

ЭВОЛЮЦИЯ ПАЛЕОЗОЙСКОГО ГРАНИТОИДНОГО МАГМАТИЗМА КУЗНЕЦКОГО АЛАТАУ: НОВЫЕ ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И U-Pb (SHRIMP-II) ИЗОТОПНЫЕ ДАННЫЕ

В.В. Врублевский, А.Д. Котельников, С.Н. Руднев*, В.И. Крупчатников**

Томский государственный университет, 634050, Томск, просп. Ленина, 36, Россия

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

** ОАО «Горно-Алтайская экспедиция», 659370, Малоенсейское, Алтайский край, Россия

По данным U-Pb изотопного анализа в гранитоидных интрузиях восточного склона Кузнецкого Алатау (Батеневский кряж) выявлены цирконы с возрастом ~ 510—490 и ~ 430—400 млн лет. На этом основании предполагаются два этапа развития регионального гранитоидного магматизма: в среднем—верхнем кембрии и в силуре—раннем девоне. Для двух зерен циркона из пород Тигертышского плутона получены даты ~ 1.9 и ~ 2.6 млрд лет, свидетельствующие о возможном вовлечении в процессы магмогенерации фрагментов палеопротерозойской континентальной коры. Независимо от возраста среди гранитоидов преобладают производные известково-щелочной калиевой ($K_2O/Na_2O \approx 0.5—1.7$) серии. По соотношению глинозема, кальция и щелочей большинство их составов соответствует разновидностям I-типа ($A/CNK \leq 1.1$) с пониженной железистостью и концентрациями HFSE, в том числе REE ($\Sigma REE \approx 100—300$ г/т). Уровень и характер накопления редких элементов в породах указывают на возможное совместное участие в магмогенезисе вещества типа IAB и OIB. Предположительно влияние внутриплитной составляющей усиливалось в результате суперпозиции плюма на аккреционно-коллизийные образования, а их подплавление могло обусловить сохранение в гранитоидах геохимических признаков субдукционного магматизма. Изотопная неоднородность ($\epsilon_{Nd}(T) = 2.3—4.8$, $(^{87}Sr/^{86}Sr)_T \approx 0.7036—0.7051$) гранитоидных комплексов свидетельствует о вероятной гетерогенности источников вещества при различной степени смешения материала умеренно деплетированной (PREMA) и обогащенной литосферной (EM) мантии, а также корового субстрата. С кембрийскими гранитоидами Кузнецкого Алатау синхронны и изотопно-родственны отдельные проявления регионального щелочно-базитового магматизма, развитие которого подтверждает реальность взаимодействия плюма с активной континентальной окраиной еще на каледонском этапе эволюции Центрально-Азиатского складчатого пояса.

Гранитоидный магматизм, геохимия и изотопная геохронология, Кузнецкий Алатау, Центрально-Азиатский складчатый пояс.

EVOLUTION OF THE PALEOZOIC GRANITOID MAGMATISM IN THE KUZNETSK ALATAU: NEW GEOCHEMICAL AND U-Pb (SHRIMP-II) ISOTOPE DATA

V.V. Vrublevskii, A.D. Kotel'nikov, S.N. Rudnev, and V.I. Krupchatnikov

A U-Pb isotope analysis has revealed zircons, dated at ~510–490 and ~430–400 Ma, in granitoid intrusions on the eastern slope of the Kuznetsk Alatau Range (Batenev Ridge). This suggests two stages of regional granitoid magmatism: Middle–Late Cambrian and Silurian–Early Devonian. The ages of two zircon grains from the rocks of the Tigertysh pluton are ~1.9 and ~2.6 Ga; they suggest the involvement of fragments of the Paleoproterozoic continental crust in magma generation. The granitoids, independently of their age, are mostly products of rocks of the calc-alkalic ($K_2O/Na_2O \approx 0.5—1.7$) series. In the proportions of alumina, calcium, and alkalis most of them correspond to I-type granites ($A/CNK \leq 1.1$) with reduced Fe/(Fe + Mg) values and contents of HFSE, including REE ($\Sigma REE \approx 100—300$ ppm). The trace-element patterns of the rocks point to the possible participation of both IAB and OIB in magma genesis. Presumably, the influence of the within-plate component increased as a result of the superposition of plume on accretion–collisional structures, and their melting might have favored the preservation of geochemical features of subduction magmatism in the granitoids. The isotopic inhomogeneity ($\epsilon_{Nd}(T) = 2.3—4.8$, $(^{87}Sr/^{86}Sr)_T \approx 0.7036—0.7051$) of granitoid complexes suggests the heterogeneous composition of the sources of their material, which consisted of the matter of moderately depleted (PREMA) and enriched (EM) lithospheric mantle and crustal substrate, mixed in different proportions. Some products of the regional alkali-basic magmatism are coeval with the Cambrian granitoids of the Kuznetsk Alatau and are similar to them in isotope composition. This magmatism confirms the interaction of plume with the active continental margin at the Caledonian stage of evolution of the Central Asian Fold Belt.

Granitoid magmatism, geochemistry and isotope geochronology, Kuznetsk Alatau, Central Asian Fold Belt

ВВЕДЕНИЕ

Анализ геологической позиции, состава и хронологии проявлений гранитоидного магматизма имеет большое значение при палеогеодинамических реконструкциях, особенно в условиях контрастного тектонического режима подвижных областей земной коры и происходившего в них плюм-литосферного взаимодействия. В этом отношении типичным примером могут служить каледониды Кузнецкого Алатау в западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП), где широко распространены разноформационные гранитоидные интрузии раннепалеозойского возраста. Считается, что их многообразие обусловлено становлением нескольких магматических комплексов (тылинского, мартайгинского, краснокаменского, карнаюльского, тигертышского и др.), производные которых могли сформироваться в сравнительно узком временном диапазоне в течение кембрия—начала ордовика [Владимиров и др., 1999а,б, 2001; Руднев и др., 2008]. По данным U-Pb изотопного датирования акцессорного циркона в петротипных плутонах северного склона Кузнецкого Алатау, наиболее древние гранитоидные ассоциации установлены в Тылинском (~ 530 млн лет), Кожуховском и Краснокаменском (~500 млн лет) интрузивах. Несколько моложе (~ 500—485 млн лет) сателлиты Дудетского батолита (массивы Кайдаловский, Ударнинский, Карнаюльский, Малодудетский) [Руднев и др., 2008]. Вместе с тем для интрузивных фаз крупных гранитных плутонов (Тигертышского, Уйбатского, Белоюсско-Туимского, Саксырского) Батеневского кряжа на востоке Кузнецко-Алатауского хребта установлен более широкий возрастной интервал внедрения на протяжении ордовика—раннего силура (~490—460 и 440—430 млн лет назад). При этом в регионе отмечается определенная ритмичность развития гранитоидного магматизма, выраженная в чередовании трех пиков его активности примерно через 25 млн лет и более интенсивном проявлении в позднем кембрии на рубеже $\sim 495 \pm 5$ млн л.н. [Руднев и др., 2004]. Предполагается, что гранитообразование могло происходить в различных геодинамических условиях с последовательной сменой островодужной, аккреционно-коллизийной и внутриплитной обстановок [Владимиров и др., 1999а; Руднев и др., 2008]. Полученные нами данные по геохимии и U-Pb изотопному датированию гранитоидов в менее изученных интрузивных массивах восточной части Кузнецкого Алатау позволяют уточнить природу и возрастные рубежи развития регионального гранитного магматизма на протяжении раннего палеозоя.

ГЕОЛОГИЯ И ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ СОСТАВ ИНТРУЗИВНЫХ МАССИВОВ

По геотектоническим реконструкциям, складчатое сооружение Кузнецкого Алатау представляет собой каледонский террейн с преобладанием в составе структурно-вещественных комплексов, сформированных на активной континентальной окраине Палеоазиатского океана [Берзин, Кунгурцев, 1996; Казанский и др., 2003; Метелкин, Козьмин, 2012]. Для него характерно неоднородное блоковое строение с чередованием выступов докембрийского фундамента, раннекаледонских поднятий и прогибов, среднепалеозойских рифтогенных впадин, сложенных соответственно рифейско-кембрийскими карбонатно-терригенными и вулканогенными образованиями, а также девонскими субконтинентальными вулканами. Наряду с офиолитами и щелочно-базитовыми интрузиями в регионе развиты магматические ассоциации габбро-гранитного, диорит-гранодиорит-гранитного, гранит-лейкогранитного состава [Шокальский и др., 2000]. Большинство из них сосредоточено в виде крупных батолитообразных тел в северной и восточной частях Кузнецкого Алатау.

Геохимические и изотопно-геохронологические исследования гранитоидов проводились нами в пределах Восточно-Ортонского, Назасского, Карзасского, Правая Томь, Тигертышского, гор Кызель и Малый Карлыган, Верхнекискачинского, Гольцового и Карлыгановского интрузивных массивов на восточном склоне Кузнецко-Алатауского хребта (рис. 1). Их геологическая позиция обусловлена приуроченностью к юго-западной периферии Батеневского кряжа, структурно-вещественные комплексы которого трактуются как составные части задугового бассейна [Метелкин, Козьмин, 2012]. В его строении принимают участие преобладающие вулканы дацит-трахибазальтовой и риолит-базальтовой серий OIB типа, а также характерные для палеосимаунтов карбонатные отложения венд-кембрийского возраста. Кроме того, реликты переработанной океанической коры представлены породами неопротерозойской офиолитовой ассоциации, с которыми практически синхронно проявлены плагиограниты. Последующее развитие в регионе кембрийских известково-щелочных вулканических серий, соответствующих стадии зрелой островной дуги, сопровождается становлением плутонов габбро-диорит-гранодиоритового и граносиенитового состава. Завершение островодужного магматизма в позднем кембрии сменяется процессами лавинной седиментации и формированием турбидитов. В ходе ордовикской аккреции островной дуги происходит образование молассы и магматических комплексов повышенной щелочности, включая габбро-сиенитовые и гранитоидные ассоциации [Довгаль, Широких, 1980; Владимиров и др., 2001; Руднев и др., 2004]. Изученные интрузивные массивы относятся к различным временным этапам гранитообразования на Батеневском кряже в среднем—позднем кембрии, силуре и раннем девоне.

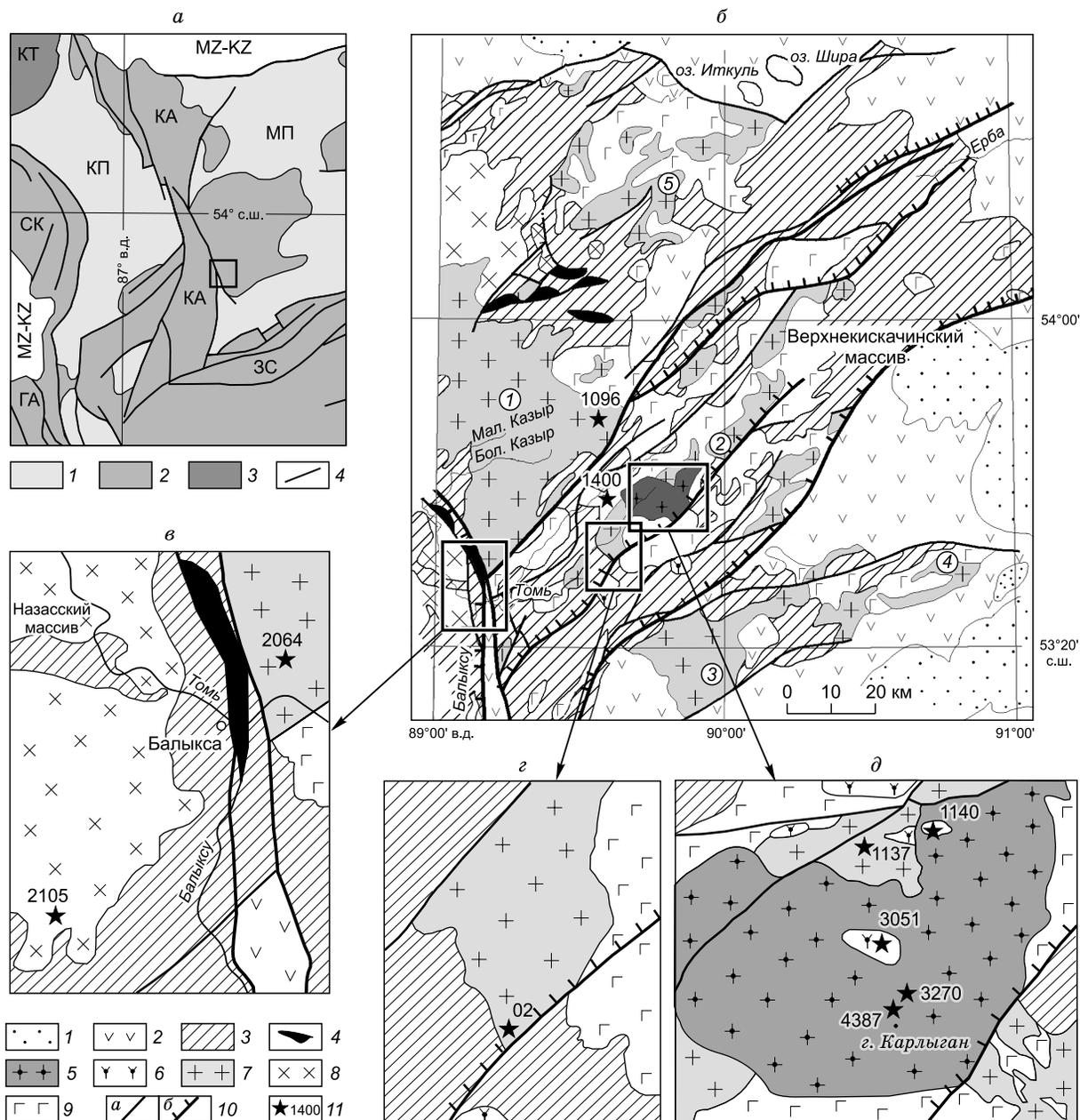


Рис. 1. Геологическая позиция и строение гранитоидных интрузивных массивов восточного склона Кузнецкого Алатау (по результатам геолого-съёмочных работ ГДП-200).

а — фрагмент геолого-структурной схемы западной части Алтае-Саянской складчатой области: 1 — прогибы и впадины, выполненные средне- и позднепалеозойскими отложениями; 2 — каледониды и более древние структуры; 3 — герциниды; 4 — крупные тектонические разломы. КА — Кузнецкий Алатау, ЗС — Западный Саян, ГА — Горный Алтай, СК — Салаирский кряж, МП — Минусинский прогиб, КП — Кузнецкий прогиб, КТ — Колывань-Томская зона, МЗ-КЗ — мезозойско-кайнозойские впадины. Прямоугольным контуром показана территория восточного склона Кузнецкого Алатау, на которой распространены изученные интрузивные массивы. *б* — геологическая карта района размещения гранитоидных плутонов, цифрами в кружках отмечены полихронные плутоны: 1 — Тигертышский, 2 — Уйбатский, 3 — Аскизский, 4 — Саксырский, 5 — Улень-Тумский. Показаны точки опробования в массивах Гольцовый (1096) и горы Кызель (1400). *в—д* — детализация строения Восточно-Оронского, Назасского, Тигертышского, Каразасского (*в, з*), Правая Томь, Карлыгановского (*д*) интрузивных массивов в местах отбора проб на изотопный анализ.

1—3 — осадочные отложения: каменноугольные терригенные (1), раннедевонские вулканогенные (2), неопротерозойские и раннекембрийские терригенно-карбонатные (3); 4 — породы офиолитовой ассоциации неопротерозоя; 5—9 — палеозойские интрузивные ассоциации: 5 — граниты и гранит-порфиры раннего девона (карлыгановский комплекс), 6 — граносиениты раннего силура, 7 — гранитоиды позднего кембрия — раннего ордовика (тигертышский комплекс), 8 — гранитоиды среднего кембрия (мартайгинский комплекс), 9 — габброиды и монцодиориты среднего кембрия (когдахский комплекс); 10 — дизъюнктивные нарушения (*а* — субвертикальные, *б* — с наклонным сместителем); 11 — место отбора и номер пробы (пр.) для U-Pb датирования.

