

УДК 551.24.01+552.3+550.93

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ И ИСТОЧНИКИ РАСПЛАВОВ РАННЕНЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ ГРАНИТОВ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ КУЗНЕЦКОГО АЛАТАУ

С.Н. Руднев¹, О.М. Туркина¹, Д.В. Семенова¹, П.А. Серов²

¹Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия

²Геологический институт КНЦ РАН, 184209, Апатиты, ул. Ферсмана, 14, Россия

Приведены данные по геохронологии, геохимии и Nd изотопному составу гранитоидов Гремячинского и Северо-Гремячинского массивов (Кундусуюльский плутон), расположенных в неопротерозойских метаморфизованных островодужных известково-щелочных вулканитах Таланово-Богородского блока северной части Кузнецкого Алатау (Мартайгинское поднятие). Формирование гранитоидов произошло на рубеже 890—880 млн лет и было связано с процессами аккреции и коллизии неопротерозойских океанических/островодужных комплексов и неизвестного блока, образованного метаосадочными толщами окраинно-континентального типа. Доминирование метаосадочного источника, образованного при эрозии раннедокембрийских и неопротерозойских комплексов, подтверждается широким диапазоном возраста ксеногенных цирконов в гранитоидах (от 2800 до 930 млн лет), а также вариациями величин ϵ_{Nd} (–7.8... –1.0) и модельного Nd возраста гранитов (2.20—1.64 млрд лет).

Ранненеопротерозойские гранитоиды, геохронология, магматический и ксеногенный циркон, изотопная геохимия, Центрально-Азиатский складчатый пояс, Кузнецкий Алатау

CONDITIONS OF FORMATION AND SOURCES OF MELTS OF EARLY NEOPROTEROZOIC GRANITES IN NORTHERN KUZNETSK ALATAU

S.N. Rudnev, O.M. Turkina, D.V. Semenova, P.A. Serov

We present data on the geochronology, geochemistry, and Nd isotope composition of granitoids of the Gremyachikha and North Gremyachikha massifs (Kundusuyul pluton) located in the Neoproterozoic metamorphosed island arc calc-alkalic volcanic rocks of the Talanovka–Bogorodka block in northern Kuznetsk Alatau (Martaiga uplift). The granitoids formed 890–880 Ma as a result of the accretion and collision of Neoproterozoic oceanic/island arc complexes with an unknown block formed by continent-marginal metasedimentary strata. The predominance of a metasedimentary source formed during the erosion of the early Precambrian and Neoproterozoic complexes is confirmed by the wide range of the ages of xenogenic zircons in the granitoids (2800 to 930 Ma) and by variations in the ϵ_{Nd} values (–7.8 to –1.0) and model Nd age of the granites (2.20–1.64 Ga).

Early Neoproterozoic granitoids, geochronology, magmatic and xenogenic zircon, isotope geochemistry, Central Asian Orogenic Belt, Kuznetsk Alatau

ВВЕДЕНИЕ

Многолетние исследования интрузивных, вулканогенных и осадочных комплексов Кузнецкого Алатау в разнообразных по вещественному составу тектонических блоках позволили установить, что они формировались в различных геодинамических обстановках в диапазоне возрастов от позднего неопротерозоя до раннего мезозоя [Шокальский и др., 2000]. Наиболее ранние проявления вулканической и интрузивной активности в структурах этого региона фиксируются в позднем неопротерозое и венде и связаны с образованием вулканических и офиолитовых комплексов. С венд-раннекембрийским этапом связано формирование внутриокеанических островных дуг и океанических поднятий и сопряженных с ними магматических и осадочных комплексов. Поздний кембрий—ордовик характеризуется процессами аккреции и коллизии островных дуг, задуговых бассейнов, океанических поднятий и микроконтинентов, приведших к складчатости, покровообразованию, региональному метаморфизму и интрузивному магматизму. С этим этапом тесно взаимосвязано формирование крупных полихронных плутонов и мелких массивов (рис. 1), в составе которых широкое развитие имеют гранитоиды и габброиды [Шокальский и др., 2000; Врублевский и др., 2004, 2016; Руднев и др., 2008].

Имеющиеся данные [Руднев и др., 2006] свидетельствуют о проявлении в этом регионе ранне-неопротерозойского магматизма. Интрузивные ассоциации этого этапа, включающие габброиды и гра-

нитойды, установлены в составе Кундусульского плутона на севере Кузнецкого Алатау (Таланово-Богородский блок, центральная часть Мартайгинского поднятия). Одна из таких ассоциаций представлена плагиогранитами и гранитами (Гремячинский и Северо-Гремячинского массивы), завершающими формирование Кундусульского плутона.

Целью настоящей работы является обобщение опубликованных и новых данных по плагиогранитам Гремячинского и гранитам Северо-Гремячинского массивов для выяснения геодинамической обстановки их формирования, условий выплавления исходных расплавов и их вероятных источников. Для этого решались следующие задачи: на основе U-Pb изотопного датирования магматического циркона установить временной диапазон формирования вышеупомянутых гранитоидных интрузий; провести исследования петрохимического и редкоэлементного составов гранитоидов и установить их изотопно-геохимические характеристики (Sm-Nd метод). При решении поставленных целей и задач особое внимание уделялось U-Pb датированию ксеногенного циркона в породах этих массивов, что позволило выяснить возрасты магмообразующих источников. Решение поставленных целей и задач имеет также принципиальное значение для понимания позднекембрийской истории развития этого региона и палеогеодинамических реконструкций.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РЕГИОНА

Кузнецкий Алатау характеризуется сложным тектоническим строением и широким возрастным диапазоном формирования (от позднего рифея до раннего мезозоя) интрузивных, вулканогенных и вулканогенно-осадочных комплексов (см. рис. 1) [Шокальский и др., 2000]. Многие вопросы геологического строения, состава и возраста магматических образований до сих пор остаются нерешенными.

Геологические и геохронологические исследования, проведенные в конце XX и начале XXI в. в Кузнецком Алатау, показали, что наиболее древними магматическими образованиями в этом регионе являются позднепротерозойские и венд-раннекембрийские вулканогенные и офиолитовые ассоциации. Эти ассоциации включают метабазалты MORB-типа конжинской свиты позднерифейского возраста, а также вулканы MORB- и OIB-типов колтасского и усть-анзасского комплексов и тесно связанные с ними венд-раннекембрийские офиолиты в пределах Мартайгинского и других поднятий [Шокальский и др., 2000; Плотников и др., 2000]. Возраст метабазалтов конжинской свиты, по данным Sm-Nd изотопного датирования (вал, мономинералы), оценивается в 694 ± 43 млн лет. Возраст пород колтасского комплекса, определенный по плагиориолитам и субвулканическим плагиогранитам U-Pb изотопным методом по циркону, равен 544 ± 8 млн лет [Владимиров и др., 1999].

Среди раннепалеозойских магматических образований в этом регионе, согласно данным геологических и геохронологических исследований, выделяются интрузии раннекембрийского (535—530 млн лет) и кембрийско-ордовикского возраста (505—450 млн лет, см. рис. 1), формирование которых проис-

ложения базиро-апшанского комплекса Назаровской впадины, нерасчлененные, D₁; 4 — терригенно-карбонатные отложения тайменской свиты, O₁; 5 — берикольский риодацит-базальт-трахибазальтовый комплекс, E₂; 6 — терригенно-карбонатные отложения усинской свиты, E₁; 7 — вулканогенные отложения усть-анзасского трахит-трахибазальт-базальтового комплекса, E₁; 8 — вулканогенные отложения чумайского плагиориолит-базальтового комплекса, V—E₁; 9 — известковистые и карбонатно-глинистые отложения малорастайской свиты и глинисто-кремнисто-известковые отложения прокопьевской свиты, R₃?—V. Интрузивные образования, нерасчлененные: 10 — тельбеский монцодиорит-гранодиорит-меланогранитный комплекс, D₁; 11 — горячегорский щелочно-габброидный комплекс, D₁; 12 — чебулинский щелочногранит-гранитный комплекс, D₁; 13 — карадатский щелочно-сиенитовый комплекс, D₁; 14 — мартайгинский (?) кварцдиорит-гранодиорит (тоналит)-гранитный комплекс, O₁; 15 — карнаюльский граносиенит-меланогранитный комплекс, O₁; 16—18 — малодудетский монцогаббро-монцодиоритовый комплекс, E₃—O₁ (16 — сиениты и кварцевые сиениты, 17 — монцодиориты, 18 — монцогаббро); 19 — верхнепетропавловский щелочно-габброидный комплекс, E₃—O₁; 20 — краснокаменный лейкомонцодиорит-лейкомонцит-граносиенитовый комплекс, E₃—O₁; 21 — мартайгинский кварцдиорит-гранодиорит (тоналит)-гранитный комплекс, E₃—O₁; 22 — таскыльский пироксенит-габбровый комплекс, E₂; 23 — раннекембрийский плагиогранитный комплекс, E₁; 24 — тылинский (лавреновский) диорит-тоналит-плагиогранитный комплекс, E₁; 25 — раннекембрийские пироксениты и габбро, E₁; 26 — бархатный дунит-гарцбургитовый комплекс, R₃—E₁; 27 — тоналит-плагиогранитная ассоциация, R₃; 28 — кундусульский габбро-диорит-долеритовый комплекс, R₃?; 29 — московинский перидотит-пироксенит-габбровый комплекс, R₃?; 30 — тектонические нарушения; 31 — результаты U-Pb изотопного датирования, возраст, млн лет [Врублевский и др., 2003; Руднев и др., 2006, 2008], в скобках номер массива и его название (1 — Тылинский, 2 — Кожуховский, 3 — Краснокаменный, 4 — Малодудетский, 5 — Кайдаловский, 6 — Ударнинский, 7 — Карнаюльский, 8 — Центральнинский, 9 — Верхнепетропавловский, 10 — Карадатский, 11 — Гремячинский, 12 — Северо-Гремячинский в составе Кундусульского плутона), в квадратах римскими цифрами приведены названия батолитов (I — Кожуховский, II — Дудетский, III — Центральнинский).

На врезке показана схема геолого-структурного районирования северной части Кузнецкого Алатау, по [Шокальский и др., 2000]: ПЗП — Пезасско-Золотокидатское поднятие, ИП — Июское поднятие, АП — Азыртальское поднятие, ЧБ — Чумайский блок, КБ — Канымский блок, ТББ — Таланово-Богородский блок, ТБ — Томский блок, ТГ — Тайдонский грабен, РГ — Растайский грабен, СГ — Саргаинский грабен, ПВД — Палатнинская вулканическая депрессия, НВ — Назаровская впадина, СМВ — Северо-Минусинская впадина. Прямоугольник — область, где проводились исследования.

