



**LATE NEOPROTEROZOIC RARE-METAL LEUCOGRANITE  
FROM THE KHARIUSIKHA MASSIF OF YENISEI RIDGE: GENESIS AND RELATIONSHIP  
TO MAGMATISM OF A LARGE IGNEOUS PROVINCE**

**A.D. Nozhkin, O.M. Turkina**  

Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, 3 Academician Koptug Ave, Novosibirsk 630090, Russia

**ABSTRACT.** The paper deals with the petrogeochemical composition and U-Pb (SHRIMP-II) age ( $753 \pm 6$  Ma) of subalkaline leucogranites and syenites from the Khariusikha massif of the Yenisei Ridge, which contain rare-metal mineralization. High trace-element concentrations (%) – Nb (0.5–0.7), Ta (0.12–0.16), REE (0.08–0.24), Y (0.06–0.10), Zr (2.3–2.6), Hf (0.10–0.12), U (0.05–0.10) and Th (0.08–0.10) – are confined to albitized granites. Synthesis information on age and composition of rhyolites of the bimodal volcanic associations of the Upper Vorogovka and Glushikha troughs and subsynchronous granitoids of the Trans-Angarian Yenisei Ridge indicates A-type granitoids. Their formation is limited to 750–720 Ma interval and is temporally correlated with the formation of a Late Neoproterozoic large igneous province whose ultrabasite-basite magmatism is localized along the present-day southern flank of the Siberian Platform. The considered volcanic and intrusive rocks are characterized by wide-range high field strength element concentrations and  $\epsilon_{Nd}(t)$  values ranging from  $-9.2$  to  $+0.7$ . Crustal sources are dominant for most of the felsic magmatic rocks. A probable contribution of the mantle source to felsic magmas generation is evidenced by more radiogenic Nd isotope composition and enrichment of the Khariusikha massif granites and syenites in high field strength elements, as well as by the similarity of the Upper Vorogovka trough basalts with OIB.

**KEYWORDS:** granitoids and rhyolites; geochemistry; Nd isotope composition; crustal and mantle sources; Late Neoproterozoic; large igneous province

**FUNDING:** The study was carried out on the state assignment of the IGM SB RAS (projects No. 122041400057-2 and No. 122041400044-2).



EDN: HSPHPE

**RESEARCH ARTICLE**

**Correspondence:** Olga M. Turkina, [turkina@igm.nsc.ru](mailto:turkina@igm.nsc.ru)

Received: February 14, 2025

Revised: April 7, 2025

Accepted: April 14, 2025

**FOR CITATION:** Nozhkin A.D., Turkina O.M., 2025. Late Neoproterozoic Rare-Metal Leucogranite from the Khariusikha Massif of Yenisei Ridge: Genesis and Relationship to Magmatism of a Large Igneous Province. *Geodynamics & Tectonophysics* 16 (3), 0827. doi:10.5800/GT-2025-16-3-0827

## ПОЗДНЕНЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЕ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫЕ ЛЕЙКОГРАНИТЫ ХАРИУСИХИНСКОГО МАССИВА ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА: ОСОБЕННОСТИ ГЕНЕЗИСА И СВЯЗЬ С МАГМАТИЗМОМ КРУПНОЙ ИЗВЕРЖЕННОЙ ПРОВИНЦИИ

А.Д. Ножкин, О.М. Туркина

Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, 630090, Новосибирск, пр-т Академика Коптюга, 3, Россия

**АННОТАЦИЯ.** Приводится петрогеохимический состав и U-Pb (SHRIMP-II) возраст ( $753 \pm 6$  млн лет) субщелочных лейкогранитов и сиенитов Хариусихинского массива Енисейского кряжа, содержащих редкометалльную минерализацию. Повышенные концентрации редких элементов (в %) – Nb (0.5–0.7), Ta (0.12–0.16), РЗЭ (0.08–0.24), Y (0.06–0.10), Zr (2.3–2.6), Hf (0.10–0.12), U (0.05–0.10) и Th (0.08–0.10) – приурочены к альбитизированным гранитам. Синтез имеющейся информации по возрасту и составу риолитов бимодальных вулканических ассоциаций Верхневороговского и Глушихинского прогибов и субсинхронных гранитоидов Заангарья Енисейского кряжа показывает их принадлежность к А-типу гранитоидов. Их образование ограничено интервалом 750–720 млн лет и коррелирует по времени с формированием поздненеопротерозойской крупной изверженной провинции, ультрабазит-/базитовый магматизм которой локализован вдоль современного южного фланга Сибирской платформы. Рассматриваемые вулканические и интрузивные породы характеризуются широким диапазоном концентраций высокозарядных элементов и значениями  $\epsilon_{Nd}(t)$  от  $-9.2$  до  $+0.7$ . Доминирующими для большинства кислых магматических пород являются коровые источники. О вероятном вкладе мантийного вещества в генерацию кислых магм свидетельствует более радиогенный изотопный состав Nd и обогащение высокозарядными элементами, прежде всего Nb для гранитов и сиенитов Хариусихинского массива, а также сходство базальтов Верхневороговского прогиба с ОИВ.

**КЛЮЧЕВЫЕ СЛОВА:** гранитоиды и риолиты; геохимия; Nd изотопный состав; коровые и мантийные источники; поздний неопротерозой; крупная изверженная провинция

**ФИНАНСИРОВАНИЕ:** Исследование проведено в рамках госзаданий ИГМ СО РАН (проекты № 122041400057-2 и № 122041400044-2).

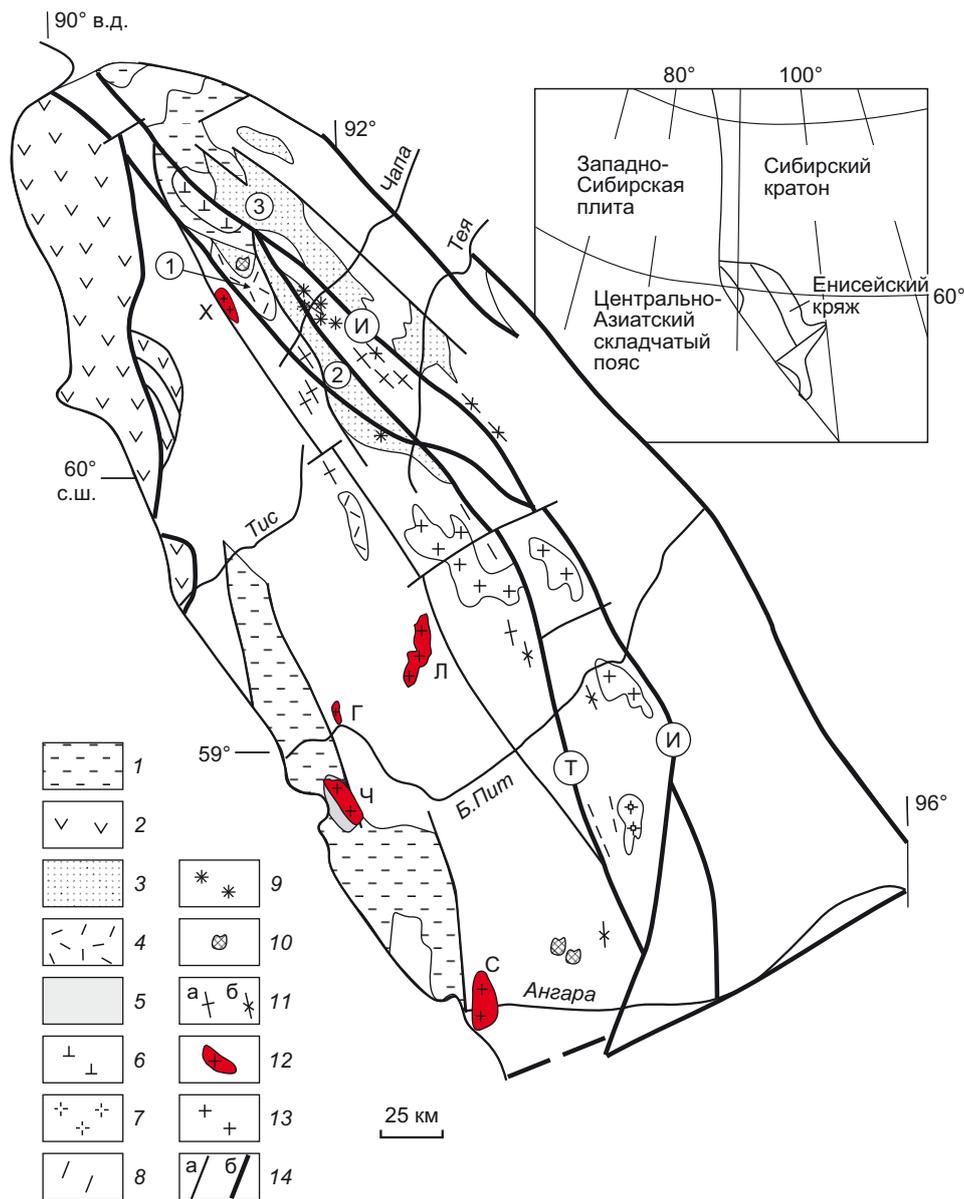
### 1. ВВЕДЕНИЕ

Крупные изверженные провинции (КИП) – это объемные внутриплитные магматические системы, представленные вулканическими базальтовыми излияниями, габбро-/долеритовыми силами, мафит/ультрамафитовыми расслоенными интрузиями и роями долеритовых даек [Ernst, 2014]. Основными источниками огромного объема мафических расплавов служат мантийные плюмы и астеносферная мантия, а в континентальных обстановках – литосферная мантия. На фоне доминирующих продуктов базитового магматизма КИП объем субсинхронных кислых вулканитов и гранитоидов, как правило, ничтожно мал и имеет место почти исключительно во внутриплитных континентальных условиях. Несмотря на то, что генерация кислых вулканитов и гранитоидов КИП связана преимущественно с плавлением коры, возникает закономерный вопрос о влиянии мантийных плюмов на образование кислых расплавов не только как источника тепла, но и вещества в магмообразовании. Например, с тепловым воздействием Сибирского плюма связывается образование гранитоидов А-типа Таймыра [Vernikovskiy et al., 2003] и вулканитов Семитау [Lyons et al., 2002] на периферии пермско-триасовой КИП. Если роль мантийного плюма как теплового триггера для генерации кислых расплавов представляется более оче-

видной, то участие мантийных магм в гранитообразовании остается дискуссионным вопросом.

В поздненеопротерозойскую КИП, локализованную на южном фланге Сибирского кратона и в докембрийских структурах его складчатого обрамления, объединены многочисленные рои долеритовых даек в структурах Присаянья и Шарыжалгайского и Байкальского выступов, составляющих Саяно-Байкальский дайковый пояс и относящихся к нерсинскому комплексу [Sklyarov et al., 2003; Gladkochub et al., 2007], а также ультрамафит-/мафитовые рудоносные интрузии (Кингашская, Йоко-Довыренская, Тартайская и др.). Согласно результатам датирования U-Pb методом циркона и бадделита и Ar-Ar методом по породообразующим минералам, формирование базитовых комплексов охватывает интервал от 730 до 710 млн лет [Gladkochub et al., 2010; Polyakov et al., 2013; Ariskin et al., 2013; Ernst et al., 2016, 2023; Romanov et al., 2020].