Восточно-Ортонский массив приурочен к водоразделу рек Камзас, Изас и Большой Ортон, образует штоковидное тело с изометричным по форме ($\sim 8 \times 8$ км) выходом на поверхность и прорывает неопротерозойские и раннекембрийские терригенно-карбонатные отложения. Наряду с преобладающими биотит-роговообманковыми гранодиоритами в составе массива присутствуют тоналиты, кварцевые диориты и граниты. На периферии интрузива развиты гибридные диориты и монцодиориты. В зависимости от породной разновидности содержание главных минералов варьирует: олигоклаз-андезин (25—60 %), калиевые полевые шпаты (0—30 %), кварц (5—30 %), роговая обманка с реликтами клинопироксена, биотит (10—50 %). По петрографическому составу интрузив относят к мартайгинскому комплексу, который выделяется как производная кембрийского гранитоидного магматизма в северной части Кузнецкого Алатау [Кузнецов и др., 1971; Руднев и др., 2008].

Назасский массив расположен в долине р. Томь, простираясь на 12 км в северо-западном направлении от устья р. Изас. Его пластинообразное тело с площадью выхода на поверхность около 70 км² и крутонаклонными (80—85°) на запад контактами прорывает неопротерозойские мраморы, по которым широко развиты известковые скарны. Интрузив обладает зональным строением с порфиroidными биотит-роговообманковыми тоналитами и гранодиоритами в центральной части и кварцевыми диоритами на периферии. В южной эндоконтактной зоне ограничено распространены габбро- и монцодиориты. В составе доминирующих тоналитов и гранодиоритов присутствуют олигоклаз-андезин (40—50 %), кварц (10—20 %), калиевый полевой шпат (до 10—25 %), роговая обманка с реликтами клинопироксена, биотит (15—30 %). По геологическим данным возраст массива считается кембрийским.

Каразасский массив обособляется в виде штокообразного тела (~ 70 км²) в южной части Уйбатского плутона. Слагающие его умеренно щелочные порфиroidные граниты прорывают кембрийские габброиды и монцодиориты когтахского комплекса и метаосадочные отложения венда. В минералогическом составе гранитов преобладают олигоклаз-андезин, калиевый полевой шпат и кварц. В количестве до 5 % встречаются эгиринсодержащий пироксен и гастингсит.

Массив Правая Томь представляет собой шток порфиroidных мелкозернистых лейкогранитов (~ 15 км²) среди кембрийских монцодиоритов и сиенитов когтахского комплекса в западной части Уйбатского плутона. Породы сложены альбит-олигоклазом (30—40 %), ксеноморфными микроклин-пертитом (30—35 %) и кварцем (30—35 %), хлоритизированным биотитом (~ 1 %).

Тигертышский массив расположен в междуречье Томь—Теренсуг—Бол. Казыр и занимает центральную и южную части одноименного полихронного (Є_3 — O_1) плутона на площади ~ 500 км² в Белоюсском антиклинории. Интрузивное тело имеет лополитообразную форму и залегает среди вулканогенно-терригенно-карбонатных отложений неопротерозоя и раннего кембрия в зоне сочленения Кузнецко-Алатауского и Теренсинского разломов. Массив обладает двухфазным строением. Доминирующая первая фаза представлена биотит-роговообманковыми гранитами и гранодиоритами, которые на периферии интрузива постепенно сменяются роговообманковыми диоритами и кварцевыми диоритами. Минералогический состав главных разновидностей определяется полевыми шпатами (микроклин+андезин-олигоклаз ~ 60 —70 %), кварцем ~ 25 —35 %, биотитом и роговой обманкой ~ 1 —5 %. Последние частично замещены вторичными хлоритом, актинолитом, эпидотом. Лейкограниты и гранит-порфиры второй фазы образуют небольшие штоки и дайки, состоящие из альбит-олигоклаза и микроклин-пертита (до 65 %), кварца (32—35 %), хлоритизированного биотита.

Массив горы Кызель представлен штоком кварцевых монцодиоритов в западной части Уйбатского плутона. Его строение осложняется дайками и жильными телами монцодиоритов и сиенит-порфиоров предположительно раннесилурийского возраста. Породы главной интрузивной фазы имеют порфиroidное, мелкосреднезернистое строение и содержат лабрадор (40—50 %), пертитовый калиевый полевой шпат (30—40 %), кварц (5—10 %), небольшое количество клинопироксена и роговой обманки. В сиенит-порфирах наряду с преобладающим калиевым полевым шпатом встречаются альбит, хлорит и редкий кварц.

Массив горы Малый Карлыган выделяется как крупный останец—реликт (~ 2 км²) среди раннедевонских гранитоидов Карлыгановского интрузива. В его петрографическом составе принимают участие кварцевые монцодиориты и сиенит-порфиры, аналогичные породным разновидностям массива горы Кызель.

Массив Гольцовый расположен в восточной части Тигертышского плутона и образует крупный (~ 150 км²) шток лейкогранитов его 2-й фазы, прорванных дайками граносиенит-порфиоров и гранит-порфиоров предположительно раннесилурийского возраста. В изученных граносиенит- и гранит-порфирах преобладают калиевый полевой шпат (пертит) и кварц при подчиненном развитии олигоклаза. Во вкрапленниках встречаются биотит и роговая обманка.

Габброиды **Верхнекискачинского массива** (когтахский комплекс среднего кембрия) на левобережье р. Уйбат, притока Абакана рассечены многочисленными маломощными (~ 1 —10 м) дайками силурийских граносиенит-порфиоров. По составу они сходны с аналогичными породами в массиве Гольцовый.

Карлыгановский массив образует крупный (~100 км²) шток в юго-западной части Уйбатского плутона. В его составе выделяются мелкозернистые граниты с переходами в гранит-порфиры, граносиенит-порфиры и кварцевые сиенит-порфиры. По геологическим данным, это более молодые интрузивные образования по сравнению с раннепалеозойскими монодиоритами и гранитоидами когтахского и тигертышского комплексов соответственно. В породах массива распространены кислый плагиоклаз (~35—50 %), пертитовый калиевый полевой шпат (~30 %), кварц (~15—25 %), биотит и роговая обманка (до ~5—10 %).

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

U-Pb изотопный анализ циркона, выделенного для возрастного датирования, выполнен на ионном микрозонде SHRIMP-II в ЦИИ ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург) по стандартной методике [Williams, 1998]. Катодолюминесцентные изображения получены на сканирующем электронном микроскопе ABT55 в обычном рабочем режиме. Обработка данных осуществлялась по программе SQUID [Ludwig, 2000] с нормированием U-Pb отношения по стандартному циркону TEMORA [Black et al., 2003]. Погрешности для единичных анализов (изотопных отношений и возрастов) оценивались в интервале $\pm 1\sigma$, для вычисленных конкордантных возрастов и пересечений с конкордией $\pm 2\sigma$. При построении графиков с конкордией применялась программа ISOPLOT/Ex [Ludwig, 1999].

Содержания петрогенных (мас. %) и редких (г/т) элементов измерены методами рентгенофлюоресцентного анализа (РФА, энергодисперсионный спектрометр Oxford ED2000) и масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ICP—MS, масс-спектрометр высокого разрешения Agilent 7500cx) соответственно в Аналитическом центре «Геохимия природных систем» Томского государственного университета (г. Томск).

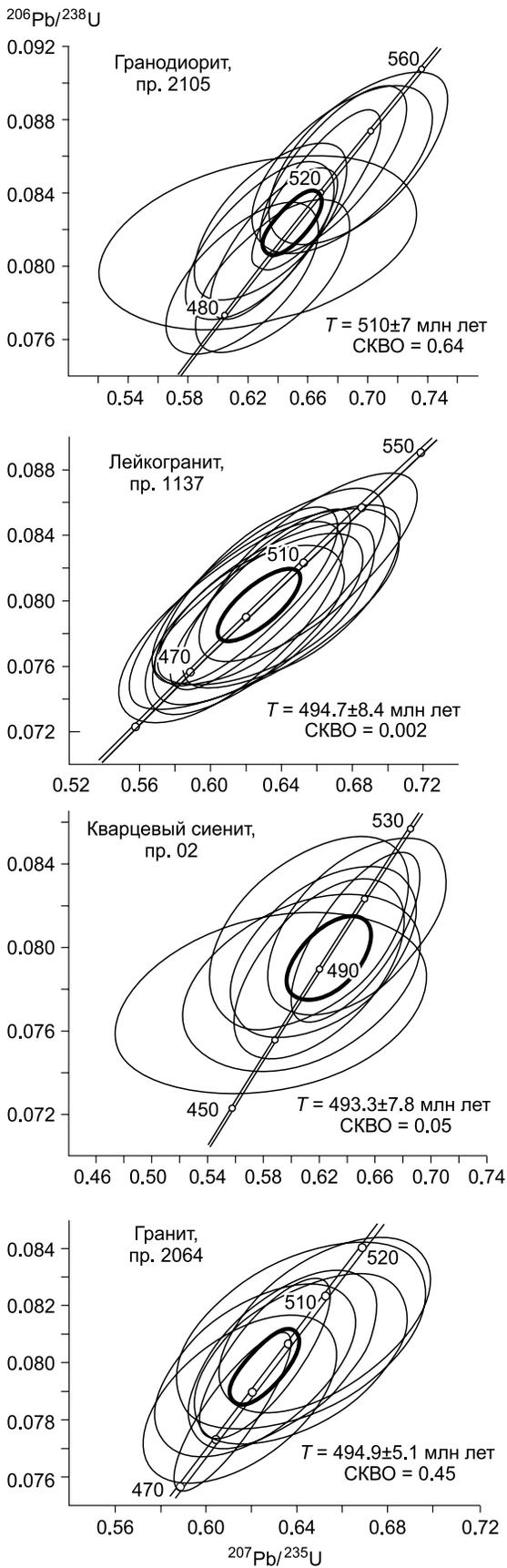
Изотопный состав Sm-Nd и Rb-Sr изучен на масс-спектрометрах Finnigan MAT-262 и MI 1201-T в Геологическом институте КНИЦ РАН (г. Апатиты) по стандартной методике [Баянова, 2004]. Величина ϵ и первичные изотопные отношения неодима и стронция рассчитаны на U-Pb возраст изученного циркона (см. текст, современный CHUR $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512638$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1967$), UR ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7045$, $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} = 0.0827$). Концентрации элементов определены изотопным разбавлением с точностью 0.5 отн. % для Sm, Nd и 1 отн. % для Rb, Sr. Среднее по стандарту La Jolla $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511851 \pm 11$ ($N = 20$). $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ нормализован к значению 0.710235 по NBS SRM-987. $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$ рассчитан с учетом современного состава деплетированной мантии: $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.51315$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.2137$ [Фор, 1989].

U-Pb ИЗОТОПНО-ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

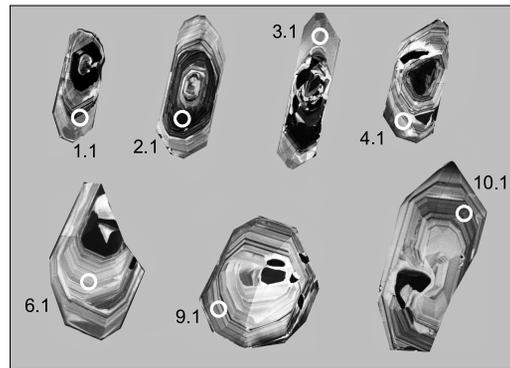
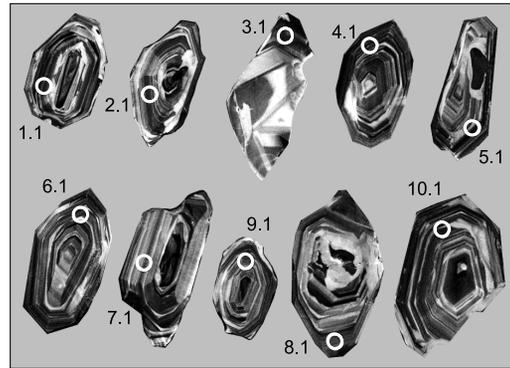
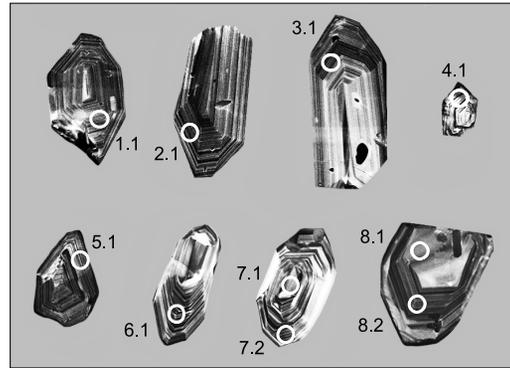
U-Pb изотопное датирование проводилось по акцессорному циркону в главных петрографических разновидностях Восточно-Ортонского, Правая Томь, Каразасского, Тигертышского, Гольцового, гор Кызель и Малый Карлыган, Карлыгановского гранитоидных массивов. Среди изученных зерен минерала преобладают кристаллы или их обломки с дипирамидально-призматическим габитусом и отчетливой зональностью внутреннего строения (рис. 2), что предполагает магматогенную природу циркона. Концентрации тория и урана заметно варьируют даже в пределах отдельных индивидов (табл. 1, 2). Независимо от возраста и при небольшом отличии среднего Th/U отношения (~0.4—0.7) содержания элементов в разных фракциях изменяются в ~3—7 раз и ~5—19 раз для урана и тория соответственно. Всего с целью датирования выполнено 98 измерений по 90 минеральным зернам, включая их центральные и краевые части.

Особенности U-Pb изотопного состава циркона в гранодиоритах Восточно-Ортонского интрузива позволяют считать их среднекембрийскими образованиями. Благодаря наличию в цирконе прямой зональности с отчетливой разницей в возрасте ядра и края зерен можно предполагать длительность его кристаллизации в течение ~1—8 млн лет. Полученная дата 510 ± 7 млн лет (см. рис. 2, а) хорошо сопоставима с временным диапазоном (~520—500 млн л.н.) формирования главной фазы мартайгинского диорит-гранитного комплекса, выделяемого в северной части Кузнецкого Алатау [Владимиров и др., 2001; Руднев и др., 2008]. Несколько более молодыми ($T \approx 495$ млн лет, см. рис. 2, а) выглядят кварцевые сиениты и лейкограниты тигертышского комплекса, слагающие соответственно Каразасский массив и мелкие тела на северном склоне горы Карлыган. Вместе с тем в гранитах самого Тигертышского плутона нами установлены две генерации циркона, один из которых имеет близкий возраст (494.9 ± 5.1 млн лет, СКВО = 0.45, пр. 2064), а два зерна другого конкордантны на значениях 1878 ± 24 и 2627 ± 34 млн лет ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраст 1884 ± 16 и 2568 ± 14 млн лет соответственно; см. рис. 2, а). Совместное присутствие раннепалеозойских и более древних цирконов также наблюдается в щелочных породах региона [Врублевский и др., 2014а,б].

