

ИЗОТОПНАЯ (U-Pb, Sm-Nd, Rb-Sr) ГЕОХРОНОЛОГИЯ ЩЕЛОЧНО-БАЗИТОВЫХ ПЛУТОНОВ КУЗНЕЦКОГО АЛАТАУ

В.В. Врублевский, И.Ф. Гертнер, Г. Гутьерес-Алонсо*, М. Хофманн,
О.М. Гринева, П.А. Тишин**

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

** Area de Geodinamica Interna Departamento de Geologia, Universidad de Salamanca, 37008, Salamanca, Spain*

*** Senckenberg Naturhistorische Sammlungen Dresden, Museum für Mineralogie und Geologie, Königsbrücker Landstraße 159, 01109 Dresden, Germany*

На северо-восточном склоне Кузнецкого Алатау небольшие дифференцированные щелочно-базитовые интрузивные массивы образуют изометричный ареал ~ 100 км в поперечнике. В их строении в разной степени принимают участие субщелочные и щелочные габброиды, основные и ультраосновные фойдолиты, нефелиновые и щелочные сиениты, карбонатиты. По результатам комплексного U-Pb, Sm-Nd, Rb-Sr изотопного датирования предполагается, что развитие щелочно-базитового магматизма происходило на протяжении двух этапов в среднем кембрии—раннем ордовике (~ 510—480 млн лет) и в раннем—среднем девоне (~ 410—385 млн лет). Обнаружение в щелочных породах аксессуарных цирконов с возрастом 1.3—2.0 млрд лет может свидетельствовать о том, что при подъеме мантийного плюма происходило подплавление фрагментов зрелой континентальной коры протерозойского возраста, слагающей фундамент каледонского орогена Кузнецкого Алатау. Вероятно, первоначальные кембро-ордовикские щелочно-мафитовые расплавы инициировали метасоматизм и эрозию литосферы, что при повторном плавлении ее субстрата примерно через 100 млн лет вызвало генерацию магм подобного состава с унаследованными изотопными характеристиками ($\epsilon_{Nd}(T) \approx 4.8-5.7$, $T_{Nd}(DM) \approx 0.8-0.9$ млрд лет), указывающими на родственную природу источников их вещества в умеренно деплетированной мантии.

Щелочной магматизм, изотопная геохронология, плюм-литосферное взаимодействие, Кузнецкий Алатау, Центрально-Азиатский складчатый пояс.

ISOTOPE (U-Pb, Sm-Nd, Rb-Sr) GEOCHRONOLOGY OF ALKALI-BASIC PLUTONS OF THE KUZNETSK ALATAU

V.V. Vrublevskii, I.F. Gertner, G. Gutiérrez-Alonso, M. Hofmann, O.M. Grineva, and P.A. Tishin

On the northeastern slope of the Kuznetsk Alatau, small differentiated alkaline basic intrusive massifs form an isometric area ~100 km across. They are composed of subalkalic and alkali gabbroids, basic and ultrabasic foidolites, nepheline and alkali syenites, and carbonatites. Results of complex (U-Pb, Sm-Nd, and Rb-Sr) isotope dating suggest that alkaline basic magmatism developed at two stages in the Middle Cambrian–Early Ordovician (~510–480 Ma) and in the Early–Middle Devonian (~410–385 Ma). Finding of accessory zircons (age 1.3–2.0 Ga) in alkaline rocks suggests that the ascent of mantle plume was accompanied by the melting of fragments of Proterozoic mature continental crust composing the basement of the Caledonian orogen of the Kuznetsk Alatau. Probably, parental Cambrian–Ordovician alkaline mafic melts initiated metasomatism and lithosphere erosion. During the next melting of lithosphere substrate in ~100 Myr, this caused the generation of magmas of similar composition with inherited isotope parameters ($\epsilon_{Nd}(T) \approx +4.8$ to $+5.7$, $T_{Nd}(DM) \approx 0.8-0.9$ Ga) pointing to the similar nature of their matter sources in the moderately depleted mantle.