В Заангарье Енисейского кряжа с формированием поздненеопротерозойской КИП коррелируют по возрасту внутриплитные (рифтогенные) бимодальные вулканические ассоциации, локализованные в Татаро-Ишимбинской (Верхневороговский грабен) и Приенисейской (Глушихинский прогиб) зонах разломов (рис. 1), а также гранитоидные массивы в структурах поднятий, образование которых происходило в интервале



**Рис. 1.** Схема распространения поздненеoproтерозойских рифтогенных и внутриплитных комплексов в Енисейском кряже. 1 - чехол (PZ-KZ); 2 - офиолиты и островодужные комплексы (NP); 3-4 - рифтогенные терригенные и вулканогенно-терригенные (NP) комплексы чингасанской (3) и верхневороговской серий (4); 5 - нерасчлененные комплексы докембрия (тейская, сухопитская, тунгусикская, чапская серии); 6-13 - магматические комплексы: 6 - вороговский - траппы (Т), 7 - татарский - граниты, субщелочные лейкограниты, 8 - приразломные карбонатиты, 9 - чапский - щелочные пикриты (~670 млн лет), 10 - среднетатарский - фойяиты, ийолиты и захребетнинский - тешениты, фойяиты (700 млн лет), 11 - захребетнинский - дайки щелочных сиенит-порфиров (а) и трахидолеритов, камптонитов (б) (700 млн лет), 12 - глушихинский - граниты, субщелочные граниты, лейкограниты (750-720 млн лет), 13 - аяхтинский - граниты, лейкограниты (760-750 млн лет); 14 - разломы (а), зоны разломов (б): И - Ишимбинская, Т - Татарская. Цифры в кружках: 1 - Верхневороговский грабен, 2 - Уволжский грабен, 3 - Тейско-Чапский прогиб. Массивы гранитов глушихинского комплекса: Л - Лендахский, Г - Глушихинский, С - Стрелковский, Х - Хариусихинский, Ч - Чернореченский.

**Fig. 1.** Location map of the Late Neoproterozoic rift and intraplate complexes in the Yenisei Ridge. 1 - sedimentary cover (PZ-KZ); 2 - ophiolite and island-arc complexes (NP); 3-4 - riftogenic terrigenous and volcanogenic terrigenous (NP) complexes of Chingasan (3) and Upper Vorogovka groups (4); 5 - undissected Precambrian complexes (Teya, Sukhoi Pit, Tungusik and Chapa groups); 6-13 - magmatic complexes: 6 - Vorogovka - traps (T), 7 - Tatarka - granites and subalkaline leucogranites, 8 - near-fault carbonatites, 9 - Chapa - alkaline picrites (~670 Ma), 10 - Middle Tatarka - foyaites, ijolites; Zakhrebetnaya - teschenites, foyaites (700 Ma), 11 - Zakhrebetnaya - alkaline syenite porphyry (a) and trachydolerite, camptonite (b) dikes (700 Ma), 12 - Glushikha - granites, subalkaline granites, leucogranites (750-720 Ma), 13 - Ayakhta - granites, leucogranites (760-750 Ma); 14 - faults (a) and fault zones (b): I - Ishimba, T - Tatarka. Circled numbers: 1 - Upper Vorogovka graben, 2 - Uvolga graben, 3 - Teya-Chapa trough. Glushikha granite plutons: Л - Lendakha, Г - Glushikha, С - Strelka, Х - Khariusikha, Ч - Chernaya Rechka.

от 750 до 710 млн лет [Nozhkin et al., 2008, 2013; Vernikovskaya et al., 2003]. К числу гранитоидов этого временного интервала принадлежат лейкограниты Хариусихинского массива, выделяющегося среди других проявлений кислого магматизма редкометалльной минерализацией. В работе приведены данные по возрасту, составу и Nd изотопной характеристике пород Хариусихинского массива, а также выполнен анализ опубликованной информации по кислым вулканитам и гранитам позднего неопротерозоя с целью обосновать наличие или отсутствие связи с КИП и оценить роль коровых и мантийных источников в генерации кислых расплавов.

## 2. КРАТКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Енисейский кряж представляет собой докембрийскую складчатую область в пределах юго-западной окраины Сибирского кратона. Кристаллическое основание представлено раннедокембрийскими гранулитогнейсовыми и сланцево-гнейсовыми комплексами, инъецированными коллизионными и внутриплитными гранитоидами с возрастом 1.84 и 1.75 млрд лет соответственно [Nozhkin et al., 2009]. Предполагается, что в Заангарье подобные комплексы в основном перекрыты нижнепротерозойскими субплатформенными метаосадочными толщами тейской серии, сформированными в предрифейскую эпоху после перерыва и образования кор выветривания.

В мезопротерозое в результате деструкции и растяжения земной коры на юго-западе Сибирского кратона произошло формирование Татарско-Ишимбинской и других систем разломов, заложение Предъенисейского перикратонного прогиба и последующее накопление тонкозернистых осадочных пород сухопитской серии общей мощностью от 10 до 13 км [Nozhkin et al., 2011]. В это время были сформированы рифтогенные базитовые комплексы Рыбинско-Панимбинского вулканического пояса [Nozhkin et al., 2011] и гранитоидные интрузии [Popov et al., 2010].

В начале неопротерозоя (1.00–0.95 млрд лет) терригенные толщи тейской и сухопитской серий были подвержены деформациям, метаморфизму [Likhanov et al., 2014; Nozhkin et al., 1999]. В это время произошло формирование синколлизионных гранитогнейсовых куполов тейского типа и сопряженных ареалов регионально-метаморфизованных пород низких давлений [Nozhkin et al., 1999; Likhanov et al., 2011]. Гранитогнейсовые купола данного этапа представлены серыми порфиробластическими гнейсами и гранито-гнейсами и подчиненными гнейсогранитами. Наряду с гранитогнейсовыми куполами, этой эпохе отвечает и формирование гранитных интрузий с возрастом  $1013 \pm 10$  млн лет, маркирующих проявление орогенеза [Nozhkin et al., 2024].

В следующую позднеколлизионную эпоху (880–860 млн лет) были образованы калинатровые гранитоидные плутоны каламинского типа, сложенные гранодиоритами и низкощелочными гранитами [Verni-

kovsky, Vernikovskaya, 2006; Nozhkin et al., 2023]. В эту же эпоху происходит реоморфизм и дальнейший рост гранитогнейсовых куполов, представленных ассоциацией розово-красных порфиробластических микроклиновых гранитогнейсов, гнейсогранитов и лейкогранитов. Позднее зональные комплексы низких давлений And-Sil типа подвергались метаморфизму умеренных давлений Ky-Sil типа с локальным повышением давления вдоль надвигов.

В позднем неопротерозое формируются граниты аяхтинского (760–750 млн лет) и глушихинского (750–720 млн лет) комплексов, которые трактуются как син- и постколлизионные соответственно [Vernikovsky, Vernikovskaya, 2006; Vernikovskaya et al., 2003, 2023] (рис. 1). В это же время образуется ряд рифтогенных прогибов. Более ранние из них – Верхневороговский, Глушихинский, Каитьбинский – выполнены вулканогенно-осадочными комплексами верхнего, киргитейского горизонта тунгусикской серии [Nozhkin et al., 2013]. Поздние прогибы – Тейско-Чапский, Уволжский, Приангарский – сложены терригенными и терригенно-карбонатными отложениями чингасанской, чапской и других серий. Многократно неопротерозойский рифтогенный магматизм проявился в зоне Татарско-Ишимбинской системы глубинных разломов. Здесь выделяется четыре этапа формирования рифтогенных структур, сопровождающихся внутриплитным магматизмом на рубежах 780, 750, 700 и 670–650 млн лет [Nozhkin et al., 2008]. Продукты вулканизма этих этапов представлены плагиориодацит-базальтовой (780 млн лет), риолит-базальтовой (750 млн лет), трахибазальт-трахитовой (700 млн лет) и щелочно-пикритовой (670–650 млн лет) ассоциациями [Nozhkin et al., 2011]. Проявление вулканизма и сопутствующего интрузивного магматизма происходило синхронно с накоплением терригенных отложений рыбинской толщи, верхневороговской, чингасанской и чапской серий. Вулканогенно-осадочные комплексы этих этапов формировались в узких приразломных прогибах – грабенах, имеющих явные признаки рифтовых структур. На обрамляющих поднятиях одновременно с процессами рифтогенеза и вулканизма происходило становление субщелочных гранитоидов. Типичным представителем таких ассоциаций является Хариусихинский массив редкометалльных гранитоидов, расположенный в юго-западном обрамлении Верхневороговской грабен-синклинали. В последний этап (670–650 млн лет) формировались щелочные метасоматиты и карбонатиты с фосфорниобиевой минерализацией в зоне Татарского разлома. В заключительную вендскую эпоху образовалась щелочно-гранит-сиенитовая ассоциация средневороговского комплекса (625 млн лет) [Nozhkin, Trofimov, 1982].

## 3. АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Анализ пород на петрогенные и редкие элементы выполнен в ЦКП Многоэлементных и изотопных исследований СО РАН. Содержание главных элементов

установлено методом РФА на рентгеновском спектрометре ARL-9900-XP фирмы Thermo Elektron Corporation. Пределы обнаружения петрогенных оксидов от 0.10 до 0.04 %. Концентрации редких элементов определены методом ICP MS на масс-спектрометре высокого разрешения ELEMENT (Finnigan Mat) с ультразвуковым распылителем 5000AT+ по методике [Nikolaeva et al., 2008]. Пределы обнаружения редкоземельных и высокозарядных элементов составляют от 0.005 до 0.100 г/т. Точность анализа составляла в среднем 2–7 отн. %.

Выделение циркона для U-Pb датирования проводилось в ЦКП ИГМ СО РАН по стандартной методике, основанной на сочетании магнитной сепарации и разделении в тяжелых жидкостях. Подготовка навесок монофракций циркона для изотопного анализа осуществлялась вручную под бинокулярным микроскопом. Изучение морфологии кристаллов циркона проводилось в проходящем и отраженном свете. Внутреннее строение цирконов изучено по катодоллюминесцентным изображениям. U-Pb датирование цирконов из гранита осуществлялось на ионном микрозонде SHRIMP-II в Центре изотопных исследований (ЦИИ) Института им. Карпинского (г. Санкт-Петербург) по принятой методике [Williams, 1998; Schuth et al., 2012]. Интенсивность первичного пучка молекулярного кислорода составляла 4 нА, диаметр пятна (кратера) – 25 мкм при глубине 2 мкм. Обработка полученных данных осуществлялась с использованием программы SQUID [Ludwig, 2000]. U-Pb отношения нормализовались на значение 0.0668, приписанное стандартному циркону TEMORA с возрастом 416.75 млн лет. Погрешности единичных анализов (отношения и возраст) приводятся на уровне 1σ, погрешности вычисленных значений конкордантных возрастов и пересечений с конкордией – на уровне 2σ. Построение графиков с конкордией проводилось с использованием программы ISOPLOT/EX [Ludwig, 1999].