Раннесилурийский возраст имеют мелкие реликтовые тела гипабиссальных граносиенит-порфиров среди девонских гранитов Карлыгановского массива (гора Малый Карлыган), их небольшие штоки



a



200 мкм

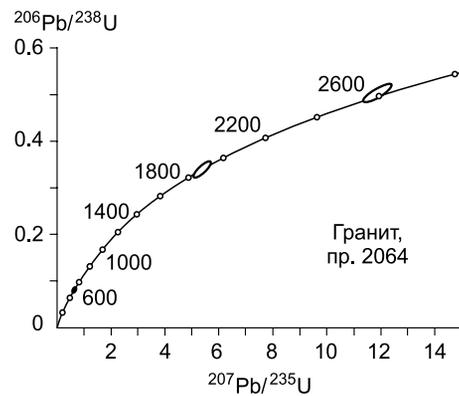
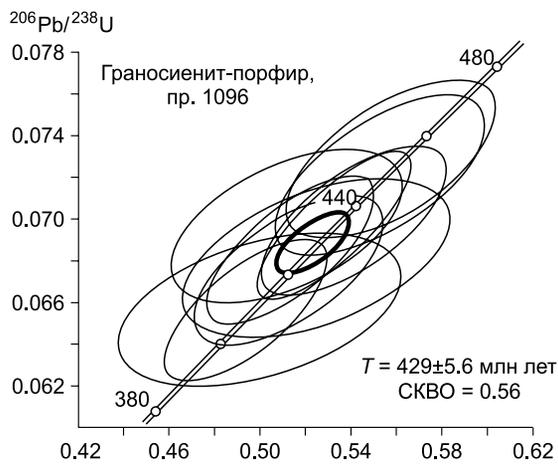
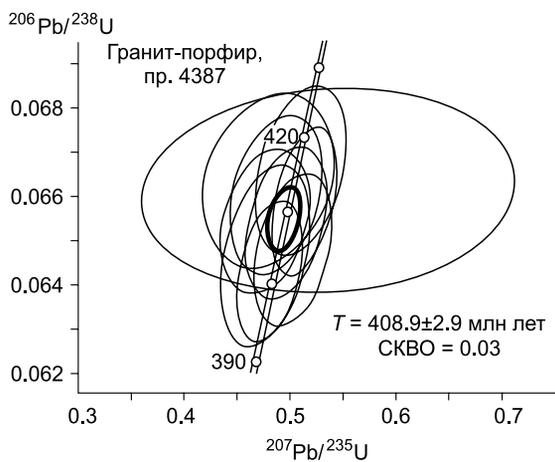
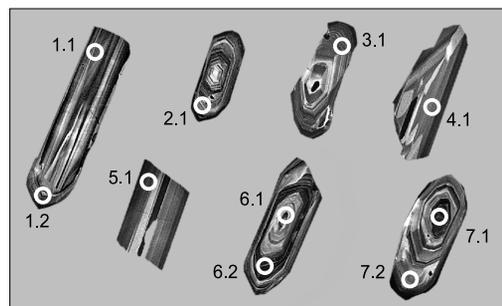
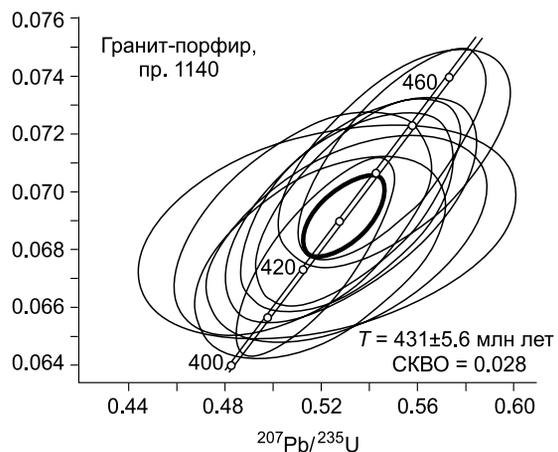
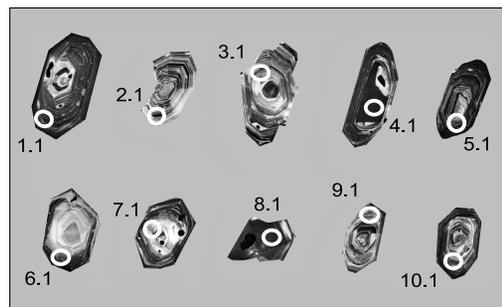
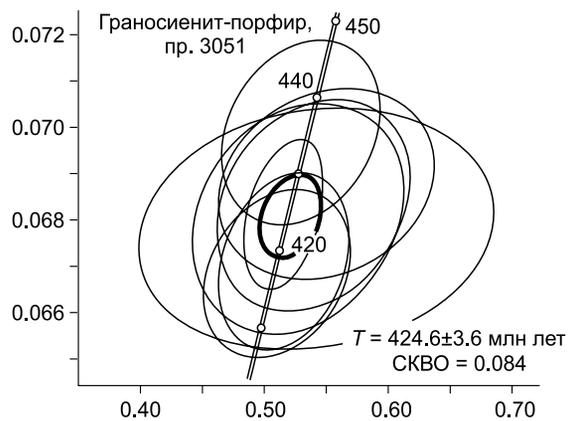
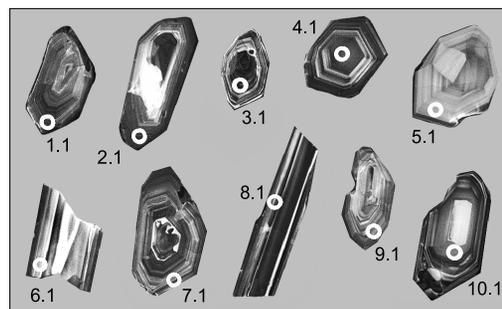


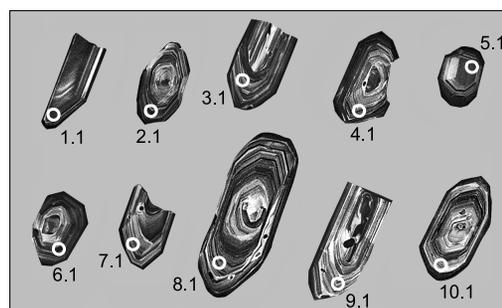
Рис. 2. Начало



б



в



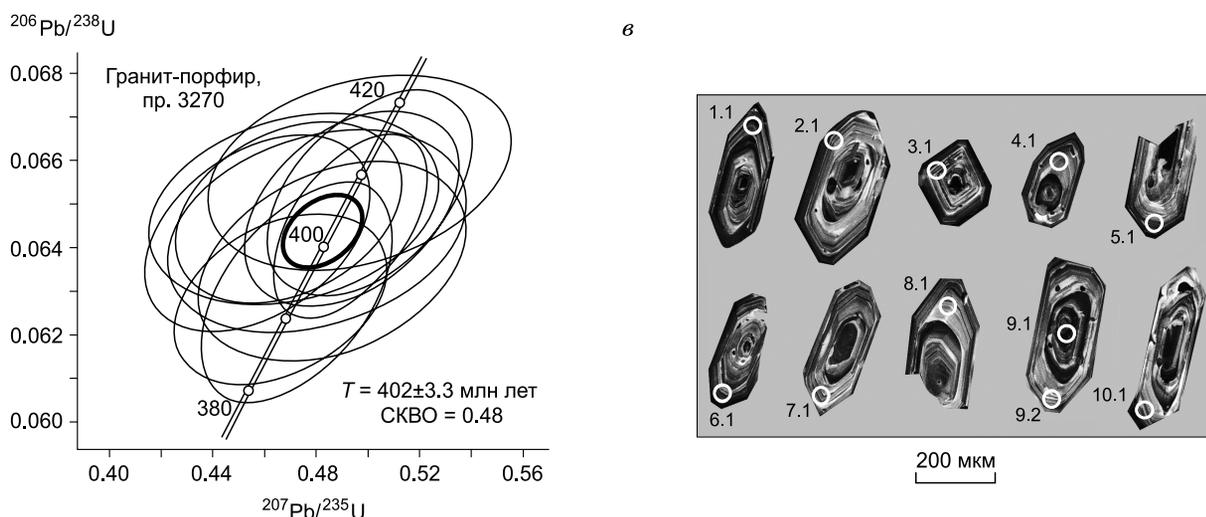


Рис. 2. U-Pb диаграммы и морфологические особенности цирконов из кембрийских (а), силурийских (б) и раннедевонских (в) гранитоидов Батеневского кряжа.

а — пр. 2105, Восточно-Орто́нский массив; пр. 1137, массив Правая То́мь; пр. 02, Каразасский массив; пр. 2064, Тигерты́шский массив; б — пр. 1096, массив Гольцовый; пр. 3051, массив горы Ма́лый Карлы́ган; пр. 1140, останец на северном склоне горы Карлы́ган; в — пр. 4387, 3270, Карлы́гановский массив. На катодолюминесцентных изображениях зерен окружностями обозначены места проведения изотопного анализа с указанием номера точек (см. табл. 1, 2).

в интрузиве Гольцовый, а также кварцевые монцодиориты массива горы Кызель. По времени своего формирования они охватывают значительный интервал лландовери и почти весь венлок. В граносиенитах наряду с преобладающим цирконом конкордантного возраста $\sim 433\text{--}425$ млн лет (см. рис. 2, б) встречаются единичные зерна минерала со значениями $\sim 535\text{--}460$ млн лет, которые могут отражать более ранний этап магматической деятельности и свидетельствовать о повторном плавлении вещества его производных. По сравнению с породами других рассмотренных интрузий цирконы силурийских монцодиоритов обогащены ураном (до $\sim 2000\text{--}3700$ г/т) и торием (до $\sim 2000\text{--}3400$ г/т), но по дате своего проявления ($T = 432.7 \pm 4.4$ млн лет, SKBO = 0.34, пр. 1400) они хорошо коррелируются с гранитами Саксырского плутона ($T = 432 \pm 4$ млн лет, U-Pb, циркон), завершающими последний эволюционный ритм гранитоидного магматизма в Кузнецко-Батеневском сегменте Алтае-Саянской складчатой области [Руднев и др., 2004].

По гранитам Карлыгановского штокообразного интрузива (голец Карлыгановский), занимающего почти 100 км^2 в юго-западной части Уйбатского плутона, нами впервые получены U-Pb изотопные данные, подтверждающие вероятность раннедевонского эпизода фельзитового магматизма в Кузнецком Алатау. По двум фракциям циркона устанавливается конкордантный возраст (402 ± 3 млн лет и 408.9 ± 2.9 млн лет, см. рис. 2, в) пород на уровне эмса. В одном зональном зерне минерала край моложе ядра почти на 14 млн лет и имеет возраст ~ 393 млн лет, что соответствует уже эйфельскому времени.

ХИМИЧЕСКИЙ И Nd-Sr ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ ГРАНИТОИДОВ

Петрогеохимическая типизация. По соотношению $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})\text{--SiO}_2$ большинство составов изученных гранитоидов группируется вдоль линии, разграничивающей композиционные поля петрохимически нормальных и умеренно щелочных плутонических пород (табл. 3, рис. 3, а). При этом их кремнекислотность варьирует в широком диапазоне от 58 до 76 мас. %. Независимо от возраста преобладают разновидности, принадлежащие к известково-щелочной/щелочно-известковой калиевой ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} \approx 0.5\text{--}1.7$) серии (см. рис. 3, б, в), производные которой обычно свойственны магматическим комплексам активных континентальных окраин (АКО). На возможную надсубдукционную природу раннепалеозойских гранитоидов Батеневского кряжа косвенно может указывать их глиноземистость, характеризующаяся в целом невысокими (≤ 1.1 в $\sim 80\%$ образцов) значениями ASI (Alumina Saturation Index), что обычно отмечается для породных ассоциаций I-типа (см. рис. 3, г). Об отсутствии явной связи изученных интрузивов с внутриплитной геодинамической обстановкой и источником A-гранитов свидетельствуют пониженные железистость и суммарный уровень накопления типоморфных HFS элементов (Zr, Nb, Ce, Y) в породах (см. рис. 3, д, е). Вместе с тем, как и некоторые A-граниты, являющиеся продуктами плав-

Таблица 1. Результаты U-Pb изотопных исследований циркона (SHRIMP-II) в кембрийских гранитоидах восточного склона Кузнецкого Алатау

Номер точки	$^{206}\text{Pb}_c$, %	U	Th	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}^*$, г/г	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраст, млн лет	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U} \pm \%$	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U} \pm \%$	Rho
		г/г							
Восточно-Ортогонский интрузивный массив, гранодиорит, пр. 2105									
1.1	0.00	285	78	0.28	21.0	531 ± 11	0.694 ± 3.5	0.0859 ± 2.2	0.633
2.1	0.18	307	91	0.31	22.5	528 ± 11	0.683 ± 3.6	0.0853 ± 2.2	0.606
3.1	0.52	142	40	0.29	10.0	504 ± 12	0.627 ± 6.9	0.0813 ± 2.4	0.344
4.1	0.12	352	150	0.44	24.6	504 ± 10	0.628 ± 3.2	0.0813 ± 2.2	0.672
5.1	0.00	442	119	0.28	32.4	527 ± 11	0.677 ± 2.9	0.0852 ± 2.2	0.750
6.1	0.00	628	338	0.56	45.4	521 ± 11	0.666 ± 2.6	0.0841 ± 2.1	0.817
7.1	0.16	268	93	0.36	19.0	511 ± 10	0.635 ± 3.3	0.0824 ± 2.1	0.640
7.2	0.11	533	242	0.47	37.3	503 ± 10	0.637 ± 2.7	0.0812 ± 2.1	0.765
8.1	0.00	220	59	0.28	15.0	493 ± 10	0.637 ± 3.3	0.0794 ± 2.2	0.647
8.2	0.16	320	95	0.30	21.9	492 ± 10	0.617 ± 3.4	0.0793 ± 2.1	0.626
Интрузивный массив Правая Тотьма, лейкогранит, пр. 1137									
1.1	0.07	326	250	0.79	23.0	508 ± 14	0.655 ± 3.8	0.0821 ± 2.9	0.748
2.1	0.17	344	195	0.58	23.1	484 ± 13	0.611 ± 4.2	0.0779 ± 2.8	0.672
3.1	0.27	410	394	0.99	27.9	489 ± 14	0.614 ± 4.0	0.0789 ± 2.9	0.724
4.1	0.15	425	391	0.95	29.3	497 ± 13	0.617 ± 3.5	0.0802 ± 2.8	0.794
5.1	0.00	305	168	0.57	21.0	498 ± 14	0.645 ± 3.9	0.0802 ± 2.8	0.721
6.1	0.00	389	303	0.81	26.8	497 ± 13	0.628 ± 3.3	0.0801 ± 2.8	0.846
7.1	0.00	166	71	0.44	11.2	488 ± 14	0.624 ± 4.0	0.0786 ± 2.9	0.724
8.1	0.36	449	261	0.60	31.0	497 ± 13	0.637 ± 4.5	0.0801 ± 2.8	0.631
9.1	0.15	266	160	0.62	18.2	492 ± 14	0.630 ± 4.1	0.0792 ± 2.9	0.699
10.1	0.00	152	71	0.48	10.6	501 ± 15	0.634 ± 4.2	0.0808 ± 3.0	0.727
Каразасский интрузивный массив, кварцевый сиенит, пр. 02									
1.1	0.10	554	294	0.55	38.3	499 ± 9.9	0.646 ± 2.9	0.0805 ± 2.1	0.708
2.1	0.31	427	292	0.71	29.4	495 ± 10	0.623 ± 4.4	0.0798 ± 2.1	0.479
3.1	0.50	193	61	0.33	12.9	480 ± 11	0.586 ± 7.8	0.0773 ± 2.3	0.294
4.1	0.30	250	112	0.46	16.9	486 ± 10	0.608 ± 5.7	0.0783 ± 2.2	0.388
6.1	0.00	125	56	0.47	8.66	500 ± 11	0.613 ± 4.8	0.0807 ± 2.4	0.492
9.1	0.26	311	302	1.00	21.7	502 ± 10	0.647 ± 4.1	0.0810 ± 2.1	0.526
10.1	0.23	303	152	0.52	20.6	490 ± 11	0.620 ± 4	0.0790 ± 2.2	0.556
Тигертышский интрузивный массив, гранит, пр. 2064									
1.1	0.00	297	149	0.52	20.4	496.8 ± 7.3	0.642 ± 3	0.0801 ± 1.5	0.507
2.1	0.00	388	176	0.47	26.3	488.5 ± 7.2	0.615 ± 2.8	0.0787 ± 1.5	0.534
2.2	0.00	1266	825	0.67	85.2	485.9 ± 6.8	0.611 ± 1.7	0.0783 ± 1.5	0.847
3.1	0.16	290	163	0.58	20.2	501.9 ± 8	0.642 ± 3.5	0.081 ± 1.7	0.471
4.1	0.08	267	133	0.52	77.8	1878 ± 24	5.375 ± 1.7	0.3382 ± 1.5	0.855
5.1	0.14	311	169	0.56	21.3	494.7 ± 7.4	0.622 ± 2.9	0.0798 ± 1.6	0.539
5.2	0.00	949	148	0.16	65.3	497.1 ± 6.8	0.626 ± 1.9	0.0802 ± 1.4	0.770
6.1	0.00	125	68	0.56	54.0	2627 ± 34	11.87 ± 1.8	0.5032 ± 1.6	0.878
7.1	0.00	289	124	0.44	19.9	496.8 ± 7.5	0.634 ± 2.7	0.0801 ± 1.6	0.582
8.1	0.00	342	144	0.43	23.9	503.9 ± 7.5	0.652 ± 2.9	0.0813 ± 1.5	0.527

Примечание. Pb_c и Pb^* — обыкновенный и радиогенный свинец соответственно. Поправка на присутствие обыкновенного свинца введена по измеренному ^{204}Pb . Rho — коэффициент корреляции между ошибками определения отношений $^{235}\text{U}/^{207}\text{Pb}$ и $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$. В пр. 2064 для двух ксеногенных зерен (4.1, 6.1) $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраст составляет $1884 \pm \pm 16$ и 2568 ± 14 млн лет соответственно.