Alkaline magmatism, isotope geochronology, plume–lithosphere interaction, Kuznetsk Alatau, Central Asian Fold Belt

ВВЕДЕНИЕ

В западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) одним из его крупных фрагментов является горное сооружение Кузнецкого Алатау. Согласно представлениям, в геологическом строении этого каледонского террейна преобладают структурно-вещественные комплексы, сформированные в условиях активной континентальной окраины Палеоазиатского океана [Берзин и др., 1994; Берзин, Кунгурцев, 1996; Кунгурцев и др., 2001]. В пределах Кузнецкого Алатау как отличительная черта геодинамического развития широко проявлен щелочно-базитовый интрузивный магматизм предположительно рифтинговой природы [Скобелев, 1963; Андреева, 1968; Довгаль, Широких, 1980; Кортусов, Макаренко, 1987; Гринева, 1990; Макаренко, Кортусов, 1991; Шокальский и др., 2000; Врублевский

и др., 2003, 2004; Уваров, Уварова, 2008]. Большинство его производных в виде небольших (до 1.5—2.0 км²) дифференцированных плутонов распространено в северо-восточном секторе Кузнецко-Алатауского хребта, образуя сравнительно изометричный ареал около 100 км в поперечнике (рис. 1, А). В строении интрузивов в разной степени принимают участие К-Na-щелочные и субщелочные габброиды, основные и ультраосновные фойдолиты (ийолит-мельтейгиты, уртиты, полевошпатовые ийолиты, уртиты и ийолит-уртиты), нефелиновые и щелочные сиениты, карбонатиты. По петрографическим признакам принято различать габбро—ювит—уртитовую и габбро—сиенит—нефелин-сиенитовую горнопородные ассоциации [Макаренко, Кортусов, 1991]. Параметры их изотопного состава ($\epsilon_{Nd}(T) \approx 4-7$) предполагают, что доминирующим магматическим источником послужила умеренно деплетированная мантия PREMA типа [Врублевский и др., 2003, 2005], которая определяла развитие Северо-Азиатского суперплума и связанного с ним ранне- и среднепалеозойского базитового магматизма Алтае-Саянского региона ЦАСП [Ярмолюк, Коваленко, 2003; Kuzmin et al., 2010].