Определение изотопных составов Sm и Nd выполнено в Геологическом институте Кольского научного центра РАН на семиканальном масс-спектрометре Finnigan MAT-262 (RPQ) в статическом режиме по методике, описанной в работе [Bayanova, 2004]. За период исследования средневзвешенные значения  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  отношения для стандарта La Jolla (n=23) составили  $0.511835 \pm 6$  (2σ). Холостое внутрилабораторное загрязнение составило 0.06 нг для Sm и 0.3 нг – для Nd. Точность определения концентраций Sm и Nd  $\pm 0.5$  % (2σ). Изотопные отношения  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  нормализованы к  $^{148}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.251578$ , что соответствует отношению  $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.7219$ , и приведены к  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.511860$  в Nd стандарте La Jolla. При расчете  $\epsilon_{\text{Nd}}$  модельного возраста использованы современные значения для однородного хондритового резервуара (CHUR):  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.512638$  и  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}=0.1967$  по [Jacobsen, Wasserburg, 1984] и деплетированной мантии (DM):  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.513151$  и  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}=0.21365$  по [Goldstein, Jacobsen, 1988].

#### 4. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И СОСТАВ ПОРОД ХАРИУСИХИНСКОГО МАССИВА

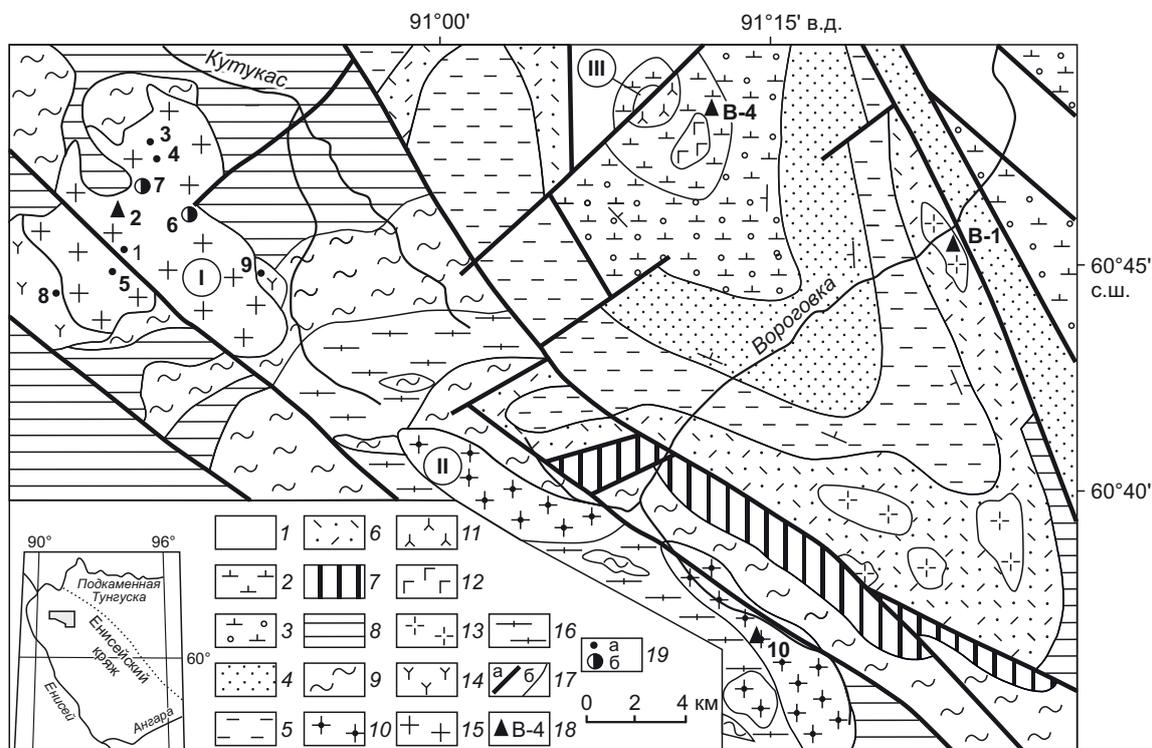
Хариусихинский массив расположен в северной части Енисейского кряжа на водоразделе рек Малый Кутукас и Хариусиха. Здесь, в области сочленения Татарской и Ишимбинской зон глубинных разломов, находится серия рифтогенных прогибов, представленных в современной структуре грабенами и грабен-синклиналями, выполненными в нижней части субэаральными терригенными, а в верхней – мелководными морскими отложениями. Внутриконтинентальный рифтогенный вулканизм наиболее интенсивно проявился в Верхневороговской грабен-синклинали (рис. 2). Вулканогенные породы нижней риолит-базальтовой ассоциации развиты в составе верхневороговской серии, а верхней – трахибазальт-трахитовой – в составе чинганской [Nozhkin et al., 2008]. Последняя представлена в Захребетнинской вулканотектонической структуре, расположенной в центральной, ядерной, части Верхневороговской грабен-синклинали (рис. 2). U-Pb возраст циркона из риолитов составляет  $753 \pm 6$  млн лет, Ar-Ar возраст биотита и титан-авгита из трахибазальтов – 700 млн лет [Nozhkin et al., 2008].

Хариусихинский массив находится в юго-западном обрамлении Верхневороговской грабен-синклинали среди гранитизированных гнейсов, кварцевослюдистых сланцев, кварцитов и мраморов палеопротерозоя. Площадь его выхода составляет около 100 км<sup>2</sup>. Преобладающая часть интрузива сложена субщелочными лейкогранитами, реже – кварцевыми сиенитами и альбитизированными редкометалльными лейкогранитами. В западной части массива (верховье р. Хариусиха) наряду с субщелочными лейкогранитами отмечены щелочные лейкограниты, а в левобережье р. Малый Кутукас – щелочные кварцевые сиениты.

Субщелочные лейкограниты имеют светло-розовую окраску и порфиroidную структуру. Более крупные (2–6 мм) выделения, составляющие до 20–25 % объема породы, представлены калиевым полевым шпатом-пертитом. Основная масса тонкозернистая (0.2–0.4 мм), кварц-полевошпатовая с гипидиоморфно-зернистой структурой; содержание кварца 35–40 %, альбит-олигоклаза – до 20–25 %, калишпата – до 25 %, биотита 1–3 %. Акцессорные минералы представлены цирконом, монацитом, торитом, уранпирохлором, сфеном, магнетитом, турмалином, апатитом, флюоритом. Щелочные лейкограниты отличаются от субщелочных лейкогранитов повышенным (до 40–45 %) содержанием калиевого полевого шпата-пертита и присутствием наряду с биотитом эгирина. Кварцевые сиениты состоят преимущественно из калишпат-пертита и альбит-олигоклаза. В интерстициях этих зерен наблюдается кварц (5–10 %), биотит (2–3 %) и акцессорные минералы – циркон, апатит, магнетит. Щелочные кварцевые сиениты (нордмаркиты) светло-коричневые, среднезернистые, мезократового облика. Они состоят из калиевого полевого шпата-пертита (до 70–75 %), альбит-олигоклаза (5–10 %), кварца (5–12 %),

эгирин-авгита (до 10 %) и аксессуарных – циркона, монацита, апатита, магнетита, флюорита. Почти все породы массива в разной степени метасоматически изменены – альбитизированы. В наименее измененных лейкогранитах наблюдается развитие шахматного альбита по калишпат-пертиту. В более метасо-

матически переработанных субщелочных гранитах и сиенитах, наряду с шахматным, широко развит лейстовый полисинтетически сдвойникованный альбит, который наблюдается как в самостоятельных мелкозернистых (0.1–0.3 мм) агрегатах, так и в ассоциации с кварцем и более крупными (до 3–5 мм) таблитчатыми



**Рис. 2.** Схематическая геологическая карта Верхневороговского грабена и его окружения (составлена по данным [Nozhkin et al., 2008] с использованием материалов геологической съемки А.А. Стороженко, Н.Ф. Васильева, 2009 г.).

1 – чехол (Pz<sub>1</sub>); 2–4 – чингасанская серия (NP<sub>2</sub><sup>2</sup>); 2–3 – чивидинская свита: 2 – трахибазальты, трахиандезиты, трахиты и их туфы (~700 млн лет), 3 – тиллитоподобные валунно-галечные породы, субщелочные базальты и их туфы, 4 – карьерная свита – кварцитовидные песчаники, алевросланцы; 5–6 – верхневороговская серия (NP<sub>1</sub><sup>2</sup>): 5 – водораздельнинская свита – филлитизированные глинистые сланцы, песчаники, металеукобазальты, 6 – ковригинская и оленьинская свиты – конгломераты, песчаники, алевросланцы, метариолиты и их туфы, metabазальты; 7 – филлиты, метапесчаники (MP); 8 – тейская серия – глиноземистые двуслюдяные сланцы, графитсодержащие кварциты, филлиты, кальцитовые мраморы, амфиболиты (метабазиты) (PP<sub>4</sub>); 9 – гаревский метаморфический комплекс (серия) – плагиогнейсы биотитовые, гнейсы и сланцы биотитовые мигматизированные, прослой мраморов, кварцитов, амфиболитов (метабазитов) (PP<sub>3</sub>); 10 – субщелочные лейкограниты, граносиениты (690 млн лет); 11 – фойяиты, щелочные сиенит-порфиры; 12 – лейкогаббро, тешениты (NP<sub>2</sub><sup>2</sup>); 13 – кварцевые риолит-порфиры (753 млн лет); 14 – щелочные граниты и сиениты; 15 – субщелочные лейкограниты, альбитизированные редкометалльные лейкограниты, кварцевые сиениты (754 млн лет); 16 – гранитогнейсы и граниты биотитовые (PP<sub>?</sub>); 17 – геологические границы: а – разрывные нарушения, б – прочие; 18 – точки отбора геохронологических проб; 19 – точки наблюдения (а), соответствующие номерам в табл. 1, и местоположение редкометалльных альбитизированных гранитов (б). Массивы: I – Хариусихинский, II – Хребтовый, III – Захребетнинский.

**Fig. 2.** Geological map of the Upper Vorogovka graben and its surroundings (after [Nozhkin et al., 2008] and geological survey carried out by A.A. Storozhenko and N.F. Vasilyeva, 2009).

1 – sedimentary cover (Pz<sub>1</sub>); 2–4 – Chingasan group (NP<sub>2</sub><sup>2</sup>); 2–3 – Chivida Formation: 2 – trachybasalts, trachyandesites, trachytes and their tuffs (~700 Ma), 3 – tillite-like boulder-pebble rocks, subalkaline basalts and their tuffs, 4 – Karier formation – quartzite-like sandstones, siltstones; 5–6 – Upper Vorogovka group (NP<sub>1</sub><sup>2</sup>): 5 – Vodorazdel formation – phyllitized shales, sandstones, metaleucobasalts, 6 – Kovriga and Oleny formations – conglomerates, sandstones, siltstones, metarhyolites and their tuffs, metabasalts; 7 – phyllites, metasandstones (MP); 8 – Teyay group – aluminous two-mica schists, graphite-bearing quartzites, phyllites, calcitic marbles, amphibolites (metabasites) (PP<sub>4</sub>); 9 – Garevka metamorphic complex – biotite plagiogneisses, migmatized biotite gneisses and schists, marble, quartzite, amphibolite (metabasite) interlayers (PP<sub>3</sub>); 10 – subalkaline leucogranites, granosyenites (690 Ma); 11 – foyaites, alkaline syenite porphyries; 12 – leucogabbro, teschenites (NP<sub>2</sub><sup>2</sup>); 13 – quartz rhyolite porphyries (753 Ma); 14 – alkaline granites and syenites; 15 – subalkaline leucogranites, albitized rare metal leucogranites, quartz syenites (754 Ma); 16 – biotite granite gneisses and granites (PP<sub>?</sub>); 17 – geological boundaries: a – faults, б – others; 18 – geochronological sampling sites; 19 – observation points corresponding to numbers in Table 1 (a) and rare metal albitized granites location (б). Plutons: I – Khariusikhka, II – Khrebtovyy, III – Zakrabetnin.