Таблица 2. Результаты U-Pb изотопных исследований циркона (SHRIMP-II) в силурийских и раннедевонских гранитоидах восточного склона Кузнецкого Алатау

Номер точки	$^{206}\text{Pb}_e$, %	U	Th	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}^*$, г/г	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраст, млн лет	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U} \pm \%$	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U} \pm \%$	Rho
		г/г							
Интрузивный массив Гольцовый, граносиенит-порфир, пр. 1096									
1.1	0.00	437	229	0.54	25.7	427 ± 8.8	0.513 ± 2.9	0.0685 ± 2.1	0.721
2.1	0.16	571	208	0.38	34.4	436 ± 8.9	0.541 ± 3.1	0.0699 ± 2.1	0.683
3.1	0.00	749	723	1.00	44.9	434 ± 8.7	0.533 ± 2.6	0.0697 ± 2.1	0.801
4.1	0.11	405	362	0.92	23.6	422 ± 8.8	0.513 ± 3.3	0.0676 ± 2.1	0.647
5.1	0.34	161	74	0.48	9.13	410 ± 9.1	0.500 ± 5.1	0.0657 ± 1.7	0.450
6.1	0.00	233	89	0.39	13.6	425 ± 9.3	0.525 ± 4.6	0.0681 ± 2.3	0.494
7.1	0.10	391	162	0.43	22.1	410 ± 8.4	0.494 ± 3.0	0.0657 ± 2.1	0.706
8.1	0.16	462	243	0.54	29.0	454 ± 9.3	0.558 ± 3.4	0.0729 ± 2.1	0.628
9.1	0.24	265	101	0.39	15.9	434 ± 9.1	0.512 ± 4.1	0.0697 ± 2.2	0.532
10.1	0.00	260	116	0.46	16.1	449 ± 9.4	0.553 ± 3.4	0.0721 ± 2.2	0.640
Интрузивный массив горы Малый Карлыган, граносиенит-порфир, пр. 3051									
1.1	0.76	615	281	0.47	37.2	435.5 ± 4.9	0.529 ± 4.9	0.0699 ± 1.2	0.237
2.1	0.01	383	166	0.45	28.5	534.6 ± 5.9	0.741 ± 2.7	0.0865 ± 1.1	0.420
3.1	0.74	263	79	0.31	15.5	424.2 ± 6.1	0.527 ± 6.6	0.0680 ± 1.5	0.224
4.1	0.62	540	264	0.51	31.2	417.1 ± 4.5	0.510 ± 4.8	0.0668 ± 1.1	0.233
5.1	0.62	405	196	0.50	23.5	418.7 ± 4.7	0.516 ± 4.2	0.0671 ± 1.2	0.277
6.1	0.48	195	99	0.52	12.5	459.2 ± 6.6	0.603 ± 7.5	0.0738 ± 1.5	0.198
7.1	1.17	173	112	0.67	10.2	422.9 ± 6.5	0.542 ± 11.0	0.0678 ± 1.6	0.146
8.1	0.14	1167	1484	1.31	68.4	424.8 ± 4.0	0.516 ± 2.5	0.0681 ± 1.0	0.386
9.1	0.85	312	131	0.43	18.6	428.8 ± 5.1	0.550 ± 6.5	0.0688 ± 1.2	0.187
10.1	0.36	345	117	0.35	20.3	426.0 ± 5.6	0.540 ± 5.9	0.0683 ± 1.4	0.230
Останец на северном склоне горы Карлыган, гранит-порфир, пр. 1140									
1.1	0.17	365	285	0.81	22.4	443.2 ± 9.3	0.55 ± 3.6	0.0712 ± 2.2	0.608
1.2	0.66	637	430	0.70	37.4	422.7 ± 8.6	0.519 ± 4.1	0.0678 ± 2.1	0.517
2.1	0.19	280	108	0.40	16.8	433.6 ± 9.2	0.535 ± 3.7	0.0696 ± 2.2	0.584
3.1	0.11	521	236	0.47	31.9	443.9 ± 9.0	0.55 ± 2.9	0.0713 ± 2.1	0.727
4.1	0.30	195	126	0.67	11.6	429.4 ± 9.5	0.512 ± 4.3	0.0689 ± 2.3	0.540
5.1	0.38	307	200	0.67	18.1	426.3 ± 8.8	0.53 ± 4.5	0.0684 ± 2.1	0.479
6.1	0.42	211	95	0.47	12.5	427.8 ± 9.2	0.522 ± 6.1	0.0686 ± 2.2	0.360
6.2	0.13	557	222	0.40	34.6	434.1 ± 8.8	0.535 ± 3.2	0.0697 ± 2.1	0.651
7.1	0.04	948	340	0.37	55.2	422.7 ± 8.4	0.517 ± 2.6	0.0678 ± 2.1	0.787
7.2	0.00	254	114	0.46	15.1	430.8 ± 9.0	0.528 ± 3.7	0.0691 ± 2.2	0.589
Карлыгановский интрузивный массив, гранит-порфир, пр. 4387									
1.1	0.00	343	223	0.67	19.1	404.8 ± 4.3	0.503 ± 3.0	0.0648 ± 1.1	0.362
2.1	0.22	390	143	0.38	22.3	415.6 ± 4.7	0.51 ± 3.4	0.0666 ± 1.2	0.344
3.1	0.55	328	128	0.40	18.8	414.1 ± 4.9	0.48 ± 5.3	0.0663 ± 1.2	0.232
4.1	0.00	371	161	0.45	21	411.3 ± 4.2	0.513 ± 2.4	0.0659 ± 1.1	0.427
5.1	0.18	339	182	0.56	19.1	408.4 ± 4.3	0.497 ± 3.2	0.0654 ± 1.1	0.339
6.1	0.35	442	145	0.34	25	408.6 ± 4.1	0.476 ± 3.6	0.0654 ± 1.1	0.282
7.1	0.22	306	120	0.41	17.4	412.3 ± 4.5	0.487 ± 3.7	0.0661 ± 1.1	0.304
8.1	0.00	426	140	0.34	23.5	401.8 ± 4.0	0.481 ± 2.6	0.0643 ± 1.0	0.385
9.1	0.00	178	51	0.30	9.9	403.9 ± 5.1	0.477 ± 3.6	0.0647 ± 1.3	0.358
10.1	2.83	252	97	0.40	14.8	412.8 ± 5.7	0.539 ± 14	0.0662 ± 1.4	0.105
Карлыгановский интрузивный массив, гранит-порфир, пр. 3270									
1.1	0.47	320	112	0.36	17.9	404.8 ± 5.1	0.469 ± 3.8	0.0648 ± 1.3	0.341
2.1	0.69	237	81	0.35	13.3	405.2 ± 5.4	0.471 ± 4.8	0.0649 ± 1.4	0.286

Номер точки	$^{206}\text{Pb}_c$, %	U	Th	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}^*$, г/т	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраст, млн лет	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U} \pm \%$	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U} \pm \%$	Rho
		г/т							
3.1	0.36	247	145	0.61	14.0	410.4 ± 5.5	0.497 ± 4.8	0.0657 ± 1.4	0.288
4.1	0.32	196	74	0.39	10.9	401.9 ± 5.6	0.457 ± 3.9	0.0643 ± 1.4	0.370
5.1	0.00	281	112	0.41	15.6	402.9 ± 5.2	0.493 ± 2.5	0.0645 ± 1.3	0.541
6.1	0.32	490	247	0.52	26.5	392.8 ± 4.9	0.466 ± 3.6	0.0628 ± 1.3	0.357
7.1	0.31	232	101	0.45	13.0	405.3 ± 5.6	0.493 ± 3.4	0.0649 ± 1.4	0.415
8.1	0.38	207	87	0.44	11.5	402.1 ± 5.7	0.480 ± 4.9	0.0644 ± 1.5	0.298
9.1	0.00	192	71	0.38	10.7	407.4 ± 5.8	0.501 ± 3.2	0.0652 ± 1.5	0.456
9.2	0.30	544	304	0.58	29.5	393.6 ± 6.3	0.473 ± 3.2	0.0630 ± 1.6	0.514
10.1	0.7	224	78	0.36	12.3	398.0 ± 5.7	0.486 ± 4.4	0.0637 ± 1.5	0.337

Примечание. Pb_c и Pb^* — обыкновенный и радиогенный свинец соответственно. Поправка на присутствие обыкновенного свинца введена по измеренному ^{204}Pb . Rho — коэффициент корреляции между ошибками определения отношений $^{235}\text{U}/^{207}\text{Pb}$ и $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$.

ления нижних частей земной коры, а также гранитоиды АКО (*I*-, *M*-типы) [Alirezaei, Hassanzadeh, 2012; Zhang, Zhang, 2014; Eliwa et al., 2014], они обогащены хромом (до ~ 80—160 г/т) и отличаются разной степенью фракционированности кислой магмы.

Характерным геохимическим признаком гранитоидов Батеневского кряжа является их общая обедненность редкоземельными элементами. Обычно концентрации REE составляют не более 70—150 г/т, реже достигают 220—355 г/т в породах силурийского и раннедевонского возраста (см. табл. 3). Сходные уровень и рост содержаний отмечаются в раннепалеозойских батолитах северной части Кузнецкого Алатау, для которых предполагается субдукционная природа исходных расплавов [Руднев и др., 2008]. Все изученные петрографические разновидности обладают дифференцированными спектрами распределения REE с отношением $(\text{La}/\text{Yb})_N \approx 8—37$ и, за исключением Восточно-Ортонского, Каразасского и Назасского кембрийских интрузивных массивов, характеризуются отчетливой отрицательной Eu аномалией (рис. 4, *a*). В качестве общей черты поведения большинства HFS элементов в разновозрастных гранитоидах следует отметить в разной степени проявленную комплементарность их спектров относительно CIAВ эталона, особенно в виде хорошо выраженного Nb-Ta минимума (см. рис. 4), свойственного составам островодужных базальтов. Уровень накопления в породах Zr и Hf не выглядит таким же однозначным и нередко сопоставим со средним ОИВ. По сравнению с производными внутриплитного магматизма в комплексах Батеневского кряжа в целом заметно выше концентрации Rb, Ba, U, Th, K, Cs, что обычно типично для гранитоидов и во многих случаях служит индикатором участия корового материала в их формировании. По-видимому, наблюдаемые широкие вариации содержаний стронция (~ 100—1100 г/т) могут отражать масштабы подобной контаминации расплавов, но они не позволяют более определенно судить о геодинамической природе магматических ассоциаций. В связи с этим обращает внимание явное обеднение изученных гранитоидов фосфором, концентрации которого либо сопоставимы, либо значительно меньше, чем в производных островодужного базитового магматизма (см. рис. 4).

Nd-Sr изотопная систематика. В породах Восточно-Ортонского, Каразасского и Тигертышского интрузивных массивов среднего—позднего кембрия на Батеневском кряже установлены незначительные вариации изотопного состава $((^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_T = 0.512121—0.512240$, $\varepsilon_{\text{Nd}}(T) \approx 2.3—4.8$, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_T \approx 0.7048—0.7051$, $\varepsilon_{\text{Sr}}(T) = 12.2—17.2$; табл. 4). Сходными параметрами обладают синхронные гранитоидные комплексы, распространенные в северной части Кузнецкого Алатау (рис. 5). Они также имеют сопоставимый модельный возраст $(T_{\text{Nd}}(\text{DM}) \approx 850—980$ млн лет), позволяющий допустить возникновение исходных расплавов из родственных магматических источников. При этом наблюдаемая зависимость $\varepsilon_{\text{Nd}}—\varepsilon_{\text{Sr}}$ предполагает различную степень смешения материала умеренно деплетированной и обогащенной мантии и/или коровую контаминацию родоначальных магм. Сравнительно большую истощенность своего субстрата демонстрируют разновозрастные кислые интрузии Озерной зоны в Западной Монголии [Руднев и др., 2009]. Как видно на диаграмме, часть изотопных составов гранитоидов совпадает с композиционными областями более молодых (~ 400—380 млн лет) щелочно-базитовых интрузий и вулканитов северо-восточного склона Кузнецкого Алатау и обрамляющего Минусинского прогиба, которые могут рассматриваться как продукты плюмовой деятельности [Врублевский и др., 2005, 2014а,б; Воронцов и др., 2011].

Таблица 3. Химический состав пород гранитоидных интрузивов восточной части Кузнецкого Алатау

Компонент	Восточно-Ортогонский массив		Назасский массив			Каразасский массив	Массив Правая Тотьма		Тигертышский массив		
	2096-1	2105*	1003	2095	2102-1	02*	1137*	1138	05	4436	4447
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂ , мас. %	61.95	67.42	51.55	64.04	67.85	63.14	75.06	76.17	61.41	65.80	72.93
TiO ₂	0.44	0.34	1.33	0.43	0.32	0.60	0.12	0.10	0.79	0.47	0.30
Al ₂ O ₃	18.15	14.81	17.23	16.28	15.26	17.26	13.33	11.55	16.51	16.10	13.73
Fe ₂ O ₃	5.78	3.87	11.30	5.00	3.84	3.69	1.44	1.39	5.11	3.71	2.80
MnO	0.13	0.11	0.18	0.12	0.11	0.08	0.02	0.02	0.12	0.07	0.07
MgO	3.68	1.44	2.64	4.12	1.33	0.51	0.59	0.39	0.77	1.68	0.83
CaO	3.62	2.53	8.70	3.01	2.46	3.15	0.66	0.64	3.91	4.08	1.78
Na ₂ O	4.42	5.12	2.55	4.53	5.07	7.42	5.10	4.27	6.10	4.39	3.08
K ₂ O	1.27	2.37	1.47	1.94	2.25	3.38	3.21	4.82	4.14	3.15	4.05
P ₂ O ₅	0.14	0.05	0.35	0.07	0.05	0.22	0.03	0.02	0.40	0.15	0.09
П.п.п.	0.20	0.94	2.31	0.43	0.71	0.24	0.56	0.12	0.42	0.38	0.33
Сумма	99.77	99.01	99.60	99.98	99.25	99.70	100.12	99.49	99.68	99.98	99.98
Cs, г/т	0.7	0.43	0.43	0.92	0.36	0.16	0.39	0.56	0.5	0.70	4.6
Rb	32	44	43	51	62	94	89	118	105	76	124
Ba	531	790	392	658	1024	1110	834	979	826	945	617
Sr	1110	645	647	648	809	979	292	138	652	963	203
Cr	85	52	102	96	51	38	54	45	45	37	43
Co	19	9	28	15	10	4	1.7	1.2	6	8	3
Ni	31	16	39	32	16	7	6.6	5	15	30	5
Sc	13	4	21	11	6	1.6	0.5	0.3	3	4	3
Pb	6	8	9	7	9	11	10	8	10	11	14
Ga	21	18	19	18	22	22	16	18	20	22	15
Be	1	1.5	1	1.3	1.7	2	2.3	1.8	2.23	2.1	2.2
W	0.13	0.18	0.44	0.12	0.07	0.41	0.21	0.49	0.61	0.11	4.2
Mo	0.9	2.2	1.3	1.2	1.7	1.3	2.3	1.6	2.8	2.6	2.6
Zr	22	65	70	23	47	76	124	166	76	24	59
Nb	9.3	15	9.6	11	19	16	15	14	22	16	17
Hf	0.9	2	2.3	0.8	1.6	2.2	4.3	4.2	1.9	0.9	2
Ta	0.7	0.41	0.4	0.82	1.4	0.97	0.47	0.93	1	1.1	1.6
Y	9.5	10	15	10	15	11	2.6	2.7	12	9	16
Th	2	3.3	1.8	2.7	7.5	4.2	2.9	9.4	6.5	4.7	14
U	0.81	0.93	0.71	1.2	1.3	0.8	1.4	2.1	1.2	1.2	4.3
La	23	25	15	22	47	31	7.5	20	29	32	54
Ce	43	43	31	43	84	60	12	45	53	60	63
Pr	5.1	4.8	3.6	5	8.3	6	1.2	1.9	5.8	6.5	9
Nd	20	18	16	19	30	20	4.2	4.8	20	24	29
Sm	3.4	3	3.5	3.3	4.7	3.1	0.7	0.5	3.3	3.8	4.2
Eu	1.3	0.73	1	1	1.2	0.75	0.06	0.08	0.83	0.89	0.57
Gd	3.3	2.5	3.4	3.2	4.5	2.4	0.5	0.5	2.8	3.3	3.9
Tb	0.45	0.33	0.48	0.45	0.63	0.37	0.05	0.07	0.42	0.44	0.58
Dy	2.1	1.8	2.9	2.1	3	1.7	0.4	0.4	2	1.9	2.8
Ho	0.39	0.32	0.54	0.40	0.57	0.35	0.06	0.07	0.4	0.31	0.57
Er	1.1	0.96	1.6	1.1	1.6	0.98	0.25	0.28	1.1	0.73	1.6
Tm	0.14	0.11	0.19	0.15	0.22	0.15	0.02	0.05	0.16	0.1	0.24
Yb	0.96	0.93	1.43	1	1.6	1	0.33	0.44	1.1	0.62	1.7
Lu	0.15	0.12	0.19	0.15	0.24	0.16	0.03	0.07	0.17	0.09	0.26