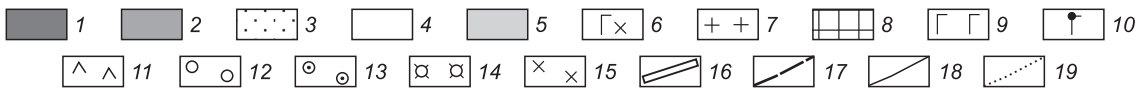
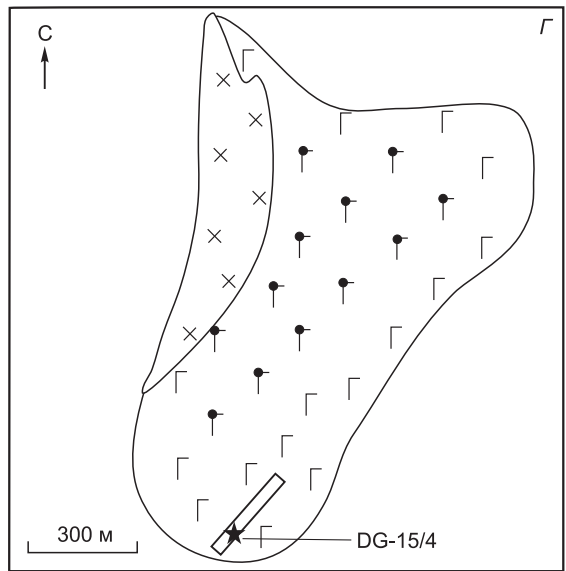
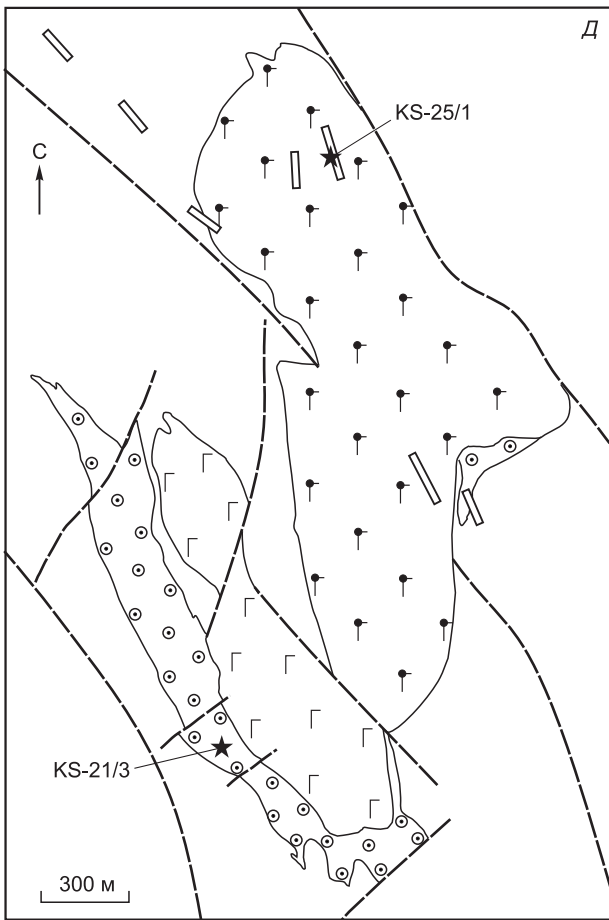
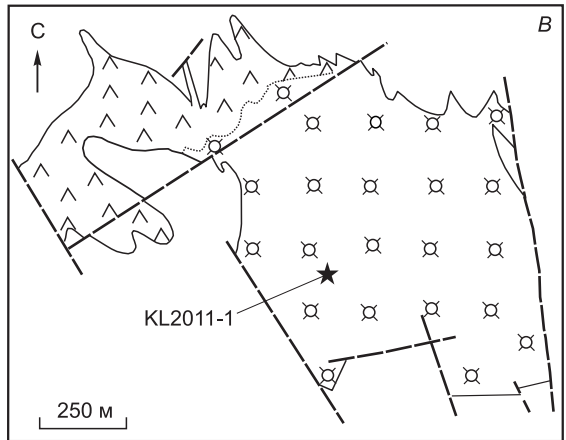
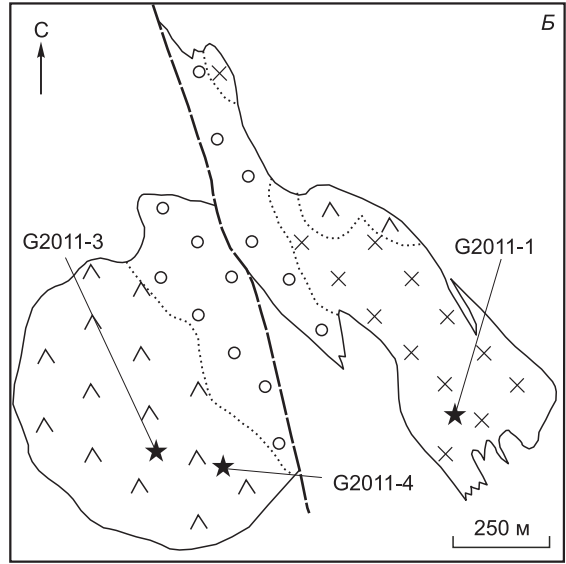
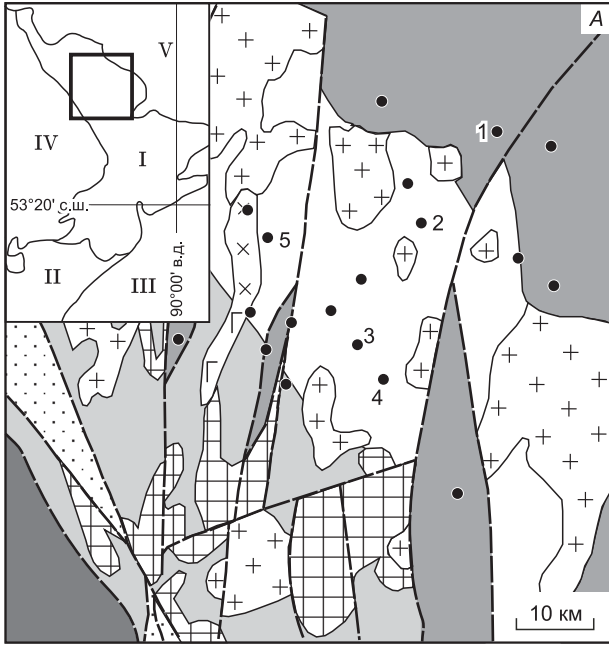
На основании геологических особенностей и не всегда надежных К-Ar изотопных датировок на севере Кузнецкого Алатау традиционно выделяют две группы разновозрастных щелочных массивов. Большую их часть, включая все нефелинсодержащие дериваты, объединяют в виде горячегорского интрузивного комплекса раннего—среднего девона и считают комагматическими со сходными по составу вулканитами Минусинского межгорного прогиба, обрамляющего Кузнецкий Алатау с востока. Массивы другой группы располагаются ближе к осевой части хребта и, по-видимому, имеют более древний возраст на уровне раннего—среднего кембрия. В их составе собственно щелочные породы представлены ограниченно. Типовым для этой группы может служить Верхнепетропавловский массив [Врублевский и др., 2003]. Пока немногочисленные прецизионные Sm-Nd и U-Pb изотопно-геохронологические данные действительно позволяют предполагать внедрение щелочных интрузий в широком временном диапазоне ~ 510—400 млн л.н. и вероятный полихронный характер магматизма повышенной щелочности в Кузнецком Алатау [Врублевский и др., 2003, 2004, 2005; Гертнер и др., 2010].