выделениями альбитизированного калиевого полевого шпата. Агрегаты альбита образуют гнезда, линзовидные скопления, реже – прожилки в исходных лейкогранитах. Основная ткань породы перекристаллизована с появлением гнезд гранулированного кварца или грубозернистых кварц-полевошпатовых пегматоидных образований.

Альбитизированные граниты слагают ареалы площадью от 1.0–1.5 до 3–5 км<sup>2</sup>, которые надежно оконтуриваются благодаря повышенной радиоактивности, обусловленной развитием в них ураноториевой и связанной с ней редкометалльной минерализации. Данная минерализация впервые установлена А.Д. Ножкиным при проведении геолого-радиометрической съемки в районе этого гранитного массива. В процессе минералогических исследований альбитизированных пород и пегматоидных образований установлено, что основными концентраторами редких элементов – урана и тория – являются тантало-ниобаты – фергусонит, эвксенит, уранпирохлор, танталит, а также торит, монацит, циркон, сфен. Они наблюдаются в виде вкрапленников отдельных зерен размером от долей до 4–5 мм и небольших гнездовых скоплений. В ассоциации с ними установлены касситерит, сфалерит, галенит, золото, ильменит, флюорит и апатит.

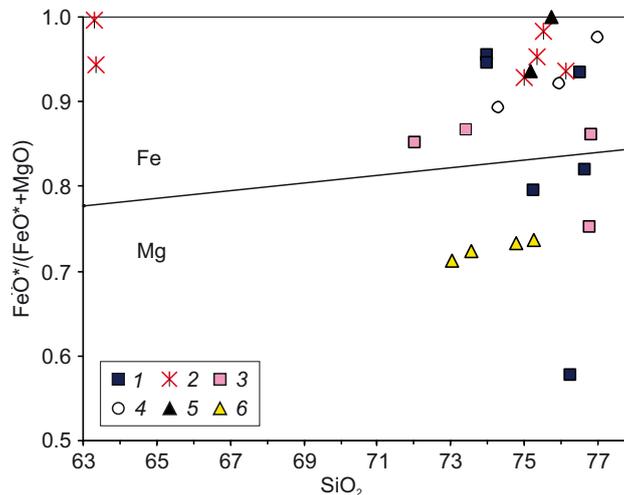
Петрохимический состав гранитов и сиенитов соответствует выделенным петрографическим типам: субщелочным, реже – щелочным двуполевошпатовым лейкогранитам, а также кварцевым и щелочным кварцевым сиенитам (табл. 1). Состав этих пород отвечает железистому ( $FeO^*/(FeO^*+MgO)=0.9-1.0$ ) (рис. 3), а по со-

отношению  $SiO_2$  к  $(Na_2O+K_2O-CaO)$  – щелочно-известковому и щелочному типу [Frost et al., 2001]. В целом, это слабопералюминиевые ( $A/CNK=1.0-1.1$ ) высококалиевые ( $K_2O/Na_2O=1.0-12.0$ ) породы с повышенным содержанием щелочей ( $K_2O+Na_2O=7.6-11.4$ ) и низким  $CaO$  и  $MgO$ . Преобладающие в составе Хариусихинского массива субщелочные лейкограниты характеризуются, наряду с  $K$ , повышенным содержанием  $Rb$ , высокозарядных ( $Zr, Hf, Nb, Ta, REE, Y$ ) и радиоактивных элементов –  $U$  и особенно  $Th$ .

Концентрация  $Th$  в 3.0–3.5 раза выше в сравнении со средней его распространенностью в низкокальциевых гранитах,  $Th/U$  отношение высокое (7–13), а содержания  $Ba$  и  $Sr$  весьма низкие (табл. 1). По содержанию высокозарядных элементов –  $Zr, Hf, Nb, Ta, Y$ , а также  $Ba$  и  $Sr$  кварцевые и щелочные сиениты не отличаются от лейкогранитов, что может свидетельствовать об их генетической близости. Однако содержание  $U$  и  $Th$  в сиенитах заметно ниже, что в целом характерно для такого типа пород.

Спектры REE для лейкогранитов и сиенитов умеренно фракционированные ( $(La/Yb)_n=2.3-10.0$ ), с глубоким европиевым минимумом ( $Eu/Eu^*=0.06-0.13$ ). Мультиэлементные спектры характеризуются обогащением  $Rb, Th, Nb, Zr, Hf, LREE$ , в меньшей мере тяжелыми REE и  $Y$  и резким обеднением  $Ba, Sr, P, Ti, Eu$  (рис. 4). По петрогеохимическим признакам эти лейкограниты соответствуют А-гранитам, характерным для внутриплитных обстановок.

В альбитизированных лейкогранитах возрастает, вплоть до рудных, концентрация (%)  $U$  (0.05–0.10),



**Рис. 3.** Диаграмма  $SiO_2 - FeO^*/(FeO^*+MgO)$  для неопротерозойских кислых вулканитов и гранитоидов Енисейского кряжа. 1 – риолиты Верхневороговского прогиба; 2 – граниты и сиениты Хариусихинского массива; 3 – риолиты Глушихинского прогиба; 4–6 – лейкограниты Глушихинского (4), Лендахского (5) и Стрелковского (6) массивов. Поля: Fe – железистых и Mg – магнезиальных гранитов (по [Frost et al., 2001]). Здесь и далее данные по риолитам и лейкогранитам Глушихинского, Лендахского и Стрелковского массивов из работ [Nozhkin et al., 2008, 2013; Vernikovskaya et al., 2007].

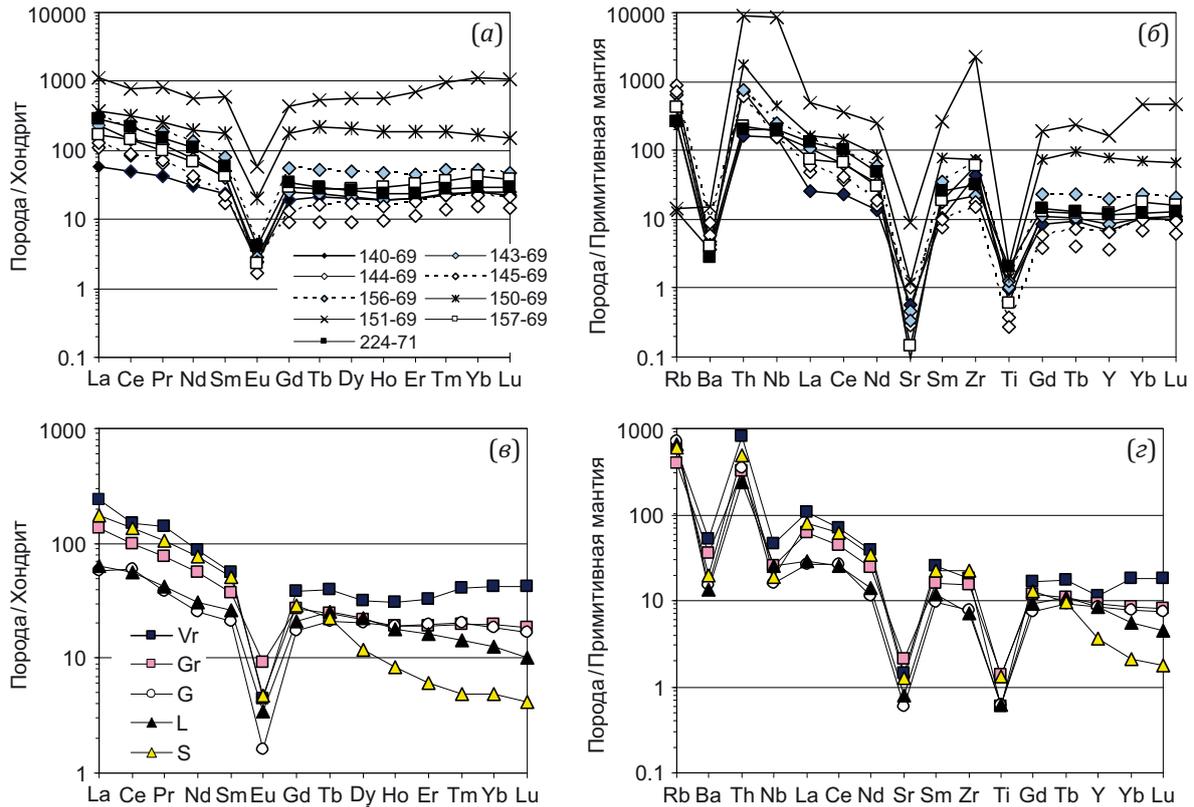
**Fig. 3.**  $SiO_2 - FeO^*/(FeO^*+MgO)$  diagram for the Neoproterozoic felsic volcanics and granitoids of the Yenisei Ridge. 1 – rhyolites of the Upper Vorogovka trough; 2 – granites and syenites of the Khariusikha massif; 3 – rhyolites of the Glushikha trough; 4–6 – leucogranites of the Glushikha (4), Lendakha (5) and Strelka (6) plutons. Fields of Fe – ferroan and Mg – magnesian granitoids (after [Frost et al., 2001]). From here on, the data on rhyolites and leucogranites of the Glushikha, Lendakha and Strelka plutons are provided from [Nozhkin et al., 2008, 2013; Vernikovskaya et al., 2007].

**Таблица 1.** Содержание петрогенных (мас. %) и редких (г/т) элементов в породах Хариусихинского массива  
**Table 1.** Major (wt. %) and trace element (ppm) contents in rocks of the Khariusikha massif