ходило в островодужной и аккреционно-коллизийной обстановках соответственно [Шокальский и др., 2000; Врублевский и др., 2003, 2004, 2016; Руднев и др., 2008]. Установлено, что в этих геодинамических обстановках происходило становление гранитоидных комплексов (тылинский, краснокаменский, малодудетский, мартайгинский, карнаюльский и др.) и габброидных комплексов (бархатный, таскыльский, верхнепетропавловский и др.), которые на современном эрозионном срезе представлены в составе крупных полихронных плутонов и массивов (Кожуховский, Дудетский, Центральнинский и др., см. рис. 1). Эти плутоны расположены в различных по геодинамической природе, составу и строению тектонических блоках. В их составе основной объем слагают гранитоидные комплексы, в меньшей степени габброидные комплексы. По вещественному составу они относятся к породам разных петрохимических серий (толеитовые, известково-щелочные, субщелочные и щелочные) с широкими вариациями изотопных параметров ($\epsilon_{Nd}(T) = +1.9...+6.6$; $T_{Nd}(DM-2st) = 1.1—0.67$ млрд лет) [Руднев и др., 2008; Руднев, 2013; Врублевский и др., 2016]. Столь широкие вариации вещественного состава и значений ϵ_{Nd} в гранитоидах подразумевают различный вклад мантийных и коровых источников.

Вместе с тем в раннекаледонских структурах северной части Кузнецкого Алатау выделяются небольшие тектонические блоки, в строении которых участвуют раннепротерозойские интрузивные, вулканогенные и вулканогенно-осадочные комплексы [Руднев и др., 2006]. Они представлены в составе Таланово-Богородского блока, расположенного в центральной части Мартайгинского поднятия (см. рис. 1).

Таланово-Богородский блок имеет вытянутую в меридиональном направлении форму и ограничен с востока и запада разломами, отделяющими его от раннекаледонских структур (см. рис. 1, 2). В строении этого блока основной объем слагают рассланцованные и метаморфизованные островодужные известково-щелочные вулканиты (базальты, андезитобазальты, дациты, риодациты, плагиориолиты) с прослоями известняков, глинистых и углеродисто-глинисто-кремнистых сланцев, кварцитов, мраморов и доломитов [Уваров и др., 2002]. Наиболее широко они представлены в центральной и южной частях блока. В северной части блока преобладают известняки, мраморы и доломиты с редкими прослоями углеродисто-глинисто-кремнистых сланцев. Пачки пород имеют субширотное, близкое к вертикальному падение. Все вышеперечисленные породы прорываются гранитоидами и габброидами Кундусуюльского плутона [Руднев и др., 2006]. Более поздние магматические образования, прорывающие

породы Таланово-Богородского блока, представлены интрузиями бархатного дунит-гарцбургитового комплекса венд-раннекембрийского возраста, малодудетского габбро-монцодиоритового и таскыльского пироксенит-габбрового комплексов кембрийско-ордовикского возраста, а также чебулинского щелочно-гранитного комплекса ранне-

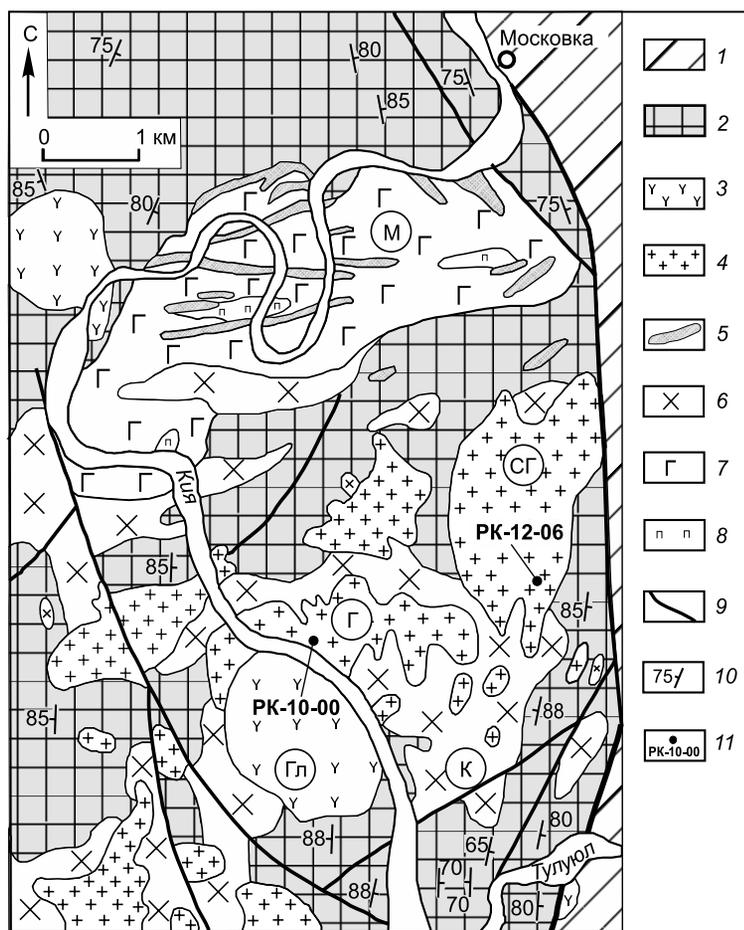


Рис. 2. Схема геологического строения северной части Кундусуюльского плутона (составлена с изменениями и дополнениями с учетом данных [Руднев и др., 2006].

1 — карбонатно-терригенно-вулканогенные отложения, V—C₁; 2 — доломиты, известняки, сланцы, метавулканиты, R_{2,3}; 3 — граносенииты чебулинского щелочногранит-гранитного комплекса, D_{1,2}; 4 — тоналиты и плагиограниты, R₃; 5, 6 — кундусуюльский габбро-диабазовый комплекс, R₃? (5 — дайки диабазов, 6 — габбро и диориты, нерасчлененные); 7, 8 — московкинский перидотит-пироксенит-габбровый комплекс, R₃? (7 — габброиды, 8 — перидотиты и пироксениты, нерасчлененные); 9 — тектонические нарушения; 10 — элементы залегания (град.); 11 — места отбора проб для U-Pb изотопного датирования циркона. Названия массивов: Г — Гремячинский, Гл — Глуховский, М — Московкинский, СГ — Северо-Гремячинский, К — Кундусуюльский.

го девона [Уваров и др., 2002; Руднев и др., 2006]. Кембрийско-ордовикский возраст гранитоидов и габброидов, прорывающих раннепротерозойские вулканогенно-осадочные породы Таланово-Богородского блока (см. рис. 1), позволяет предполагать, что этот блок, был причленен к террейнам раннекаледонского возраста не позднее среднего—позднего кембрия в результате аккреции фрагментов островных дуг, задуговых бассейнов, океанических поднятий и древних континентальных блоков.

Кундусуюльский плутон расположен в центральной части Таланово-Богородского блока. Он сложен породами трех магматических комплексов, образующих небольшие интрузии (от ранних к поздним): московкинский перидотит-пироксенит-габбровый (Московкинский массив) и кундусуюльский габбро-диорит-диабазовый комплексы (одноименный массив), объединяемые в кундусуюльскую офиолитовую ассоциацию, а также плагиогранитный комплекс (Гремячинский и другие мелкие интрузии). Ранее предполагалось, что эти комплексы относятся к единой офиолитовой ассоциации венд-раннекембрийского возраста Кузнецкого Алатау [Шокальский и др., 2000]. Однако более поздние геологические, геохронологические и петрогеохимические исследования позволили выделить плагиограниты в самостоятельную магматическую ассоциацию, слагающую ряд мелких интрузий (Гремячинский, Северо-Гремячинский и др., см. рис. 2). Возраст плагиогранитов Гремячинского массива, по данным U-Pb датирования циркона, равен 876 ± 6 млн лет [Руднев и др., 2006]. По петрогеохимическим характеристикам они относятся к плагиогранитам высокоглиноземистого типа известково-щелочной серии и тем самым существенно отличаются от типичных толеитовых плагиогранитов офиолитовых комплексов. Изотопные Nd данные по плагиогранитам Гремячинского массива в совокупности с геохимическими характеристиками позволили оценить как условия формирования исходных расплавов, так и предполагаемые магмообразующие источники. В последующем аналогичный комплекс исследований был выполнен по породам Северо-Гремячинского массива, расположенного рядом с Гремячинским массивом.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Содержания петрогенных элементов определены на рентгенофлюоресцентном спектрометре ARL-9900 XL в ЦКП многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (Новосибирск, аналитики Н.Г. Карманова, А.Н. Торяник).

Содержания редких и редкоземельных элементов выполнены методом ICP-MS на установке Finnigan Element в ЦКП многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (Новосибирск, аналитики И.В. Николаева, С.В. Палесский) по методике [Николаева и др., 2008]. Погрешности определения содержаний редких и редкоземельных элементов составили менее 10 %.

Sm-Nd изотопные исследования выполнены по валовым пробам в Геологическом институте Кольского научного центра РАН (Апатиты, Россия) на семиканальном масс-спектрометре Finnigan-MAT-262 (RPQ). Нормирование изотопных отношений Nd осуществляли по отношению $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$. Ошибка в $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ отношениях составляет 0.3 % (2σ). Холостое загрязнение на период измерений составило 0.06 нг для Sm и 0.3 нг для Nd. Среднее значение отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в стандарте JNd-1 за период измерений составило 0.512090 ± 13 ($N = 15$). Значение параметра $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ рассчитано относительно однородного хондритового резервуара (CHUR) с современными характеристиками $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512638$; $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1967$ [Jacobsen, Wasserburg, 1984]. Модельные возрасты $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$ вычислены по данным [Goldstein, Jacobsen, 1988] для резервуара деплетированной мантии с $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_0 = 0.51351$ и $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.21365$. При расчете модельных возрастов по двухстадийной модели [Liew, Hofmann, 1988] среднекоровое значение $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ отношения принято равным 0.12 [Taylor, McLennan, 1985].

U-Pb изотопные исследования циркона выполнены методом LA-SF-ICP-MS в ЦКП многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (Новосибирск) и в Центре изотопных исследований Всесоюзного геологического института им. А.П. Карпинского (ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург). В ЦКП многоэлементных и изотопных исследований СО РАН аналитические исследования проводились по единичным зернам циркона на масс-спектрометре высокого разрешения с индуктивно связанной плазмой Element XR (Thermo Finnigan) по методике, описанной в работе [Хубанов и др., 2016]. В ЦИИ ВСЕГЕИ исследования проводились по единичным зернам циркона на ионном микроанализаторе SHRIMP-II (аналитики Е.Н. Лепехина, А.Н. Ларионов) по методике, описанной в работе [Руднев и др., 2019].

