

НЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЕ КОЛЛИЗИОННЫЕ ГРАНИТОИДЫ ЮГО-ЗАПАДНОЙ ОКРАИНЫ СИБИРСКОГО КРАТОНА: СОСТАВ, U-Pb ВОЗРАСТ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ГУСЯНКОВСКОГО МАССИВА

© 2023 г. А. Д. Ножкин^{a, *}, О. М. Туркина^{a, b, **}, И. И. Лиханов^{a, ***}

^aИнститут геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,
просп. Академика Коптюга, 3, Новосибирск, 630090 Россия

^bНовосибирский государственный университет, ул. Пирогова, 1, Новосибирск, 630090 Россия

*e-mail: nozhkin@igm.nsc.ru

**e-mail: turkina@igm.nsc.ru

***e-mail: likh@igm.nsc.ru

Поступила в редакцию 10.08.2022 г.

После доработки 06.11.2022 г.

Принята к публикации 11.11.2022 г.

Обосновывается проявление коллизионного гранитоидного магматизма, связанного с неопротерозойским (880–860 млн лет) орогеническим событием на юго-западе Сибирского кратона. Приведены новые данные по составу, U-Pb (SHRIMP II) возрасту циркона и Sm-Nd изотопным параметрам пород Гусянковского гранитоидного массива, расположенного в Приенисейской зоне разломов Енисейского кряжа. Конкордатный U-Pb возраст циркона равен 865 ± 9 млн лет и указывает на формирование гранитоидов Гусянковского массива в середине раннего неопротерозоя, вместе с гранитоидами Каламинского и Ерудинского массивов, расположенных в Татарско-Ишимбинской системе разломов, на одном и том же этапе коллизионных событий около 880–860 млн лет. Известково-щелочные граниты, гранодиориты и лейкограниты Гусянковского массива на основании высокой глиноземистости и редкоэлементного состава отнесены к S-типу и формировались из метapelитового источника. Породы Каламинского и Ерудинского массивов по совокупности геохимических параметров отвечают низкокальциевым I-гранитам, наиболее вероятные источники которых это мафические породы и тоналиты. Гранитоиды Гусянковского массива, с одной стороны, Каламинского и Среднетырадинского, с другой, контрастно различаются по изотопному Nd составу. Источником первых были либо метapelиты тунгусикской серии, либо метаосадочные породы сухопитской серии при участии ювенильного материала. Для гранитов Каламинского и Среднетырадинского массивов допускается вклад более древней, возможно, палеопротерозойской коры и ювенильного мафического источника. Таким образом орогенные события 880–860 млн лет назад привели к генерации расплавов на различных уровнях палео-мезопротерозойской коры Заангарья Енисейского кряжа. Геодинамическая история региона сопоставляется с синхронной последовательностью и схожим стилем тектоно-термальных событий по периферии крупных докембрийских кратонов Лаврентии и Балтики, что подтверждает палеоконтинентальные реконструкции о тесных пространственно-временных связях между этими кратонами, Сибирью и их вхождении в состав Родинии.

Ключевые слова: гранитоиды, геохимия, U-Pb (SHRIMP-II) датирование, Sm-Nd изотопия, гренвильский орогенез, Енисейский кряж

DOI: 10.31857/S0016752523050060, **EDN:** ELQOQO

ВВЕДЕНИЕ

Реконструкция геологической истории Енисейского кряжа, представляющего собой коллизионно-аккреционный ороген на западной окраине Сибирского кратона, важна не только для понимания тектонической эволюции подвижных поясов континентальных окраин, но и для верификации данных палеомагнитного моделирования о конфигурации Родинии. Этот суперконтинент

возник на рубеже мезо-неопротерозоя в результате гренвильского орогенеза (Ярмолук и др., 2005а, б). Гренвильский пояс в Лаврентии, являющийся ядром Родинии, служит опорным для палеореконструкций периода формирования этого суперконтинента. Гренвильская складчатость фиксировала закрытие позднепротерозойского океана и глобальное исчезновение континентальных шельфов, на которых отлагались кар-

бонатные осадки, что привело к длительному (100–150 млн лет) перерыву в осадочной летописи начала неопротерозоя 1.0–0.85 млрд назад (Семихатов и др., 2002; Kuznetsov et al., 2017). Ее заключительные деформации, связанные с процессами континентальной коллизии мезопротерозойских блоков, имели возраст 1.2–0.85 млрд лет (Богданова и др., 2009; Ernst et al., 2008). Образованный в ходе этих событий гренвилльский пояс протягивался по периферии большинства палеоконтинентов от западной Австралии до Сибири на расстояние более 10000 км (Dalziel, 1997; Torsvik, 2003; Лиханов и др., 2014). Его формирование происходило в результате тектонических событий, связанных с утолщением земной коры в результате наложенных эффектов коллизионно-аккреционных процессов по периферии Родинии на структуры пограничных кратонов.

Мы считаем, что проблемы оценки геохронологических рубежей в истории суперконтинента Родиния во многом еще далеки от окончательного решения. Это связано с дефицитом геохимических данных и возрастных датировок, включающих периоды его становления и распада, что существенно ограничивает возможности временных корреляций глобальных геологических процессов в истории Земли.

Современная юго-западная окраина Сибирского кратона представлена раннедокембрийским выступом фундамента, обнажающимся в Ангаро-Канском блоке, и мезо-неопротерозойской окраинно-континентальной складчатой областью, развитой преимущественно в Заангарье Енисейского края. Кристаллическое основание образовано гранулитогнейсовыми и амфиболитогнейсовыми комплексами (Ножкин, Туркина, 1993; Ножкин и др., 2016, 2019), инъецированными коллизионными и внутриплитными гранитоидами с возрастом 1.84 и 1.75 млрд лет, соответственно (Ножкин и др., 2009). В Заангарье эти комплексы в основном перекрыты нижнепротерозойскими субплатформенными метаосадочными толщами тейской серии, сформированными после перерыва и образования кор выветривания. Позднедокембрийские террейны Енисейского края (Исаковский и Предивинский), образованные преимущественно фрагментами неопротерозойских офиолитов и островодужных комплексов, аккрецированы к окраине Сибирского кратона в венде (Ножкин и др., 2007; Лиханов и др., 2013, 2021). Это вендское аккреционно-коллизионное событие привело к формированию протяженного Енисей-Саяно-Байкальского складчатого пояса и существенному наращиванию континентальной окраины.

В раннем рифее (мезопротерозое) на западе кратона произошло заложение Предъенисейско-

го перикратонного прогиба и последующее накопление осадочных толщ общей мощностью от 10 до 13 км. На Енисейском крыже в раннемезопротерозойское время масштабная деструкция шельфовых зон кратона, сопряженная с растяжением коры, обусловила развитие рифтогенных базитовых комплексов, а также пикробазальт-базальтовых ассоциаций Рыбинско-Панимбинского вулканического пояса и накопление мощных толщ терригенных осадков сухопитской серии (Ножкин и др., 2011; Лиханов, Ревердатто, 2016). Одновременно с процессами вулканизма происходило становление гранитоидных интрузий (Попов и др., 2010; Likhanov, Santosh, 2019).

В начале неопротерозоя терригенные толщи тейской и сухопитской серий в связи с гренвилльской орогией (1.1–0.85 млрд лет) (Лиханов и др., 2014) были подвержены деформациям, метаморфизму и гранитизации. В эту эпоху произошло формирование синколлизионных гранитогнейсовых куполов тейского типа и сопряженных ареалов регионально метаморфизованных пород низких давлений от зеленосланцевой до амфиболитовой фации (Ножкин и др., 1999; Лиханов и др., 2011). Связь этих процессов с гренвилльской орогией подтверждается результатами U-Pb и Ar-Ar датирования (Ножкин и др., 2011; Лиханов и др., 2012, 2014; Likhanov, 2019). Гранитогнейсовые купола гренвилльской эпохи представлены серыми порфиробластическими гнейсами и гранитогнейсами и подчиненными гнейсогранитами и пегматитами. Выявлено два пояса развития гранитогнейсовых куполов, приуроченных к линейным зонам смятия вдоль Татарско-Ишимбинской и Приенисейской зон разломов. В позднеколлизионный этап формируются гранитоидные плутоны каламинского типа с четкими интрузивными контактами, сложенные плагиогранитами, низкощелочными калий-натриевыми гранитами, а также кварцевыми диоритами, принадлежащими к известково-щелочной и известковистой сериям. К ним относятся Каламинский, Ерудинский, Среднетырадинский массивы в Татарско-Ишимбинской зоне разломов с U-Pb возрастом циркона 875, 878 и 857 млн лет (Верниковская и др., 2002; Vernikovskiy et al., 2007; Ножкин и др., 2015). В этот же этап происходит реоморфизм и дальнейший рост гранитогнейсовых куполов, представленных ассоциацией розово-красных порфиробластических гнейсов, гранитогнейсов и существенно калиевых гнейсогранитов и лейкогранитов. U-Pb возраст циркона вышеназванных гранитоидов каламинского типа и гнейсогранитных куполов (Уволжский, Тейский) второго этапа один и тот же и составляет 860–880 млн лет (Верниковский, Верниковская, 2006; Ножкин и др., 1999; Ножкин и др., 2015). Если гранитоиды имеют явно магматиче-

ское происхождение, то для первого и второго этапов развития гранитогнейсовых куполов ведущим процессом была палинггенно-метасоматическая гранитизация (Ножкин и др., 1999) в форме высокотемпературного кремне-щелочного метасоматоза, переходящего в частичное плавление. Преобразование вмещающих пород осуществлялось как за счет раствора — флюида, так и межгранулярного расплава, появление которого обеспечивало текучесть минерального вещества и рост куполов второго порядка, сложенных гнейсогранитами. В ряду пород от порфиробластических гнейсов к гранитогнейсам и гнейсогранитам, то есть с усилением метасоматической гранитизации и перерастанием ее в плавление, увеличивается содержание калия и кремнезема, резко возрастает концентрация Rb, U, Th, а также Zr, легких РЗЭ и уменьшается — Ti, Al, Ca, Mg и элементов группы железа (Ножкин и др., 1999).

Как будет показано ниже, по целому ряду признаков к каламинскому типу интрузивных гранитов принадлежит Гусьянковский массив, расположенный в Приенисейской зоне разлома, т.е. западнее Каламинского, Ерудинского и Среднетырадинского плутонов, тяготеющих к Татарско-Ишимбинской зоне разломов. Отсутствие сведений по составу, возрасту и изотопной характеристике этого массива затрудняет корректные региональные корреляции, анализ источников расплава для гранитоидов разных зон и геодинамические реконструкции. В настоящей работе приводятся новые данные по геохимии, U-Pb возрасту циркона и Sm-Nd изотопным данным пород Гусьянковского гранитоидного массива, формирование которого отвечает завершающей стадии гренвилльской орогении на западе Сибирского кратона.

ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОБЪЕКТА ИССЛЕДОВАНИЯ

Гусьянковский массив расположен в верхнем течении р. Гусьянка (правый приток р. Тис) и представляет собой вытянутый в север-северо-западном направлении на 20 км интрузив, согласный с общим простиранием метаморфических толщ, общей площадью около 150 км² (рис. 1). Наряду с этим наиболее крупным массивом наблюдается ряд более мелких выходов, сложенных аналогичными по составу гранитоидами в разной степени разгнейсованными и катаклазированными. Вмещающими для массива являются метаморфические породы тейской серии и кординской свиты сухопитской серии, представленные гранат-биотит-кварцевыми кристаллическими сланцами, мраморами, кварцитами, амфиболитами, а также биотит-хлорит-серицитовыми филлитами, сло-

дистыми кварцитами, прослоями мраморизованных известняков.

Возраст пород тейской серии принято считать позднепалеопротерозойским, а вышележащей сухопитской — мезопротерозойским (ранне-среднерифейским) (Шенфиль, 1991; Качевский и др., 1998; Хоментовский, 2007; Государственная..., 2009; Хабаров, Вараксина, 2011). В последнее время получены первые Pb-Pb датировки для карбонатных пород дадыктинской свиты тунгусикской серии — 1020 ± 20 млн лет и горевской свиты широкинской серии — 1020 ± 70 млн лет — осадочных последовательностей, залегающих стратиграфически выше сухопитских отложений (Кузнецов и др., 2019). Возраст границы среднего и верхнего рифея по данным (Кузнецов и др., 2019) определяется как 1030 млн лет, что дает основание считать отложения сухопитской серии доверхнерифейскими. Эти отложения прорываются гранитами Гусьянковского массива неопротерозойского возраста (870 млн лет).

Гусьянковский массив сложен средне-крупнозернистыми биотитовыми гранитами и гранодиоритами, подчиненными лейкогранитами и кварцевыми сиенитами, включающими отдельные тела мусковит-турмалиновых пегматоидных и аплитовоидных гранитов. В юго-западной приконтактной зоне в ассоциации с пегматоидными гранитами развиты порфиробластические гранитогнейсы, сменяющиеся гранат-биотит-кварцевыми сланцами. Эти породы подвержены повторному наложенному разгнейсованию, локально вдоль зон динамометаморфизованы, рассланцованы и катаклазированы.

Граниты и гранодиориты с крупными (до 5–8 мм) зернами голубоватого кварца имеют массивную текстуру и порфировидную структуру. Основная масса неравномерно мелко-среднезернистая. В ее составе присутствуют серицитизированный плагиоклаз (20–25%), пелитизированный калиевый полевой шпат (25–30%), кварц (до 30%), биотит (10–15%), плеохроирующий от светло-желтого до темно-коричневого. В биотите и вокруг него сосредоточены включения циркона, монацита, окруженные плеохроичными двориками, а также титанита, апатита, ильменита, минералов группы эпидота. Местами биотит замещен мусковитом и хлоритом. Крупные (от 1×2 до 2×4 см) порфировидные выделения калиевого полевого шпата представлены таблитчатыми кристаллами, нередко с отчетливо идиоморфными очертаниями или megакристаллами овальной формы — овоидами, которые широко развиты в гранитах рапакиви (Ларин, 2011; Левковский, 1975). Однако весьма характерных для гранитов рапакиви маргинационных структур в гранитах Гусьянковского массива не выявлено. Кристаллы калиевого полевого

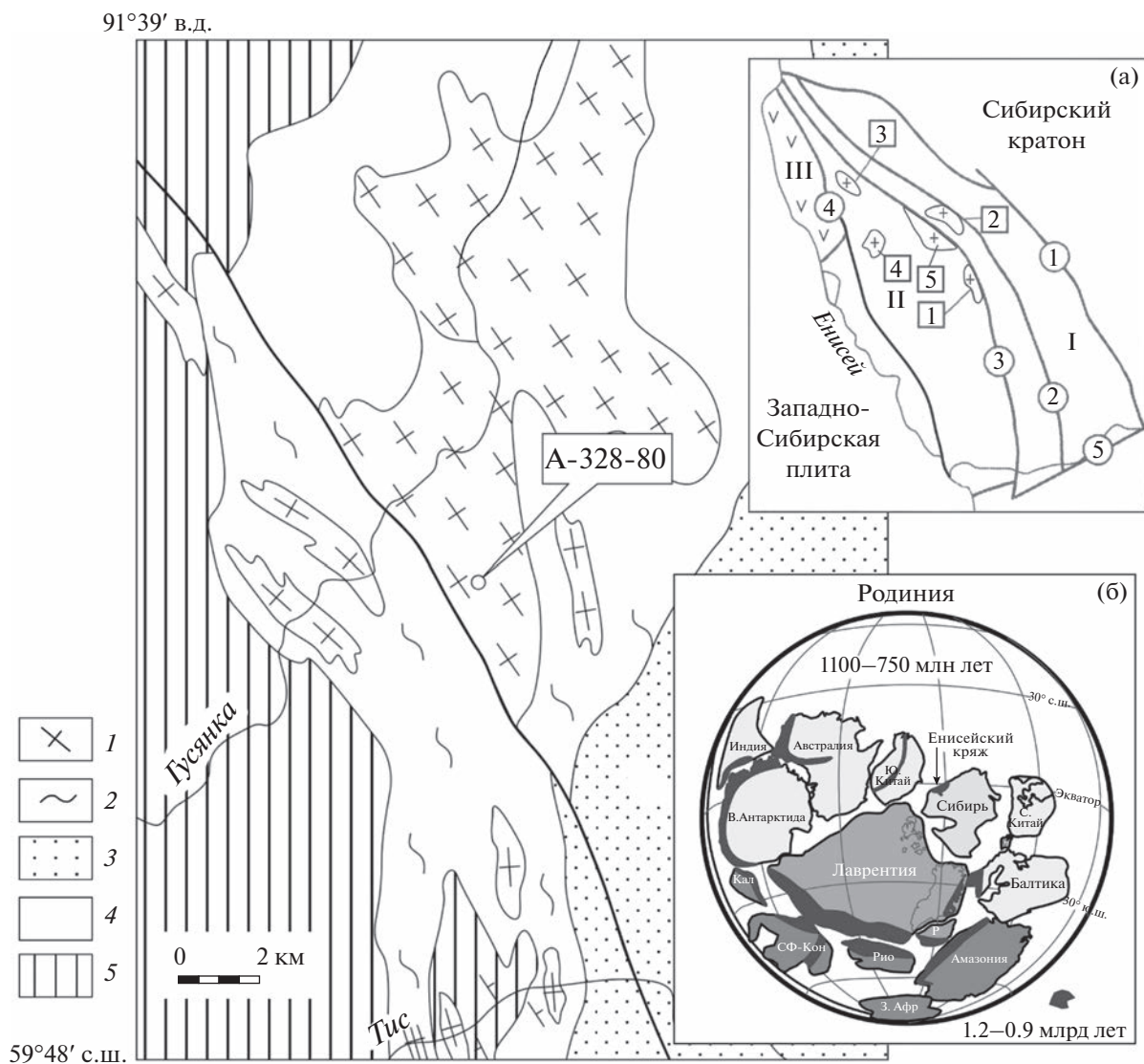


Рис. 1. Геологическая схема бассейна верхнего течения р. Гусьянка (составлена с использованием Государственной геологической карты, лист О-46-П). 1 – гранитоиды Гусьянковского массива: граниты, гранодиориты, лейкограниты; 2 – порфиробластические гнейсы, гранитогнейсы – зоны гранитизации в породах кординской свиты; 3 – горбиловская и удерейская свиты: зеленые серицит-хлорит-кварцевые сланцы, филлиты, темно-серые филлитизированные алевро-сланцы и глинистые сланцы; 4 – кординская свита: гранат-биотит-кварцевые сланцы, биотит-хлорит-серицит-кварцевые филлиты, кварциты, мраморизованные известняки; 5 – тейская серия: биотит-кварцевые, биотит-полевошпат-кварцевые ± гранат кристаллические сланцы, мраморы, кварциты, амфиболиты (метабазиты). А-328-80 – местоположение пробы на определение возраста. (а) кратонные блоки Заангарья Енисейского кряжа: I – Восточный (приплюснутый), II – Центральный; III – Исаковский островодужный террейн. Цифры в кружках – разломы: 1 – Анкиновский, 2 – Ишимбинский, 3 – Татарский, 4 – Приенисейский, 5 – Нижнеаргарский. Цифры в квадратах 1–4 – интрузивы: 1 – Ерудинский, 2 – Каламинский, 3 – Среднетырадинский, 4 – Гусьянковский; 5 – Тейский гранитогнейсовый купол. (б) Конфигурация ядра Родинии и расположение подвижных поясов гренвилльской складчатости показаны голубым цветом по Rino et al., 2008 с модификацией (Ernst et al., 2008) в период ее стабилизации. Положение Сибирского кратона по (Метелкин и др., 2012). Символы для малых кратонов: С – Свальбард, Кал – Калахари, СФ-Кон – Сан-Франциско-Конго, Рио – Рио де ла Плато, З. Афр – Зап. Африка, Р – Рокол.

шпата обычно с ясно выраженными структурами распада: пятнистыми, линзовидными, струйчатыми выделениями кислого плагиоклаза, местами представленного альбитом. Калиевый полевой шпат содержит многочисленные включения зерен кварца, биотита и серицитизированного полисинтетически сдвойникового плагиоклаза,

свидетельствующими о метасоматическом или позднемагматическом его формировании. Изредка порфиоровые выделения представлены плагиоклазом, в отличие от калишпата, не содержащим включений других минералов. На контактах плагиоклаза с калишпатом встречаются мирмекиты. Для гранитов и особенно лейкогранитов весьма

характерно наличие крупных изометричных зерен кварца, развитых в основной массе породы как в форме отдельных выделений, так и в ассоциации с мелкозернистым агрегатом гранулированного кварца. Кварцевые сиениты отличаются от гранитов пониженным содержанием кварца и повышенным — овоидных выделений калишпата. Наблюдаются постепенные переходы от гранитов к гранодиоритам, с одной стороны, а с другой — к лейкогранитам и кварцевым сиенитам.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ И АНАЛИТИЧЕСКИЕ ПРОЦЕДУРЫ

Содержания главных элементов в породах получены рентгенофлуоресцентным методом в ИГМ СО РАН на рентгеноспектральном анализаторе VRA-20R фирмы “Carl Zeiss Jena”. П.п.п. определены обычным методом по потере веса при температуре 1000°C. Аналитические ошибки для компонентов не превышают 5 отн. %.