Образец	140-69	143-69	144-69	145-69	156-69	150-69	151-69	157-69	244-71
Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO <sub>2</sub>	63.37	75.00	75.34	78.42	75.50	78.00	81.26	76.11	63.31
TiO <sub>2</sub>	0.21	0.22	0.08	0.06	0.28	0.31	0.46	0.13	0.44
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.14	12.88	13.11	11.29	12.80	10.37	7.26	11.63	15.07
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	4.79	0.51	0.50	0.41	1.28	0.40	4.71*	2.09*	7.94*
FeO	2.45	1.21	1.35	0.83	1.06	1.36	-	-	-
MnO	0.05	0.08	0.02	0.02	0.06	0.06	0.03	0.01	0.15
MgO	0.40	0.13	0.09	0.15	0.04	1.85	0.64	0.13	0.03
CaO	0.42	0.45	0.12	0.49	0.30	0.54	1.12	0.19	0.11
Na <sub>2</sub> O	5.69	3.93	4.16	3.56	3.77	5.77	2.35	4.44	5.30
K <sub>2</sub> O	5.51	4.83	4.49	3.98	4.43	0.23	0.19	4.73	6.07
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.09	0.05	0.01	0.04	0.02	0.04	0.03	0.01	0.03
ппп	0.40	0.21	0.37	0.32	0.49	0.44	2.03	0.6	1.34
Сумма	99.52	99.50	99.64	99.57	100.03	99.37	100.08	100.07	99.79
Th	14	61	61	53	64	151	782	19	17
U	4	8.7	5.3	17.6	8	19.6	794	5.7	3
Rb	158	413	564	449	304	8.2	9	267	166
Sr	12	10	6	21	7	25	190	3	2
Ba	25	33	41	63	30	25	105	28	19
Cs	0.86	3.4	3.9	2.9	0.6	0.1	0.12	1	0.7
Y	31	38	16.7	30	89	346	750	55	52
Zr	489	241	196	173	771	813	26000	661	363
Hf	14.1	14.4	14.8	11.4	32	35	1200	28	6.4
Nb	112	122	125	110	173	312	6100	134	142
Ta	7.1	14.3	18.2	12.9	13	25	1600	9.1	8.6
La	17.7	73	34	40	100	114	346	51	89
Ce	41	114	67	72	172	255	642	116	177
Pr	5.3	15.2	7.8	8.9	23	32	100	12	18
Nd	18.5	45	22	25	80	118	335	41	66
Sm	4.5	7.7	3.4	4.3	15.2	35	116	8.1	11.4
Eu	0.18	0.21	0.12	0.18	0.31	1.48	4.3	0.17	0.3
Gd	5	6.5	2.3	3.5	14	45	115	7.7	8.7
Tb	1.01	1.13	0.44	0.76	2.5	10.3	26	1.3	1.37
Dy	6.5	6.9	2.9	5.4	16	67	183	9.1	8.4
Ho	1.39	1.38	0.69	1.13	3.3	13.7	40	2.1	1.69
Er	4.2	4.3	2.4	3.9	9.6	40	146	7	4.9
Tm	0.72	0.75	0.46	0.73	1.7	6.1	31	1.2	0.89
Yb	5.2	5.1	3.3	4.8	11.2	35	232	8.7	6
Lu	0.82	0.73	0.46	0.68	1.5	5	34	1.2	0.93
(La/Yb) <sub>n</sub>	2.29	9.65	6.95	5.62	6.02	2.20	1.01	3.95	10.00
(La/Sm) <sub>n</sub>	2.47	5.96	6.29	5.85	4.14	2.05	1.88	3.96	4.91
(Gd/Lu) <sub>n</sub>	0.76	1.11	0.62	0.64	1.16	1.12	0.42	0.80	1.16
Eu/Eu*	0.12	0.09	0.13	0.14	0.06	0.11	0.11	0.07	0.09
TZ <sub>Zr</sub> , °C	858	816	805	791	945	-	-	903	828

Примечание. 1–9 – Хариусихинский массив: 1 – сиенит, 2, 3, 5 – субщелочные лейкограниты, 4 – лейкогранит, 6–7 – альбитизированные редкометалльные лейкограниты, 8 – щелочной лейкогранит, 9 – щелочной сиенит. Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>\* – железо общее. TZ<sub>Zr</sub>, °C – температура насыщения цирконием, рассчитанная по [Watson, Harrison, 1983].

Note. 1–9 – Khariusikha massif: 1 – syenite, 2, 3, 5 – subalkaline leucogranites, 4 – leucogranite, 6–7 – albitized rare metal leucogranite, 8 – alkaline leucogranite, 9 – alkaline syenite. Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>\* – total iron. TZ<sub>Zr</sub>, °C – Zr saturation temperature after [Watson, Harrison, 1983].



**Рис. 4.** Редкоземельные (а) и мультиэлементные (б) спектры лейкогранитов и сиенитов Хариусихинского массива. Для сравнения показаны усредненные редкоземельные (в) и мультиэлементные (г) спектры: Vr – риолиты Верхневороговского прогиба, Gr – риолиты Глушихинского прогиба. Лейкограниты: G – Глушихинского, L – Лендахского и S – Стрелковского массива. Нормировано к составу хондрита [Boynnton, 1984] и примитивной мантии [Sun, McDonough, 1989].

**Fig. 4.** Rare earth (a) and multielement (б) spectra in leucogranites and syenites of the Khariusikhka massif. Shown for comparison are the averaged rare earth (в) and multielement (г) spectra: Vr – rhyolites of the Upper Vorogovka trough. Gr – rhyolites of the Glushikhka trough. Leucogranites: G – Glushikhka, L – Lendakha and S – Strelka plutons. Normalized to chondrite [Boynnton, 1984] and primitive mantle [Sun, McDonough, 1989].

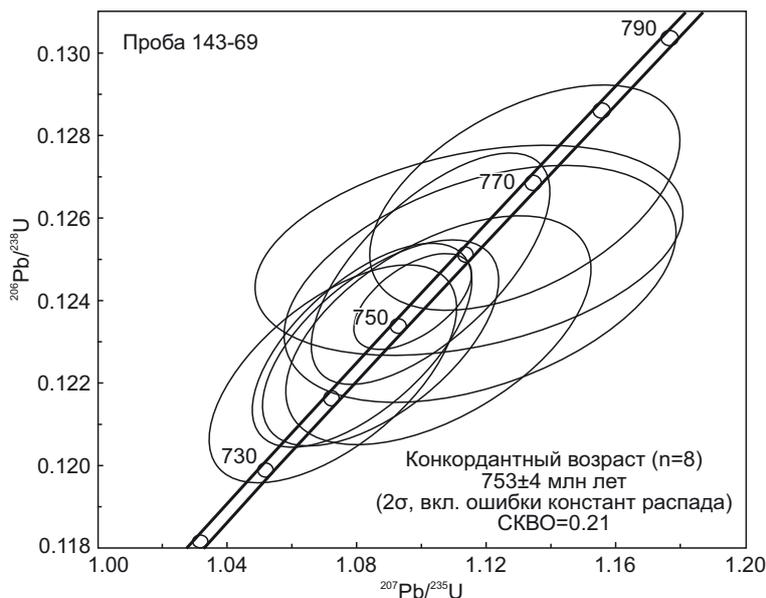
Th (0.08–0.10), Zr (2.3–2.6), Hf (0.10–0.12), Nb (0.5–0.7), Ta (0.12–0.16), Y (0.06–0.10), REE (0.08–0.24) (табл. 1). В составе редких земель заметная роль принадлежит тяжелым лантаноидам: LREE/HREE снижается с 7–10 в субщелочных лейкогранитах до 2.0–2.5 в альбитизированных редкометалльных разностях. Как уже отмечалось, основными минеральными фазами редких элементов урана и тория являются тантало-ниобиты, а также торит, монацит, циркон, сфен.

**5. U-Pb ВОЗРАСТ И Nd ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ ПОРОД ХАРИУСИХИНСКОГО МАССИВА**

Для изотопно-геохронологического исследования отобрана проба (143-69) субщелочного лейкогранита в правобережье р. Хариусиха (левый приток р. Кутукас), в пяти километрах выше истока (см. рис. 2, точка 2). Циркон представлен прозрачными светло-розовыми призматическими дипирамидальными кристаллами размером 150–350 мкм с коэффициентом удлинения 2.0–3.5. В катодолуминесцентном изображении наблюдается тонкая осцилляторная зональность, характерная для магматических цирконов. Конкордантный возраст цирконов, рассчитанный по восьми точкам в

восьми зернах, характеризующихся нормальным (0.50–0.55) для магматических цирконов торий-урановым отношением, составляет 753±4 млн лет (СКВО=0.21) (рис. 5; табл. 2). Возраст зональных кристаллов циркона, равный 753±4 млн лет, отражает время их кристаллизации из расплава субщелочного кислого состава и характеризует возраст лейкогранитов Хариусихинского массива. По времени внедрения эти граниты синхронны с проявлениями риолитового вулканизма (753 ±6 млн лет) в соседней рифтогенной Верхневороговской структуре [Nozhkin et al., 2008].

Субщелочные лейкограниты Хариусихинского массива имеют  $T_{Nd}(DM)=1455$  и  $T_{Nd}(DM-2st)=1490$  млн лет и  $\epsilon_{Nd}(T)=-0.5$  (табл. 3). Близкий Sm-Nd модельный возраст имеют и щелочные сиениты этого массива. Несмотря на одинаковый возраст (753 млн лет) лейкогранитов и риолитов Верхневороговской рифтогенной структуры, изученные породы отличаются пониженным значением модельного возраста  $T(DM-2st)$  и заметно большей величиной  $\epsilon_{Nd}$  в сравнении с риолитами (см. табл. 2), что свидетельствует об увеличении вклада в расплав ювенильного компонента при формировании гранитов и сиенитов. Подтверждением тому



**Рис. 5.** Диаграмма с конкордией для цирконов из лейкогранита Хариусихинского массива.  
**Fig. 5.** Concordia diagram for zircons from leucogranite of the Khariusikha massif.

**Таблица 2.** U-Pb изотопные данные для циркона из лейкогранита Хариусихинского массива (проба 143-69)  
**Table 2.** U-Pb isotope data for zircons from leucogranite of the Khariusikha massif (sample 143-69)

№ зерна и точки	<sup>206</sup> Pb <sub>c</sub> , %	U, г/г	Th, г/г	<sup>206</sup> Pb*, г/г	<sup>232</sup> Th/ <sup>238</sup> U	Возраст, млн лет <sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	<sup>238</sup> U/ <sup>206</sup> Pb*	±%	<sup>207</sup> Pb*/ <sup>235</sup> U	±%	<sup>206</sup> Pb*/ <sup>238</sup> U	±%	Rho
1.1.	0.19	242	122	26	0.52	756±7	8.036	0.94	1.118	2.2	0.1244	0.94	0.424
2.1.	0.06	740	396	79	0.55	758±7	8.014	0.91	1.103	1.4	0.1248	0.91	0.664
3.1.	0.03	1468	1146	143	0.81	693±5	8.817	0.77	1.013	1.1	0.11341	0.77	0.718
4.1.	0.14	718	330	76	0.48	743±6	8.181	0.88	1.073	1.5	0.1222	0.88	0.607
5.1.	0.18	694	370	76	0.55	768±6	7.905	0.88	1.132	1.7	0.1265	0.88	0.504
6.1.	1.10	837	417	91	0.51	761±6	7.98	0.83	1.115	2.4	0.1252	0.83	0.342
7.1.	0.08	851	433	90	0.53	747±6	8.135	0.82	1.082	1.3	0.1229	0.82	0.636
8.1.	0.13	387	189	41	0.50	749±6	8.111	0.92	1.106	1.7	0.1233	0.92	0.524
9.1.	0.05	972	751	103	0.80	748±6	8.131	0.83	1.088	1.4	0.123	0.83	0.608

Примечание. Погрешности приведены на уровне 1σ; Pb<sub>c</sub> и Pb\* – доли обыкновенного и радиогенного свинца соответственно. Ошибки калибровки стандарта не превышают 0.41 %. Поправка на обыкновенный свинец приведена по измеренному <sup>204</sup>Pb. Rho – коэффициент корреляции ошибок отношений <sup>207</sup>Pb\*/<sup>235</sup>U и <sup>206</sup>Pb\*/<sup>238</sup>U.

Note. The errors are given at the 1σ level. Pb<sub>c</sub> and Pb\* are the common and radiogenic lead portions, respectively. Standard calibration errors do not exceed 0.41%. Correction for common lead was made using the measured <sup>204</sup>Pb. Rho – <sup>207</sup>Pb\*/<sup>235</sup>U and <sup>206</sup>Pb\*/<sup>238</sup>U ratio error correlation coefficient.