СТРОЕНИЕ И СОСТАВ МАССИВОВ

Гремячинский массив расположен в центральной части Кундусуюльского плутона (см. рис. 2), имеет неправильную форму, вытянут в субширотном направлении, общей площадью около 5 км² [Руднев и др., 2006]. Массив обнажен только в западной части в месте слияния рек Гремячиха и Кия, а также по левому борту р. Гремячиха. Массив сложен биотит-амфиболовыми плагиогранитами, преобладаю-

щими над лейкоплаггиогранитами, крайне редко отмечаются тоналиты, приуроченные к краевым частям интрузии. Все породы массива имеют среднезернистое строение и гнейсовидный облик. Для них типичны катакластические текстуры с элементами бластомилонитовой или гранобластовой структур. Наибольшая степень огнейсования и расщепления пород наблюдается в эндоконтактовой части интрузии. В эндоконтакте массива отмечаются ксенолиты габброидов и диоритов кундусульского комплекса и метавулканитов. Ксенолиты имеют округлую и угловатую формы и в разной степени дезинтегрированы, вплоть до образования теневых структур в плаггиогранитах. Минеральный состав плаггиогранитов (%): кварц — 30—40, плагиоклаз — 45—60, калиевый полевой шпат — 5—10, темноцветные минералы — биотит и амфибол — 1—3, акцессорные минералы — апатит, циркон, сфен, магнетит, пирит, вторичные минералы — эпидот и хлорит, иногда мусковит.

Северо-Гремячинский массив расположен в 1 км к северо-востоку от Гремячинского массива и имеет овальную форму. В северной части он приурочен к глубинному разлому, отделяющему вулканогенные и осадочные образования Таланово-Богородского блока от раннекаледонских структурно-вещественных комплексов северной части Кузнецкого Алатау. Геолого-съёмочные работы, проведенные в 90-х годах прошлого века в пределах этого массива, свидетельствуют о преобладании в северной части биотит-амфиболовых плаггиогранитов и лейкоплаггиогранитов, аналогичных по петрографическому составу породам Гремячинского массива, а в южной части — амфибол-биотитовых гранитов и лейкогранитов. Площадное распространение и геологические взаимоотношения между плаггиогранитами и гранитами в Северо-Гремячинском массиве не установлены ввиду полного отсутствия коренных выходов. Минеральный состав гранитов (%): кварц — 30—35, плагиоклаз — 40—50, ортоклаз — 15—30, темноцветные минералы представлены биотитом и амфиболом (1—3), которые большей частью замещены эпидотом и хлоритом, акцессорные минералы — апатит, циркон, сфен, магнетит, пирит. Граниты и лейкограниты имеют среднезернистое строение и по структурно-текстурным особенностям не отличаются от плаггиогранитов Гремячинского массива. В отдельных участках (эндоконтактные зоны) фиксируются процессы перекристаллизации кварца и полевых шпатов и развитие вторичного мусковита.

ПЕТРОХИМИЯ И ГЕОХИМИЯ

Гремячинский массив. По содержанию петрогенных оксидов тоналиты, плаггиограниты и лейкоплаггиограниты этого массива отвечают породам натриевой известково-щелочной серии (табл. 1). Они характеризуются варьирующим содержанием K_2O (0.48—2.69 мас. %) и $Na_2O + K_2O$ (5.75—7.90 мас. %) при кремнекислотности 68.3—73.6 мас. % (рис. 3, а, б). На диаграмме Ab—An—Or составы плаггиогранитов располагаются в поле пород тоналит-гранодиоритовой серии, с некоторой эволюционной направленностью в область состава гранитов (см. рис. 3, д). На диаграмме в координатах A/CNK—A/NK они занимают промежуточное положение между гранитоидами метаглиноземистого и высокоглиноземистого типов (индекс Шенда 0.95—1.40), а по содержанию и соотношению в породах FeO и MgO отвечают магнезиально-железистым гранитоидам (см. рис. 3, в, д). Плаггиогранитоиды имеют низкое содержание Rb (18—53 г/т) и повышенное Sr (301—367 г/т). Характерной особенностью для них являются варьирующие до высоких концентраций Ba (243—1232 г/т), а также пониженные Th (2.92—4.40 г/т), Hf (1.86—3.17 г/т) и Zr (51—122 г/т). Содержания и соотношения редкоземельных элементов (РЗЭ), Sr и Y ($Sr/Y = 54—81$) являются типичными для высокоглиноземистых тоналит-гранодиоритовых серий (рис. 4). На это же обстоятельство указывают резкое преобладание легких лантаноидов над тяжелыми ($\Sigma PZЭ = 53.2—60.3$ г/т; $(La/Yb)_N = 14.9—21.3$), отсутствие или наличие незначительных максимумов по европию ($(Eu/Eu^*)_N = 0.92—1.20$). На мультиэлементных диаграммах плаггиограниты имеют отчетливо выраженные отрицательные аномалии по Nb, Ta и Ti и максимумы по Sr [Руднев и др., 2006].

Северо-Гремячинский массив. Лейкограниты этого массива по содержанию петрогенных компонентов отвечают породам известково-щелочной серии умеренной и повышенной калиевости (см. табл. 1). В отличие от пород вышеописанного массива, граниты и лейкограниты характеризуются более высоким содержанием K_2O (2.37—3.92 мас. %) и $Na_2O + K_2O$ (7.7—10.9 мас.%) при вариации SiO_2 от 73.3 до 74.5 мас. % (см. рис. 3, а, б). На нормативной диаграмме Ab—An—Or они занимают промежуточное положение между породами тоналит-гранодиоритовой и гранитной серий (см. рис. 3, д). На диаграмме в координатах A/CNK—A/NK породы Северо-Гремячинского массивов занимают промежуточное положение между гранитоидами метаглиноземистого и высокоглиноземистого типов (индекс Шенда 1.1—1.3), а по содержанию и отношению в породах FeO и MgO тяготеют к железистым гранитоидам, как и породы Гремячинского массива (см. рис. 3, в, д). Исследуемые граниты характеризуются варьирующим содержанием Rb (22—84 г/т), Sr (143—315 г/т) и Y (2.6—8.1 г/т). В отличие от плаггиогранитов Гремячинского массива, лейкограниты имеют более высокое содержание Ba (1150—3477 г/т), пониженные концентрации Th (0.38—4.4 г/т) и U (0.04—0.86 г/т), а также широкий диапазон concentra-

Таблица 1. Содержания петрогенных и редких элементов в представительных образцах Гремячинского и Северо-Гремячинского массивов Кузнецкого Алатау

Компонент	Гремячинский массив [Руднев и др., 2006]				Северо-Гремячинский массив		
	PK-12-00	PK-10-00	PK-14-00	PK-10/3-00	PK-06-9	PK-06-11	PK-06-12
SiO ₂ , мас. %	71.35	72.34	73.25	73.60	74.33	73.32	74.49
TiO ₂	0.20	0.14	0.19	0.12	0.10	0.04	0.06
Al ₂ O ₃	14.76	15.09	15.08	14.23	14.75	13.97	14.65
Fe ₂ O ₃ общ	3.10	1.72	2.07	1.71	1.10	0.67	1.03
MnO	0.05	0.04	0.03	0.03	0.01	0.03	0.01
MgO	0.43	0.78	0.48	0.23	0.29	0.24	0.16
CaO	1.60	1.28	1.83	1.26	1.00	0.38	0.78
Na ₂ O	5.35	4.74	4.89	4.76	5.33	7.05	4.82
K ₂ O	1.80	2.69	0.85	2.61	2.37	3.92	3.47
LOI	0.48	0.76	0.58	0.51	0.65	0.41	0.63
P ₂ O ₅	0.07	0.03	0.06	0.05	0.03	0.03	0.02
Сумма	99.19	99.58	99.28	99.11	99.87	99.65	100.12
Rb, г/т	33	53	18	52	22	84	40
Sr	343	301	367	367	315	143	256
Ba	921	1118	243	1232	1303	1150	3477
Y	6.40	5.52	5.10	4.52	2.57	8.08	5.14
Zr	91	51	122	100	29	11	23
Hf	2.63	1.86	2.93	3.17	1.17	1.55	1.59
Nb	—	1.94	6.99	—	2.16	10.45	5.09
Ta	—	—	0.36	—	0.16	1.04	0.09
Th	2.92	4.42	3.90	3.87	0.38	1.60	2.60
U	0.57	0.69	0.46	0.32	0.04	0.86	0.33
La	15.22	13.01	12.60	12.11	4.07	2.08	6.22
Ce	25.78	23.51	24.28	23.57	9.64	5.21	14.83
Pr	2.74	2.81	2.88	3.04	1.03	0.63	1.66
Nd	10.15	8.11	8.95	8.89	3.15	2.33	5.40
Sm	1.81	1.71	1.34	1.75	0.50	0.84	1.20
Eu	0.53	0.45	0.51	0.46	0.39	0.28	0.68
Gd	1.40	1.17	1.08	1.06	0.46	0.94	0.79
Tb	0.16	0.16	0.15	0.15	0.06	0.21	0.13
Dy	1.20	1.11	0.82	0.85	0.48	1.26	0.83
Ho	0.17	0.18	0.15	0.16	0.09	0.26	0.15
Er	0.46	0.58	0.46	0.50	0.27	0.72	0.43
Tm	0.09	0.09	0.08	0.13	0.04	0.11	0.07
Yb	0.48	0.52	0.57	0.42	0.23	0.59	0.50
Lu	0.12	0.08	0.10	0.07	0.03	0.11	0.09
REE	60.31	53.49	53.97	53.16	20.45	15.58	32.99
La/Yb	21.3	16.9	14.9	19.4	11.9	2.4	8.4
Eu/Eu*	1.0	0.9	1.2	0.9	2.5	1.0	2.0
Sr/Y	54	55	72	81	123	18	50

Примечание. Eu* = (Sm + Gd)/2.