Концентрации редких и редкоземельных элементов установлены методом ICP-MS на масс-спектрометре высокого разрешения ELEMENT (Finnigan Mat) с ультразвуковым распылителем U-5000AT+. Анализы выполнены в ЦКП Многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (Новосибирск) по методике изложенной в работе (Николаева и др., 2008). Пределы обнаружения редкоземельных и высокозарядных элементов составляют от 0.005 до 0.1 ppm. Точность анализа составляла в среднем 2–7 отн. %.

Выделение цирконов для U-Pb изотопных исследований проведено по стандартной методике, основанной на применении магнитной сепарации, разделения в тяжелых жидкостях и ручном отборе зерен под бинокулярным микроскопом. Изучение морфологии и внутреннего строения кристаллов цирконов осуществлялось в проходящем и отраженном свете, а также по катодолюминесцентным изображениям.

U-Pb изотопное датирование цирконов осуществлено на ионном микрозонде SHRIMP-II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ (Санкт-Петербург) по принятой методике (Williams, 1998). Для выбора участков (точек) датирования использовались оптические и катодолюминесцентные (КЛ) изображения, отражающие внутреннюю структуру и зональность цирконов. Обработка полученных данных выполнена с использованием программы SQUID (Ludwig, 2000). Изотопные U-Pb отношения нормализовались на значение 0.0668, соответствующее стандарту циркона TEMORA с возрастом 416.75 млн лет. Погрешности единичных анализов (отношений и возрастов) приводятся на уровне 1σ, погрешности вычисленных значений конкордантных воз-

растов и пересечений с конкордией приводятся на уровне 2σ. Построение графиков с конкордией проводилось с использованием программы ISO-PLOT (Ludwig, 1999).

Определение концентраций и изотопного состава Sm и Nd проведены в Геологическом институте КНЦ РАН (г. Апатиты) на семиканальном масс-спектрометре Finnigan Mat (RPQ) в статическом двухленточном режиме с использованием ренийевых и танталовых лент по методике, описанной в работе (Баянова, 2004). Среднее значение отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в стандарте JNdi-1 за период измерений составило 0.512090 ± 13 ($n = 9$). При расчете модельных возрастов T_{DM} использованы современные значения для CHUR (Bouvier et al., 2008) ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512630$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1960$) и для DM (Goldstein, Jacobsen, 1988) ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.513151$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.2136$).

СОСТАВ ГРАНИТОИДОВ

Гранитоиды Гусьянковского массива по содержанию главных элементов соответствует гранитам, гранодиоритам, лейкогранитам и кварцевым сиенитам. В выборке из 8 проанализированных проб доминируют граниты и гранодиориты (табл. 1). Содержание SiO_2 варьирует от 61 до 74 мас. %, K_2O от 4.4 до 6.7 мас. % (рис. 2). Отношение $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ изменяется в диапазоне 1.5–2.4, а в одном из лейкогранитов достигает 10.7. Согласно систематики (Frost et al., 2001) гранитоиды являются магнезиальными ($\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO}) = 0.71\text{--}0.80$) (рис. 2), щелочно-известковистыми до известково-щелочных. Напротив, кварцевые сиениты это высокожелезистые и субщелочные породы. Гранитам присуща высокая глиноземистость ($\text{ASI} = 1.3\text{--}2.2$), что определяет принадлежность к S-типу гранитов, образование которых связано с плавлением терригенно-осадочных источников.

Спектры РЗЭ для гранитоидов умеренно фракционированные с обогащением легкими лантаноидами $(\text{La}/\text{Yb})_n = 10.5\text{--}19.3$ и отчетливым обеднением Eu ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.31\text{--}0.59$), увеличивающимся от гранодиоритов к гранитам и кварцевым сиенитам, коррелируя с уменьшением содержания плагиоклаза (табл. 1, рис. 3а). Мультиэлементные спектры характеризуются обогащением наиболее несовместимыми элементами, резкими минимумами по Nb, Ti и слабым обеднением Ba (рис. 3б). Пониженное Sr (29–144 г/т) в сочетании с повышенными Rb/Sr (1.4–7.8) и Rb/Ba отношениями (0.2–0.5), согласно (Sylvester, 1988) (рис. 4) свидетельствуют о том, что образование расплава было связано с плавлением пелитового источника и контролировалось содержанием слюдистого компонента.

Таблица 1. Содержания петрогенных (мас. %) и редких (ppm) элементов в представительных пробах гранитоидов Гусьянковского массива

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8
	A-328-80	A-330-80	A-332-80	A-324-80	A-333-80	A-327-80	A-334-80	A-331-80
SiO ₂	69.7	70.92	70.82	71	66.77	66.8	74.33	60.93
TiO ₂	0.42	0.4	0.4	0.38	0.58	0.48	0.4	0.5
Al ₂ O ₃	14.47	14.75	14.4	14.6	16.51	16.6	13.81	21.12
Fe ₂ O ₃	1.14	0.82	1.1	0.9	4.22	4.2	3.15	3.26
FeO	2.59	1.9	2.5	1.8	—	—	—	—
MnO	0.07	0.04	0.07	0.05	0.08	0.07	0.06	0.05
MgO	1.09	1.09	1	1.08	1.03	1	0.66	0.73
CaO	1.37	0.65	1.3	0.6	1.93	1.83	0.38	0.36
Na ₂ O	2.31	2.6	2.3	2.5	2.09	2.15	0.44	4.32
K ₂ O	4.36	4.95	4.31	4.85	5.04	4.95	4.72	6.71
P ₂ O ₅	0.17	0.16	0.15	0.16	0.18	0.15	0.15	0.13
П.п.п.	1.94	1.57	1.38	1.8	1.4	1.6	1.83	1.8
Сумма	99.63	99.85	99.73	99.72	99.83	99.89	99.93	99.91
Th	30	25	—	—	20	—	—	20
U	3.6	4.2	—	—	2	—	1.5	2.2
Rb	275	236	—	—	201	—	227	259
Ba	1009	521	—	—	1316	—	852	726
Sr	91	77	—	—	144	—	29	49
La	56	39	—	—	57	—	43	23
Ce	116	88	—	—	124	—	84	72
Pr	14	10.1	—	—	14.8	—	10	5.8
Nd	52	37	—	—	54	—	36	20
Sm	10	7.9	—	—	10.6	—	6.9	4.2
Eu	1.16	0.84	—	—	1.90	—	0.89	0.41
Gd	9.1	7.9	—	—	9.1	—	5.9	3.8
Tb	1.32	1.27	—	—	1.27	—	0.87	0.6
Dy	7.3	7	—	—	6.6	—	4.3	3.1
Ho	1.39	1.2	—	—	1.21	—	0.71	0.52
Er	4	3.1	—	—	3.3	—	1.7	1.4
Tm	0.59	0.45	—	—	0.47	—	0.23	0.19
Yb	3.6	2.5	—	—	2.7	—	1.5	1.1
Lu	0.52	0.32	—	—	0.33	—	0.21	0.15
Zr	250	230	—	—	275	—	189	317
Hf	8.4	7.6	—	—	8.8	—	4.7	8
Ta	1.42	1.15	—	—	0.95	—	0.56	0.76
Nb	13.7	11.5	—	—	12.2	—	9	12
Y	42	42	—	—	39	—	27	18
(La/Yb) _n	10.5	10.5	—	—	14.2	—	19.3	14.1
Eu/Eu*	0.37	0.32	—	—	0.58	—	0.42	0.31
ASI	1.3	1.4	1.4	1.4	1.4	1.4	2.2	1.4

Примечания. 1–4 – граниты, 5–6 – гранодиориты, 7 – лейкогранит, 8 – кварцевый сиенит, “—” не определялось.

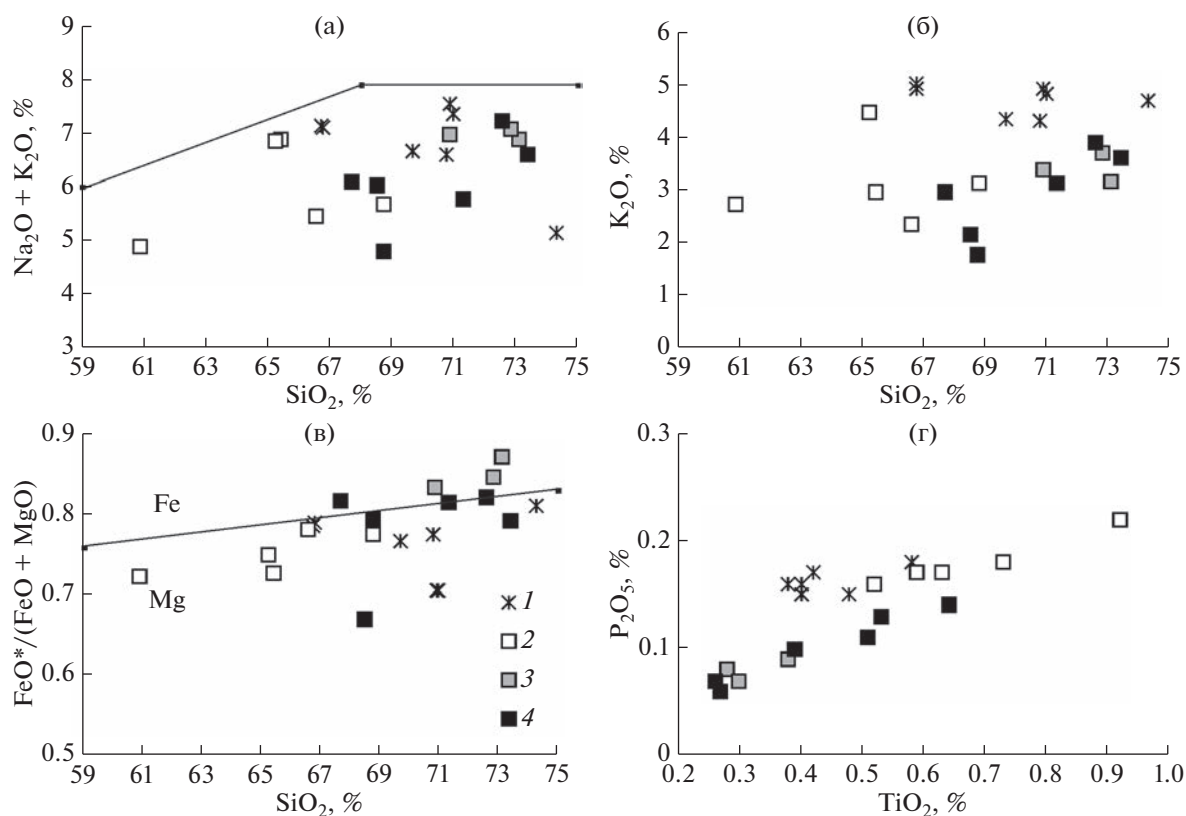


Рис. 2. Диаграммы SiO_2 – $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (а), SiO_2 – K_2O (б), SiO_2 – $\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO})$ (в), TiO_2 – P_2O_5 (г) для неопротерозойских гранитоидов Енисейского края. Поля гранитоидов: Fe – железистые и Mg – магнезиальные по (Frost et al., 2001). Массивы: 1 – Гусяновский, 2 – Среднетырадинский, 3 – Каламинский, 4 – Ерудинский. 2 – по (Ножкин и др., 2015), 3–4 – по (Vernikovskiy et al., 2007).