**Таблица 3.** Изотопные Sm-Nd данные для гранитов, сиенитов и риолитов  
**Table 3.** Sm-Nd isotope data for granites, syenites and rhyolites

№ пробы	Sm, г/г	Nd, г/г	<sup>147</sup> Sm/ <sup>144</sup> Nd	<sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd (±2σ <sub>изм</sub> )	T <sub>Nd</sub> (DM), г/г	ε <sub>Nd</sub> (0)	T*, млн лет	T <sub>Nd</sub> (DM-2st)	ε <sub>Nd</sub> (T)
143-69	6.60	34.62	0.115278	0.512211±21	1455	-8.3	750	1490	-0.5
244-71	14.34	81.09	0.106924	0.512234±30	1309	-7.9	750	1387	+0.7
B-1	6.59	37.53	0.106207	0.511764±23	1962	-17	750	2140	-8.4

Примечание. Хариусихинский массив: 143-69 – субщелочной лейкогранит, 244-71 – щелочной сиенит. B-1 – риолит. Верхневороговская грабен-синклиналь; T\* – возраст пород.

Note. Khariusikha massif: 143-69 – subalkaline leucogranite, 244-71 – alkaline syenite. B-1 – rhyolite. Upper Vorogovka graben-syncline; T\* – age of rocks.

служит и более высокая концентрация в гранитах и сиенитах высокозарядных элементов.

## 6. ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

**Геодинамические условия формирования позднепротерозойских (750–720 млн лет) вулканических ассоциаций и гранитоидов Енисейского кряжа.** В работе [Nozhkin et al., 2008] было выделено четыре этапа формирования рифтогенных структур, сопровождающихся магматизмом. Суммируя все имеющиеся данные по возрасту породных ассоциаций (табл. 4), возрастные рамки второго этапа следует расширить и ограничить интервалом 750–720 млн лет.

Данный этап выделяется наиболее масштабным проявлением как бимодального вулканизма, так и гранитоидного магматизма в Заангарье Енисейского кряжа. Наряду с лейкогранитными интрузиями, локализованными в бортах рифтогенных структур (Хариусихинский и Глушихинский массивы), к этому этапу относится и образование в Приенисейской зоне более крупных гранит-лейкогранитных массивов (Лендахский, Стрелковский, Гаревский), образованных в интервале 718–752 млн лет [Vernikovskaya et al., 2003]. Геодинамические условия магматизма на Енисейском кряже на рубеже 750–720 млн лет трактуются не однозначно. Для крупных гранитоидных интрузий на основании геохимических данных предполагалась принадлежность пород к гранитам А-типа и формирование в условиях постколлизии растяжения [Vernikovskiy, Vernikovskaya, 2006]. С постколлизией обстановкой в Центрально-Ангарском террейне связывалось и образование гранитов Чиримбинского и Аяхтин-

ского массивов с возрастом 760–750 млн лет, которые имеют иные геохимические характеристики, позволяющие отнести их к породам А- и S-I-типа соответственно [Vernikovskaya et al., 2002]. Таким образом, имеет место практически непрерывный гранитоидный магматизм и бимодальный вулканизм в интервале 760–720 млн лет. Если принять его постколлизийную природу, то это означает двукратное проявление орогенных процессов, сопровождаемых постколлизийным гранитным магматизмом на рубежах 880–860 и 760–720 млн лет в данном регионе. В пользу альтернативной точки зрения о проявлении магматизма этапа 750–720 млн лет во внутриплитной обстановке свидетельствует бимодальный характер вулканизма и состав базальтов Верхневороговской рифтогенной структуры, обогащенных  $TiO_2$  (1.74–2.71 %), Th, LREE и высокозарядными элементами (Zr, Nb), не имеющими Nb минимума и по геохимическими характеристикам аналогичных базальтам океанических островов (OIB) [Nozhkin et al., 2008]. Сходство с OIB по геохимическим характеристикам демонстрируют и титанистые базальты Глушихинского прогиба [Nozhkin et al., 2013]. Важным аргументом в пользу внутриплитной обстановки служит синхронность вулканизма с накоплением терригенных субаэральных отложений в узких приразломных прогибах – грабенах, несущих явные признаки рифтовых структур. В работе [Likhanov, Reverdatto, 2019] подчеркивалась возрастная корреляция магматизма рассматриваемого этапа в Енисейском кряже с франклинским магматическим событием (~723 млн лет) и формированием КИП в Лаврентии [Ernst et al., 2016]. В качестве компромисса можно

**Таблица 4.** Возраст и ключевые геохимические характеристики позднепротерозойских вулканитов и гранитоидов Заангарья Енисейского кряжа

**Table 4.** Age and key geochemical features of the Late Neoproterozoic volcanics and granitoids of the Trans-Angarian Yenisei Ridge

Структурная зона	Массив, ассоциация	Порода	Геохимический тип	Возраст, млн лет, минерал	Источник	
Татарско-Ишимбинская. Верхневороговский прогиб	Риолит-базальтовая	Риолиты	А-тип	753±6, Zr	[Nozhkin et al., 2008]	
		Базальты, долериты	OIB	-		
Татарско-Ишимбинская	Хариусихинский	Лейкограниты	А-тип	753±4, Zr	Настоящая работа	
Приенисейская. Глушихинский прогиб	Риолит-базальтовая	Риолиты	А-тип	717±15, Zr	[Nozhkin et al., 2013]	
		Базальты	OIB	-		
Приенисейская	Глушихинский	Лейкограниты	А-тип	731±5, Zr	[Vernikovskaya et al., 2003]	
		Стрелковский	Лейкограниты	А-тип		718±9, Zr
		Лендахский	Лейкограниты	А-тип		744±9, Zr
		Гаревский	Лейкограниты	А-тип		752±3, Zr
		Чернореченский	Граниты	А-тип		723±6, Zr
Центрально-Ангарская	Чиримбинский	Граниты	S-I-тип	750±2, Zr	[Vernikovskiy et al., 2003]	
		Кварцевый сиенит	А-тип	761±8, Zr	[Vernikovskaya et al., 2002]	

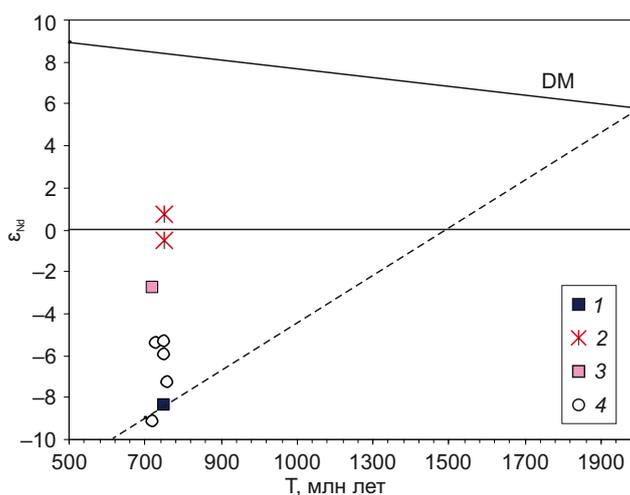
предположить суперпозицию постколлизийного растяжения и термального воздействия мантийного плюма, что привело к довольно длительному и практически непрерывному проявлению магматизма в течение 30–40 млн лет.

В широком региональном контексте позднеопротерозойский бимодальный вулканизм и гранитоидный магматизм Заангарья Енисейского кряжа субхронен с этапом масштабного внутриплитного ультрабазит-базитового магматизма на южном фланге Сибирского кратона и в докембрийских структурах его обрамления в интервале 750–720 млн лет. С этим этапом связано формирование дайковых роев (нерсинский комплекс) [Sklyarov et al., 2003; Gladkochub et al., 2010] и рудоносных интрузий (Кингашская, Тартайская, Йоко-Довыренская) [Ernst et al., 2016; Ariskin et al., 2013; Polyakov et al., 2013], выделяемых в крупную изверженную провинцию, формирование которой обусловлено мантийным плюмом [Ernst et al., 2023]. Периферическое положение Енисейского кряжа по отношению к вероятному центру мантийного плюма, возможно, определяет преимущественно кремнекислый состав продуктов магматизма.

Таким образом, позднеопротерозойский рифтогенез и внутриплитный магматизм Заангарья Енисейского кряжа были, вероятно, связаны с плюмовой активностью, послужившей триггером распада суперконтинента Родиния, который коррелирует со временем проявления аналогичных процессов в других регионах Сибири и континентальных блоках Родинии – Лаврентии, Южном Китае, Индии, Австралии [Yarmolyuk, Kovalenko, 2001; Ernst et al., 2008; Bogdanova et al., 2009].

### Условия образования и вероятные источники позднеопротерозойских риолитов и лейкогранитов.

Лейкограниты Хариусихинского массива, так же как и другие кислые вулканиты и гранитоиды, образовавшиеся на этапе 750–720 млн лет, имеют ряд общих черт. Это высококальциевые и высокожелезистые породы, которые обогащены U, Th, REE, высокозарядными (Zr, Hf, Ta, Nb, Y) элементами и сопоставимы с внутриплитными А-гранитами [Vernikovskaya et al., 2002, 2003; Nozhkin et al., 2008, 2013]. Их отличает высокая кремнекислотность ( $\geq 73\%$ ), крайне низкое содержание феррических компонентов, Ca, Sr, резкий Eu-минимум ( $Eu/Eu^*=0.03-0.37$ ), низкое K/Rb ( $\leq 170$ ) и обогащение наиболее несовместимыми элементами – Rb, Th. Эти геохимические характеристики свидетельствуют о формировании этих пород из эволюционировавших расплавов. Образование таких расплавов могло происходить либо при низкой степени плавления коровых субстратов, либо в результате фракционной кристаллизации менее кремнекислых магм. Кислые расплавы, отделившиеся при низкой степени плавления коровых субстратов, как правило, содержат унаследованные от источника ядра циркона [Turkina, Sukhorukov, 2022], однако рассматриваемые лейкограниты и вулканиты лишены более древних ядер циркона. Образованию при низкой степени плавления противоречат повышенные температуры кристаллизации этих пород. Оценки температур насыщения цирконием (см. табл. 1) по уравнению [Watson, Harrison, 1983] составляют 820–850 °C для лейкогранитов Хариусихинского массива и риолитов Верхневороговского и Глушихинского грабенных, несколько ниже они для гранитов Глушихинского, Лендахского и Стрелковского массивов – 740–820 °C. Согласно

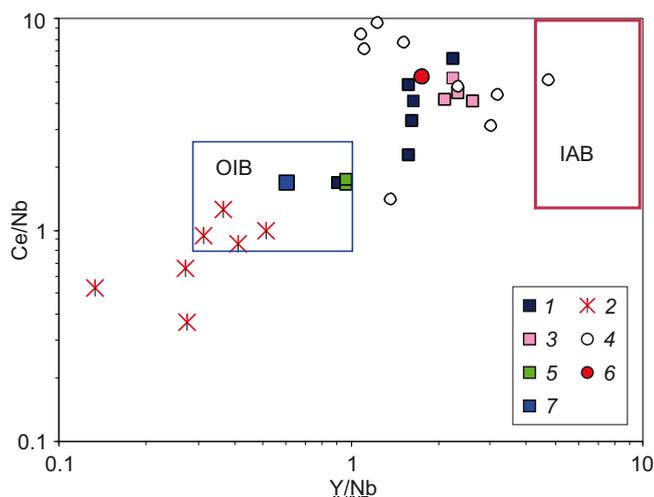


**Рис. 6.** Диаграмма T (млн лет) –  $\epsilon_{Nd}$  для неопротерозойских кислых вулканитов и гранитоидов.

1 – риолиты Верхневороговского прогиба; 2 – гранит и сиенит Хариусихинского массива; 3 – риолиты Глушихинского массива; 4 – лейкограниты Глушихинского, Лендахского и Стрелковского массивов. Штриховой линией показана линия эволюции палеопротерозойской (2 млрд лет) континентальной коры с  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}=0.11$ .