Тигергышский массив				Массив горы Кызель	Останец северного склона горы Карлыган	Массив горы Малый Карлыган	Массив Гольцовый	
2064*	4437	4448	1093	1400*	1140*	3051*	1096*	1095
12	13	14	15	16	17	18	19	20
70.76	68.60	75.74	73.10	58.75	70.85	66.75	66.56	74.22
0.17	0.40	0.15	0.16	0.90	0.21	0.31	0.48	0.16
15.54	16.17	11.66	14.06	16.55	14.18	17.16	15.46	12.62
2.03	2.42	2.95	1.86	5.73	2.02	3.61	3.35	1.41
0.08	0.05	0.04	0.05	0.08	0.06	0.10	0.10	0.05
0.76	0.73	0.13	1.50	2.28	1.16	1.17	0.07	0.78
1.35	2.31	0.74	0.61	4.63	0.84	2.34	1.39	0.30
5.55	4.59	4.14	3.35	3.36	5.03	2.84	4.33	4.08
3.35	4.19	4.29	4.26	2.67	3.87	4.23	7.49	4.66
0.06	0.13	0.01	0.07	0.42	0.07	0.22	0.13	0.05
0.17	0.24	0.08	0.48	4.58	0.84	1.48	0.15	0.48
99.82	99.83	99.91	99.50	99.95	99.14	100.20	99.51	98.82
0.75	0.73	1.1	2.3	1.6	2.6	4.4	1.2	1.3
85	91	137	141	69	134	184	179	137
785	699	842	672	468	518	662	601	650
745	575	156	197	416	238	341	105	84
40	33	82	40	40	41	59	52	19
4.6	3	2	3	12	4	5	2	1.6
7.6	6	9	6	16	16	15	8	4
2.4	2	0.5	3	10	2	3	1.6	1.9
14	13	21	15	12	16	19	11	9
21	20	12	15	17	14	13	13	14
2.3	2.1	3.2	2.8	1.9	2.8	2.1	2.8	2
0.1	0.07	1.59	0.73	1.2	0.67	1.6	1.1	1.1
3.9	1.6	2.1	1.6	1.5	1.5	4.8	2.2	1.3
42	59	120	100	229	151	142	137	60
22	13	29	23	17	14	12	18	18
1.4	1.7	5.8	3.5	5.8	4.4	4	4.4	2.4
1.7	0.82	4	2.3	0.54	0.8	0.4	0.7	1.7
11	5.2	15	15	19	13	11	9	11
5	3.4	41	19	6.7	8.6	13	10	15
1.8	1	8.3	4.5	2.3	2.5	6	2.4	4.5
35	21	16	26	28	22	27	19	14
63	36	37	47	51	42	49	41	37
6.4	3.6	3.2	4.8	6.5	4.3	5	3.5	3
24	13	11	16	24	15	16	12	10
3.7	1.9	1.8	2.9	4.5	2.6	2.5	1.9	2
0.87	0.43	0.17	0.44	1.1	0.47	0.42	0.23	0.28
3.4	1.6	1.8	3	4.2	2.26	2.1	1.6	2.1
0.5	0.22	0.31	0.47	0.58	0.33	0.29	0.24	0.34
2.3	1	2	2.7	3.4	2	1.7	1.5	2
0.43	0.17	0.44	0.55	0.66	0.40	0.33	0.29	0.41
1.2	0.44	1.6	1.6	2	1.3	1.1	1	1.3
0.17	0.06	0.27	0.26	0.26	0.18	0.14	0.14	0.2
1.1	0.43	2.3	1.9	2	1.5	1.2	1.2	1.4
0.17	0.06	0.36	0.30	0.28	0.22	0.17	0.18	0.22

Компонент	Верхнекискачинский массив			Карлыгановский массив			
	1274	4463	4458	3272	3270*	4387*	4386
	21	22	23	24	25	26	27
SiO ₂ , мас. %	61.83	64.51	72.79	63.60	72.27	68.74	70.74
TiO ₂	0.54	0.52	0.22	0.65	0.40	0.42	0.31
Al ₂ O ₃	15.75	15.38	13.87	17.09	14.83	15.31	14.76
Fe ₂ O ₃	6.14	3.95	2.34	4.51	2.52	3.14	2.41
MnO	0.08	0.05	0.03	0.12	0.06	0.10	0.07
MgO	2.70	0.45	0.23	0.36	0.42	1.21	0.89
CaO	2.42	1.28	0.55	2.54	1.11	2.37	2.02
Na ₂ O	5.51	7.80	5.14	5.45	3.59	4.20	3.85
K ₂ O	3.01	6.03	4.69	5.41	3.78	3.89	4.39
P ₂ O ₅	0.37	0.17	0.03	0.27	0.03	0.14	0.09
П.п.п.	1.43	0.4	0.20	0.1	0.75	0.48	0.45
Сумма	99.79	100.54	100.09	100.09	99.76	99.98	99.98
Cs, г/т	0.44	0.26	0.42	0.02	4.7	2.6	5.7
Rb	70	72	75	97	115	113	136
Ba	595	1899	1058	726	1295	679	682
Sr	623	784	256	310	382	356	244
Cr	13	79	116	64	79	41	34
Co	9	6	2	4	4	4	3
Ni	6	9	11	8	8	6	6
Sc	6	2	1	3	4	4	2
Pb	5	12	14	16	27	15	22
Ga	18	29	33	12	36	16	15
Be	1.8	3.8	3	2.6	4.1	2.2	2.3
W	0.62	0.25	0.81	1.7	1.1	0.95	0.97
Mo	0.62	2.9	5.3	2.3	6.5	3.8	2.9
Zr	285	157	245	83	139	76	102
Nb	19	33	26	12	21	15	15
Hf	6.6	4.2	6.1	2.5	2.9	2.2	3.2
Ta	1.6	2.4	2	0.97	1.7	1	1.5
Y	18	24	16	14	21	17	12
Th	14	19	16	11	22	11	17
U	4.3	1.7	2.2	3.1	3.4	2.3	8.1
La	47	75	52	26	45	33	29
Ce	93	184	116	54	111	67	56
Pr	10	17	11	6.3	11	6.8	5.6
Nd	37	53	32	19	35	24	19
Sm	5.9	7.6	4.3	3.4	5	4.2	3
Eu	1.3	1.7	0.8	0.8	1	0.92	0.6
Gd	5.4	7.2	4.3	2.8	4.8	3.9	2.8
Tb	0.78	0.78	0.45	0.44	0.57	0.58	0.42
Dy	3.6	3.7	2.2	2.5	3	3.1	2.2
Ho	0.70	0.71	0.44	0.52	0.62	0.61	0.44
Er	2	1.9	1.2	1.6	1.8	1.8	1.3
Tm	0.29	0.29	0.20	0.25	0.29	0.26	0.21
Yb	2	1.9	1.3	1.7	2	1.9	1.5
Lu	0.32	0.26	0.20	0.24	0.30	0.28	0.24

Примечание. 1 — кварцевый диорит; 2, 5, 10 — гранодиориты; 3 — габбро-диорит; 4 — тоналит; 6, 9 — кварцевые сиениты; 7, 8, 15 — лейкограниты; 11 — гранит; 12, 13 — умеренно щелочные граниты; 14 — умеренно щелочной лейкогранит; 16 — кварцевый монцодиорит; 17, 20, 23 — умеренно щелочные гранит-порфиры; 18, 19, 22 — граносиенит-порфиры; 21, 24 — сиенит-порфир, кварцевый сиенит-порфир; 25—27 — гранит-порфиры. Концентрации ванадия в породах ~ 10—130 г/т.

* Пробы для U-Pb изотопно-геохронологических исследований.

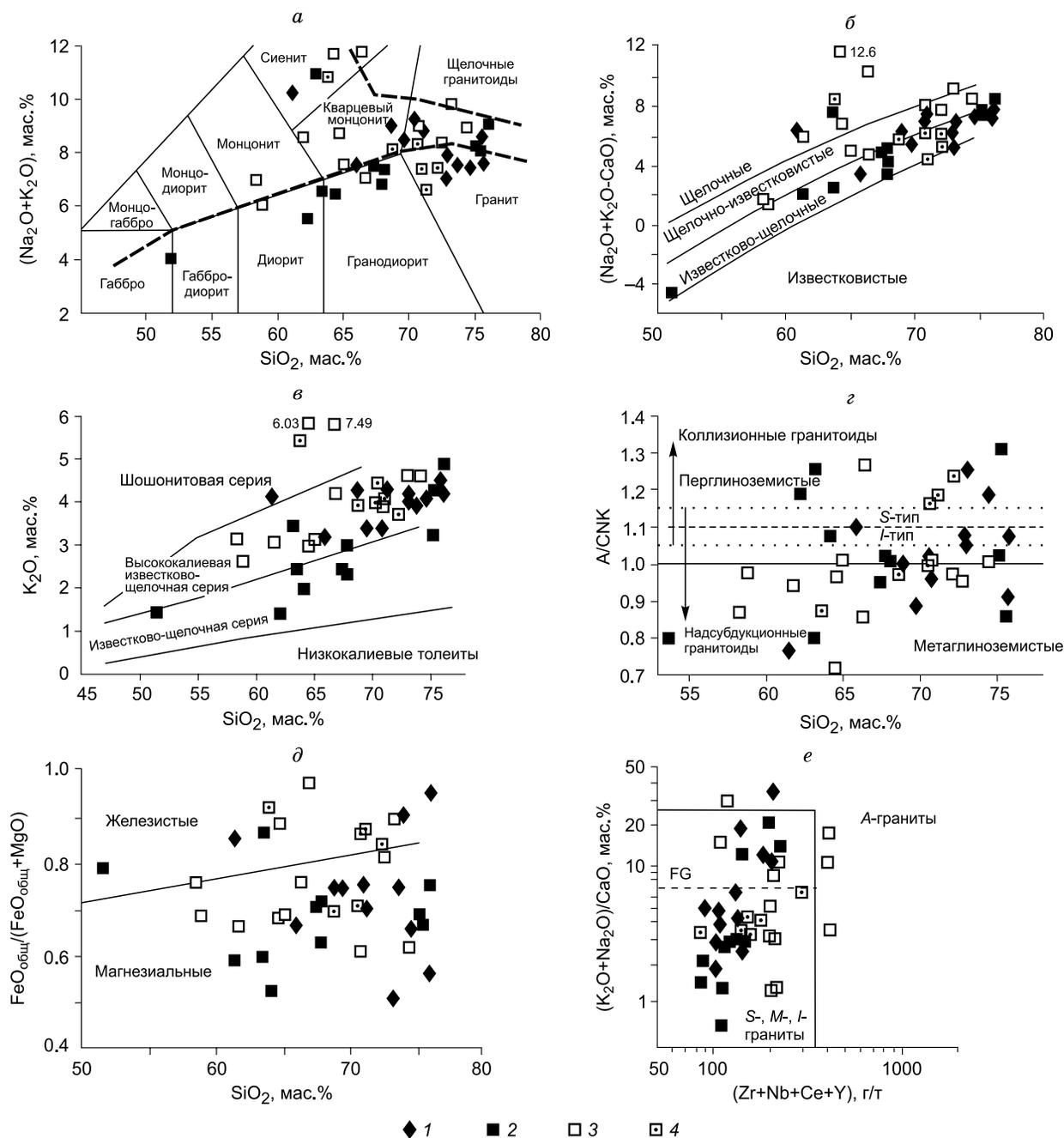


Рис. 3. Петрохимическая типизация палеозойских гранитоидов Батеневского края.

a—e — дискриминационные диаграммы. *a*: SiO_2 — $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$, по [Middlemost, 1994] (штриховой линией отделены нормальные, субщелочные и щелочные породы); *b*: SiO_2 — $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO})$, по [Frost, Frost, 2011]; *v*: SiO_2 — K_2O , по [Peccherillo, Taylor, 1976]; *z*: SiO_2 — A/CNK , по [Maniar, Piccoli, 1989] ($A/\text{CNK} = \text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) = \text{ASI}$, мол. количества; поля *S*-, *I*-гранитов показаны по [Chappell, White, 1974, 2001]); *d*: SiO_2 — $\text{FeO}_{\text{общ}}/(\text{FeO}_{\text{общ}} + \text{MgO})$, по [Frost, Frost, 2011]; *e*: $(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})/\text{CaO} - (\text{Zr} + \text{Nb} + \text{Ce} + \text{Y})$, по [Whalen et al., 1987]. 1, 2 — составы пород кембрийских интрузивных массивов: Тигертышского (1), Восточно-Ортонского, Назасского, Каразасского, Правая Томь (2); 3 — составы пород силурийских интрузивных массивов: горы Кызель, горы Малый Карлыган, северного склона горы Карлыган, Верхнекискачинского, Гольцового; 4 — составы пород Карлыгановского массива раннего девона.

