru

Received: 10.10.2025

Revised: 27.10.2025

Accepted: 01.11.2025