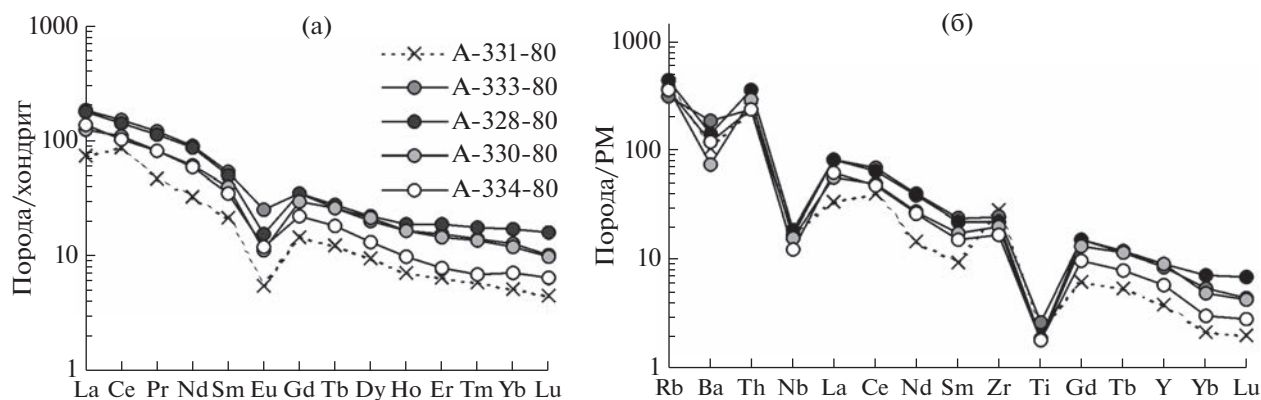


Рис. 3. Редкоземельные (а) и мультиэлементные (б) спектры для гранитоидов Гусяновского массива. Нормировано по хондриту (Boynton, 1994) и примитивной мантии (PM) (Sun, McDonough, 1989).

РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ И ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Для изотопно-геохронологического исследования отобрана проба (А-328-80) биотитового порфириовидного гранита на водоразделе истоков

рек Гусянка и Троеусовка, в районе высоты 480 м (рис. 1). Выделенные цирконы представлены розовато-коричневыми и желтоватыми полупрозрачными субидiomорфными призматическими кристаллами. Размер кристаллов составляет 200–400 мкм с коэффициентом удлинения $K_y = 1.7$ –2.5 (рис. 5). В катодолуминесцентном изоб-

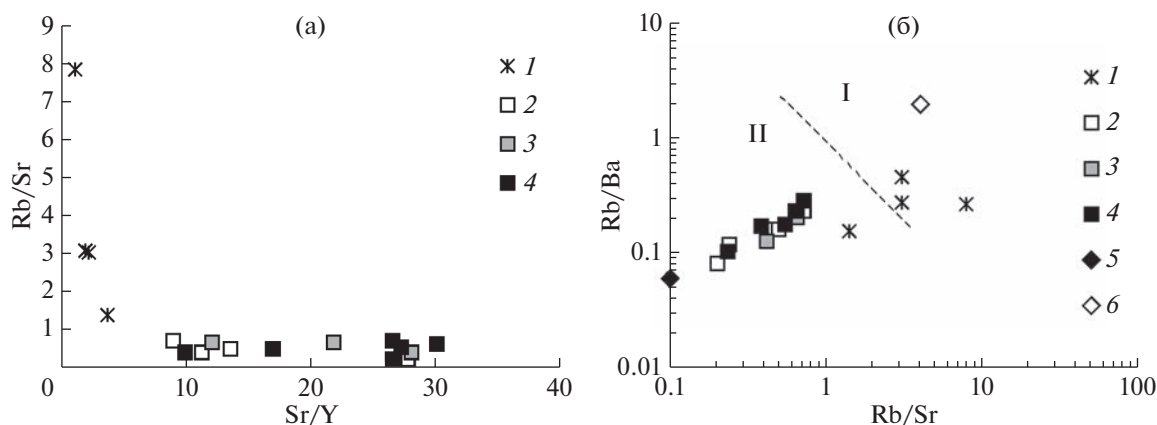


Рис. 4. Диаграммы Sr/Y–Rb/Sr (а) и Rb/Sr–Rb/Ba (б) для неопротерозойских гранитоидов Енисейского кряжа. 1–4 – см. рис. 2. 5 – базальт и 6 – модельный расплав из пелита по (Sylvester, 1988). Штриховая линия разграничивает поля расплавов из источников, обогащенных (I) и обедненных (II) пелитовым компонентом по (Sylvester, 1988).

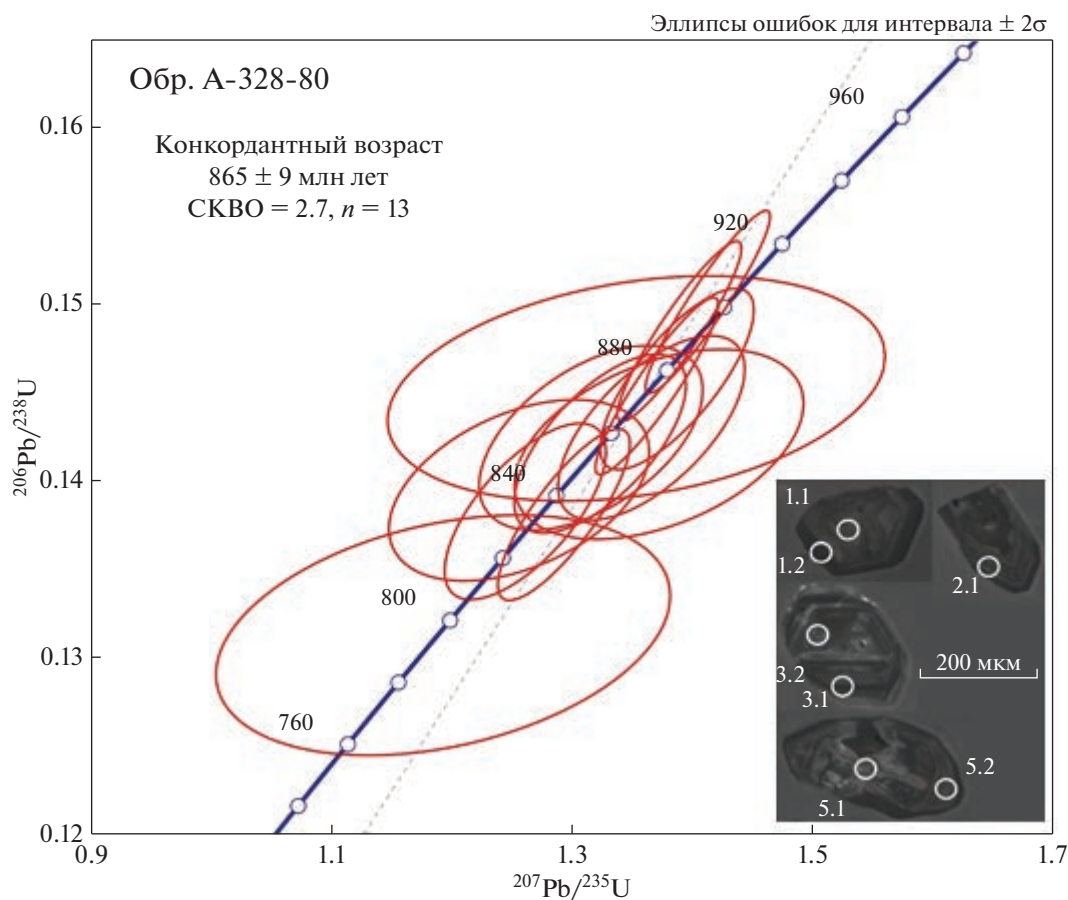


Рис. 5. Диаграмма с конкордией и катодолуминесцентное изображение цирконов из гранитов Гусяковского массива.

ражении центральные части многих кристаллов имеют «пятнистые» или криволинейные зоны с различной интенсивностью окраски, краевые части сохраняют тонкую ростовую зональность. Наличие криволинейных зон различной окраски

вероятно отражает изменение условий образования циркона, что коррелирует с широкими вариациями содержания U (333–3442 ppm) и Th (36–3722 ppm) в цирконах (табл. 2). Величина Th/U (0.05–1.1) преимущественно перекрывается с ти-

Таблица 2. Результаты изотопного анализа и возраст цирконов из гранита Гуськовского массива (обр. А-328-80)

Зерно	$\% \text{ } ^{206}\text{Pb}_c$	U, ppm	Th, ppm	$\frac{^{232}\text{Th}}{^{238}\text{U}}$	$\text{ } ^{206}\text{Pb}^*, \text{ ppm}$	Возраст, млн лет		D, %	$\frac{^{238}\text{U}}{^{206}\text{Pb}^*}$	$\pm\%$	$\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{206}\text{Pb}^*}$	$\pm\%$	$\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{235}\text{U}}$	$\pm\%$	$\frac{^{206}\text{Pb}^*}{^{238}\text{U}}$	$\pm\%$	Rho
						$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$										
5.1	2.32	566	303	0.55	65.5	795 ± 16	803 ± 130	1	7.600	2.1	0.06590	6.10	1.193	6.5	0.1313	2.1	0.327
4.1	0.22	1101	1081	1.01	131.0	834 ± 11	866 ± 20	4	7.240	1.4	0.06791	0.98	1.293	1.7	0.1381	1.4	0.826
3.2	0.32	532	357	0.69	63.4	835 ± 12	811 ± 33	-3	7.230	1.5	0.06610	1.60	1.261	2.2	0.1383	1.5	0.678
5.2	0.80	511	138	0.28	61.8	842 ± 12	784 ± 67	-7	7.160	1.5	0.06530	3.20	1.256	3.5	0.1395	1.5	0.426
6.2	0.83	333	36.0	0.11	41.1	856 ± 12	929 ± 66	9	7.030	1.5	0.07000	3.20	1.372	3.6	0.1421	1.5	0.431
2.1	0.58	696	124	0.18	85.5	857 ± 12	854 ± 34	0	7.030	1.5	0.06750	1.70	1.323	2.2	0.1421	1.5	0.659
1.1	0.70	447	80.0	0.18	55.2	858 ± 12	837 ± 51	-2	7.020	1.5	0.06700	2.50	1.316	2.9	0.1424	1.5	0.518
8.1	0.36	497	110	0.23	61.3	862 ± 12	907 ± 37	5	6.990	1.5	0.06930	1.80	1.366	2.3	0.1430	1.5	0.640
7.1	0.69	113	56.0	0.52	14.2	874 ± 15	856 ± 120	-2	6.880	1.8	0.06760	6.00	1.353	6.2	0.1452	1.8	0.287
6.1	0.08	2112	111	0.05	264	875 ± 11	880 ± 12	1	6.878	1.4	0.06837	0.59	1.370	1.5	0.1454	1.4	0.922
3.1	0.12	720	44	0.06	90.3	877 ± 12	899 ± 25	3	6.859	1.4	0.06902	1.20	1.387	1.9	0.1458	1.4	0.763
1.2	0.22	3367	143	0.04	430.0	892 ± 12	864 ± 12	-3	6.734	1.4	0.06786	0.58	1.389	1.5	0.1485	1.4	0.924
8.2	0.15	3442	3722	1.12	445.0	902 ± 12	876 ± 11	-3	6.660	1.4	0.06825	0.52	1.413	1.5	0.1501	1.4	0.937