В отличие от раннепалеозойских магматических проявлений, предположительно девонские гранит-порфиры Карлыгановского массива при близкой величине $\varepsilon_{\text{Nd}}(T) = 4.2$ характеризуются менее радиогенным изотопным составом стронция с параметрами ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_T = 0.7036, $\varepsilon_{\text{Sr}}(T) = -6.7$; см. табл. 4, рис. 5), соответствующими мантийной последовательности. Если предположить, что в данном случае степень коровой контаминации расплава была невысокой, тогда наблюдаемая зависимость может отражать истинную природу магматического источника PREMA+EMI типа. На его своеобразии указывает

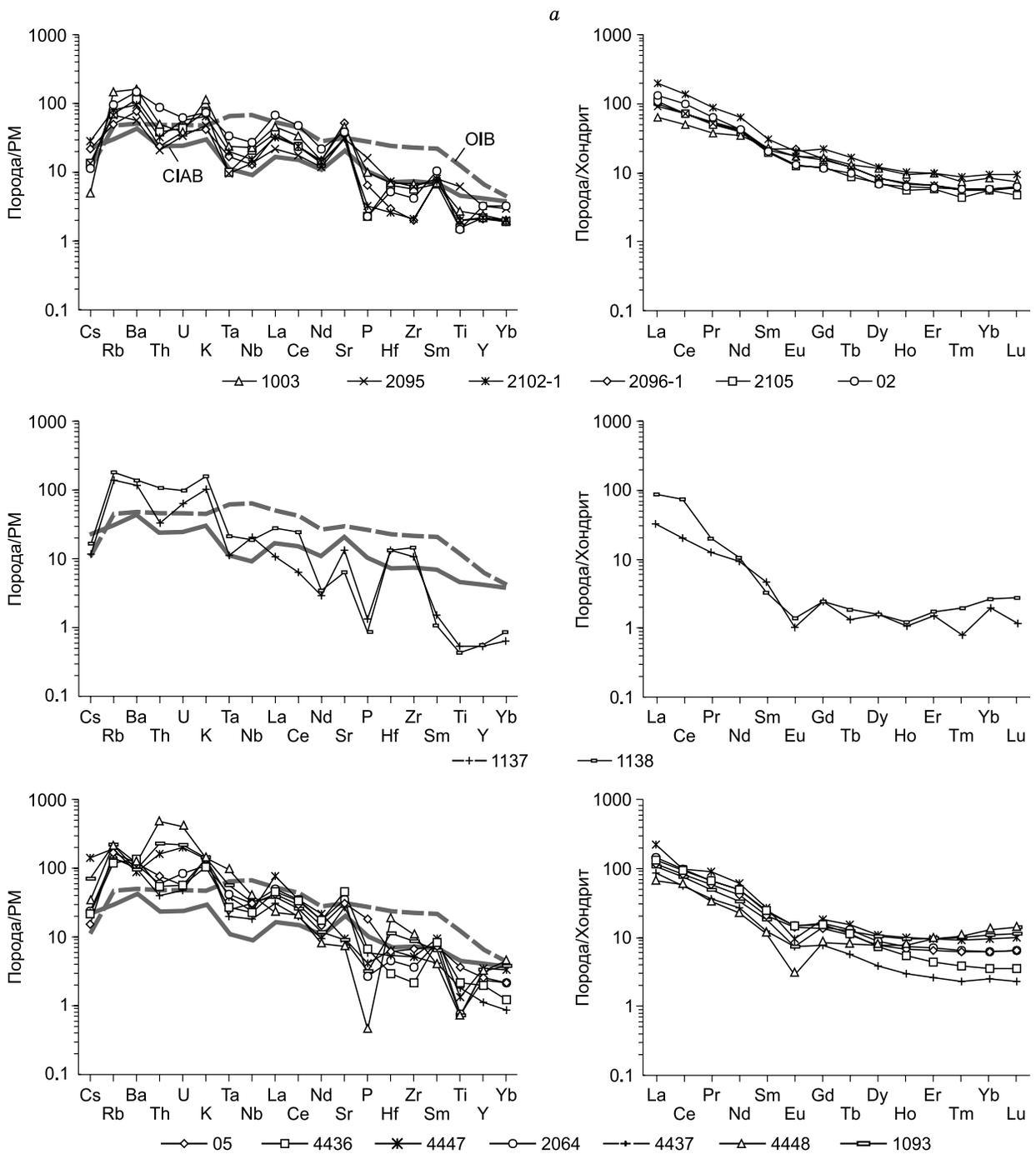
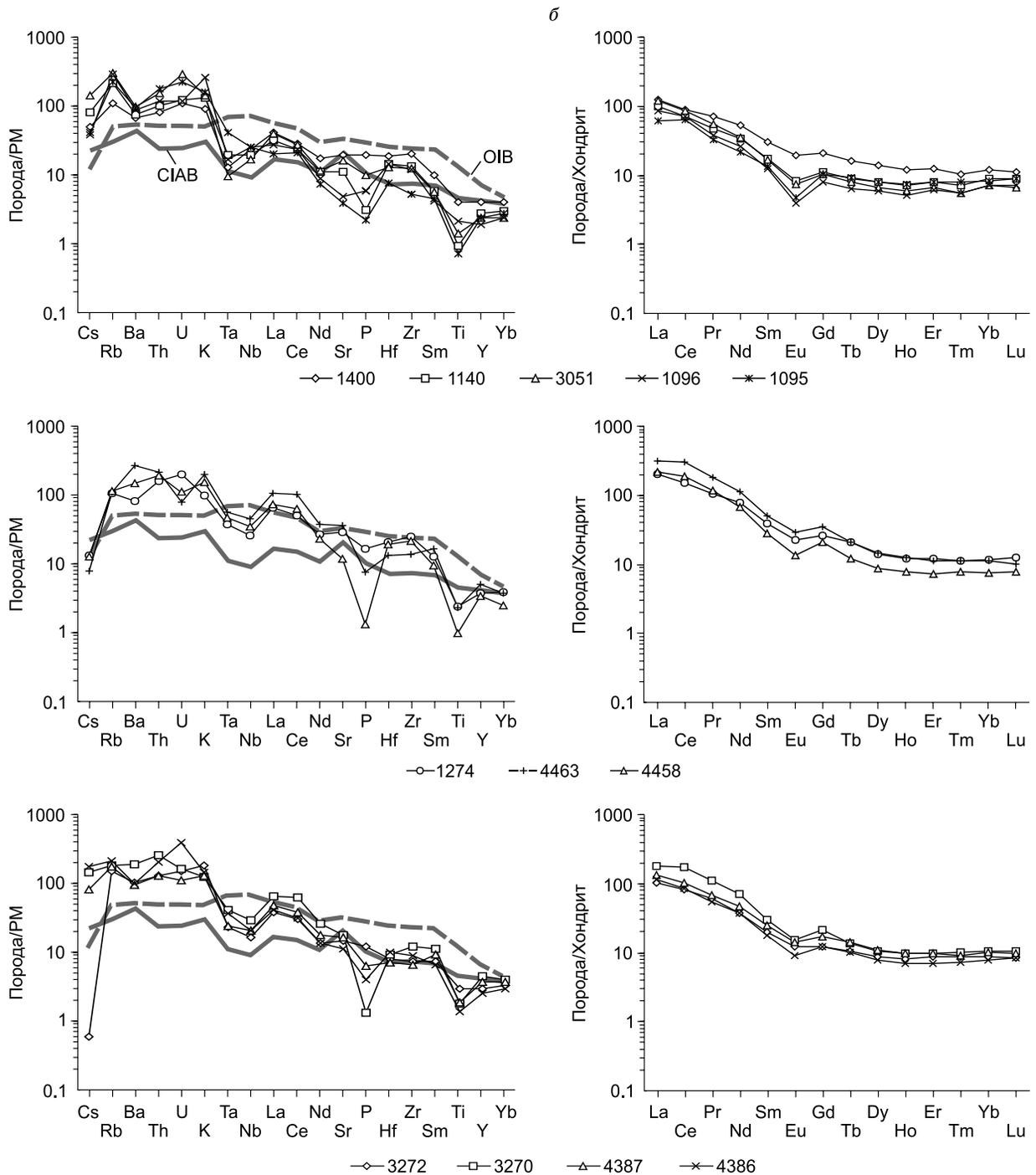


Рис. 4. Распределение редких и редкоземельных элементов в породах кембрийских (а), силурийских и раннедевонских (б) гранитоидных комплексов восточного склона Кузнецкого Алатау.

Номера образцов соответствуют табл. 3. Нормирование концентраций РЭ и РЗЭ проведено по составам примитивной мантии (PM) и хондриту [Sun, McDonough, 1989]. Показаны средние составы OIB (Ocean Island Basalts) [Sun, McDonough, 1989] и CIAB (Continental Island Arc Basalts) [Kelemen et al., 2003].

сравнительно молодой модельный возраст ($T_{Nd}(DM) = 720$ млн лет) для гранит-порфиров. Следует также отметить, что, несмотря на некоторое подобие преобладающих (~ 750 — 710 млн лет) модельных датировок, изотопные составы практически синхронных гранитоидных плутонов в сопредельном Горном Алтае (см. рис. 5) заметно обогащены ^{87}Sr [Kruk et al., 2001].



ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Временной диапазон и формационная принадлежность интрузий

Проведенные изотопно-геохронологические исследования показали, что внедрение гранитоидных интрузий, локализованных на восточном склоне Кузнецкого Алатау, происходило в широком временном диапазоне на протяжении среднего—позднего кембрия, а также в силуре и раннем девоне. В интервале ~ 510—495 млн л.н. сформировались Верхнеортонский, Назасский, Тигертышский и Каразасский массивы. Аналогичные изотопные даты ~ 510—470 млн лет характерны для многих проявлений разнотипной провинции (large igneous province) раннего палеозоя [Владимиров и др., 1999а; Врублевский и др., 2009, 2012а]. Наряду с доминирующими популяциями циркона в породах установлены единичные зерна с

Таблица 4. Изотопный состав неодима и стронция гранитоидов восточного склона Кузнецкого Алатау

№ образца, порода	Sm, г/г	Nd, г/г	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \pm 2\sigma$	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_T$	$\varepsilon_{\text{Nd}}(T)$	$T_{\text{Nd}}(\text{DM})$, млн лет
2105, ГД	4.09	24.5	0.10086	0.512563 ± 10	0.512226	+4.83	795
02, КС	3.88	24.9	0.09437	0.512543 ± 17	0.512240	+4.59	778
2064, УЩГ	3.65	22.9	0.09605	0.512429 ± 7	0.512121	+2.26	936
4384, ГП	3.17	21.1	0.09075	0.512571 ± 6	0.512330	+4.22	720
№ образца, порода	Rb, г/г	Sr, г/г	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \pm 2\sigma$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_T$	$\varepsilon_{\text{Sr}}(T)$	
2105, ГД	42.4	886	0.13509	0.70576 ± 16	0.70478	+12.5	
02, КС	44.6	1118	0.11266	0.70557 ± 14	0.70478	+12.2	
2064, УЩГ	73.2	804	0.25704	0.70693 ± 12	0.70514	+17.2	
4384, ГП	120	232	1.45458	0.71191 ± 16	0.70355	-6.7	

Примечание. ГД — гранодиорит, Восточно-Ортонский массив, КС — кварцевый сиенит, Каразасский массив, УЩГ — умеренно щелочной гранит, Тигертышский массив, ГП — гранит-порфир, Карлыгановский массив.

конкордантными значениями $\sim 2.5\text{—}1.9$ млрд лет. Предположительно они были захвачены магмой при подплавлении палеопротерозойской континентальной коры в фундаменте Кузнецко-Алатауского каледонского орогена. О существовании здесь ее фрагментов также свидетельствуют Nd модельные датировки ($T_{\text{Nd}}(\text{DM}-2\text{st}) \approx 1.6\text{—}2.2$ млрд лет), полученные для позднедокембрийских и палеозойских плагиогранитов региона [Руднев и др., 2006]. Ранее считалось, что Кузнецкий Алатау не имеет кристаллического основания такого возраста [Владимиров и др., 1999а,б]. Новые U-Pb изотопные даты свидетельствуют о более широком латеральном распространении древней континентальной литосферы в западной части ЦАСП.

Для кварцевых монцодиоритов массива горы Кызель и малых интрузий граносиенит-порфиров силура наиболее представительными являются цирконы с возрастом ~ 430 млн лет. Кроме этого, в породах встречаются отдельные зерна более древнего происхождения на уровне примерно 500 млн лет, которые могли быть вовлечены в процессы повторного плавления продуктов раннего этапа магматической эволюции. Силурийские граносиенит-порфиры нередко образуют реликтовые тела среди гранитов Карлыгановского массива, для циркона которых в пределах ошибки определяется раннедевонский возраст $\sim 400\text{—}410$ млн лет. Ограниченные ареалы проявления раннесреднедевонского гранитного магматизма в Кузнецком Алатау известны на северном и южном флангах его западного склона и объединяются в виде чебулинского и кистальского комплексов соответственно. Их возрастное положение оценивается исключительно по геологическим взаимоотношениям [Довгаль, Широких, 1980; Шокальский и др.,

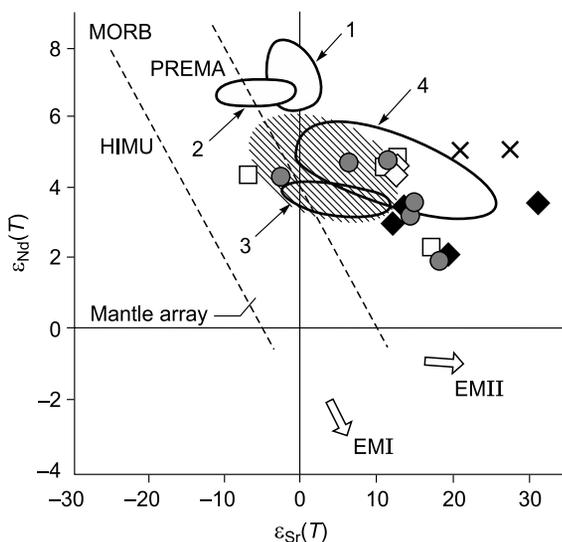


Рис. 5. Изотопный состав Nd и Sr магматических комплексов западной части ЦАСП.

1, 2 — гранитоиды Батеневского края: 1 — данная статья, см. табл. 4; 2 — по [Kruk et al., 2001]; 3 — среднепозднекембрийские гранитоиды северной части Кузнецкого Алатау [Руднев и др., 2008; Руднев, 2013]; 4 — силурийские и девонские гранитоиды Горной Шории, Катунского и Курайского блоков Горного Алтая [Kruk et al., 2001, 2011]; 5 — фойдолит и карбонатит ($T \approx 509$ млн лет) Верхнепетропавловского щелочно-базитового интрузива Кузнецкого Алатау [Врублевский и др., 2003; Врублевский, 2015]. Показаны композиционные поля: 1 — кембрийских гранитоидов Озерной зоны Западной Монголии [Руднев и др., 2009], 2 — щелочных пород и карбонатитов комплекса эдельвейс ($T \approx 507$ млн лет), Горный Алтай [Врублевский и др., 2012а], 3 — когтахского габбро-сиенитового комплекса ($T \approx 485\text{—}500$ млн лет), восточный склон Кузнецкого Алатау [Врублевский и др., 2012б], 4 — щелочно-

мафитовых интрузий ($T \approx 380\text{—}400$ млн лет) севера Кузнецкого Алатау [Врублевский и др., 2005, 2014б]. Заштрихована область составов субщелочных и щелочных базальтоидов ($T \approx 390$ млн лет) Минусинского прогиба [Воронцов и др., 2011]. Тренд Mantle array и положение резервуаров PREMA, MORB, HIMU, EMI, EMII приведены в соответствии с их современными изотопными параметрами, по [Zindler, Hart, 1986].

2000], и достоверная корреляция пока невозможна из-за отсутствия точных геохронологических данных. В этой связи нами предлагается выделение на Батеневском кряже самостоятельного карлыгановского гранитного комплекса раннего девона.

С новыми геохронологическими данными совместимы ранее полученные изотопные даты по интрузивным массивам Сорского рудного узла в центральной части Уйбатского плутона (479—442 млн лет), Туимо-Карышского и Белоюсского плутонов на севере Батеневского кряжа (502—462 млн лет) [Сотников и др., 2001; De Grave et al., 2011; Руднев, 2013], что указывает на продолжительное проявление регионального гранитоидного магматизма. Характер и масштабы его развития на разных возрастных рубежах могут свидетельствовать о двух крупных этапах (~ 510—490 (480?) и ~ 430—400 млн л.н.) палеозойского гранитоидного магматизма в восточной части Кузнецкого Алатау. Такая временная последовательность совпадает с выявленными здесь хронологическими ритмами его эволюции и может быть сопоставлена с одновременным становлением в регионе магматических комплексов другой формационной принадлежности. Особенно характерными являются корреляционные связи кембрийских гранитоидов с ассоциациями пород повышенной щелочности (Верхнепетропавловский габбро-фойдолитовый массив, ~ 510 млн лет; когтахский габбро-сиенитовый комплекс, ~ 490 млн лет), а также девонских гранитов с щелочными и субщелочными базитами (~ 400—380 млн лет), которые могли формироваться в обстановке «наложения» плюма на аккреционные комплексы [Врублевский и др., 2003, 2005, 2014а,б; Котельников, Врублевский, 2011; Воронцов и др., 2011].

Петрогеохимическая дискриминация пород гранитоидных плутонов Батеневского кряжа на общепринятых классификационных диаграммах позволяет относить их к производным габбро-диорит-гранодиорит-гранитной формации. В отличие от разновидностей нормального петрохимического ряда их характерной особенностью является повышенное содержание калия даже в низкокремнистых вариантах с появлением монцонитов, кварцевых монцонитов, сиенитов, субщелочных и щелочных гранитов (см. рис. 3). В связи с этим породы следует рассматривать преимущественно как продукты высококальциевой известково-щелочной магматической серии, что с учетом других геохимических признаков предполагает становление раннепалеозойских интрузивных гранитоидных комплексов региона в тыловой зоне островодужной системы. По соотношению содержаний глинозема, кальция и щелочей большинство их составов соответствует I-типу (см. рис. 3). Независимо от возраста пород только 20 % аналитических точек попадают в область насыщенных Al_2O_3 коллизионных гранитоидов. Кроме того, пониженные железистость и суммарные концентрации редких элементов в изученных массивах свидетельствуют об отсутствии родства с A-гранитами.