ций высокозарядных элементов (Nb = 2.16—10.45, Ta = 0.09—1.04, Hf = 1.17—1.55 г/т и низкие Zr = 11—29 г/т. Характер спектров РЗЭ указывает на преобладание легких лантаноидов над тяжелыми (Σ РЗЭ = 15.6—33.0 г/т; (La/Yb)_N = 2.4—11.9). По сравнению с плагиигранитами Гремячинского массива они обнаруживают пониженные содержания легких РЗЭ при близком содержании тяжелых РЗЭ. На

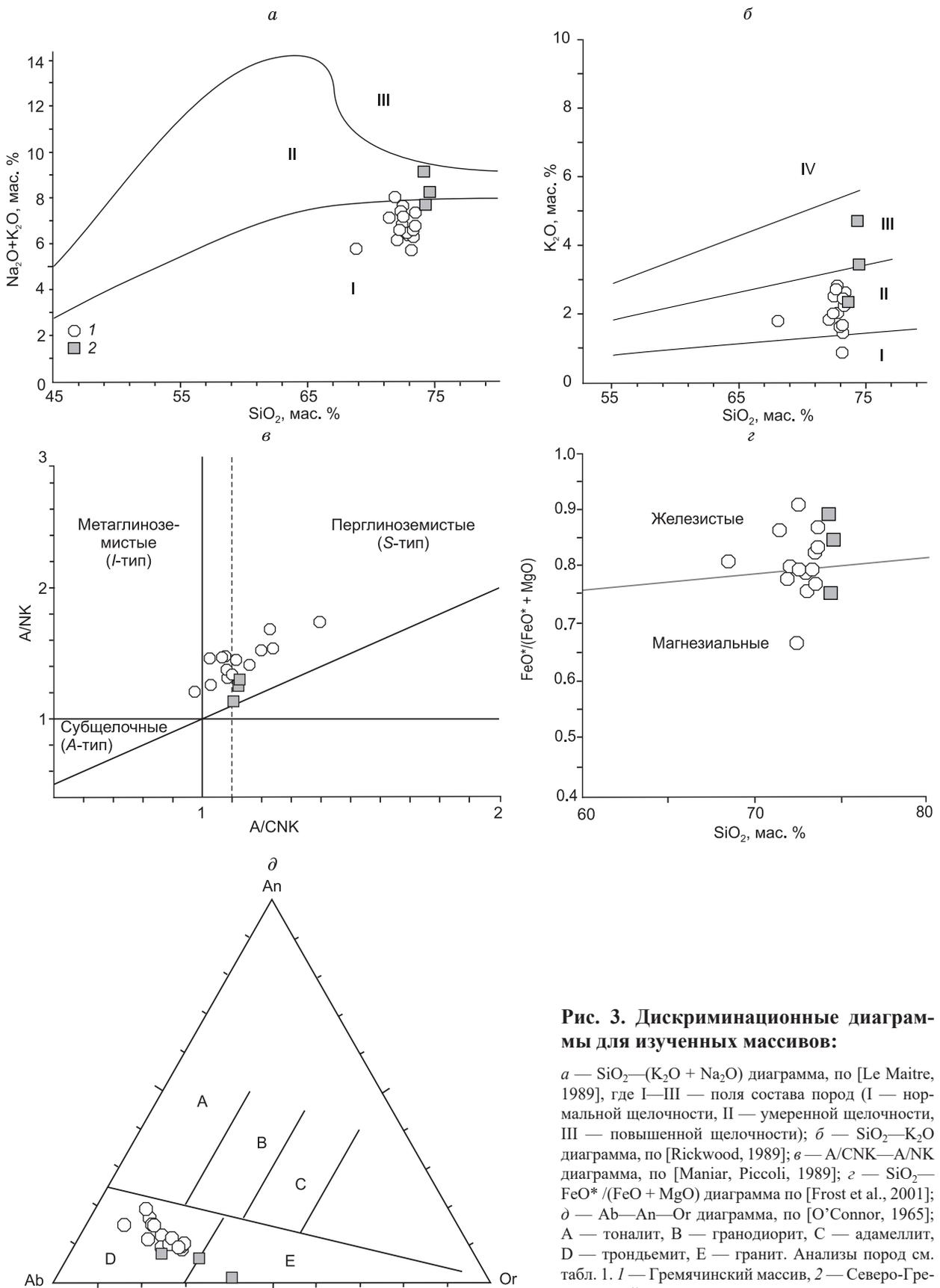


Рис. 3. Дискриминационные диаграммы для изученных массивов:

a — SiO_2 — $(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$ диаграмма, по [Le Maitre, 1989], где I—III — поля состава пород (I — нормальной щелочности, II — умеренной щелочности, III — повышенной щелочности); *б* — SiO_2 — K_2O диаграмма, по [Rickwood, 1989]; *в* — A/CNK—A/NK диаграмма, по [Maniar, Piccoli, 1989]; *з* — SiO_2 — $\text{FeO}^*/(\text{FeO} + \text{MgO})$ диаграмма по [Frost et al., 2001]; *д* — Ab—An—Or диаграмма, по [O'Connor, 1965]; A — тоналит, B — гранодиорит, C — адалмеллит, D — трондземит, E — гранит. Анализы пород см. табл. 1. 1 — Гремячинский массив, 2 — Северо-Гремячинский массив.

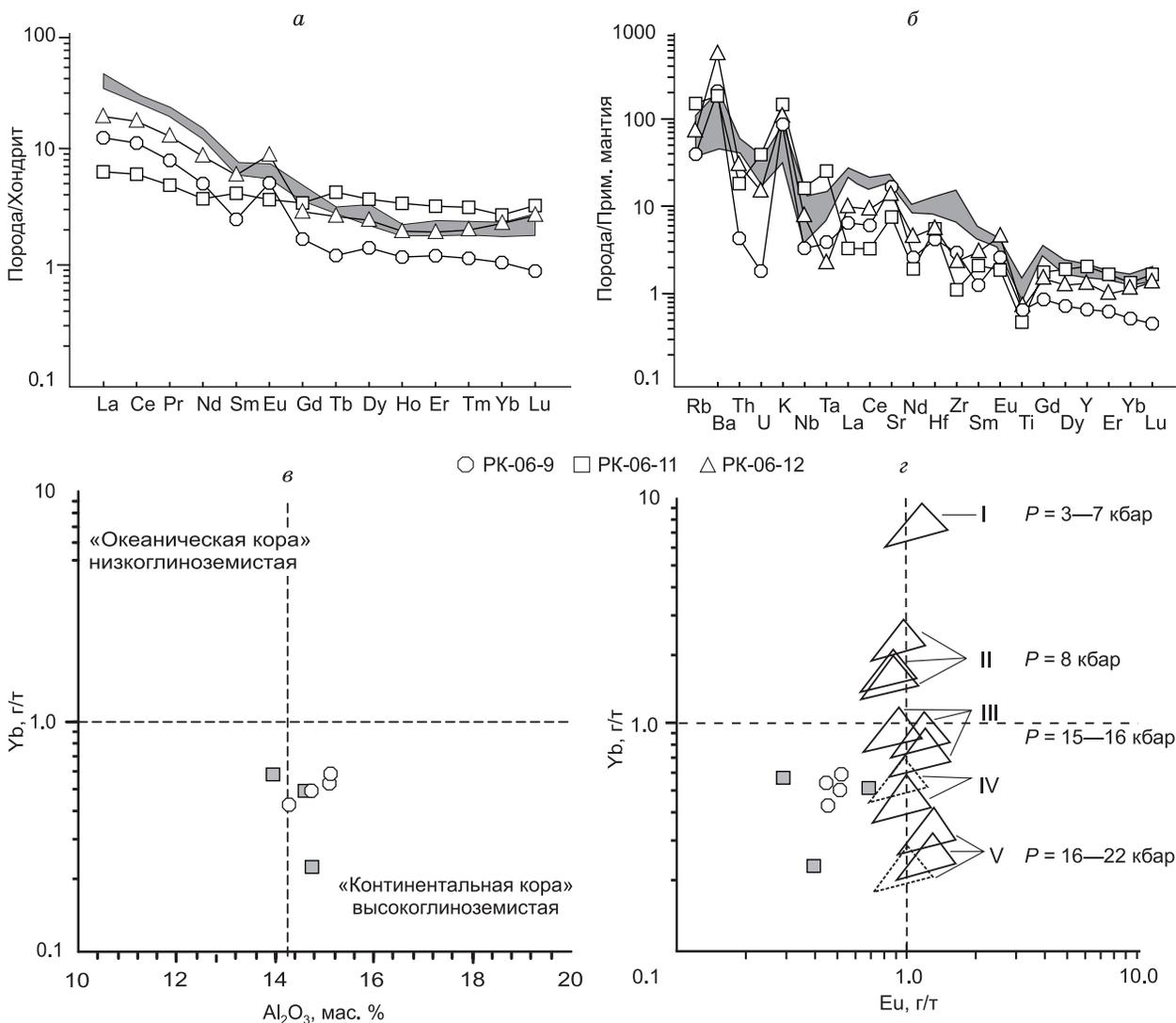


Рис. 4. Спектры распределения редких и редкоземельных элементов (*a*, *б*) и индикаторные диаграммы $\text{Al}_2\text{O}_3\text{—Yb}$ (*в*), по [Arth, 1979], (*г*) Eu—Yb , по [Туркина, 2000], для пород Гремячинского и Северо-Гремячинского массивов (см. табл. 1).

a, *б* — нормирование редких и редкоземельных элементов проводилось по хондриту и примитивной мантии [Sun, McDonough, 1989]. Поле, закрашенное серым цветом, отвечает составам плагиогранитов Гремячинского массива, по [Руднев и др., 2006]. На диаграмме (*г*) треугольниками показаны области содержания элементов в расплавах, образующихся при дегидратационном (сплошные линии) и водном (штриховые линии) плавлении источников TH1, TH2 и MORB, по [Rapp et al., 1991; Beard, Lofgren, 1991; Rapp, Watson, 1995], в равновесии с пятью типами респитов, по [Туркина, 2000]. I — $\text{Pl} + \text{Cpx} + \text{Opx}$, II — $\text{Hbl} + \text{Pl} \pm \text{Cpx} \pm \text{Opx}$, III, IV — $\text{Hbl} + \text{Cpx} + \text{Pl} \pm \text{Grt}$, V — $\text{Cpx} + \text{Grt} \pm \text{Hbl}$, где Pl — плагиоклаз, Cpx — клинопироксен, Opx — ортопироксен, Hbl — амфибол, Grt — гранат; LSA — низкокремнистые адакиты, HAS — высококремнистые адакиты. Усл. обозн. см. на рис. 3.

спайдер-диаграммах наблюдаются положительные аномалии по европию ($\text{Eu}/\text{Eu}^*_N = 1.0\text{—}2.5$) и Sr (см. рис. 4) и отрицательные аномалии Nb, Ta и Ti.

ИЗОТОПНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Результаты U-Pb датирования циркона

Гремячинский массив. Возраст плагиогранитов и тоналитов этого массива, как уже упоминалось выше, составляет 876 ± 6 млн (SHRIMP-II) [Руднев и др., 2006]. Цирконы представлены идиоморфными, прозрачными (преимущественно) и полупрозрачными кристаллами призматического габитуса ($K_{\text{удл.}} = 3.0\text{—}5.0$, где $K_{\text{удл.}}$ — отношение длины и ширины кристаллов) со светло-желтой окраской. В ре-

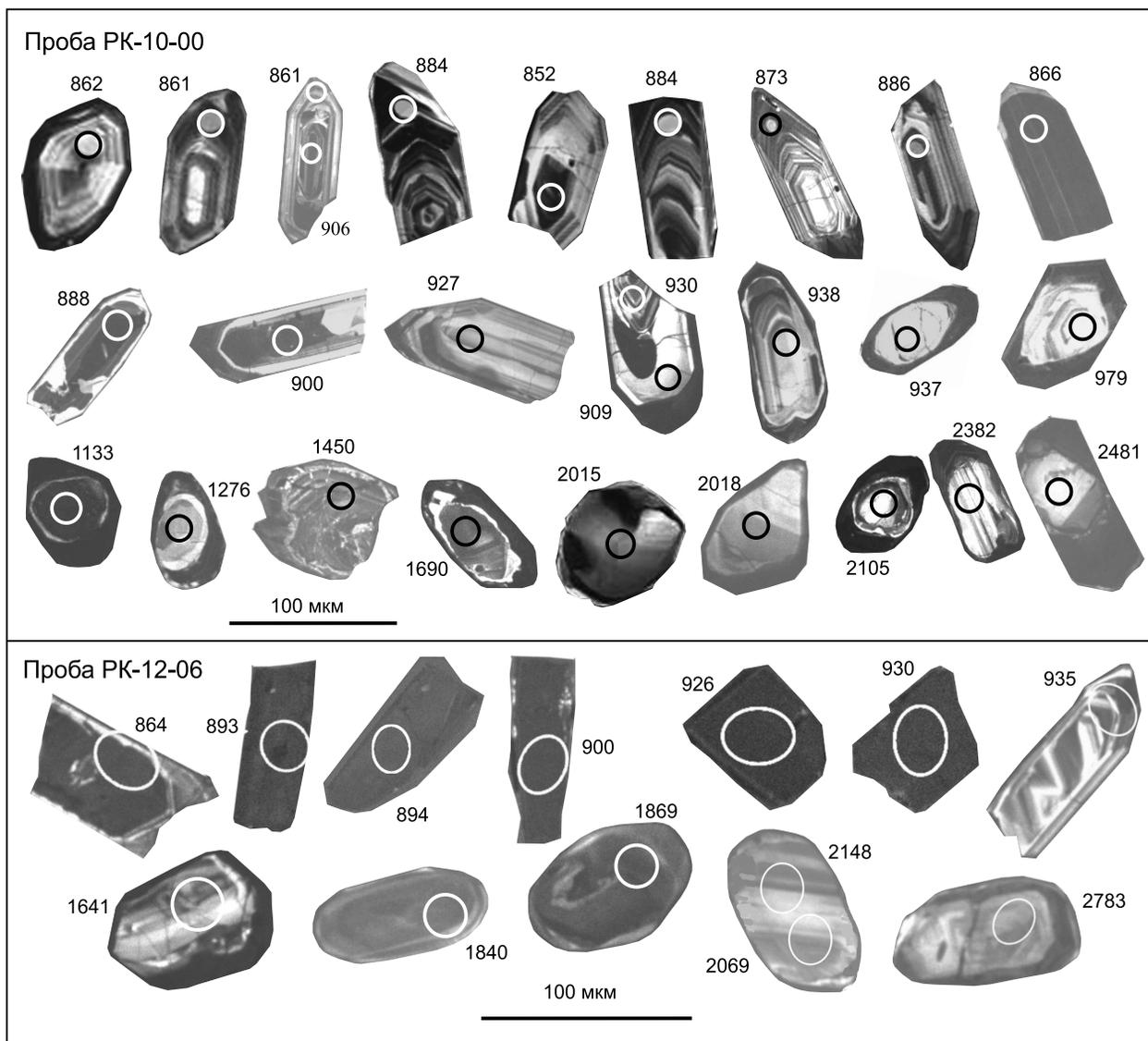


Рис. 5. Катодолюминесцентные изображения циркона из пород Гремячинского и Северо-Гремячинского массивов.

Кружком показаны точки, где проводились U-Pb изотопные исследования магматического и ксеногенного циркона с вынесенными значениями возраста (млн лет) по $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$. Результаты анализов приведены в табл. 2, 3 и показаны на рис. 6.

жиме катодолюминесценции (КЛ) циркон характеризуется осцилляторной магматической зональностью (рис. 5). Во внутренних частях магматического циркона отмечается присутствие реликтов ксеногенного циркона. Последние представлены преимущественно полупрозрачными и непрозрачными кристаллами призматического габитуса и обломками кристаллов с $K_{\text{удл.}} = 1.0\text{--}4.0$. В единичных случаях встречаются округлые и изометричные зерна. В режиме КЛ ксеногенные цирконы имеют преимущественно ярко выраженную осцилляторную или секториальную зональность, указывающую на их магматическое происхождение. Отдельные зерна ксеногенного циркона, светлые или темные, в КЛ лишены зональности. На границе зерен ксеногенного циркона и окаймляющего его более позднего магматического циркона отмечаются тонкие светлые каймы, которые, вероятнее всего, отражают процессы взаимодействия гранитного расплава с ксеногенным цирконом.

Для определения возраста магматического и ксеногенного циркона из пород Гремячинского массива (пр. РК-10-00, табл. 2), дополнительно было проведено U-Pb изотопное датирование 25 зерен методом LA-ICP-MS. Возраст (по $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$) 11 зерен магматического циркона составляет 877 ± 12 млн лет (СКВО = 0.85) (рис. 6), что совпадает со значением (876 ± 6 млн лет), полученным ранее на ионном микроанализаторе SHRIMP-II из этой же пробы [Руднев и др., 2006]. Цирконы характеризуются умерен-

Таблица 2. Результаты U-Pb изотопных исследований единичных зерен магматического и ксеногенного циркона (LA-ICP-MS) из плагиогранитов Гремячинского массива северной части Кузнецкого Алатау (пр. РК-10-2000)

№ п/п	№ точек	Th, U		Th/U	Изотопные отношения						Rho	Возраст, млн лет						D, %
		г/г			²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±1σ		²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±1σ	
1	12	176	188	0.94	0.07631	0.0017	1.5004	0.03813	0.14118	0.00227	0.63	1103	43.92	930	15.48	851	12.8	9.3
2	1	236	191	1.23	0.0684	0.0016	1.33291	0.03709	0.14134	0.00233	0.59	861	47.8	860	16.14	852	13.17	0.9
3	17	76	366	0.21	0.07189	0.0016	1.33007	0.03316	0.14167	0.00227	0.64	983	44.8	859	14.45	854	12.84	0.6
4	18	25	259	0.1	0.06823	0.00153	1.32859	0.0337	0.14165	0.00227	0.63	875	45.87	858	14.69	854	12.84	0.5
5	22	736	860	0.86	0.06741	0.00137	1.33687	0.02607	0.14245	0.00225	0.83	851	41.74	862	11.33	858	12.69	0.4
6	23	383	452	0.85	0.06876	0.00143	1.33446	0.02788	0.14257	0.00226	0.76	891	42.48	861	12.13	859	12.75	0.2
7	5	89	364	0.24	0.06831	0.0146	1.37443	0.0317	0.14289	0.00228	0.69	878	43.7	878	13.56	861	12.87	2
8	13	245	1838	0.13	0.07275	0.0143	1.43674	0.02517	0.14375	0.00225	0.89	1007	39.31	904	10.49	866	12.71	4.5
9	16	493	598	0.82	0.07827	0.0016	1.55318	0.03144	0.1439	0.00227	0.78	1154	40.05	952	12.5	867	12.8	9.8
10	15	561	2799	0.2	0.07105	0.0014	1.43532	0.02519	0.14767	0.00231	0.89	959	39.62	904	10.5	888	13	1.8
11	17a	166	767	0.22	0.06856	0.00143	1.43603	0.03031	0.14985	0.00237	0.75	886	42.41	904	12.63	900	13.27	0.4
12	9*	747	924	0.81	0.07382	0.00149	1.59494	0.03115	0.15462	0.00243	0.80	1036	40.18	968	12.19	927	13.59	4.5
13	10*	293	451	0.65	0.09565	0.00194	2.05761	0.04195	0.15524	0.00245	0.77	1541	37.62	1135	13.93	930	13.68	22
14	10a*	165	404	0.41	0.08962	0.00183	1.94672	0.0405	0.15649	0.00248	0.76	1417	38.36	1097	13.96	937	13.82	17.1
15	2a*	2234	1733	1.29	0.07832	0.00155	1.64841	0.03117	0.15664	0.00247	0.83	1155	38.9	989	11.95	938	13.79	5.4
16	1a*	131	226	0.58	0.15896	0.00325	3.60217	0.08513	0.16399	0.00263	0.68	2445	34.22	1550	18.78	979	14.58	58.3
17	21*	1222	1263	0.97	0.13546	0.00272	3.66541	0.07401	0.19207	0.00302	0.78	2170	34.59	1564	16.11	1133	16.35	38.1
18	9*	386	839	0.46	0.13095	0.00259	3.97205	0.07988	0.21892	0.00346	0.79	2111	34.28	1628	16.31	1276	18.29	27.6
19	14*	682	1517	0.45	0.12068	0.00236	4.23871	0.07744	0.25217	0.00396	0.86	1966	34.5	1682	15.01	1450	20.38	16
20	19*	402	380	1.06	0.10385	0.00223	4.28482	0.12718	0.2997	0.00481	0.54	1694	39.11	1690	24.44	1690	23.86	0
21	26	94	79	1.19	0.12475	0.00286	6.42875	0.26691	0.36688	0.0062	0.41	2025	40.03	2036	36.48	2015	29.25	1.1
22	3a*	298	235	1.27	0.12271	0.00245	6.46627	0.15757	0.3676	0.00585	0.69	1996	35.12	2041	21.43	2018	27.57	1.1
23	14*	203	310	0.66	0.14803	0.00296	7.98789	0.18892	0.38616	0.00611	0.67	2323	33.85	2230	21.34	2105	28.43	5.9
24	22a*	244	214	1.14	0.015608	0.00314	9.6393	0.23136	0.44709	0.00706	0.76	2414	33.77	2401	22.08	2382	31.45	0.8
25	8*	54	194	0.28	0.16509	0.00333	10.68186	0.29999	0.46946	0.00748	0.57	2509	33.5	2496	26.07	2481	32.83	0.6

Примечание. Rho — коэффициент корреляции ошибок отношений ²⁰⁷Pb*/²³⁵U и ²⁰⁶Pb*/²³⁸U, D — дискордантность.

* Номера точек, где выполнялись изотопные измерения по ксеногенным цирконам, остальные — по магматическим цирконам.