**Fig. 6.** T (Ma) diagram –  $\epsilon_{Nd}$  for the Neoproterozoic felsic volcanics and granitoids.

1 – rhyolites of the Upper Vorogovka trough; 2 – granite and syenite of the Khariusikha massif; 3 – Glushika rhyolites; 4 – leucogranites of the Glushikha, Lendakha and Strelka plutons. Shown dashed is the evolutionary line for the of the Paleoproterozoic (2 Ga) crust with  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}=0.11$ .



**Рис. 7.** Диаграмма Y/Nb – Ce/Nb для поздненеопротерозойских кислых вулканитов и гранитоидов.

1 – риолиты Верхневороговского прогиба; 2 – гранитоиды и сиениты Хариусихинского массива; 3 – риолиты Глушихинского массива; 4 – лейкограниты Глушихинского, Лендахского и Стрелковского массивов; 5 – базальты Верхневороговского прогиба; 6 – верхняя кора [Rudnick, Gao, 2003]; 7 – OIB [Sun, McDonough, 1989]. Синим и красным прямоугольниками показаны поля OIB и IAB (island arc basalt) по [Eby, 1990].

**Fig. 7.** Y/Nb – Ce/Nb diagram for the Late Neoproterozoic volcanics and granitoids.

1 – rhyolites of the Upper Vorogovka trough; 2 – granitoids and syenites of the Khariusikhka massif; 3 – rhyolites of the Glushikha massif; 4 – leucogranites of the Glushikha, Lendakha and Strelka plutons; 5 – basalts of the Upper Vorogobka trough; 6 – upper crust [Rudnick, Gao, 2003]; 7 – OIB [Sun, McDonough, 1989]. Blue and red rectangles show the OIB and IAB fields after [Eby, 1990].

работе [Miller et al., 2003], отсутствие унаследованных ядер циркона является типичной чертой высокотемпературных гранитоидов А-типа. По экспериментальным данным образование высокожелезистых и высококремнистых кислых расплавов, сходных с А-гранитами, возможно при плавлении кварц-полевошпатовых коровых субстратов при высокой температуре (~950 °С) и давлении не более 4–6 кбар [Bogaerts et al., 2006; Frost C.D., Frost B.R., 2011]. Альтернативная модель образования высокожелезистых гранитов А-типа предполагает фракционирование базальтовых (толеитовых) расплавов [Frost C.D., Frost B.R., 1997, 2011] и представляется в данном случае менее вероятной, поскольку такие А-граниты, как правило, ассоциируют с крупными дифференцированными мафическими интрузиями и включают спектр пород с широким диапазоном содержания SiO<sub>2</sub>. Риолиты Верхневороговского грабена образуют бимодальную ассоциацию с базальтами, но, в отличие от последних, имеют отчетливый Nb-минимум на мультиэлементных спектрах, что предполагает вклад корового материала и противоречит их образованию в результате фракционирования базальтов, сходных с OIB. Среди всех рассматриваемых проявлений кислого магматизма только редкометалльные лейкограниты Хариусихинского массива лишены Nb-минимума и имеют аномально высокие концентрации Nb. Лейкограниты и сиениты Хариусихинского массива отличаются также более радиогенным изотопным составом Nd –  $\epsilon_{Nd}(t) = -0.5$  и  $+0.7$  (рис. 6) соответственно, тогда как для других гранитов и риолитов величина  $\epsilon_{Nd}(t)$  находятся в интервале от  $-2.9$  до  $-9.2$  [Vernikovskaya et al., 2003; Nozhkin et al., 2008, 2013].

Отрицательные значения  $\epsilon_{Nd}(t)$  и наличие Nb минимума для большинства лейкогранитов и риолитов свидетельствуют в пользу коровых источников, тогда как при более радиогенном изотопном составе Nd и отсутствии обеднения Nb можно допустить образование пород Хариусихинского массива в результате фракционирования мафического расплава с внутриплитными геохимическими характеристиками. О потенциальном вкладе двух источников свидетельствует положение точек лейкогранитов и риолитов на диаграмме Ce/Nb – Y/Nb (рис. 7), на которой лейкограниты Хариусихинского массива совместно с базальтами Верхневороговского прогиба локализованы в поле OIB, тогда как другие граниты и риолиты смещены в область коровых источников. По-видимому, варьирующимся вкладом мафического источника можно объяснить и широкий диапазон  $\epsilon_{Nd}(t)$  большинства лейкогранитов и кислых вулканитов.

## 7. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Образование пород Хариусихинского массива отвечает этапу бимодального вулканизма и гранитоидного магматизма, который в Заангарье Енисейского кряжа ограничен интервалом 750–720 млн лет. Данный этап коррелирует по времени с формированием поздненеопротерозойской крупной изверженной провинции, ультрабазит-/базитовый магматизм которой локализован вдоль современного южного фланга Сибирской платформы.

Рассматриваемые вулканические и интрузивные породы Заангарья Енисейского кряжа характеризуются широким диапазоном концентраций высокозарядных

элементов и значениями  $\varepsilon_{Nd}(t)$  от  $-9.2$  до  $+0.7$ . Доминирующими для большинства кислых магматических пород являются коровые источники. О вероятном вкладе мантийного вещества в генерацию кислых магм свидетельствует более радиогенный изотопный состав Nd и обогащение высокозарядными элементами, прежде всего Nb, для гранитов и сиенитов Хариусинского массива, а также сходство базальтов Верхневогрового прогиба с OIB.

## 8. ЗАЯВЛЕННЫЙ ВКЛАД АВТОРОВ / CONTRIBUTION OF THE AUTHORS

Авторы внесли эквивалентный вклад в подготовку рукописи, прочли и одобрили финальную версию перед публикацией.

Both authors made an equivalent contribution to this article, read and approved the final manuscript.

## 9. РАСКРЫТИЕ ИНФОРМАЦИИ / DISCLOSURE

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов, связанного с этой рукописью.

The authors declare that they have no conflicts of interest relevant to this manuscript.

## 10. ЛИТЕРАТУРА / REFERENCES

Ariskin A.A., Kostitsyn Yu.A., Konnikov E.G., Danyushevsky L.V., Meffre S., Nikolaev G.S., McNeill A., Kislov E.V., Orsoev D.A., 2013. Geochronology of the Dovyren Intrusive Complex, Northwestern Baikal Area, Russia, in the Neoproterozoic. *Geochemistry International* 51, 859–875. <https://doi.org/10.1134/S0016702913110025>.

Bayanova T.B., 2004. Age of Reference Geological Complexes of the Kola Region and Duration of Magmatism. Nauka, Saint Petersburg, 173 p. (in Russian) [Баянова Т.Б. Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. СПб.: Наука, 2004. 173 с.].

Bogaerts M., Scaillet B., Vander Auwera J.V., 2006. Phase Equilibria of the Lyngdal Granodiorite (Norway): Implications for Origin of Metaluminous Ferroan Granitoids. *Journal of Petrology* 47 (12), 2405–2431. <https://doi.org/10.1093/petrology/egl049>.

Bogdanova S.V., Pisarevsky S.A., Li Z.H., 2009. Assembly and Breakup of Rodinia (Some Results of IGCP Project 440). *Stratigraphy and Geological Correlation* 17, 259–274. <https://doi.org/10.1134/S0869593809030022>.

Boynnton W.V., 1984. Cosmochemistry of the Rare Earth Elements: Meteorite Studies. *Rare Earth Element Geochemistry. Developments in Geochemistry* 2, 63–114. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-42148-7.50008-3>.

Eby G.N., 1990. The A-Type Granitoids: A Review of Their Occurrence and Chemical Characteristics and Speculations on Their Petrogenesis. *Lithos* 26 (1–2), 115–134. [https://doi.org/10.1016/0024-4937\(90\)90043-Z](https://doi.org/10.1016/0024-4937(90)90043-Z).

Ernst R.E., 2014. *Large Igneous Provinces*. Cambridge University Press, London, 653 p. <https://doi.org/10.1017/CBO9781139025300>.

Ernst R.E., Gladkochub D.P., Söderlund U., Donskaya T.V., Pisarevsky S.A., Mazukabzov A.M., El Bilali H., 2023. Identification of the ca. 720 Ma Irkutsk LIP and Its Plume Centre in Southern Siberia: The Initiation of Laurentia-Siberia Separation. *Precambrian Research* 394, 107111. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2023.107111>.

Ernst R.E., Hamilton M.A., Söderlund U., Hanes J.A., Gladkochub D.P., Okrugin A.V., Kolotilina T., Mekhonoshin A.S. et al., 2016. Long-Lived Connection Between Southern Siberia and Northern Laurentia in the Proterozoic. *Nature Geoscience* 9, 464–469. <https://doi.org/10.1038/ngeo2700>.

Ernst R.E., Wingate M.T.D., Buchan K.L., Li Z.X., 2008. Global Record of 1600–700 Ma Large Igneous Provinces (LIPs): Implications for the Reconstruction of the Proposed Nuna (Columbia) and Rodinia Supercontinents. *Precambrian Research* 160 (1–2), 159–178. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2007.04.019>.

Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D., 2001. A Geochemical Classification for Granitic Rocks. *Journal of Petrology* 42 (11), 2033–2048. <https://doi.org/10.1093/petrology/42.11.2033>.

Frost C.D., Frost B.R., 1997. Reduced Rapakivi-Type Granites: The Tholeiite Connection. *Geology* 25 (7), 647–650. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1997\)025%3C0647:RRTGTT%3E2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1997)025%3C0647:RRTGTT%3E2.3.CO;2).

Frost C.D., Frost B.R., 2011. On Ferroan (A-Type) Granitoids: Their Compositional Variability and Modes of Origin. *Journal of Petrology* 52 (1), 39–53. <https://doi.org/10.1093/petrology/egq070>.

Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Mazukabzov A.M., Stanevich A.M., Sklyarov E.V., Ponomarchuk V.A., 2007. Signature of Precambrian Extension Events in the Southern Siberian Craton. *Russian Geology and Geophysics* 48 (1), 17–31. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2006.12.001>.

Gladkochub D.P., Pisarevsky S.A., Donskaya T.V., Ernst R.E., Wingate M.T., Söderlund U., Mazukabzov A.M., Sklyarov E.V., Hamilton M.A., Hanes J.A., 2010. Proterozoic Mafic Magmatism in Siberian Craton: An Overview and Implications for Paleocontinental Reconstruction. *Precambrian Research* 183 (3), 660–668. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2010.02.023>.

Goldstein S.J., Jacobsen S.B., 1988. Nd and Sm Isotopic Systematics of Rivers Water Suspended Material: Implications for Crustal Evolution. *Earth and Planetary Science Letters* 87 (3), 249–265. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(88\)90013-1](https://doi.org/10.1016/0012-821X(88)90013-1).

Jacobsen S.B., Wasserburg G.J., 1984. Sm-Nd Evolution of Chondrites and Achondrites. *Earth Planetary Science Letter* 67 (2), 137–150. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(84\)90109-2](https://doi.org/10.1016/0012-821X(84)90109-2).

Likhanov I.I., Nozhkin A.D., Reverdatto V.V., Kozlov P.S., 2014. Grenville Tectonic Events and Evolution of the Yenisei Ridge at the Western Margin of the Siberian Craton. *Geotectonics* 48, 371–389. <https://doi.org/10.1134/S0016852114050045>.