По сравнению с раннепалеозойскими батолитами северной части Кузнецкого Алатау [Руднев и др., 2008] большинство составов пород кембрийских гранитоидных плутонов Батеневского кряжа характеризуется повышенным значением Sr/Y (до ~ 60—130, рис. 6, в), которое свойственно адакитоподобным образованиям и может указывать на магмогенезис при плавлении слэба в зоне субдукции или водонасыщенных базальтов континентальной коры [Defant, Drummond, 1990; Martin et al., 2005; Castillo, 2006]. Напротив, силурийские и раннедевонские интрузивы отличаются низким Sr/Y (< 45), и область их составов полностью перекрывается композиционным полем батолитов, распространенных на севере региона. По этому признаку они сопоставимы с типичными островодужными вулканитами и сходны с раннедевонскими гранитоидами Горного Алтая, образованными в геодинамической обстановке островной дуги [Kruk et al., 2011].

Источники вещества и геодинамические условия гранитоидного магматизма

Согласно современным представлениям, палеозойские гранитоидные комплексы ЦАСП могли формироваться на различных стадиях развития каледонского аккреционно-коллизионного орогена. Смена геодинамических режимов их становления от островодужных до внутриплитных обстановок обусловила гетерогенность гранитообразования. При этом в качестве источников предполагается материал разной природы: субдуцируемой плиты (слэба), ювенильной континентальной коры каледонид, мантийных диапиров (плюмов) [Владимиров и др., 1999а; Коваленко и др., 2003; Козаков и др., 2003; Kovalenko et al., 2004; Гордиенко и др., 2006; Руднев и др., 2006, 2008, 2009; Ярмолюк и др., 2011; Ковач и др., 2011; Монгуш и др., 2011].

Уровень и характер накопления редких элементов в разновозрастных гранитоидах Батеневского кряжа, так же как и особенности их изотопного состава, свидетельствуют о вероятной неоднородности источников их вещества и геодинамических отличиях. В породах в разной степени проявлены конвергентные геохимические признаки совместного влияния компонентов IAB и OIB магматизма, что выражается в виде направленных вариаций содержания ряда HFS элементов и их отношений. Так, независимо от возраста в гранитоидах уверенно определяются редкоэлементные сигнатуры, свойственные продуктам субдукционного вулканизма. Особенно это выражается в подобии распределения Nb и Ta, а

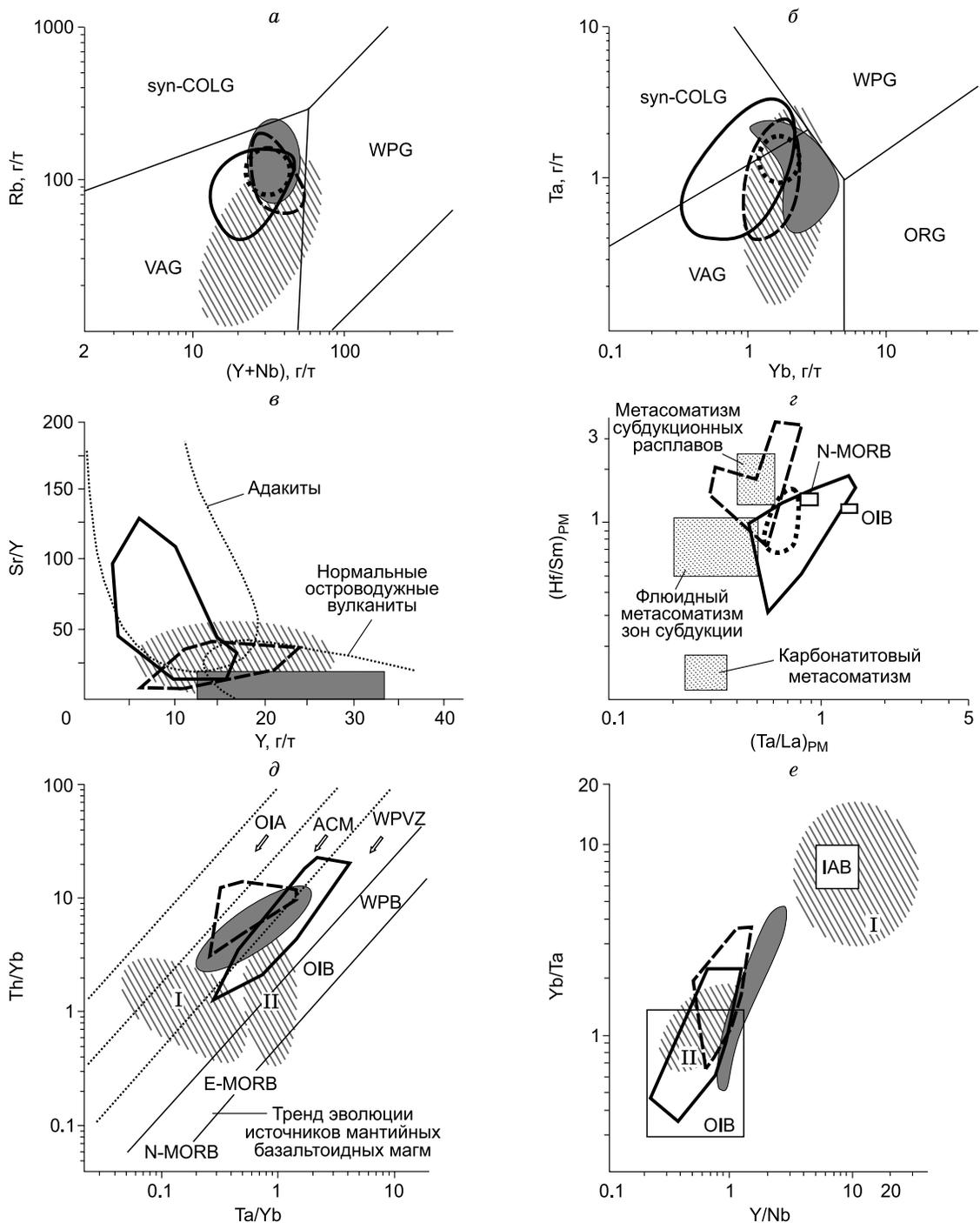


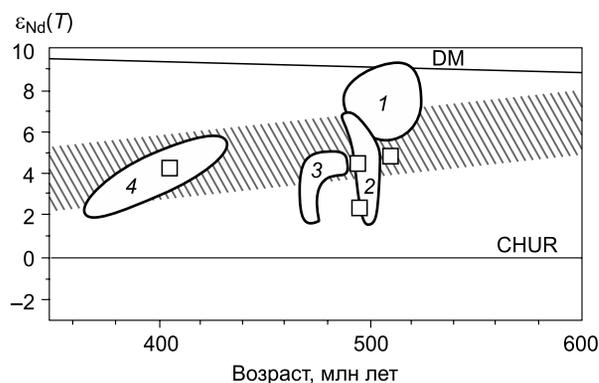
Рис. 6. Геохимические особенности гранитоидов Кузнецкого Алатау и Горного Алтая.

a, б — геотектоническая систематика, по [Pearce et al., 1984]; *в* — Sr/Y—Y классификация, по [Defant, Drummond, 1990]; *г* — диаграмма $(\text{Hf}/\text{Sm})_{\text{PM}} - (\text{Ta}/\text{La})_{\text{PM}}$ оценки субдукционной компоненты в магмогенезисе, по [LaFlèche et al., 1998]; *д, е* — типизация источников и геодинамических условий магматизма: *д* — по [Gorton, Schandl, 2000], *е* — по [Eby, 1990].

Сплошной и штриховой утолщенной линиями околнурены преобладающие составы кембрийских и силурийско-раннедевонских гранитоидов Батеневского кряжа соответственно (на диаграммах (*a, б, г*) область составов раннедевонских гранитоидов обозначена пунктиром отдельно). Заштрихованы поля пород раннепалеозойских гранитоидных батолитов северной части Кузнецкого Алатау [Руднев и др., 2008]: домен I — $T \approx 530 - 500$ млн лет, домен II — $T \approx 485 - 495$ млн лет. Серым цветом показаны граниты раннего девона Горного Алтая [Krug et al., 2011]. VAG — граниты вулканических дуг, WPG — внутриплитные граниты, ORG — граниты океанических хребтов, syn-COLG — коллизионные граниты, IAB — базальты островных дуг, OIB — базальты океанических островов, WPB — внутриплитные базальты, N-, E-MORB — нормальные и обогащенные базальты срединно-океанических хребтов, OIA — океанические островные дуги, ACM — активные континентальные окраины, WPVZ — внутриплитные вулканические зоны.

Рис. 7. Диаграмма $\epsilon_{Nd}(T)$ —возраст для палеозойских гранитоидов западной части Алтае-Саянской складчатой области.

Изученные породы отмечены полыми квадратами (см. табл. 4). Контурами 1—4 показаны области возраст—состав гранитоидных комплексов: 1 — среднего—позднего кембрия в Озерной зоне Западной Монголии [Руднев и др., 2009; Ковач и др., 2011], 2 — кембрийских в северной части Кузнецкого Алатау [Руднев и др., 2008], 3 — кембрия—раннего ордовика в Горной Шории и на Батеневском краже [Kruk et al., 2001], 4 — силурийско-девонских в Горной Шории и Горном Алтае [Kruk et al., 2001, 2011]. Заштриховано поле гранитоидов каледонид Центральной Азии [Коваленко и др., 1996, 2003].



также в схожести некоторых HFSE отношений с параметрами островодужных магматических комплексов (см. рис. 4, 6). Характерно, что поля Rb—Y+Nb и Ta—Yb составов изученных пород разного возраста, соответствуя гранитоидам островных дуг, практически перекрываются друг с другом и сопоставимы с интрузивными фазами раннепалеозойских батолитов северной части Кузнецкого Алатау (см. рис. 6, а, б). Более контрастными выглядят их различия по соотношениям Th—Ta—Yb и Y—Nb—Ta—Yb. Наблюдаемые зависимости демонстрируют заметное влияние OIB источника при формировании кислых магм островодужной природы, что может свидетельствовать о воздействии плюма на аккреционно-коллизийные породные комплексы (см. рис. 6, д, е). Обычно подобное мантийное вещество играет важную роль в образовании анорогенных А-гранитов [Alirezaei, Hassanzadeh, 2012; Zhang, Zou, 2013; Zhang, Zhang, 2014]. Нами не исключается возможность того, что установленное сходство кембрийских и силурийско-раннедевонских пород, как и в случае магматических комплексов Египта [Eliwa et al., 2014], обусловлено плавлением фрагментов островной дуги при последующем мантийном диапиризме. Преемственность свойств, реперных для ранее происходивших субдукционных процессов, в большинстве гранитоидов фиксируется в виде пониженных значений $(Hf/Sm)_{PM}$ и $(Ta/La)_{PM}$, отражающих воздействие слаб-производных флюидов и расплавов (см. рис. 6, з).

Гетерогенность гранитоидов Батеневского кража отчетливо проявлена и на изотопном уровне. Установленная для пород зависимость $\epsilon_{Sr}—\epsilon_{Nd}$ предполагает комбинированный источник типа PREMA+EMI с участием корового материала (см. рис. 5). Подобное смешение вещества умеренно деплетированной и обогащенной мантии возможно в условиях «наложения» плюма на аккреционно-коллизийные комплексы АКО и метасоматического преобразования надсубдукционного клина. Сходным изотопным составом неодама обладают синхронные кембрийско-раннеордовиковские гранитоидные и габбро-сиенитовые плутоны северной и восточного склона Кузнецкого Алатау, а также девонские щелочно-мафитовые интрузивные массивы в его северной части и субщелочные базальтоиды в сопредельном Минусинском прогибе (см. рис. 5). Как и в случае других проявлений раннесреднепалеозойского магматизма ЦАСП, для них характерен первоначальный источник PREMA мантии, вещество которой доминирует в составе Северо-Азиатского суперплюма [Ярмолюк, Коваленко, 2003]. Косвенным подтверждением родственной природы интрузий Кузнецкого Алатау в кембрийское время может служить сравнительно узкий диапазон их модельного возраста $T_{Nd}(DM) \approx 0.8—0.9$ млрд лет [Врублевский и др., 2012б].

Для гранитоидов среднего—позднего кембрия как на восточном, так и на северном склонах Кузнецко-Алатауского хребта типичны повышенные значения изотопных отношений стронция $((^{87}Sr/^{86}Sr)_T$ до 0.7047—0.7052), что может быть обусловлено коровой контаминацией расплавов. При этом поступление чужеродного радиогенного стронция в магму могло происходить с высококонцентрированными рассолами, активизированными теплом интрузий из осадочных карбонатных пород [Покровский и др., 1998; Врублевский, 2015]. В регионе распространены неопротерозойские толщи мраморизованных известняков и доломитов с отношением $^{87}Sr/^{86}Sr \approx 0.708$, которые нередко содержат $Sr > 2000$ г/т и способны благодаря контаминации заметно изменить изотопный баланс в процессе гранитообразования. По-видимому, участием корового материала обусловлены и повышенные концентрации LILE (Rb, Ba, Sr, K, Cs), U и Th в гранитоидах. Выявленные изотопные особенности девонских гранит-порфиров Карлыгановского массива свидетельствуют о минимальной степени контаминированности расплава ^{87}Sr и могут соответствовать первоначальному магматическому источнику PREMA+EMI.

На диаграмме $\epsilon_{Nd}(T)—T$ породы изученных интрузивов, независимо от времени их внедрения, приурочены к полю составов гранитоидов каледонид Центральной Азии (рис. 7) [Коваленко и др., 1996, 2003]. Для среднепозднекембрийского этапа они могут быть сопоставлены с близкими по возрасту аналогичными плутонами северной и восточной частей Кузнецкого Алатау, Горной Шории, Озерной зоны

в Западной Монголии [Kruk et al., 2001; Руднев и др., 2008, 2009; Ковач и др., 2011]. Девонские гранит-порфиры соответствуют синхронным интрузивным комплексам гранитоидов Горного Алтая [Kruk et al., 2001].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основании U-Pb изотопно-геохронологических исследований показана вероятность полихронного развития гранитоидного магматизма Батеневского кряжа на протяжении двух этапов — среднепозднекембрийского и силурийско-раннедевонского. Установленные породные ассоциации с возрастом ~ 510—490 млн лет могут быть объединены в составе крупной раннепалеозойской изверженной провинции ЦАСП, возникновение которой обусловлено воздействием мантийного плюма на геодинамические комплексы каледонид аккреционно-коллизийного типа. В результате плюмовой активности происходило не только перемещение и смешение вещества мантии, но также плавление ювенильной континентальной коры и фрагментов древней литосферы Кузнецко-Алатауского террейна. Производные разновозрастного гранитоидного магматизма обладают сходным изотопным составом неодиима ($\epsilon_{Nd}(T) \approx 4.2\text{—}4.8$, $T_{Nd}(DM) \approx 0.7\text{—}0.8$ млрд лет), что свидетельствует об участии в магмогенезисе материала умеренно деплетированной PREMA мантии, доминирующей в Северо-Азиатском суперплюме [Ярмолюк, Коваленко, 2003]. Наблюдаемое уменьшение величины $\epsilon_{Nd}(T)$ (до 2.3, $T_{Nd}(DM) \approx 0.9$ млрд лет) в позднекембрийском граните Тигертышского плутона и относительно радиогенный изотопный состав стронция пород позволяют предполагать мультикомпонентный источник PREMA+EMI с вовлечением корового вещества. Существование синхронных и изотопно-родственных комплексов щелочных пород и карбонатитов в Кузнецком Алатау и Горном Алтае [Врублевский и др., 2003, 2012a] подтверждает идею о плюмовой деятельности на каледонском этапе эволюции ЦАСП [Ярмолюк и др., 2003].

Для вещественного состава гранитоидов Батеневского кряжа характерна общая закономерность распределения редких элементов, которая отражает взаимное участие в петрогенезисе магматических источников типа IAB и OIB. В зависимости от возраста и поведения HFSE влияние субдукционной и внутриплитной составляющих может оцениваться по-разному. Согласно существующим реконструкциям, геологическое развитие Кузнецкого Алатау в режиме островной дуги происходило главным образом в кембрии, а рифтогенные процессы активизировались в начале девона [Берзин, Кунгурцев, 1996]. В связи с этим нами допускается, что изученные гранитоиды раннего девона и, возможно, силура только сохраняли субдукционные геохимические «метки» при плавлении более древнего литосферного субстрата поднимающимся плюмом. В необходимости такого ограничения убеждает присутствие в породах зерен циркона с возрастом около 500 млн лет.