Впервые для уточнения возрастных рубежей развития щелочно-базитового магматизма провинции нами проведено U-Pb изотопное датирование акцессорных циркона и бадделеита из нефелинсодержащих пород четырех петротипных интрузивных массивов — Кия-Шалтырского, Горячегорского, Кургусульского и Дедовогорского. В сочетании с новыми Sm-Nd и Rb-Sr изохронными данными полученные результаты позволяют оценить не только время их становления, но также геодинамические условия и вероятные источники магм.

ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ИНТРУЗИВНЫХ МАССИВОВ

В связи с неоднократной эндогенной активностью и заложением многочисленных разломов ороген Кузнецкого Алатау характеризуется неоднородным строением с чередованием выступов докембрийского фундамента, раннекаледонских поднятий и прогибов, наложенных среднепалеозойских впадин рифтогенной природы. По этой причине отмечается неравномерное по латерали распространение развитых здесь позднепротерозойских и кембрийских дислоцированных карбонатно-терригенно-вулканогенных образований, а также субконтинентальных вулканогенно-осадочных отложений среднего палеозоя. Также очевидно, что на общий тектонический стиль Кузнецкого Алатау оказала влияние его коллизия совместно с другими террейнами в период закрытия Палеоазиатского океана и образования ЦАСП [Ярмолюк и др., 2003; Dobretsov et al., 2003]. Изученные щелочные интрузивные массивы пространственно сближены между собой и приурочены к системе разрывных нарушений, опережающих региональный глубинный разлом (см. рис. 1, А). За исключением Горячегорского массива, залегающего среди раннедевонских эффузивов зоны сопряжения Кузнецкого Алатау и Минусинских впадин, все они располагаются в пределах приподнятого тектонического блока с преобладанием карбонатно-терригенных отложений и вулканитов рифея—кембрия.

Горячегорский массив (55°27' с.ш., 88°55' в.д.) образует сложнопостроенное штоковидное тело (~ 1 км²), которое залегает среди поля базальтоидных вулканитов. В его строении участвуют лейкотералиты и плагиоклазовые ийолит-уртиты, слагающие главным образом западную часть интрузии, а также полевошпатовые уртиты и более поздние нефелиновые сиениты фойяитового типа (см. рис. 1, Б). Последние имеют инъекционный характер внедрения, неоднородны по составу и внутренней структуре [Гринев, 1990]. Несмотря на опорное значение этого щелочного массива для выделения так называемого «горячегорского» комплекса [Шокальский и др., 2000], известна пока только К-Ar датировка по тералитам (~ 387 млн лет), соответствующая живетскому веку среднего девона [Бозин, 1968]. Пробы на U-Pb изотопный анализ были отобраны нами из пород первой интрузивной фазы (пегматоидный лейкотералит G2011-4) и завершающих производных (фойяит G2011-1, жильный нефелиновый микросиенит G2011-3). Всего для измерений было выделено 24 зерна циркона.