Likhanov I.I., Reverdatto V.V., 2019. The First U-Pb (SHRIMP II) Evidence of the Franklin Tectonic Event at the Western Margin of the Siberian Craton. *Doklady Earth*

Science 486, 605–608. <https://doi.org/10.1134/S1028334X19060187>.

Likhanov I.I., Reverdatto V.V., Kozlov P.S., 2011. Collision-Related Metamorphic Complexes of the Yenisei Ridge: Their Evolution. Ages and Exhumation Rate. Russian Geology and Geophysics 52 (10), 1256–1269. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2011.09.015>.

Ludwig K.R., 1999. User's Manual for ISOPLOT/EX, v. 2.10. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Special Publication 1, 46 p.

Ludwig K.R., 2000. SQUID 1.00: A User's Manual. Berkeley Geochronology Center Special Publication 2, 17 p.

Lyons J.J., Coe R.S., Zhao X.X., Renne P.R., Kazansky A.Y., Izokh A.E., Kungurtsev L.V., Mitrokhin D.V., 2002. Paleomagnetism of the Early Triassic Semeitau Igneous Series, Eastern Kazakhstan. Journal of Geophysical Research: Solid Earth 107 (B7), 2139. <https://doi.org/10.1029/2001JB000521>.

Miller C.F., McDowell S.M., Mapes R.W., 2003. Hot and Cold Granites? Implications of Zircon Saturation Temperatures and Preservation of Inheritance. Geology 31 (6), 529–532. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2003\)031%3C0529:HACGIO%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2003)031%3C0529:HACGIO%3E2.0.CO;2).

Nikolaeva I.V., Palesskii S.V., Koz'menko O.A., Anoshin G.N., 2008. Analysis of Geologic Reference Materials for REE and HFSE by Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry (ICP-MS). Geochemistry International 46, 1016–1022. <https://doi.org/10.1134/S0016702908100066>.

Nozhkin A.D., Borisenko A.S., Nevol'ko P.A., 2011. Stages of Late Proterozoic Magmatism and Periods of Au Mineralization in the Yenisei Ridge. Russian Geology and Geophysics 52 (1), 124–143. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2010.12.010>.

Nozhkin A.D., Dmitrieva N.V., Kachevsky L.K., 2013. The Late Neoproterozoic Rift-Related Merarhyolite-Basalt Association of the Glushikha Trough (Yenisei Ridg): Petrogeochemical Composition, Age, and Formation Conditions. Russian Geology and Geophysics 54 (1), 44–54. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2012.12.004>.

Nozhkin A.D., Trofimov Yu.P., 1982. Alkaline Granite-Syenite Association of the Central Vorogovka Pluton. In: V.S. Sobolev (Ed.), Geology of Base Metal Deposits in the Folded Periphery of the Siberian Craton. Nauka, Novosibirsk, p. 61–69 (in Russian) [Ножкин А.Д., Трофимов Ю.П. Щелочно-гранит-сиенитовая ассоциация Средневороговского массива // Геология месторождений цветных металлов складчатого обрамления Сибирской платформы / Ред. В.С. Соболев. Новосибирск: Наука, 1982. С. 61–69].

Nozhkin A.D., Turkina O.M., Bayanova T.B., 2009. Paleoproterozoic Collisional and Intraplate Granitoids of the Southwest Margin of the Siberian Craton: Petrogeochemical Features and U-Pb Geochronological and Sm-Nd Isotopic Data. Doklady Earth Sciences 428, 1192–1197. <https://doi.org/10.1134/S1028334X09070344>.

Nozhkin A.D., Turkina O.M., Bayanova T.B., Berezhnaya N.G., Larionov A.N., Postnikov A.A., Travin A.V., Ernst R.E., 2008. Neoproterozoic Rift and Within-Plate Magmatism in the

Yenisei Ridge: Implications for the Breakup of Rodinia. Russian Geology and Geophysics 49 (7), 503–519. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2008.06.007>.

Nozhkin A.D., Turkina O.M., Bibikova E.B., Terleev A.A., Khomentovskii V.V., 1999. Riphean Granite-Gneiss Domes of the Yenisei Range: Geologic Structure and U-Pb Isotopic Age. Russian Geology and Geophysics 40 (9), 1284–1292.

Nozhkin A.D., Turkina O.M., Likhanov I.I., 2023. Neoproterozoic Collision Granitoids in the Southwestern Margin of the Siberian Craton: Chemical Composition, U-Pb Age, and Formation Conditions of the Gusyanka Massif. Geochemistry International 61, 484–498. <https://doi.org/10.1134/S0016702923050063>.

Nozhkin A.D., Turkina O.M., Likhanov I.I., 2024. Early Neoproterozoic Granitoids in the Ryazanovsky Massif of the Yenisei Ridge as Indicators of the Grenville Orogenesis at the Western Margin of the Siberian Craton. Geodynamics & Tectonophysics 15 (2), 0745 (in Russian) [Ножкин А.Д., Туркина О.М., Лиханов И.И., Ронкин Ю.Л. Ранненеопротерозойские гранитоиды Рязановского массива Енисейского края – индикаторы проявления Гренвильского орогенеза на Западной окраине Сибирского кратона // Геодинамика и тектонофизика. 2024. Т. 15. № 2. 0745]. <https://doi.org/10.5800/GT-2024-15-2-0745>.

Polyakov G.V., Tolstykh N.D., Mekhonoshin A.S., Izokh A.E., Podlipskii M.Y., Orsoev D.A., Kolotilina T.B., 2013. Ultramafic-Mafic Igneous Complexes of the Precambrian East Siberian Metallogenic Province (Southern Framing of the Siberian Craton): Age, Composition, Origin, and Ore Potential. Russian Geology and Geophysics 54 (11), 1319–1331. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2013.10.008>.

Popov N.V., Likhanov I.I., Nozhkin A.D., 2010. Mesoproterozoic Granitoid Magmatism in the Trans-Angara Segment of the Yenisei Range: U-Pb Evidence. Doklady Earth Sciences 431, 418–423. <https://doi.org/10.1134/S1028334X10040021>.

Romanov M., Sovetov J.K., Vernikovskiy V.A., Rosenbaum G., Wilde S.A., Vernikovskaya A.E., Matushkin N.Yu., Kadilnikov P.I., 2020. Late Neoproterozoic Evolution of the Southwestern Margin of the Siberian Craton: Evidence from Sedimentology, Geochronology and Detrital Zircon Analysis. International Geology Review 63 (13), 1658–1681. <https://doi.org/10.1080/00206814.2020.1790044>.

Rudnick R.L., Gao S., 2003. 3.01 – Composition of the Continental Crust. Treatise on Geochemistry 3, 1–64. <https://doi.org/10.1016/B0-08-043751-6/03016-4>.

Schuth S., Gornyy V.I., Berndt J., Shevchenko S.S., Sergeev S.A., Karpuzov A.F., Mansfeldt T., 2012. Early Proterozoic U-Pb Zircon Ages from Basement Gneiss at the Solovetsky Archipelago, White Sea, Russia. International Journal Geosciences 3, 289–296. <https://doi.org/10.4236/ijg.2012.32030>.

Sklyarov E.V., Gladkochub D.P., Mazukabzov A.M., Menshagin Y.V., Watanabe T., Pisarevsky S.A., 2003. Neoproterozoic Mafic Dike Swarms of the Sharyzhalgai Metamorphic Massif (Southern Siberian Craton). Precambrian Research 122 (1–4), 359–376. [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(02\)00219-X](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(02)00219-X).

Sun S.-S., McDonough W.F., 1989. Chemical and Isotopic Systematics of Oceanic Basalts: Implications for Mantle Composition and Processes. Geological Society of London Special Publications 42 (1), 313–345. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19>.

Turkina O.M., Sukhorukov V.P., 2022. Early Precambrian Granitoid Magmatism of the Kitoi Block and Stages of Collisional Events in the Southwestern Siberian Craton. Russian Geology and Geophysics 63 (5), 620–635. <https://doi.org/10.2113/RGG20214385>.

Vernikovskaya A.E., Vernikovskiy V.A., Matushkin N., Kadilnikov P., Wingate M.T.D., Bogdanov E.A., Travin A.V., 2023. Cryogenian A-type Granites of the Yenisei Ridge – Indicators of Tectonic Transformation in the Southwestern Margin of the Siberian Craton. Russian Geology and Geophysics 64 (6), 647–668. <https://doi.org/10.2113/RGG20224532>.

Vernikovskaya A.E., Vernikovskiy V.A., Sal'nikova E.B., Datsenko V.M., Kotov A.B., Kovach V.P., Travin A.V., Yakovleva S.Z., 2002. Yeruda and Cherimba Granitoids (Yenisey Ridge) as Indicators of Neoproterozoic Collisions. Russian Geology and Geophysics 43 (3), 245–259.

Vernikovskaya A.E., Vernikovskiy V.A., Sal'nikova E.B., Kotov A.B., Kovach V.P., Travin A.V., Palesskii S.V., Yakovleva S.Z., Yasenev A.M., Fedoseenko A.M., 2003. Neoproterozoic Post-collisional Granitoids of the Glushikha Complex, Yenisei Range. Petrology 11 (1), 48–61.

Vernikovskaya A.E., Vernikovskiy V.A., Sal'nikova E.B., Yasenev A.M., Kotov A.B., Kovach V.P., Travin A.V., Yakovleva S.Z., Fedoseenko A.M., 2006. Neoproterozoic A-Type Granites of the Garevka Massif, Yenisey Ridge: Age, Sources, and Geo-

dynamic Setting. Petrology 14, 50–61. <https://doi.org/10.1134/S086959110601005X>.

Vernikovskaya A.E., Vernikovskiy V.A., Travin A.V., Sal'nikova E.B., Kotov A.B., Kovach V.P., Wingate M.T.D., 2007. A-Type Leucogranite Magmatism in the Evolution of Continental Crust on the Western Margin of the Siberian Craton. Russian Geology and Geophysics 48 (1), 3–16. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2006.12.002>.

Vernikovskiy V.A., Pease V.L., Vernikovskaya A.E., Romanov A.P., Gee D.G., Travin A.V., 2003. First Report of Early Triassic A-Type Granite and Syenite Intrusions from Taimyr: Product of the Northern Eurasian Superplume? Lithos 66 (1–2), 23–36. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(02\)00192-5](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(02)00192-5).

Vernikovskiy V.A., Vernikovskaya A.E., 2006. Tectonics and Evolution of Granitoid Magmatism in the Yenisei Ridge. Russian Geology and Geophysics 47 (1), 32–50.

Watson E.B., Harrison T.M., 1983. Zircon Saturation Revisited: Temperature and Composition Effects in a Variety of Crustal Magma Types. Earth and Planetary Science Letters 64 (2), 295–304. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(83\)90211-X](https://doi.org/10.1016/0012-821X(83)90211-X).

Williams I.S., 1998. U-Th-Pb Geochronology by Ion Microprobe. In: M.A. McKibben, W.C. Shanks III, W.I. Ridley (Eds), Applications of Microanalytical Techniques to Understanding Mineralizing Processes. Reviews in Economic Geology. Vol. 7, p. 1–35. <https://doi.org/10.5382/Rev.07.01>.

Yarmolyuk V.V., Kovalenko V.I., 2001. Late Riphean Break-up Between Siberia and Laurentia: Evidence from Intraplate Magmatism. Doklady Earth Science 379 (5), 525–528.