ными содержаниями Th и U и отношениями Th/U (0.13—0.95), свойственными магматическому циркону. U-Pb изотопные исследования, выполненные для 14 зерен ксеногенного циркона, выявили широкий возрастной диапазон 927—2481 млн лет. В этом диапазоне присутствуют нео- (937—927, ~979 млн лет), мезо- (~1133, ~1276, ~1450 млн лет) и палеопротерозойские (~1690, 2018—2015, ~2105, ~2382 и ~2481 млн лет) цирконы. Самые молодые ксеногенные цирконы (938—927 млн лет) характеризуются идиоморфными и субидиоморфными формами и магматической зональностью. Для них отмечаются широкие вариации содержания Th, U и Th/U отношений (от 0.41—0.81 до 1.29). Эти цирконы выделяются повышенной дискордантностью ($D = 4.5—22.0\%$), и в качестве оценки их возраста следует принять значение 930—940 млн лет, т. е. возраст зерен с минимальным значением D . Сильно дискордантны ($D = 16—58\%$) и цирконы с мезопротерозойскими возрастами (по ²⁰⁶Pb/²³⁸U). Для этих зерен, имеющих нередко высокие концентрации U и Th, наиболее вероятно позднепалеопротерозойский возраст и значительная потеря радиогенного Pb в результате воздействия гранитного расплава. Напротив, раннедокембрийские цирконы (> 1.6 млрд лет) слабо дискордантны (D до 6%), и их рассчитанные возрасты близки к времени их кристаллизации. Несмотря на большие вариации содержания Th и U во всех ксеногенных цирконах, для большинства из них значения отношений Th/U (0.28—1.29) отвечают диапазону для магматических цирконов. На исходно магматическое происхождение ксеногенных цирконов указывает и характер их ростовой зональности.

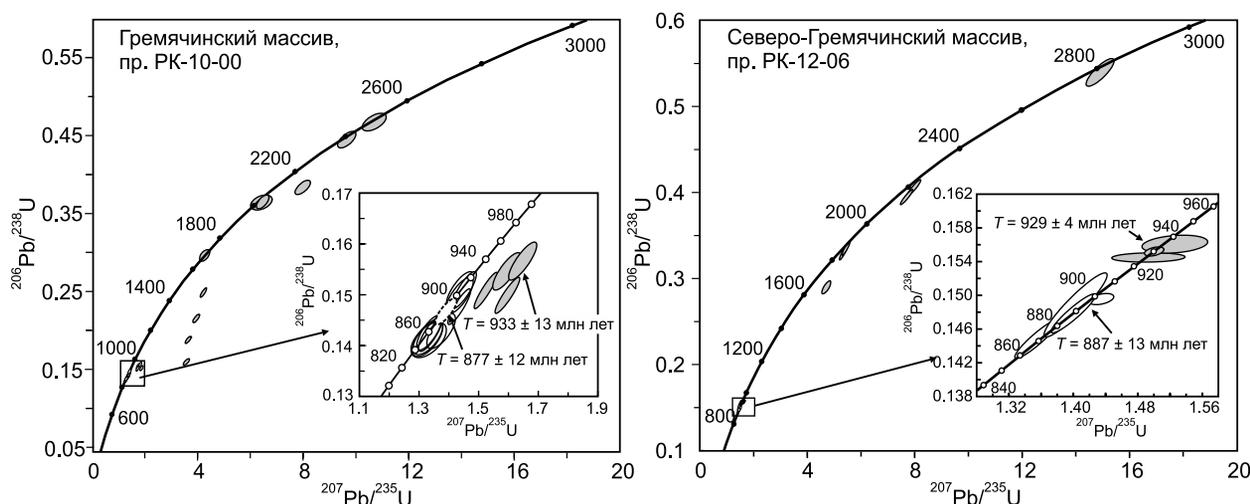


Рис. 6. U-Pb изотопные диаграммы для цирконов из пород Гремячинского и Северо-Гремячинского массивов.

На рисунках и врезках эллипсы, закрашенные серым цветом, отвечают возрасту ксеногенного циркона, белого цвета — магматического циркона.

Северо-Гремячинский массив. Аналитические исследования по цирконам из пр. РК-12-06 (табл. 3) были выполнены на ионном микроанализаторе SHRIMP-II. Циркон выделен из среднезернистых гнейсовидных и катаклазированных биотитовых лейкогранитов (пр. РК-12-06), отобранных из геологической канавы в южной оконечности интрузии на водоразделе р. Кия и правых притоков р. Тулуял. Эти породы характеризуются существенно более низким содержанием циркона, чем плагиограниты Гремячинского массива. Выделяются две группы цирконов. Цирконы первой группы представлены идиоморфными и субидиоморфными, полупрозрачными кристаллами призматического габитуса с $K_{удл.} = 3.0—5.0$. В режиме КЛ они имеют темную окраску (см. рис. 5), а в проходящем свете в них фиксируются следы процессов метамиктизации. Возраст четырех зерен магматического циркона находится в

Таблица 3. Результаты U-Pb изотопных исследований единичных зерен магматического и ксеногенного циркона (SHRIMP-II) из гранитов Северо-Гремячинского массива Кузнецкого Алатау (пр. РК-12-06)

№ точки	$^{206}\text{Pb}_c$, %	U	Th	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}^*$, г/т	Возраст, млн лет				D, %	Изотопные отношения						Rho
						$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$			$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$	±%	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$	±%	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$	±%	
						г/т	г/т	г/т	г/т		г/т	г/т	г/т	г/т	г/т		
1	0.59	2518	748	0.31	312	864	±2.7	933	± 62	8	0.0702	3	1.388	3.1	0.14342	0.33	0.11
2	0.06	1652	345	0.22	211	893	±3.1	921	± 17	3	0.06975	0.81	1.429	0.89	0.14859	0.37	0.42
3	0.04	2009	441	0.23	257.0	894	±17	879	±17	-2	0.06835	0.83	1.402	2.3	0.1488	2.1	0.93
4	0.58	3188	770	0.25	413	900	±2.2	937	± 26	4	0.07029	1.3	1.451	1.3	0.14978	0.26	0.20
5**	0.72	2062	523	0.26	276	926	±2.5	931	± 51	1	0.0701	2.5	1.493	2.5	0.15449	0.29	0.11
6**	0.16	2579	608	0.24	344	930	±2.5	931	± 12	0	0.0701	0.59	1.500	0.66	0.1552	0.29	0.44
7**	0.60	438	176	0.42	59.1	935	±4.9	954	± 43	2	0.0709	2.1	1.526	2.2	0.15608	0.56	0.26
8**	0.58	287	311	1.12	71.9	1641	±32	1907	±36	16	0.1168	2	4.67	3	0.2899	2.2	0.73
9**	0.11	639	7	0.01	182.0	1840	±34	1902	±14	3	0.11639	0.78	5.3	2.3	0.3302	2.1	0.94
10**	0.14	583	35	0.06	169.0	1869	±34	1913	±15	2	0.11712	0.84	5.43	2.3	0.3364	2.1	0.93
11**	0.18	201	139	0.71	65.5	2069	±40	2322	±22	12	0.1479	1.3	7.72	2.6	0.3784	2.2	0.87
12**	0.49	145	101	0.72	49.4	2148	±41	2318	±25	8	0.1475	1.5	8.04	2.7	0.3955	2.2	0.84
13**	0.29	67	61	0.94	31.1	2783	±54	2829	±27	2	0.2003	1.6	14.91	2.9	0.54	2.4	0.83

Примечание. Pb_c и Pb^* — доли обыкновенного и радиогенного свинца соответственно. Поправка на обыкновенный свинец проведена по измеренному ^{204}Pb .

** Точки датирования ксеногенного циркона.

диапазоне 864 до 900 млн лет, со средневзвешенным значением (по $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$) — 887 ± 12 млн лет (СКВО = 0.42) (см. рис. 6). Это значение для циркона из лейкогранитов Северо-Гремячинского массива можно принять за время кристаллизации лейкоплаггиогранитов. В пределах аналитической ошибки полученный возраст не отличается от времени формирования плаггиогранитов Гремячинского массива.

Ксеногенные цирконы второй группы из той же пробы (РК-12-06) характеризуются разнообразной формой. Часть из них имеет нечеткие формы ребер и призматический габитус с $K_{\text{удл.}} = 2.5\text{—}4.0$, а часть представлена либо зернами округлой формы, либо обломками кристаллов, которые в проходящем свете являются полупрозрачными и непрозрачными. В ксеногенных цирконах отмечается обилие внутренних трещин. В режиме катодоллюминесценции они имеют слабовыраженную осцилляторную или конволютную зональность. Крайне редко темные в КЛ зерна незональные и имеют явные признаки метамиктизации. Из девяти зерен три имеют раннепротерозойский (935—926 млн лет) (по $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$), а шесть — палеопротерозойский (от 1902 до 2318 млн лет) и архейский (2829 млн лет) возраст (по $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$). Самые молодые ксеногенные цирконы (935—926 млн лет) из лейкогранитов Северо-Гремячинского массива по морфологическим особенностям (субидиоморфные и идиоморфные призматические кристаллы) практически не отличаются от ксеногенного циркона с возрастными 937—927 млн лет из плаггиогранитов Гремячинского массива. Несмотря на более высокие содержания в них Th и U, они имеют устойчиво низкие значения Th/U отношений (0.22—0.31), указывающие на магматическую природу. Более древние ксеногенные цирконы (> 1.6 млрд лет) имеют округлую форму зерен. Они характеризуются конкордантными и субконкордантными значениями возраста и разной степенью сохранности магматической зональности. Наиболее древние цирконы имеют иные характеристики. Палеопротерозойские цирконы отличаются низким содержанием Th (7—35 г/т), умеренным U (639—583 г/т) и крайне низкими значениями Th/U отношений (0.01—0.06). Напротив, зерно архейского (~2,8 млрд лет) циркона обеднено Th и U (61 и 67 г/т соответственно) и имеет повышенное Th/U отношение (0.94). Обеднение Th и широкие вариации Th/U для раннедокембрийских цирконов могут быть связаны с их преобразованием при метаморфизме.

Таким образом, ксеногенные цирконы как в лейкогранитах Северо-Гремячинского массива, так и в плаггиогранитах Гремячинского массива представлены аналогичными возрастными группами: раннепротерозойской (926—938 млн лет) и архей-палеопротерозойской, следовательно, в процессы плавления могли вовлекаться сходные предположительно метаосадочные субстраты.