Кургусульский массив ($55^{\circ}16'$ с.ш., $88^{\circ}45'$ в.д.) имеет штокообразную форму (~ 1 км²), в ряде случаев тектонически нарушенные контакты и прорывает рифейские мраморы, а также эффузивно-терригенные и карбонатные отложения раннего кембрия (см. рис. 1, *В*). В его составе преобладают обогащенные нефелином (до ~ 45 — 50 %) порфиридные сиениты — ювиты массивного или трахитоидного (в срединной части массива) строения, которые ассоциируют с более ранними тералитами на северной периферии интрузива и имеют с ними резкие переходы с изменением вещественного состава [Ивашкина, 1963; Врублевский, Быкова, 1987]. По единичной К-Аг изотопной датировке определен визейский (~ 344 млн лет) возраст нефелиновых сиенитов [Кортусов, Макаренко, 1987]. Для исследований из пр. KL2011-1 самых распространенных в плутоне массивных ювитов извлечено и проанализировано девять зерен циркона.

Кия-Шалтырский массив ($55^{\circ}04'$ с.ш., $88^{\circ}33'$ в.д.) сформирован комбинацией трех автономных пластинообразных интрузивных тел с общей площадью выхода ~ 2.1 км², сложенных соответственно уртитам и ийолит-уртитам, лейкократовыми трахитоидными и меланократовыми пойкилитовыми субщелочными габброидами [Gertner et al., 2007] (см. рис. 1, *Д*). В отличие от других изученных массивов они залегают преимущественно в карбонатных отложениях раннего кембрия. В строении плутона также участвуют менее значительные по объему жильные пегматоидные ийолиты, микроийолиты, ийолит-порфиры, нефелиновые и щелочные сиениты, дайки камптонитов и их нефелиновых разновидностей. Из-за широко проявленных контактово-реакционных процессов установить истинную последовательность главных фаз внедрения только по полевым наблюдениям затруднительно. По многочисленным К-Аг изотопным данным возраст массива оценивался в широком диапазоне (~ 370 — 426 млн лет). Установленные нами Rb-Sr и Sm-Nd изохронные зависимости свидетельствуют о формировании габброидов и ультраосновных фойдолитов на рубеже ~ 405 — 407 млн л.н. Выделить циркон из пород доминирующих интрузивных фаз не удалось, и U-Pb изотопное датирование проводилось только по пяти зернам минерала из пегматоидного ийолита (пр. KS-21/3) и нефелинового сиенита (KS-25/1).

Дедовогорский массив ($54^{\circ}55'$ с.ш., $88^{\circ}35'$ в.д.) представляет собой штокоподобное тело овальной в плане формы (~ 1 км²) и залегает среди основных эффузивов среднего кембрия, образующих небольшое поле в раннекембрийских известняках (см. рис. 1, *Г*). В его составе преобладает лейкократовое трахитоидное габбро, которое в эндоконтакте сменяется закалочной фацией мелкозернистых габброидов порфиридного и такситового строения. На южном окончании массива наблюдаются меланогаббро и габбро-пироксениты как возможные внутрикамерные дифференциаты базитового расплава. Более поздняя интрузивная фаза представлена нефелиновыми сиенитами фойяитового типа, в жильной пегматоидной разновидности которых отмечены редкометалльные минералы — циркон, эвдиалит, ортит, Y-гранат, ловенит [Андреева, 1968]. Из-за обедненности щелочных пород цирконием только из пегматоидов (пр. DG-15/4) были выделены монофракция циркона и несколько зерен бадделеита для выполнения U-Pb изотопного датирования. Определенный ранее очень молодой (К-Аг, ~ 315 млн лет) возраст по пороодообразующему нефелину, по-видимому, не может служить надежным ориентиром при оценке временных рубежей регионального щелочно-мафитового магматизма.