Авторы благодарны сотрудникам ЦКП «Геохимия природных систем» ТГУ (г. Томск), Геологического института КНЦ РАН (г. Апатиты) и ЦИИ ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург) за проведение аналитических исследований.

Работа выполнена в рамках государственного контракта № 10 Министерства природных ресурсов РФ, при поддержке Министерства образования и науки РФ (проект № 1013) и программы повышения конкурентоспособности Томского государственного университета 2013—2020 гг.

ЛИТЕРАТУРА

Баянова Т.Б. Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. СПб., Наука, 2004, 174 с.

Берзин Н.А., Кунгурцев Л.В. Геодинамическая интерпретация геологических комплексов Алтае-Саянской области // Геология и геофизика, 1996, т. 37 (1), с. 63—81.

Владимиров А.Г., Гибшер А.С., Изох А.Э., Руднев С.Н. Раннепалеозойские гранитоидные батолиты Центральной Азии: масштабы, источники и геодинамические условия формирования // ДАН, 1999а, т. 369, № 6, с. 795—798.

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, Ar-Ar изотопного датирования // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 1999б, т. 7, № 5, с. 28—42.

Владимиров А.Г., Козлов М.С., Шокальский С.П., Халилов В.А., Руднев С.Н., Крук Н.Н., Выставной С.А., Борисов С.М., Березиков Ю.К., Мецнер А.Н., Бабин Г.А., Мамлин А.Н., Мурзин О.М., Назаров Г.В., Макаров В.А. Основные возрастные рубежи интрузивного магматизма Кузнецкого Алатау, Алтая и Калбы (по данным U-Pb изотопного датирования) // Геология и геофизика, 2001, т. 42 (8), с. 1157—1178.

Воронцов А.А., Федосеев Г.С., Андрущенко С.В., Пахольченко Ю.А. Источники девонского магматизма Минусинского прогиба (по геохимическим и изотопным Sr-Nd характеристикам базитов) // ДАН, 2011, т. 441, № 4, с. 514—520.

Врублевский В.В. Источники и геодинамические условия петрогенезиса, Верхнепетропавловского щелочно-базитового интрузивного массива (средний кембрий, Кузнецкий Алатау, Сибирь) // Геология и геофизика, 2015, т. 56 (3), с. 488—515.

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., Войтенко Д.Н. Хронология и источники щелочно-базитового магматизма Кузнецкого Алатау // Материалы X Всероссийского петрографического совещания. Т. 2. Апатиты, КНЦ РАН, 2005, с. 58—60.

Врублевский В.В., Изох А.Э., Поляков Г.В., Гертнер И.Ф., Юдин Д.С., Крупчатников В.И. Раннепалеозойский щелочной магматизм Горного Алтая: ^{40}Ar - ^{39}Ar геохронологическое свидетельство комплекса эдельвейс // ДАН, 2009, т. 427, № 1, с. 96—100.

Врублевский В.В., Крупчатников В.И., Изох А.Э., Гертнер И.Ф. Щелочные породы и карбонатиты Горного Алтая (комплекс эдельвейс): индикатор раннепалеозойского плюмового магматизма в Центрально-Азиатском складчатом поясе // Геология и геофизика, 2012а, т. 53 (8), с. 945—963.

Врублевский В.В., Котельников А.Д., Гертнер И.Ф., Крупчатников В.И. Источники раннепалеозойского интрузивного магматизма Кузнецкого Алатау (по Nd-Sr изотопным данным) // Материалы научного совещания «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)» Вып. 10. Иркутск, ИЗК СО РАН, 2012б, с. 52—54.

Врублевский В.В., Гертнер И.Ф., Тишин П.А., Баянова Т.Б. Возрастной диапазон циркона и источники щелочных пород Кургусульского интрузива, Кузнецкий Алатау: первые изотопные U-Pb (SHRIMP-II) и Sm-Nd данные // ДАН, 2014а, т. 459, № 5, с. 601—606.

Врублевский В.В., Гертнер И.Ф., Гутьерес-Алонсо Г., Хофманн М., Гринев О.М., Тишин П.А. Изотопная (U-Pb, Sm-Nd, Rb-Sr) геохронология щелочно-базитовых плутонов Кузнецкого Алатау // Геология и геофизика, 2014б, т. 55 (11), с. 1598—1614.

Гордиенко И.В., Ковач В.П., Гороховский Д.В., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Яковлева С.З., Загорная Н.Ю., Федосеев А.М., Плоткина Ю.В. Вещественный состав, U-Pb возраст и геодинамическая позиция островодужных габброидов и гранитоидов Джидинской зоны (Юго-Западное Забайкалье, Северная Монголия) // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (8), с. 956—962.

Довгаль В.Н., Широких В.А. История развития магматизма повышенной щелочности Кузнецкого Алатау. Новосибирск, Наука, 1980, 216 с.

Казанский А.Ю., Метелкин Д.В., Кунгурцев Л.В., Кизуб П.А. Кинематика Мартайгинского блока Кузнецко-Алатауской палеоостровной дуги в позднем венде—раннем ордовике (по палеомагнитным данным) // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (3), с. 187—201.

Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Ковач В.П., Котов А.Б., Козаков И.К., Сальникова Е.Б. Источники фанерозойских гранитоидов Центральной Азии: Sm-Nd изотопные данные // Геохимия, 1996, № 8, с. 699—713.

Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Ковач В.П., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. Магматизм и геодинамика раннекаледонских структур Центрально-Азиатского складчатого пояса (изотопные и геологические данные) // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (12), с. 1280—1293.

Ковач В.П., Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Козловский А.М., Котов А.Б., Терентьева Л.Б. Состав, источники и механизмы формирования континентальной коры Озерной зоны каледонид Центральной Азии. II. Геохимические и Nd изотопные данные // Петрология, 2011, т. 19, № 4, с. 417—444.

Козаков И.К., Ковач В.П., Ярмолюк В.В., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Загорная Н.Ю. Кораобразующие процессы в геологическом развитии Тувино-Монгольского массива: Sm-Nd изотопные и геохимические данные по гранитоидам // Петрология, 2003, т. 11, № 5, с. 491—512.

Котельников А.Д., Врублевский В.В. Раннеордовикский магматизм Кузнецкого Алатау: результаты U-Pb (SHRIMP II) датирования интрузивных фаз когтахского комплекса // Материалы Международной конференции «Современное состояние наук о Земле», посвященной памяти В.И. Хаина. М., Изд-во Моск. ун-та, 2011, с. 986—987.

Кузнецов Ю.А., Богнибов В.И., Дистанова А.Н., Сергеева Е.С. Раннепалеозойская гранитоидная формация Кузнецкого Алатау. М., Наука, 1971, 352 с.

Метелкин Д.В., Козьмин Д.Г. Палеомагнитная характеристика кембрия Батеневского кряжа: к вопросу об эволюции Кузнецко-Алатауской островной дуги на юге Сибири // Геология и геофизика, 2012, т. 53 (1), с. 50—66.

Монгуш А.А., Лебедев В.И., Ковач В.П., Сальникова Е.Б., Дружкова Е.К., Яковлева С.З., Плоткина Ю.В., Загорная Н.Ю., Травин А.В., Серов П.А. Тектономагматическая эволюция структурно-вещественных комплексов Таннуольской зоны Тувы в позднем венде—раннем кембрии (на основе геохимических, Nd изотопных и геохронологических данных) // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (5), с. 649—665.

Покровский Б.Г., Андреева Е.Д., Врублевский В.В., Гринев О.М. Природа контаминации щелочно-габброидных интрузий южного обрамления Сибирской платформы по данным изотопии стронция и кислорода // Петрология, 1998, т. 6, № 3, с. 259—273.

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., Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Пономарчук В.А., Бабин Г.А., Борисов С.М. Раннепалеозойские гранитоидные батолиты Алтае-Саянской складчатой области (латерально-временная зональность, источники) // ДАН, 2004, т. 396 (3), с. 369—373.

Руднев С.Н., Владимиров А.Г., Пономарчук В.А., Бибикина Е.В., Сергеев С.А., Матуков Д.И., Плоткина Ю.В., Баянова Т.Б. Каахемский полихронный гранитоидный батолит (Восточная Тува): состав, возраст, источники и геодинамическая позиция // Литосфера, 2006, № 2, с. 3—33.

Руднев С.Н., Борисов С.М., Бабин Г.А., Левченко 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., Изох А.Э., Ковач В.П., Шелепаев Р.А., Терентьева Л.Б. Возраст, состав, источники и геодинамические условия формирования гранитоидов северной части Озерной зоны Западной Монголии: механизмы роста палеозойской континентальной коры // Петрология, 2009, т. 17, № 5, с. 470—508.

Сотников В.И., Пономарчук В.А., Шевченко Д.О., Берзина А.П., Берзина А.Н. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ геохронология магматических и метасоматических событий в Сорском Cu-Mo-порфировом рудном узле (Кузнецкий Алатау) // Геология и геофизика, 2001, т. 42 (5), с. 786—801.

Фор Г. Основы изотопной геологии. М., Мир, 1989, 590 с.

Шокальский С.П., Бабин Г.А., Владимиров А.Г., Борисов С.М. Корреляция магматических и метаморфических комплексов западной части Алтае-Саянской складчатой области / Ред. А.Ф. Морозов. Новосибирск, Изд-во СО РАН, 2000, 187 с.

Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Глубинная геодинамика, мантийные плюмы и их роль в формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса // Петрология, 2003, т. 11, № 6, с. 556—586.

Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Ковач В.П., Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. Геодинамика формирования каледонид Центрально-Азиатского складчатого пояса // ДАН, 2003, т. 389, № 3, с. 354—359.

Ярмолюк В.В., Ковач В.П., Коваленко В.И., Сальникова Е.Б., Козловский А.М., Котов А.Б., Яковлева С.З., Федосеев А.М. Состав, источники и механизмы формирования континентальной коры Озерной зоны каледонид Центральной Азии: I. Геологические и геохронологические данные // Петрология, 2011, т. 19, № 1, с. 56—79.

Alirezaei S., Hassanzadeh J. Geochemistry and zircon geochronology of the Permian A-type Hasanrobat granite, Sanandaj—Sirjan belt: A new record of the Gondwana break-up in Iran // Lithos, 2012, v. 151, p. 122—134.

Black L.P., Kamo S.L., Allen C.M., Aleinikoff J.N., Davis D.W., Korsch R.J., Foudoulis C. TEMORA 1: a new zircon standard for U-Pb geochronology // Chem. Geol., 2003, v. 200, p. 155—170.

Castillo P.R. An overview of adakite petrogenesis // Chinese Sci. Bull., 2006, v. 51, № 3, p. 257—268.

Chappell B.W., White A.J.R. Two contrasting granite types // Pacific Geol., 1974, v. 8, p. 173—174.

Chappell B.W., White A.J.R. Two contrasting granite types: 25 years later // Australian J. Earth Sci., 2001, v. 48, p. 489—499.

Defant M.J., Drummond M.S. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere // Nature, 1990, v. 347, p. 662—665.

De Grave J., Glorie S., Zhimulev F.I., Buslov M.M., Elburg M., Vanhaecke F., van den Haute P. Emplacement and exhumation of the Kuznetsk-Alatau basement (Siberia): implications for the tectonic evolution of the Central Asian Orogenic Belt and sediment supply to the Kuznetsk, Minusa and West Siberian basins // Terra Nova, 2011, v. 23, № 4, p. 248—256.

Eby G.N. The A-type granitoids: a review of their occurrence and chemical characteristics and speculation on their petrogenesis // Lithos, 1990, v. 26, p. 115—134.

Eliwa H.A., Breikreuz C., Murata M., Khalaf I.M., Bühler B., Itaya T., Takahashi T., Hirahara Y., Miyazaki T., Kimura J.-I., Shibata T., Koshi Y., Kato Y., Ozawa H., Daas M.A., El Gameel Kh. SIMS

zircon U-Pb and mica K-Ar geochronology, and Sr-Nd isotope geochemistry of Neoproterozoic granitoids and their bearing on the evolution of the north Eastern Desert, Egypt // *Gondwana Res.*, 2014, v. 25, № 4, p. 1570—1598.

Frost C.D., Frost B.R. On ferroan (*A*-type) granitoids: their compositional variability and modes of origin // *J. Petrol.*, 2011, v. 52, № 1, p. 39—53.

Gorton M.P., Schandl E.S. From continents to island arcs: a geochemical index of tectonic setting for arc-related and within-plate felsic to intermediate volcanic rocks // *Can. Mineral.*, 2000, v. 38, p. 1065—1073.

Kelemen P.B., Hanghøj K., Greene A.R. One view of the geochemistry of subduction-related magmatic arcs, with an emphasis on primitive andesite and lower crust // *Treatise on geochemistry*. Elsevier, 2003, v. 3, p. 593—659.

Kovalenko V.I., Yarmolyuk V.V., Kovach V.P., Kotov A.B., Kozakov I.K., Salnikova E.B., Larin A.M. Isotope provinces, mechanisms of generation and sources of the continental crust in the Central Asian mobile belt: geological and isotopic evidence // *J. Asian Earth Sci.*, 2004, v. 23, № 5, p. 605—627.

Kruk N.N., Rudnev S.N., Vystavnoi S.A., Paleeskiy S.V. Sr-Nd isotopic systematics of granitoids and evolution of continental crust of the western part of Altai-Sayan fold region // *Continental growth in the Phanerozoic (evidence from Central Asia)*. Abstracts of the Third Workshop IGCP-420. Novosibirsk, Publishing House of SB RAS, Department «GEO», 2001, p. 68—72.

Kruk N.N., Rudnev S.N., Vladimirov A.G., Shokalsky S.P., Kovach V.P., Serov P.A., Volkova N.I. Early—Middle Paleozoic granitoids in Gorny Altai, Russia: Implications for continental crust history and magma sources // *J. Asian Earth Sci.*, 2011, v. 42, p. 928—948.

LaFlèche M.R., Camire G., Jenner G.A. Geochemistry of post-Acadian, Carboniferous continental intraplate basalts from the Maritimes Basin, Magdalen islands, Quebec, Canada // *Chem. Geol.*, 1998, v. 148, p. 115—136.

Ludwig K.R. User's manual for Isoplot/Ex, Version 2.10. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Special Publication, 1999, v. 1, 46 p.

Ludwig K.R. SQUID 1.00. A user's manual. Berkeley Geochronology Center Special Publication, 2000, № 2, 19 p.

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

Martin H., Smithies R.H., Rapp R., Moyen J.-F., Champion D. An overview of adakite, tonalite—trondhjemite—granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution // *Lithos*, 2005, v. 79, № 1—2, p. 1—24.

Middlemost E.A.K. Naming materials in the magma/igneous rock system // *Earth-Sci. Rev.*, 1994, v. 37, № 3—4, p. 215—224.

Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // *J. Petrol.*, 1984, v. 25, p. 956—983.

Peccerillo A., Taylor S.R. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey // *Contr. Miner. Petrol.*, 1976, v. 58, p. 63—81.

Sun S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *Magmatism in the ocean basins* / Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry. *Geol. Soc. Special Publ.*, 1989, № 42, p. 313—345.

Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W. *A*-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis // *Contr. Mineral. Petrol.*, 1987, v. 95, p. 407—419.

Williams I.S. U-Th-Pb geochronology by ion microprobe // *Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes* / Eds. M.A. McKibben, W.C. Shanks, W.I. Ridley. *Rev. Econ. Geol.*, 1998, v. 7, p. 1—35.

Zhang C.L., Zou H.B. Permian *A*-type granites in Tarim and western part of Central Asian Orogenic Belt (CAOB): Genetically related to a common Permian mantle plume? // *Lithos*, 2013, v. 172—173, p. 47—60.

Zhang X., Zhang H. Geochronological, geochemical, and Sr—Nd—Hf isotopic studies of the Baiyange *A*-type granite porphyry in the Western Junggar: Implications for its petrogenesis and tectonic setting // *Gondwana Res.*, 2014, v. 25, № 4, p. 1554—1569.

Zindler A., Hart S.R. Chemical geodynamics // *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 1986, v. 14, p. 493—571.