Sm-Nd изотопные исследования

Плаггиограниты Гремячинского массива (пр. РК-10-00, табл. 4) характеризуются величиной $\epsilon_{\text{Nd}}(T) = -7.8$ при $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.101403$ и палеопротерозойским Nd модельным возрастом ($T_{\text{Nd}}(\text{DM-2st}) = 2.20$ млрд лет [Руднев и др., 2006]). В отличие от них, лейкограниты Северо-Гремячинского массива (пробы РК-12-05 и РК-9-06), несмотря на близкий возраст с плаггиогранитами Гремячинского массива, обнаруживают более высокие значения $\epsilon_{\text{Nd}}(T) = -1.0\text{—}-1.1$ при вариациях $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.105770\text{—}0.126536$ и более молодые Nd модельные возрасты ($T_{\text{Nd}}(\text{DM-2st}) = 1.65\text{—}1.64$ млрд лет).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Источники и условия образования неопротерозойских гранитоидов Кузнецкого Алатау. Ключевыми для оценки генезиса исследованных гранитоидов являются ксеногенные цирконы, а именно широкий диапазон их возрастов от неоархея до раннего неопротерозоя. Такая разновозрастность цирконов однозначно указывает на генерацию расплава преимущественно из осадочных терригенных пород. Этому не противоречит слабопералюминиевый характер гранитоидов. Такие черты гранитов, как высокая кремнекислотность ($\text{SiO}_2 \geq 72\%$), низкие концентрации наиболее некогерентных элементов (Th, U, лег-

Таблица 4. Результаты Sm-Nd изотопных исследований раннепротерозойских гранитов Кузнецкого Алатау

№ пробы	Массив	Sm	Nd	Изотопные отношения, $\pm 2\sigma$		Возраст, млн лет	$\epsilon_{\text{Nd}}(0)$	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_T$	$\epsilon_{\text{Nd}}(T)$	$T_{\text{Nd}}(\text{DM})$, млн лет	$T_{\text{Nd}}(\text{DM-2st})$, млн лет
		г/т	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$							
РК-10-2000*	Гремячинский	1.30	7.75	0.1014	0.511691 ± 10	876	-18.5	0.511108	-7.8	1977	2202
РК-12-06	Северо-Гремячинский	1.18	5.66	0.1265	0.512180 ± 10	887	-8.9	0.511444	-1.0	1696	1644
РК-9-06	»	0.88	5.04	0.1058	0.512053 ± 12	887	-11.4	0.511438	-1.1	1549	1654

Примечание. $\text{La Jolla} = 0.511083 \pm 6$ ($N = 11$), $\text{JNd}_{i-1} = 0.512072 \pm 2$ ($N = 44$).

* По данным [Руднев и др., 2006].

кие РЗЭ, Zr, Hf), концентрирующихся в значительной степени или исключительно в аксессуарных минералах свидетельствуют о низкой степени плавления осадочного субстрата, что также согласуется с наличием ксеногенного циркона. Рассматриваемые граниты являются продуктом низкотемпературного плавления и неполной сегрегации расплава от реститовых, прежде всего аксессуарных, минеральных фаз.

Близость по возрасту плагиогранитов и гранитов, а также сходный диапазон возрастов ксеногенных цирконов предполагают образование этих пород за счет одного и того же источника. В этом случае формирование расплавов с различным отношением K_2O/Na_2O может быть следствием различной активности H_2O . Согласно экспериментальным данным по плавлению биотитовых гнейсов и пелитовых биотит-мусковитовых сланцев, увеличение содержания H_2O приводит к стабилизации слюд и образованию низкокальцевого расплава, тогда как при дегидратационном плавлении биотита и мусковита формируются более калиевые граниты [Holtz, Johannes, 1991; Patino Douce, Harris, 1998].

Дифференцированный характер спектров РЗЭ для плагиогранитов и гранитов с обеднением тяжелыми РЗЭ и Y, наиболее вероятно, связан с наличием реститового граната, который является главным концентратором этих элементов, что позволяет оценить давление и глубину плавления. При плавлении пелитовых и граувакковых источников нижняя граница области устойчивости реститового граната составляет ~5—6 кбар [Vielzeuf, Montel, 1994; Patino Douce, Harris, 1998]. Следовательно, генерация гранитных расплавов происходила на глубине ~17—20 км.

Потенциальные источники гранитных магм — метатерригенные породы с широким диапазоном возрастов детритовых цирконов от раннего до позднего докембрия не обнаружены в пределах структур Кузнецкого Алатау, однако, согласно опубликованным в последнее десятилетие изотопно-геохронологическим данным, довольно широко представлены в Центрально-Азиатском складчатом поясе. К их числу принадлежат метатерригенные комплексы Тувино-Монгольского массива [Козаков и др., 2005] и вендские песчаники его чехла [Летникова и др., 2017], а также терригенные ассоциации и их метаморфизованные разности Хамардабанского [Kovach et al., 2013]; Тункинского [Резницкий и др., 2015; Школьник и др., 2020], Джидинского [Резницкий и др., 2018] и Дербинского [Ножкин и др., 2018] террейнов. Для всех этих комплексов типична «молодая» популяция циркона возрастного диапазона 0.9—0.7 млрд лет и варьирующее количество раннедокембрийских зерен.

Формирование большинства перечисленных терригенных комплексов происходило в венде, что резко отличает их от потенциального метаосадочного источника для гранитов Кузнецкого Алатау, время накопления которого составляет не менее 890—880 млн лет. Вместе с тем для тех и других характерно наличие двух доминирующих возрастных популяций циркона: поздннеопротерозойской и архей-палеопротерозой, что предполагает вклад двух принципиально различных источников сноса и их длительное участие в осадконакоплении от раннего неопротерозоя до венда. Сходство по характеру источников для вышеперечисленных терригенных комплексов и потенциального субстрата, продуцировавшего породы Гремячинского и Северо-Гремячинского массивов, подчеркивается также значениями модельного Nd возраста гранитоидов (1.6—2.0 млрд лет), отвечающими, например, основному диапазону величин для метаосадочных пород Хамардабанского террейна ($T_{Nd}(DM) = 1.5—2.2$ млрд лет [Kovach et al., 2013; Школьник, Макрыгина, 2017]). Следует напомнить, что величины ϵ_{Nd} и модельного возраста для плагиогранитов и гранитов Гремячинского и Северо-Гремячинского массивов заметно различаются между собой и обнаруживают корреляцию с количеством «древних» ксеногенных цирконов. Плагиограниты с минимальным значением ϵ_{Nd} (–7.8) обогащены раннедокембрийскими ксеногенными цирконами. То и другое свидетельствует в пользу большего вклада древней коры в образование терригенных пород — их потенциального источника. Исходя из более высокого ϵ_{Nd} (–1.0 и –1.1) для лейкогранитов, их метаосадочный источник мог быть образован при меньшем участии пород раннедокембрийской коры.

Отмеченные выше различия в изотопном составе Nd плагиогранитов и лейкогранитов допускают и альтернативную интерпретацию генезиса этих пород. Наряду с метаосадочными породами возможным источником раннеопротерозойского ксеногенного циркона для гранитоидов Кузнецкого Алатау могли служить и предшествующие островодужные известково-щелочные вулканиты, варьирующий вклад которых в гранитообразование мог обеспечить различие в величинах ϵ_{Nd} для двух типов гранитоидов. В работе С.И. Школьник и В.А. Макрыгиной [2017] показано значительное отличие в изотопном составе метатерригенных пород двух свит Хамардабанского террейна, которое интерпретируется как результат различного участия в осадконакоплении «ювенильного» мафического материала. О наличии коры с ювенильными изотопными характеристиками в Таланово-Богородском блоке Кузнецкого Алатау свидетельствуют изотопные параметры более поздних кембрийско-ордовикских гранитоидов, имеющих положительные ϵ_{Nd} (8.9—1.9) [Врублевский и др., 2003, 2004, 2016; Руднев и др., 2008]. К сожалению, отсутствие данных о возрасте и изотопном составе вулканитов Таланово-Богородского блока Кузнецкого Алатау не позволяет оценить вероятный вклад этих пород в образование раннеопротерозойских гранитоидов.

Раннепротерозойская история Кузнецкого Алатау. Анализ U-Pb геохронологических данных, полученных по магматическому циркону из плагиогранитов Гремячинского и гранитов Северо-Гремячинского массивов, свидетельствует о формировании в диапазоне 887—876 млн лет (см. рис. 6). Следует подчеркнуть, что для Кузнецкого Алатау присутствие магматических ассоциаций, включающих гранитоиды, предшествующие им габброиды и вулканы раннепротерозойского возраста, является принципиально новой информацией. С одной стороны, проявление в этом регионе магматических образований раннего неопротерозоя свидетельствует о более длительном формировании коры, чем это предполагалось ранее. С другой стороны, указывает на более сложную геологическую историю развития региона, представляющего коллаж различных по возрасту, составу и геодинамической природе тектонических блоков (террейнов). Наконец, новые изотопно-геохимические данные ставят вопрос о наличии в Таланово-Богородском блоке пород раннепротерозойского возраста или продуктов их эрозии, служивших источником наиболее многочисленной популяции ксеногенных цирконов в изученных гранитах.

Как показано выше, разновозрастные ксеногенные цирконы, включающие архей-палеопротерозойскую и неопротерозойскую группы, имеют два принципиально различных источника. Первые были заимствованы гранитными расплавами из метаосадочных толщ, образованных при эрозии какого-то древнего континентального блока, например Сибирского кратона, или микроконтинентов с раннедокембрийским фундаментом в структурах ЦАСП. Вторые это цирконы с возрастными 937—926 млн лет, которые, в отличие от более древних, характеризуются идиоморфной и субидиоморфной формами и магматической зональностью, что допускает в качестве источника вмещающие породы, представленные кундусульским габбро-диорит-диабазовым комплексом и островодужными метавулканитами основного—кислого состава (см. рис. 2). Следовательно, информация по возрасту ксеногенных цирконов позволяет предполагать формирование пород Гремячинского и Северо-Гремячинского массивов в аккреционно-коллизивной обстановке на рубеже ~890—880 млн лет как следствие амальгамации неопротерозойских океанических/островодужных комплексов и какого-то блока, образованного метаосадочными толщами окраинно-континентального типа.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты геологических, геохронологических и геохимических исследований гранитоидов Таланово-Богородского блока северной части Кузнецкого Алатау позволяют сделать следующие выводы.

Согласно U-Pb датированию магматических цирконов, плагиограниты Гремячинского и граниты Северо-Гремячинского массивов формировались на рубеже ~890—880 млн лет. Секущие взаимоотношения гранитоидов с метаморфизованными островодужными известково-щелочными вулканитами, базитами офиолитовой (кундусульской) ассоциации указывают на раннепротерозойский возраст этих комплексов.

Исходя из широкого возрастного спектра ксеногенных цирконов доминирующим источником для изученных гранитоидов служили осадочные породы. Высокая кремнекислотность гранитоидов в сочетании с обеднением наиболее некогерентными элементами, концентрирующимися в значительной степени или исключительно в аксессуарных минералах, обусловлена низкой степенью плавления осадочного субстрата, что согласуется с наличием ксеногенного циркона. Корреляция между изотопным составом Nd и содержанием раннедокембрийских ксеногенных цирконов для гранитоидов предполагает либо гетерогенность осадочного источника, либо вклад ювенильного материала, предположительно представленного вмещающими островодужными известково-щелочными вулканитами.

Потенциальный осадочный источник для гранитоидов Таланово-Богородского блока характеризуется двумя группами цирконов: архей-палеопротерозойской и неопротерозойской, что определяет его сходство по характеру питающей провинции с многочисленными осадочными комплексами северо-восточной части ЦАСП, их область эрозии включала как комплексы раннедокембрийской коры, так и раннепротерозойские ассоциации. Наличие двух возрастных групп ксеногенных цирконов позволяет предполагать формирование пород Гремячинского и Северо-Гремячинского массивов в аккреционно-коллизивной обстановке на рубеже ~890—880 млн лет как следствие амальгамации неопротерозойских океанических/островодужных комплексов и какого-то блока, образованного метаосадочными толщами окраинно-континентального типа.