Рис. 1. Геологическая позиция и внутреннее строение щелочно-базитовых интрузивных массивов Кузнецкого Алатау.

А — схема геологического строения северо-восточной части Кузнецкого Алатау [Скобелев, 1963; Довгаль, Широких, 1980; Алабин, 1983; Гринев, 1990; Макаренко, Кортусов, 1991; Хомичев и др., 1994; Шокальский и др., 2000; Гертнер и др., 2002, 2012] с дополнениями; *Б—Д* — геологические схемы Горячегорского (*Б*), Кургусульского (*В*), Дедовогорского (*Г*) и Кия-Шалтырского (*Д*) щелочно-базитовых плутонов [Ивашкина, 1963; Андреева, 1968; Врублевский, Быкова, 1987; Гринев, 1990; Gertner et al., 2007]. Звездочкой обозначены места отбора проб на U-Pb изотопный анализ с указанием их номера. На врезке прямоугольным контуром показано географическое расположение территории: I — Кузнецкий Алатау, II — Горный Алтай, III — Западный Саян, IV — Кузнецкий прогиб, V — Минусинский прогиб. Щелочно-базитовые интрузивы отмечены залитыми кружками: 1 — Горячегорский, 2 — Кургусульский, 3 — Кия-Шалтырский, 4 — Дедовогорский, 5 — Верхнепетропавловский.

1 — верхнепалеозойские отложения Кузнецкого угленосного прогиба; *2* — вулканогенные и терригенные отложения девонских посторогенных впадин и грабенов; *3* — ордовикские терригенные отложения Тайдонского грабена; *4* — карбонатные и вулканогенные отложения нижнего и среднего кембрия; *5* — кремнисто-сланцевые, вулканогенные и карбонатные отложения верхнего рифея—нижнего кембрия; *6, 7* — раннепалеозойские интрузии нормальной щелочности: габброиды и сиениты (*6*), гранитоиды (*7*); *8* — породы офиолитовой ассоциации неопротерозоя (фрагменты литосферы Палеоазиатского океана); *9, 10* — субщелочные габброиды: мезо- и меланогаббро (*9*), трахитоидное лейкогаббро (*10*); *11—16* — фельшпатоидные магматические породы: тералиты и лейкотералиты (*11*), полевошпатовые уртиты (*12*), уртиты с участками пегматоидных ийолитов (*13*), ювиты (*14*), фойяиты (*15*), дайки и пегматоидные жильные тела нефелиновых сиенитов (*16*); *17* — разрывные тектонические нарушения; *18* — границы геологических тел; *19* — фациальные петрографические границы.

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДИКИ

U-Pb изотопные исследования циркона и бадделеита выполнены в ЦИИ ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург), в лаборатории изотопной геологии ИГГД РАН (г. Санкт-Петербург) и в Дрезденском музее естественной истории (Германия). Выделение акцессорных минералов проведено в Аналитическом центре ТГУ (г. Томск) с использованием тяжелых жидкостей и последующей сепарацией концентратов под микроскопом.

Цирконы Кургузуського и Горячегогорского массивов изучались на ионном микрозонде SHRIMP-II (ВСЕГЕИ) по стандартной методике [Williams, 1998], диаметр пятна (кратера) составлял 18 мкм. Элементы внутреннего строения минеральных зерен выявлены с помощью катодоллюминесцентных изображений на сканирующем электронном микроскопе ABT55 в обычном рабочем режиме. Обработка данных осуществлялась по программе SQUID [Ludwig, 2000]. U-Pb отношения нормализованы на значение 0.0668 для стандартного циркона TEMORA [Black et al., 2003]. Погрешности для единичных анализов (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].