Примечания. Ошибки приведены на уровне 1σ. Pb_c и Pb* — доли обыкновенного и радиогенного свинца, соответственно. Поправка на обыкновенный свинец проведена по измеренному ^{204}Pb . Ошибка калибровки стандарта TEMORA — 0.58%. D — дискордантность, рассчитана по уравнению $D = 100[(^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb})_{\text{образ}} / (^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb})_{\text{теор}} - 1]$. Rho — коэффициент корреляции ошибок отношений $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$ и $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$.

пичным диапазоном для магматических цирконов. Для центральных и краевых частей зерен получен один и тот же возраст. Возрастные значения не обнаруживают прямой корреляции с содержанием U, что позволяет использовать и изотопные данные для высокоурановых цирконов для расчета возраста. Одиннадцать точек имеют коэффициент дисконкордантности $D \leq 5\%$, что указывает на отсутствие потери радиогенного свинца и позволяет рассчитывать по ним конкордантный U-Pb возраст, который равен 865 ± 9 млн лет, $СКВО = 2.7$ (рис. 5). Средневзвешенный возраст по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ составляет 856 ± 12 млн лет ($СКВО = 1.8$). Все эти возраста тождественны в пределах ошибки. Учитывая морфологические особенности исследованного циркона и наличие тонкой ростовой зональности в краевых частях зерен, значение конкордантного возраста 865 ± 9 млн лет можно интерпретировать как время образования гранитоидов Гусьянковского массива.

Образец датированного гранита имеет $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.125498$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512140$ и характеризуется $\varepsilon_{\text{Nd}}(t) = -1.8$ и $T_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 1.7$ млрд лет. Модельный Nd возраст гранита значительно меньше, чем для метаосадочных пород сухопитской серии – $T_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 2.0\text{--}2.4$ млрд лет, но сопоставим с соответствующими значениями для сланцев шунтарской и потоскуйской свит тунгусикской серии $T_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 1.7\text{--}1.8$ млрд лет (Ножкин и др., 2008).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Состав ранненеопротерозойских (880–860 млн лет) гранитоидов, их вероятные источники и условия образования. Результаты исследования показывают, что гранитоиды Гусьянковского массива (865 ± 9 млн лет) субсинхронны с гранитоидами Каламинского и Ерудинского массивов (875 ± 7 и 878 ± 2 млн лет, соответственно). К этому же этапу принадлежит и становление Среднетырадинского гранодиоритового массива с возрастом 857 ± 9.5 млн лет (Ножкин и др., 2015).

При близости возрастов гранитоиды четырех массивов имеют существенные различия в вещественных характеристиках. По петрографическому составу контрастно выделяются породы Среднетырадинского массива, среди которых доминируют гранодиориты до кварцевых диоритов, тогда как остальные плутоны характеризуются более широким спектром составов от гранодиоритов до лейкогранитов. При одинаковом диапазоне кремнекислотности гранитоиды Гусьянковского массива наиболее обогащены калием, в меньшей степени это характерно для гранодиоритов Среднетырадинского массива, тогда как гранитоиды Каламинского и Ерудинского массивов это низкока-

лиевые породы известковистого ряда (рис. 2) по (Frost et al., 2001). Общей чертой рассматриваемых гранитоидов является низкая железистость, возрастающая в наиболее лейкократовых разностях Каламинского массива. В целом по этому параметру все эти породы сходны с I- или S-гранитами. Наиболее контрастно породы Гусьянковского массива выделяются высокой глиноземистостью ($ASI \geq 1.3$), тогда как остальные гранитоиды имеют $ASI \leq 1.2$, т.е., являются слабо пералюминиевыми. Повышенная глиноземистость гранитов Гусьянковского массива, наряду с обеднением Sr и обогащением Rb ($\text{Rb}/\text{Sr} = 1.4\text{--}7.8$), свидетельствует о принадлежности их к S-типу. Напротив, гранитоиды трех других массивов при слабо пералюминиевом характере имеют повышенные концентрации Sr при низком Rb ($\text{Rb}/\text{Sr} = 0.2\text{--}0.7$), что позволяет отнести их скорее к I-типу (рис. 4). Указанные различия отчетливо проявлены на мультиэлементных и редкоземельных спектрах: если граниты Гусьянковского массива имеют Sr и Eu минимумы, то другие гранитоиды лишены их (рис. 6). По мнению (Верниковский, Верниковская, 2006; Vernikovskiy et al., 2007) петрогеохимические данные для пород Каламинского и Ерудинского массивов, указывают на их промежуточные характеристики между S- и I-типами гранитов, что предполагает смешение расплавов из магматического и осадочного источников. Можно допустить, что образование гранитоидов этих двух массивов связано с граувакковым источником с низкой долей пелитового компонента, о чем свидетельствует, согласно (Sylvester, 1998), как низкое Rb/Sr , так и Rb/Ba отношения, однако положение точек этих пород на диаграмме $\text{Rb}/\text{Sr}\text{--}\text{Rb}/\text{Ba}$ (рис. 4) вблизи базитового источника склоняет в пользу отнесения этих пород к низкокалийному I-типу. Анализ, представленный в работе (Chappell et al., 2012) показывает, что в целом слабо пералюминиевые составы широко распространены среди более лейкократовых разностей I-гранитов, и слабо пералюминиевые расплавы, могут быть получены при дегидратационном инкогруэнтном плавлении амфибола и биотита при $P < 10$ кбар и $T < 900^\circ\text{C}$.

Гранодиориты Среднетырадинского массива при большем сходстве с гранитоидами Каламинского и Ерудинского массивов обнаруживают и отличия, сближающие их с породами Гусьянковского массива. Гранодиориты Среднетырадинского массива имеют слабый Eu минимум, относительно обогащены K_2O и Ba и подобно гранитам Гусьянковского массива имеют повышенные концентрации P_2O_5 , последнее характерно для меланократовых S-гранитов, и отличает их от пород Каламинского и Ерудинского плутонов с низким P_2O_5 ($0.06\text{--}0.14\%$) (рис. 2), сходных в этом отно-

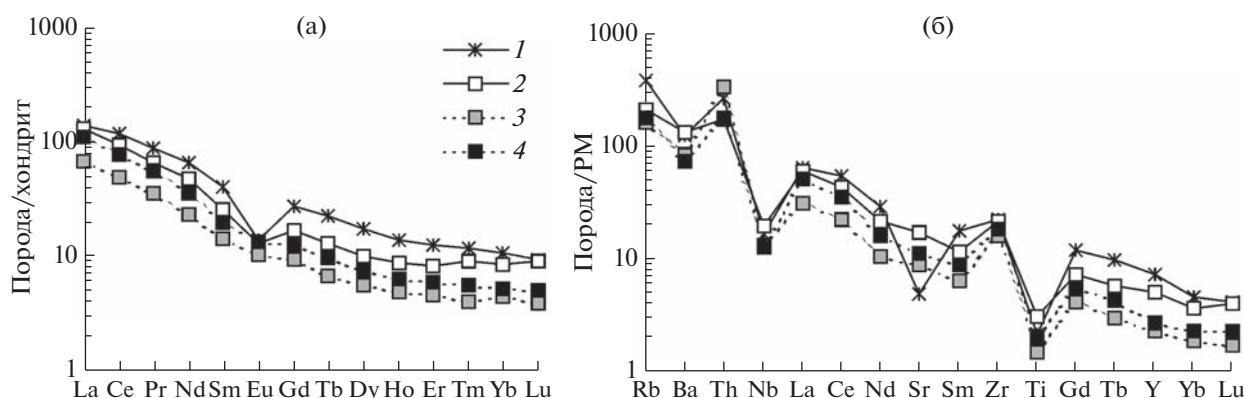


Рис. 6. Усредненные редкоземельные, нормированные к хондриту (Boynnton, 1984) (а), и мультиэлементные, нормированные к составу примитивной мантии (Sun, McDonough, 1989) (б) спектры для неопротерозойских гранитоидов Енисейского края. Массивы: 1 – Гусьянковский, 2 – Среднетырадинский, 3 – Каламинский, 4 – Ерудинский.

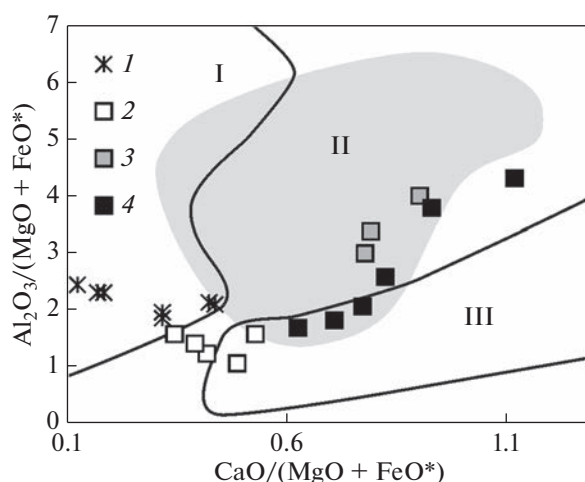


Рис. 7. Диаграмма $\text{CaO}/(\text{MgO} + \text{FeO}^*)$ – $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{MgO} + \text{FeO}^*)$ для неопротерозойских гранитоидов Енисейского края. Поля источников кислых расплавов: I – пелитовых, II – граувакковых, III – тоналитовых и базитовых по (Altherr et al., 2000). Условные обозначения см. рис. 6.

шении с гранитами I-типа (Chappell, 1999). На диаграмме для анализа происхождения кислых расплавов (рис. 7) положение точек пород Гусьянковского массива не оставляет сомнения в их пелитовом источнике, тогда как гранодиориты Среднетырадинского сопоставимы с расплавами из граувакковых субстратов, а Каламинский и Ерудинский – допускают вклад как мафических и тоналитовых, так и граувакковых источников.