Авторы выражают благодарность А.С. Гибшеру за плодотворные дискуссии и ряд ценных замечаний в процессе написания статьи, а также Т.Б. Баяновой (ГИ КНЦ РАН, Апатиты), И.В. Николаевой, С.В. Палесскому, Н.Г. Карманову, А.Н. Торянику (ЦКП МИИ СО РАН, Новосибирск), Лепехиной Е.Н., Ларионову А.Н. (ЦИИ ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург) за помощь в аналитических исследованиях.

Работа выполнена по государственному заданию ИГМ СО РАН.

ЛИТЕРАТУРА

Владимиров А.Г., Пономарева А.П., Каргополов С.А., Бабин Г.А., Плотников А.В., Гибшер А.С., Изох А.Э., Шокальский С.П., Бибикина Е.В., Журавлев Д.З., Пономарчук В.А., Халилов В.А., Травин А.В. Неопротерозойский возраст древнейших образований Томского выступа (Горная Шория) на основании U-Pb, Sm-Nd, Rb-Sr и Ar-Ar изотопного датирования // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 1999, т. 7, № 5, с. 28—42.

Врублевский В.В., Гертнер И.Ф., Журавлев Д.З., Макаренко Н.А. Sm-Nd-изотопный возраст и природа источника ассоциации щелочных основных пород и карбонатитов Кузнецкого Алатау // ДАН, 2003, т. 391, № 3, с. 378—382.

Врублевский В.В., Гертнер И.Ф., Владимиров А.Г., Руднев С.Н., Борисов С.М., Левченков О.А., Войтенко Д.Н. Геохронологические рубежи и геодинамическая интерпретация щелочно-базитового магматизма Кузнецкого Алатау // ДАН, 2004, т. 398, № 3, с. 374—378.

Врублевский В.В., Котельников А.Д., Руднев С.Н., Крупчатников В.И. Эволюция палеозойского гранитоидного магматизма в Кузнецком Алатау: новые геохимические и U-Pb (SHRIMP-II) изотопные данные // Геология и геофизика, 2016, т. 57 (2), с. 225—246.

Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Натман А., Ковач В.П., Котов А.Б., Подковыров В.Н., Плоткина Ю.В. Метатерригенные толщи Тувино-Монгольского массива: возраст, источники, тектоническая позиция // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2005, т. 13, № 1, с. 3—25.

Летникова Е.Ф., Школьник С.И., Летников Ф.А., Караковский Е.А., Костицын Ю.А., Вишневская И.А., Резницкий Л.З., Иванов А.В., Прошенкин А.И. Основные этапы тектономагматической активности Тувино-Монгольского микроконтинента в докембрии: данные U-Pb датирования цирконов // ДАН, 2017, т. 474, № 5, с. 1—6.

Николаева И.В., Палесский С.В., Козьменко О.А., Аношин Г.Н. Определение редкоземельных и высокозарядных элементов в стандартных геологических образцах методом масс-спектрометрии с индукционно связанной плазмой // Геохимия, 2008, № 10, с. 1085—1091.

Ножкин А.Д., Туркина О.М., Дмитриева Н.В., Травин А.В., Лиханов И.И. Метакарбонатный терригенный комплекс Дербинского блока (Восточный Саян): петрогеохимическая и изотопная характеристика, метаморфизм и время формирования // Геология и геофизика, 2018, т. 59 (6), с. 814—836.

Плотников А.В., Ступаков С.И., Бабин Г.А., Владимиров А.Г., Симонов В.А. Возраст и геодинамическая природа офиолитов Кузнецкого Алатау // ДАН, 2000, т. 372, № 1, с. 80—85.

Резницкий Л.З., Демонтерова Е.И., Бараш И.Г., Хунг Ц.-Х., Чун С.-Л. Нижний возрастной предел и источники метатерригенных пород аллохтона Тункинских Гольцов (Восточный Саян) // ДАН, 2015, т. 461, № 6, с. 691—695.

Резницкий Л.З., Ковач В.П., Бараш И.Г., Плоткина Ю.В., Ван К.-Л., Чун С.-Л. Возраст и источники терригенных пород Джидинского террейна: результаты U-Th-Pb (LA-ICP-MS) геохронологических исследований детритовых цирконов // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2018, т. 26, № 5, с. 3—29.

Руднев С.Н. Раннепалеозойский гранитоидный магматизм Алтае-Саянской складчатой области и Озерной зоны Западной Монголии. Новосибирск, Изд-во СО РАН, 2013, 300 с.

Руднев С.Н., Матуков Д.И., Сергеев С.А., Серов П.А. Позднерифейские плагиограниты Кузнецкого Алатау: состав, возраст и источники // ДАН, 2006, т. 410, № 6, с. 809—815.

Руднев С.Н., Борисов С.М., Бабин Г.А., Левченков О.А., Макеев А.Ф., Серов П.А., Матуков Д.И., Плоткина Ю.В. Раннепалеозойские батолиты северной части Кузнецкого Алатау: вещественный состав, возраст и источники // Петрология, 2008, т. 16, № 4, с. 421—448.

Руднев С.Н., Мальковец В.Г., Белоусова Е.А., Третьякова И.Г., Гибшер А.А. Состав и возраст плагиогранитоидов южной части Озерной зоны Западной Монголии // Геология и геофизика, 2019, т. 60 (11), с. 1513—1541.

Туркина О.М. Модельные геохимические типы тоналит-трондьемитовых расплавов и их природные эквиваленты // Геохимия, 2000, № 7, с. 704—717.

Хубанов В.Б., Буянтуев М.Д., Цыганков А.А. U-Pb изотопное датирование цирконов из PZ₃-MZ магматических комплексов Забайкалья методом магнитно-секторной масс-спектрометрии с лазерным пробоотбором: процедура определения и сопоставления с SHRIMP-II данными // Геология и геофизика, 2016, т. 57 (1), с. 241—258.

Уваров А.Н., Черных А.И., Уварова Н.М. Геологическое строение и полезные ископаемые листа N-45-XI (Белогорск), Новокузнецк, 2002, 374 с.

Школьник С.И., Макрыгина В.А. Геохимия и изотопный состав метатерригенных отложений хамардабанской серии (Центрально-Азиатский складчатый пояс) // Геология и геофизика, 2017, т. 58 (10), с. 1500—1513.

Школьник С.И., Иванов А.В., Летникова Е.Ф., Аносова М.О. Источники сноса вендский высокоглиноземистых пород Тункинских Гольцов, Восточный Саян: результаты изотопных, геохимических и минералогических исследований // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2020, т. 28, № 3, с. 27—47.

Шокальский С.П., Бабин Г.А., Владимиров А.Г., Борисов С.М., Гусев Н.И., Токарев В.Н., Зыбин В.А., Дубский В.С., Мурзин О.М., Кривчиков В.А., Крук Н.Н., Руднев С.Н., Федосеев Г.С., Титов А.В., Сергеев В.П., Лихачев Н.Н., Мамлин А.Н., Котельников Е.И., Кузнецов С.А., Зейферт Л.Л., Яшин В.Д., Носков Ю.С., Уваров А.Н., Федак С.И., Гусев А.И., Выставной С.А. Корреляция магматических и метаморфических комплексов западной части Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2000, 188 с.

Arth J.G. Some trace elements in trondhjemites. Their implications to magma genesis and paleotectonic setting / Ed. F. Barker // *Trondhjemites, dacites and related rocks*. Amsterdam, Elsevier, 1979, p. 123—132.

Beard J.S., Lofgren G.E. Dehydration melting and water-saturated melting of basaltic and andesitic greenstones and amphibolites at 1, 3 and 6.9 kbar // *J. Petrol.*, 1991, v. 32, p. 365—401.

Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D. A geochemical classification for granitic rocks // *J. Petrol.*, 2001, v. 42, p. 2033—2048.

Holtz F., Johannes W. Genesis of peraluminous granites I. Experimental investigation of melt compositions at 3 and 5 kb and various H₂O activities // *J. Petrol.*, 1991, v. 32, p. 935—958.

Goldstein S.J., Jacobsen S.B. Nd and Sr isotopic systematics of river water suspended material: Implications for crustal evolution // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1988, v. 87, p. 249—265.

Jacobsen S.B., Wasserburg G.J. Sm-Nd evolution of chondrites and achondrites // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1984, v. 67, p. 137—150.

Kovach V., Salnikova E., Wang K.-L., Jahn B.-M., Chiu H.-Y., Reznitskiy L., Kotov A., Iizuka Y., Chung S.-L. Zircon ages and Hf isotopic constraints on sources of clastic metasediments of the Slyudansky high-grade complex, southeastern Siberia: implication for continental growth and evolution of the Central Asian Orogenic Belt // *J. Asian Earth Sci.*, 2013, v. 62, p. 18—36.

Le Maitre R.W.A. Classification of igneous rocks and glossary of terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences, Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. Oxford, Blackwell, 1989, 193 p.

Liew T.C., Hofmann A.W. Precambrian crustal components, plutonic associations, plate environment of the Hercynian Fold Belt of central Europe: Indications from a Nd and Sr isotopic study // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1988, v. 98, p. 129—138.

Maniar P.D., Piccoli P.M. Tectonic discrimination of granitoids // *Geol. Soc. Am. Bull.*, 1989, v. 101 (5), p. 635—643.

O'Connor J.T.A. A classification for quartz-rich igneous rock based on feldspar ratios // *U.S. Surv. Prof. Paper.*, 1965, v. 52B, p. B79—B84.

Patino Douce A.E., Harris N. Experimental constraints on Himalayan anatexis // *J. Petrol.*, 1998, v. 39, p. 689—710.

Rapp R.P., Watson E.B. Dehydration melting of metabasalt at 8—32 kbar: implications for continental growth and crust—mantle recycling // *J. Petrol.*, 1995, v. 36, p. 891—931.

Rapp R.P., Watson E.B., Miller C.F. Partial melting of amphibolite/eclogite and the origin of Archean trondhjemites and tonalities // *Precambrian Res.*, 1991, v. 51, p. 1—25.

Rickwood P.C. Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides and minor elements // *Lithos*, 1989, v. 22, p. 247—263.

Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes / Eds. A.D. Saunders, M. Norry // *Magmatism in the ocean basins*. Geol. Soc., London, Spec. Publ., 1989, v. 42, p. 313—345.

Taylor S.R., McLennan S.M. The continental crust: Its evolution and composition. London, Blackwell, 1985, 312 p.

Vielzeuf D., Montel J.M. Partial melting of metagreywackes. Part I. Fluid-absent experiments and phase relationships // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1994, v. 117, p. 375—393.