По общему уровню концентраций несовместимых элементов K, Rb, Th, Zr, Hf, Y, РЗЭ гранитоиды Гусьянковского массива являются наиболее обогащенными, концентрации этих элементов снижаются к Среднетырадинскому, Ерудинскому и Каламинскому массивам (рис. 6), что также свидетельствует об увеличении вклада менее эволюционировавших: мафических и тоналитовых источников для пород двух последних массивов.

Нельзя не упомянуть и такую черту пород Каламинского и Ерудинского массивов как относительное обеднение тяжелыми РЗЭ при значительных вариациях их концентраций, однако уровень концентраций тяжелых РЗЭ не столь низок, как для кислых расплавов, образующихся в равновесии с реститовым гранатом и может быть обеспечен амфиболом, имеющим более низкие коэффициенты распределения тяжелых РЗЭ минерал/расплав в сравнении с гранатом. Согласно экспериментальным данным гранат является реститовой фазой при $P \geq 10$ кбар при плавлении мафических источников (Rapp, Watson, 1995) и при $P = 5\text{--}8$ кбар при плавлении тоналитов и граувакк (Vielzeuf, Montel, 1994; Singh, Johannes, 1996; Watkins et al., 2007), что дает ограничение на глубину формирования расплавов гранитов Каламинского и Ерудинского плутонов. Рассматри-

ваемые гранитоиды имеют и небольшие различия по температурам образования. Оценки температур насыщения цирконием по (Watson, Harrison, 1983) показывает, что наиболее высокотемпературными являются граниты Гусьянковского массива — 820–840°C, остальные имеют близкий диапазон температур — 740–820°C. Повышенные температуры для этих гранитов согласуются с отсутствием в них ядер циркона, которые характерны для S-гранитов в случае низких температур образования, что в свою очередь предполагают дегидратационное плавление при низкой активности H_2O .

Различие в составе потенциальных источников для рассматриваемых гранитоидов, коррелирует с их изотопными параметрами. Породы Среднетырадинского и Каламинского массивов имеют более низкие $\epsilon_{Nd}(t)$ –6.0 и –5.1 и $T_{Nd}(DM-2st) = 1.97–2.03$ млрд лет в сравнении с гранитами Гусьянковского массива ($\epsilon_{Nd}(t)$ –1.8 и $T_{Nd}(DM-2st) = 1.7$ млрд лет. Заключение о вкладе мафических и, следовательно, изотопно-ювенильных источников позволяет предполагать, что в образовании пород Среднетырадинского и Каламинского массивов участвовала более древняя, возможно палеопротерозойская кора. Напротив, для гранитов Гусьянковского плутона, относящихся к S-типу, определяет выбор их источника среди метаосадочных пород мезо-неопротерозойского разреза Заангарья Енисейского кряжа. Как отмечалось выше, наибольшее сходство по изотопным параметрам с этими гранитами имеют породы шунтарской и потоскуйской свит тунгусикской серии, стратиграфический возраст которых оценивается около 900 млн лет (Шенфиль, 1991), возраст карбонатных пород дадыктинской свиты тунгусикской серии равен 1020 ± 20 млн лет, а возраст горевской свиты широкинской серии — 1020 ± 70 млн лет (Кузнецов и др., 2019). Все эти данные не противоречат вовлечению в плавление пород тунгусикской серии и горевской свиты в ходе орогенических событий ~870 млн лет назад. Альтернативно, образование гранитов Гусьянковского плутона было связано с плавлением метapelитов сухопитской серии ($T_{Nd}(DM) = 2.0–2.4$ млрд лет) при участии ювенильного материала.

Геодинамические условия формирования среднепротерозойских гранитоидов. По соотношению индикаторных редких элементов все рассматриваемые гранитоиды сопоставимы с рядом от островодужных до коллизионных (Верниковский, Верниковская, 2006; Pearce et al., 1984), что отражает различие в характере плавящегося субстрата, а не тектонических условиях формирования. Образование гранитов всех четырех массивов происходило в результате одного коллизионного события в узком временном интервале 860–880 млн лет из коровых источников, что доказы-

вается изотопными и геохимическими данными, приведенными в данной работе и в (Верниковский, Верниковская, 2006; Vernikovsky et al., 2007; Ножкин и др., 2015). Гранитоиды рассматриваемых массивов расположены в разных тектонических зонах и блоках. Гусьянковский массив локализован в Приенисейской зоне, отделяющей Западный блок от Центрального. Каламинский и Ерудинский интрузивы, а также гранитогнейсовые купола тейского типа с возрастом от 1000 до 860 млн лет (Ножкин и др., 1999; Лиханов и др., 2014) приурочены к Татарско-Ишимбинской системе разломов Центрального блока вдоль границы с Восточным приплатформенным блоком. Формирование всех перечисленных гранитоидов могло произойти при коллизии этих блоков континентальной коры в процессе гренвилльской орогении.

Кроме метаморфизма и гранитообразования о проявлении раннепротерозойской орогении в рассматриваемом регионе свидетельствует ряд других геологических фактов: развитие регрессивной ритмичности в терригенных тонкообломочных отложениях верхних горизонтов сухопитской серии — погорюйской свите с возрастом около 1 млрд лет; выпадение из разреза осадочных отложений тунгусикской серии в северных районах Центрального блока; залегание с несогласием, глубоким размывом и конгломератами в основании киргитейских (верхневороговских, орловских) осадочно-вулканогенных толщ, имеющих возраст около 800–700 млн лет (Шенфиль, 1991; Ножкин и др., 2011).

Геотектонические следствия. Геологические, петрогеохимические, изотопно-геохронологические и палеомагнитные данные свидетельствуют о том, что на рубеже мезо- и неопротерозоя Сибирский кратон являлся частью суперконтинента Родиния (Li et al., 2008; Богданова и др., 2009; Метелкин и др., 2012; Лиханов и др., 2014). Рифтогенные, коллизионно-аккреционные и другие процессы различной геодинамической природы являлись следствием тектонической эволюции литосферных блоков этого суперконтинента. Раннепротерозойский метаморфизм (1180–850 млн лет) и гранитообразование (880–860 млн лет) на Енисейском кряже по времени соответствуют эпохе гренвилльской складчатости с пиками орогенических событий 1180–900 и 880–850 млн лет, имевших место примерно в это время и в других частях суперконтинента Родиния (Ernst et al., 2008; Лиханов и др., 2014; Likhanov, 2022). В пределах палеоконтинентального сектора Северо-Енисейского кряжа в качестве возрастных аналогов раннего этапа развития гренвиллид рассматриваются гранитогнейсовые купола (Ножкин и др., 1999), продукты начального регионального метаморфизма основных

магматических пород Рыбинско-Панимбинского вулканического пояса в правобережье р. Ангара (Черных, 2000; Ножкин и др., 2011; Лиханов, Ревердатто, 2016), а также адакитоподобные граниты (913 ± 11 и 915 ± 36 млн лет), порфиробластические ортоклазовые лейкогранитоиды (932 ± 26 млн лет) и микроклин-цоизитовые ортоамфиболиты (902 ± 12.8 млн лет) Гаревского комплекса (Козлов и др., 2012; Лиханов, 2023).

Последующие события в неопротерозое характеризуются постепенным завершением гренвилльской тектоники, вызванной утолщением земной коры в результате коллизионно-аккреционных процессов по периферии Родинии (Cawood et al., 2010). В качестве близких возрастных аналогов становления Гусяновского, Каламинского и Ерудинского массивов в пределах Енисейского кряжа могут быть рассмотрены метапелиты тейского комплекса (чапский, маяконский и тейский участки), подвергшиеся позднерифейскому ($864\text{--}849$ млн лет) коллизионному метаморфизму умеренных давлений кианит-силлиманитового типа в пределах Татарско-Ишимбинской системы разломов (Лиханов и др., 2011). С этим же этапом связано формирование порфиробластических гранитоидов (881 ± 8 млн лет), бластомилонитизированных порфиробластических плагиогранитоидов (855.6 ± 5 млн лет), рапакивиоподобных гранитов (871 ± 10 млн лет) и мигматитов (845 ± 15 млн лет) Гаревского комплекса (Козлов и др., 2012; Лиханов, Ревердатто, 2014). Это позволяет коррелировать деформации неопротерозойской тектонической активизации в регионе на западной окраине Сибирского кратона с коллизией террейнов и формированием Родинии. Выявленный этап хорошо коррелируется с фазами орогенеза в гренвилльском поясе (Лаврентия) (Rivers, 2008) и в свеконорвежском (Балтика) складчатых поясах (Bogdanova et al., 2008).

Выявленные деформационно-метаморфические эпизоды тектонической активности в регионе коррелируют по времени с событиями, установленными в структурах ряда кратонов северной Атлантики, участвовавших в строении суперконтинента Родиния. В частности, подобные по возрасту и стилю метаморфизма проявления были обнаружены в гнейсах и кристаллических сланцах Свальбарда, мойнской серии северо-западной Шотландии и восточной Гренландии (Лаврентия), соройского комплекса в северной Норвегии (Балтика). Такие проявления магматизма и метаморфизма, широко представленные по периферии крупных докембрийских кратонов Родинии — Лаврентия, Балтики и Сибири, служат весомым аргументом в пользу представления об их территориальной близости в эту эпоху. Это также согласуется с выводами о синхронности и схожей последователь-

ности и несколько более ранних однотипных тектоно-термальных событий на окраинах этих палеоконтинентов (Cawood et al., 2004, 2016; Likhanov et al., 2015). Такая трактовка взаиморасположения арктических кратонов в строении суперконтинента Родиния полностью согласуется с современными палеомагнитными данными и палеоконтинентальными реконструкциями (Torsvik, 2003; Метелкин и др., 2012; Johansson, 2014; Dalziel et al., 2000), подтверждающими, что в неопротерозое Лаврентия, Сибирь и Балтика являлись древними ядрами суперконтинента Родиния (рис. 16). Об этом же свидетельствуют современные данные по разновозрастным палеополюсам в пределах этих кратонов, подтверждающие, что они могли быть частями единого суперконтинента со стабильной конфигурацией на протяжении 600 млн лет. В глобальном аспекте особенностей докембрийской геодинамики по современным представлениям этот возрастной рубеж характеризуется повышенной активностью эндогенных процессов в связи с перестройкой конвективных течений в мантии (Добрецов, 2010).

ВЫВОДЫ

1. Гранитоиды Гусяновского массива (865 ± 9 млн лет), локализованные в зоне влияния Приенисейского разлома, разновозрастны с коллизионными гранитоидами Каламинского и Ерудинского плутонов, приуроченных к Татарско-Ишимбинской системе разломов. Формирование всех гранитоидов на рубеже $880\text{--}860$ млн лет происходило в результате коллизии блоков континентальной коры и последующего постколлизиионного растяжения. Вероятно, оно было связано с завершающей эпохой гренвилльских орогенических событий.

2. Гранитоиды двух зон существенно различаются по составу, петрогеохимическим параметрам и источникам магм. Граниты Гусяновского массива соответствуют гранитам S-типа и формировались из метапелитового источника. Породы Каламинского и Ерудинского массивов по совокупности петрогеохимических параметров отвечают низкокалиевым I-гранитам, наиболее вероятные источники которых это мафические породы и тоналиты. Гранодиориты Среднетырадинского массива (865 млн лет), локализованные между Приенисейской и Татарско-Ишимбинской зонами разломов, имеют промежуточные геохимические характеристики.

3. Гранитоиды Гусяновского массива, с одной стороны, Каламинского и Среднетырадинского, с другой, контрастно различаются по изотопному Nd составу. Источником первых были либо метапелиты тунгусикской серии, либо мета-

осадочные породы сухопитской серии при участии ювенильного материала. Для каламинских и среднететрадинских гранитов допускается вклад более древней, возможно палеопротерозойской коры и ювенильного мафического источника. Таким образом орогенные события 880–860 млн лет назад привели к генерации расплавов на различных уровнях палео-неопротерозойской коры Заангарья Енисейского кряжа.

4. Синхронность магматической и деформационно-метаморфической активности, а также схожая последовательность однотипных тектоно-термальных событий на арктической окраине Родинии, подтверждают территориальную близость Сибири и кратонов северной Атлантики (Лаврентии и Балтики) в широком диапазоне времени (1.2–0.85 млрд лет), что согласуется с современными палеомагнитными реконструкциями положения суперконтинентов.

5. Новые доказательства гренвилльских коллизионных событий в комплексе с другими возрастными эквивалентами в пределах западной окраины Сибирского кратона и палеоконтинентальными реконструкциями позволяют разрешить ряд противоречий в трактовке ключевых вопросов геологии региона, например ранние предположения об отсутствии на Енисейском кряже эндогенной активности и гренвилльских коллизионных событий. Таким образом северным продолжением Гренвилльского пояса, протягивающегося на расстоянии более 10000 км от западной Австралии до Свеконорвежского орогена Балтики, могли быть гренвиллиды западной окраины Сибирского кратона.

Авторы благодарны С.Г. Скублову и Ш.К. Балтыбаеву за полезные советы и рекомендации, способствующие улучшению первоначального варианта статьи.

Исследования выполнены за счет средств гранта Российского научного фонда (проект № 21-77-20018) с поддержкой полевых работ в рамках госзадания ИГМ СО РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Баянова Т.Б. (2004) *Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма*. СПб.: Наука, 174 с.
- Богданова С.В., Писаревский С.А., Ли Ч.Х. (2009) Образование и распад Родинии (по результатам МПГК 440). *Стратиграфия. Геологическая корреляция*. **17**(3), 29–45.
- Верниковская А.Е., Верниковский В.А., Сальникова Е.Б., Даценко В.М., Котов А.Б., Травин А.В., Вингейт М.Т.Д. (2002) Гранитоиды Ерудинского и Чиримбинского массивов Заангарья Енисейского кряжа — индикаторы неопротерозойских коллизионных событий. *Геология и геофизика*. **43**(3), 259–272.
- Верниковская А.Е., Верниковский В.А., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Ковач В.П., Травин А.В., Палесский С.В., Яковлева С.З., Ясенов А.М., Федосеенко А.М. (2003) Неопротерозойские постколлизионные гранитоиды Глушихинского комплекса, Енисейский кряж. *Петрология*. **11**(1), 53–67.
- Верниковский В.А., Верниковская А.Е. (2006) Тектоника и эволюция гранитоидного магматизма Енисейского кряжа. *Геология и геофизика*. **47**(1), 35–52.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1000000 (третье поколение). Серия Ангаро-Енисейская. Лист О-46 (Красноярск). Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ. 2009. 500 с.
- Добрецов Н.Л. (2010) Глобальная геодинамическая эволюция Земли и глобальные геодинамические модели. *Геология и геофизика*. **51**(1), 761–784.
- Качевский Л.К., Качевская Г.И., Грабовская Ж.М. (1998) Геологическая карта Енисейского кряжа м-ба 1 : 500000. Ред. Мкртычан А.К., Шерман М.Л. Красноярск: Красноярскгеолсъемка.
- Козлов П.С., Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Зиновьев С.В. (2012) Тектоно-метаморфическая эволюция гаревского полиметаморфического комплекса Енисейского кряжа. *Геология и геофизика*. **53**(11), 1476–1496.
- Кузнецов А.Б., Кочнев Б.Б., Васильева И.М., Овчинникова Г.В. (2019) Верхний рифей Енисейского кряжа: Sr-хемостратиграфия и Pb-Pb возраст известняков тунгусикской и широкинской серий. *Стратиграфия. Геологическая корреляция*. **27**(5), 46–62.
- Ларин А.М. (2011) *Граниты рапакиви и ассоциирующие породы*. СПб.: Наука, 402 с.
- Левковский Р.З. (1975) *Рапакиви*. Л.: Недра, 221 с.
- Лиханов И.И. (2020) Метаморфические индикаторы геодинамических обстановок коллизии, растяжения и сдвиговых зон земной коры. *Петрология*. **28**(1), 4–22.
- Лиханов И.И. (2023) Свидетельства гренвилльских и вальгальских тектонических событий на западной окраине Сибирского кратона (Гаревский метаморфический комплекс, Енисейский кряж). *Петрология*. **31**(1), 49–80.
- Лиханов И.И., Ревердатто В.В. (2014) Геохимия, возраст и особенности петрогенезиса пород гаревского метаморфического комплекса Енисейского кряжа. *Геохимия*. (1), 3–25.
- Likhanov I.I., Reverdatto V.V. (2014) Geochemistry, age and petrogenesis of rocks from the Garevka metamorphic complex, Yenisey Ridge. *Geochem. Int.* **52**(1), 1–21.
- Лиханов И.И., Ревердатто В.В. (2016) Геохимия, генезис и возраст метаморфизма пород Приангарья в зоне сочленения северного и южного сегментов Енисейского кряжа. *Геохимия*. (2), 143–164.
- Likhanov I.I., Reverdatto V.V. (2016) Geochemistry, petrogenesis and age of metamorphic rocks of the Angara com-

plex at the junction of South and North Yenisei Ridge. *Geochem. Int.* **54**(2), 127-148.

Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Козлов П.С. (2011) Коллизионные метаморфические комплексы Енисейского кряжа: особенности эволюции, возрастные рубежи и скорость эксгумации. *Геология и геофизика*. **52**(10), 1593-1611.

Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Козлов П.С. (2012) U-Pb и ^{40}Ar - ^{39}Ar свидетельства гренвильских событий на Енисейском кряже при формировании Тейского полиметаморфического комплекса. *Геохимия*. (6), 607-614.

Likhanov I.I., Reverdatto V.V., Kozlov P.S. (2012) U-Pb and ^{40}Ar - ^{39}Ar evidence for Grenvillian activity in the Yenisey Ridge during formation of the Teya metamorphic complex. *Geochem. Int.* **50**(6), 551-557.

Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Козлов П.С., Хиллер В.В. (2013) Реконструкция неопротерозойской метаморфической истории Заангарья Енисейского кряжа по данным Th-U-Pb датирования монацита и ксенотима в зональных гранатах. *ДАН*. **450**(3), 329-334.

Лиханов И.И., Ножкин А.Д., Ревердатто В.В., Козлов П.С. (2014) Гренвильские тектонические события и эволюция Енисейского кряжа, западная окраина Сибирского кратона. *Геотектоника*. **48**(5), 32-53.

Лиханов И.И., Зиновьев С.В., Козлов П.С. (2021) Бластомилонитовые комплексы западной части Енисейского кряжа (Восточная Сибирь, Россия): геологическая позиция, эволюция метаморфизма и геодинамические модели. *Геотектоника*. **55**(1), 41-65.

Метелкин Д.В., Верниковский В.А. Казанский А.Ю. (2012) Тектоническая эволюция Сибирского палеоконтинента от неопротерозоя до позднего мезозоя: палеомагнитная запись и реконструкции. *Геология и геофизика*. **53**(7), 883-899.

Николаева И.В., Палесский С.В., Козьменко О.А., Аношин Г.Н. (2008) Определение редкоземельных и высокозарядных элементов в стандартных геологических образцах методом масс-спектрометрии с индукционно-связанной плазмой. *Геохимия*. (10), 1085-1091.

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). *Geochem. Int.* **46**(10), 1016-1022.

Ножкин А.Д., Туркина О.М. (1993) *Геохимия гранулитов канского и шарыжалгайского комплексов*. Новосибирск: изд-во ОИГГМ СО РАН, 223 с.

Ножкин А.Д., Туркина О.М., Бибикина Е.В., Терлеев А.А., Хоментовский В.В. (1999) Рифейские гранитоидные купола Енисейского кряжа: геологическое строение и U-Pb изотопный возраст. *Геология и геофизика*. **40**(9), 1305-1313.

Ножкин А.Д., Туркина О.М., Советов Ю.К., Травин А.В. (2007) Вендское аккреционно-коллизийное событие на юго-западной окраине Сибирского кратона. *ДАН*. **415**(6), 782-787.

Ножкин А.Д., Туркина О.М., Баянова Т.Б., Бережная Н.Г., Ларионов А.Н., Постников А.А., Травин А.В., Эрнст Р.Е. (2008) Неопротерозойский рифтогенный и

внутриплитный магматизм Енисейского кряжа как индикатор процессов распада Родинии. *Геология и геофизика*. **49**(7), 666-688.

Ножкин А.Д., Туркина О.М., Дмитриева Н.В., Ковач В.П., Ронкин Ю.Л. (2008) Sm-Nd-изотопная систематика метapelитов докембрия Енисейского кряжа и вариации возраста источников сноса. *ДАН*. **423**(6), 795-800.

Ножкин А.Д., Туркина О.М., Баянова Т.Б. (2009) Раннепротерозойские коллизийные и внутриплитные гранитоиды юго-западной окраины Сибирского кратона: петрогеохимические особенности, U-Pb геохронологические и Sm-Nd изотопные данные. *ДАН*. **428**, 386-391.

Ножкин А.Д., Борисенко А.С., Неволько П.А. (2011) Этапы позднепротерозойского магматизма и возрастные рубежи золотого оруденения Енисейского кряжа. *Геология и геофизика*. **52**(1), 158-181.

Ножкин А.Д., Попов Н.В., Дмитриева Н.В., Стороженко А.А., Васильев Н.Ф. (2015) Неопротерозойские коллизийные S-гранитоиды Енисейского кряжа: петрогеохимические особенности, U-Pb, Ar-Ar и Sm-Nd изотопные данные. *Геология и геофизика*. **56**(5), 881-889.

Ножкин А.Д., Туркина О.М., Лиханов И.И., Дмитриева Н.В. (2016) Позднепалеопротерозойские вулканические ассоциации на юго-западе Сибирского кратона (Ангаро-Канский блок). *Геология и геофизика*. **57**(2), 312-332.

Ножкин А.Д., Туркина О.М., Лиханов И.И., Савко К.А. (2019) Палеопротерозойские метавулканогенно-осадочные толщи енисейского метаморфического комплекса на юго-западе Сибирского кратона (Анагаро-Канский блок): расчленение, состав, U-Pb возраст цирконов. *Геология и геофизика*. **60**(10), 1384-1406.

Попов Н.В. Лиханов И.И., Ножкин А.Д. (2010) Мезопротерозойский гранитоидный магматизм в Заангарской части Енисейского кряжа: результаты U-Pb исследований. *ДАН*. **431**(4), 509-515.

Семихатов М.А., Кузнецов А.Б., Горохов И.М., Константинова Г.В., Мельникова Н.Н., Подковыров В.Н., Кутявин Э.П. (2002) Низкое отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в гренвильском и пост-гренвильском палеоокеане: определяющие факторы. *Стратиграфия. Геологическая корреляция*. **10**(1), 3-46.

Хабаров Е.М., Варакина И.В. (2011) Строение и обстановки формирования мезопротерозойских нефтегазоносных карбонатных комплексов запада Сибирской платформы. *Геология и геофизика*. **52**(8), 1173-1198.

Хоментовский В.В. (2007) Верхний рифей Енисейского кряжа. *Геология и геофизика*. **48**(9), 921-933.

Черных А.И. (2000) *Геологическое строение и петролого-геохимические особенности докембрийских офиолитовых и палеоостроводужных комплексов Енисейского кряжа*. Автореф. дис. ... к. г.-м. н. Новосибирск: ОИГГМ СО РАН, 20 с.

Шенфиль В.Ю. *Поздний докембрий Сибирской платформы*. Новосибирск: Наука, Сибирское отделение, 1991. 185 с.

- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Сальникова Е.Б., Козаков И.К., Котов А.Б., Ковач В.П., Владыкин Н.В., Яковлева С.З. (2005a) U-Pb возраст син- и постметаморфических гранитоидов Южной Монголии – свидетельство присутствия гренвиллид в Центрально-Азиатском складчатом поясе. *ДАН*. **404**(1), 84–89.
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Сальникова Е.Б., Никифоров А.В., Котов А.Б., Владыкин Н.В. (2005b) Позднерифейский рифтогенез и распад Лавразии: данные геохронологических исследований щелочно-ультраосновных комплексов южного обрамления Сибирской платформы. *ДАН*. **404**(3), 400–406.
- Altherr R., Holl A., Hegner E., Langer C., Kreuzer H. (2000) High-potassium, calc-alkaline I-type plutonism in the European Variscides: northern Vosges (France) and northern Schwarzwald (Germany). *Lithos*. **50**, 51–73.
- Bogdanova S.V., Bingen B., Gorbatshev R., Kheraskova T.N., Kozlov V.I., Puchkov V.N., Volozh Yu.A. (2008) The Eastern European Craton (Baltica) before and during the assembly of Rodinia. *Precambrian Res.* **160**, 23–45.
- Bouvier A., Vervoort J.D., Patchett P.J. (2008) The Lu-Hf and Sm-Nd isotopic composition of CHUR: Constraints from unequilibrated chondrites and implications for the bulk composition of terrestrial planets. *Earth Planet. Sci. Lett.* **273**(1–2), 48–57.
- Boynton W.V. (1984) Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In *Rare earth element geochemistry* (Ed. Henderson P.). Amsterdam: Elsevier, 63–114.
- Cawood P.A., Nemchin A.A., Strachan R.A., Kinny P.D., Loewy S. (2004) Laurentian provenance and an intracratonic tectonic setting for the upper Moine Supergroup, Scotland, constrained by detrital zircons from the Loch Eil and Glen Urquhart successions. *J. Geol. Soc. London*. **161**, 861–874.
- Cawood P.A., Strachan R., Cutts K., Kinny P.D., Hand M., Pisarevsky S. (2010) Neoproterozoic orogeny along the margin of Rodinia: Valhalla orogen, North Atlantic. *Geology*. **38**, 99–102.
- Cawood P.A., Strachan R.A., Pisarevsky S.A., Gladkochub D.P., Murphy J.B. (2016) Linking collisional and accretionary orogens during Rodinia assembly and breakup: Implications for models of supercontinent cycles. *Earth Planet. Sci. Lett.* **449**, 118–126.
- Chappell B.W. (1999) Aluminium saturation in I- and S-type granites and the characterization of fractionated haplogranite. *Lithos*. **46**, 535–551.
- Chappell B.W., Bryant C.J., Wyborn D. (2012) Peraluminous I-type granites. *Lithos*. **153**, 142–153.
- Dalziel I.W.D. (1997) Neoproterozoic-Paleozoic geography and tectonics: review, hypothesis and environmental speculation. *Geol. Soc. Am. Bull.* **109**, 16–42.
- Ernst R.E., Wingate M.T.D., Buchan K.L., Li Z.X. (2008) Global record of 1600–700 Ma Large Igneous Provinces (LIPs): implication for the reconstruction of the proposed Nuna (Colombia) and Rodinia supercontinents. *Precambrian Res.* **160**, 159–178.
- 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. *J. Petrol.* **42**, 2033–2048.
- Goldstein S.J., Jacobsen S.B. (1988) Nd and Sr isotopic systematic of river water suspended material implications for crystal evolution. *Earth Planet. Sci. Lett.* **87**, 249–265.
- Johansson Å. (2014) From Rodinia to Gondwana with the “SAMBA” model—A distant view from Baltica towards Amazonia and beyond. *Precambrian Res.* **244**, 226–235.
- Li Z.X., Bogdanova S.V., Collins A.S., Davidson A., De Waele B., Ernst R.E., Fitzsimons I.C.W., Fuck R.A., Gladkochub D.P., Jacobs J., Karlstrom K.E., Lu S., S. Natapov S., Pease V., Pisarevsky S.A., Thrane K., Vernikovskiy V. (2008) Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: A synthesis. *Precambrian Res.* **160**, 179–210.
- Kuznetsov A.B., Ovchinnikova G.V., Gorokhov I.M., Vasilyeva I.M., Bekker A. (2017) Unradiogenic strontium and moderate-amplitude carbon isotope variations in Early Tonian seawater after the assembly of Rodinia and before the Bitter Spring excursion. *Precambrian Res.* **298**, 157–173.
- Likhanov I.I. (2019) Mass-transfer and differential element mobility in metapelites during multistage metamorphism of Yenisei Ridge, Siberia. In *Metamorphic Geology: Microscale to Mountain Belts*. *Geol. Soc. London Spec. Publ.* **478**, 89–115.
- Likhanov I.I. (2022) Provenance, age and tectonic settings of rock complexes (Transangarian Yenisey Ridge, East Siberia): Geochemical and geochronological evidence. *Geosciences (Switzerland)*. **12**(11), 402.
- Likhanov I.I., Santosh M. (2019) A-type granites in the western margin of the Siberian Craton: implications for breakup of the Precambrian supercontinents Columbia/Nuna and Rodinia. *Precambrian Res.* **328**, 128–145.
- Likhanov I.I., Reverdatto V.V., Kozlov P.S., Khiller V.V., Sukhorukov V.P. (2015) P-T-t constraints on polymetamorphic complexes of the Yenisey Ridge, East Siberia: implications for Neoproterozoic paleocontinental reconstructions. *J. Asian Earth Sci.* **113**(1), 391–410.
- Likhanov I.I., Régnier J.-L., Santosh M. (2018) Blueschist facies fault tectonites from the western margin of the Siberian Craton: Implications for subduction and exhumation associated with early stages of the Paleo-Asian Ocean. *Lithos*. **304–307**, 468–488.
- Ludwig K.R. (1999) User's manual for Isoplot/Ex, Version 2.10. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. *Berkeley Geochronology Center Spec. Publ.* **1**, 46 p.
- Ludwig K.R. (2000) SQUID 1.00. User's manual. *Berkeley Geochronology Center Special Publication*. **2**, 2455 p.
- Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. (1984) Trace element discrimination diagrams for tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol.* **25**, 956–983.
- Rapp R.P., Watson E.B. (1995) Dehydration melting of metabasalt at 8–32 kbar: implications for continental growth and crust–mantle recycling. *J. Petrol.* **36**, 891–931.
- Rino S., Kon Y., Sato W., Maruyama S., Santosh M., Zhao D. (2008) The Grenvillian and Pan-African orogens: world's largest orogenies through geological time, and their implications on the origin of superplume. *Gondwana Res.* **14**, 51–72.

- Rivers T. (2008) Assembly and preservation of lower, mid, and upper orogenic crust in the Grenville Province – Implications for the evolution of large hot long-duration orogens. *Precambrian Res.* **167**, 237–259.
- Singh J., Johannes W. (1996) Dehydration melting of tonalites. 2. Compositions of melts and solids. *Contr. Mineral. Petrol.* **125**, 26–44.
- Sun S.S., McDonough W.F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geol. Soc. London Spec. Publ.* **42**, 313–345.
- Sylvester P.J. (1998) Post-collisional strongly peraluminous granites. *Lithos.* **45**, 29–44.
- Torsvik T.H. (2003) The Rodinia Jigsaw Puzzle. *Science.* **300**, 1379–1381.
- Vernikovskiy V.A., Vernikovskaya A.E., Wingate M.T.D., Popov N.V., Kovach V.P. (2007) The 880–864 Ma granite of the Yenisey Ridge, western Siberian margin: geochemistry, SHRIMP geochronology, and tectonic implications. *Precambrian Res.* **154**, 175–191.
- Vielzeuf D., Montel J.M. (1994) Partial melting of meta-greywackes. Part I. Fluid-absent experiments and phase relationships. *Contrib. Mineral. Petrol.* **117**, 375–393.
- Watkins J.M., Clemens J.D., Treloar P.J. (2007) Archaean TTGs as sources of younger granitic magmas: melting of sodic metatonalites at 0.6–1.2 GPa. *Contrib. Mineral. Petrol.* **54**, 91–110.
- Watson E.B., Harrison T.M. (1983) Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. *Earth Planet. Sci. Lett.* **6**, 295–304.
- Williams I.S. (1998) U-Th-Pb geochronology by ion-microprobe. In *Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes* (Eds. McKibben M.A., Shanks W.C. III, and Ridley W.I.). *Reviews in Economic Geology.* **7**, 1–35.