U-Pb изотопный анализ трех фракций бесцветного циркона Дедовогорского массива с размерностью частиц > 130 , 100—130 мкм и повышенными концентрациями урана от 3195 до 7320 мкг/г выполнен на многоколлекторном масс-спектрометре Finnigan MAT-261 в ИГГД РАН. Химическое разложение циркона и выделение U и Pb проводилось по модифицированной методике Т.Е. Кроу [Krogh, 1973]. Обработка данных и расчет изохроны осуществлялись по программам PbDAT и ISOPLOT/Ex [Ludwig, 1991, 1999] с использованием общепринятых констант распада урана [Steiger, Jager, 1977]. Поправки на обыкновенный свинец введены в соответствии с модельными величинами [Stacey, Kramers, 1975]. Все ошибки приведены на уровне 2σ .

U-Pb геохронологическое исследование единичных зерен циркона и бадделеита Кия-Шалтырского и Дедовогорского массивов соответственно проводилось в секторе минералогии и геологии Дрезденского музея естественной истории методом LA-ICP-MS на приборной базе Thermo-Scientific Element 2 XR с лазерной системой New Wave UP-193 Excimer. Предварительно минеральные зерна были помещены в синтетическую смолу, отполированы до примерно половины их толщины и очищены в теплой HNO_3 ультразвуковой ванне. При измерениях размер лазерного пятна (абляционной ямы) составлял 25—35 мкм. Поправка на обыкновенный свинец вводилась по необходимости в соответствии с моделью [Stacey, Kramers, 1975]. U-Pb отношения нормированы по значениям стандартного циркона GJ-1 [Frei, Gerdes, 2009]. Вычисленный конкордантный возраст (95%-й уровень достоверности) и диаграммы с конкордией (погрешность эллипсов $\pm 2\sigma$) получены с помощью программы ISOPLOT/Ex 3.75.

Sm-Nd и Rb-Sr изотопные анализы проведены в ИГГД РАН на многоколлекторном масс-спектрометре Finnigan MAT-262 в статическом режиме измерений по стандартным методикам. Концентрации элементов определены с точностью ± 0.5 отн. %. Погрешности значений (2σ) для $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ и $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ не превышают 0.5 отн. %, для $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ соответственно 0.050 и 0.005 отн. %. Параллельные измерения стандартных образцов показали средние результаты: La Jolla — $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511839 \pm 8$ ($N = 13$, нормировано к $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$); SRM-987 — $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710237 \pm 18$ ($N = 9$, нормировано к $^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 8.37521$). При расчете первичных изотопных отношений, величин ϵ_{Nd} , ϵ_{Sr} , $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$ применялись современные параметры модельных резервуаров CHUR ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512638$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1967$), UR ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7045$, $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} = 0.0827$) и деплетированной мантии (DM) ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.51315$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.2137$) [Фор, 1989]. Построение изохрон осуществлялось методом Д. Йорка [York, 1966] с использованием программы Isoplot/Ex [Ludwig, 1999].

РЕЗУЛЬТАТЫ U-Pb ИЗОТОПНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

SHRIMP-II-анализ цирконов Кургузуського и Горячегогорского плутонов. Среди изученных зерен циркона из пород главных интрузивных фаз массивов преобладают кристаллы или их обломки с дипирамидально-призматическим габитусом и отчетливой зональностью внутреннего строения (рис. 2), что свидетельствует о магматическом минералообразовании. Концентрации тория и урана заметно варьируют даже в пределах отдельных индивидов (табл. 1). При небольших отличиях средних величин (~ 0.5 — 0.7) Th/U отношения в разных генерациях содержания элементов могут изменяться в среднем в 2.5—3.5 раза (Th = 134—325, U = 238—835 г/т). Исключением являются древние цирконы в ювитах Кургузуського массива, для которых характерно самое низкое Th/U ≈ 0.02 — 0.20 . Для определения возраста выполнено 40 измерений по 32 минеральным зернам, включая их центральные и краевые части. По изотопным особенностям выявлены цирконы трех временных диапазонов (см. табл. 1). Наиболее древние из них обнаружены в лейкотералитах горы Горячая (~ 1.3 — 2.0 млрд лет) и в нефелиновых сиенитах Кургузуського массива (~ 1.3 — 1.5 млрд лет). В лейкотералитах по одному зональному кри-

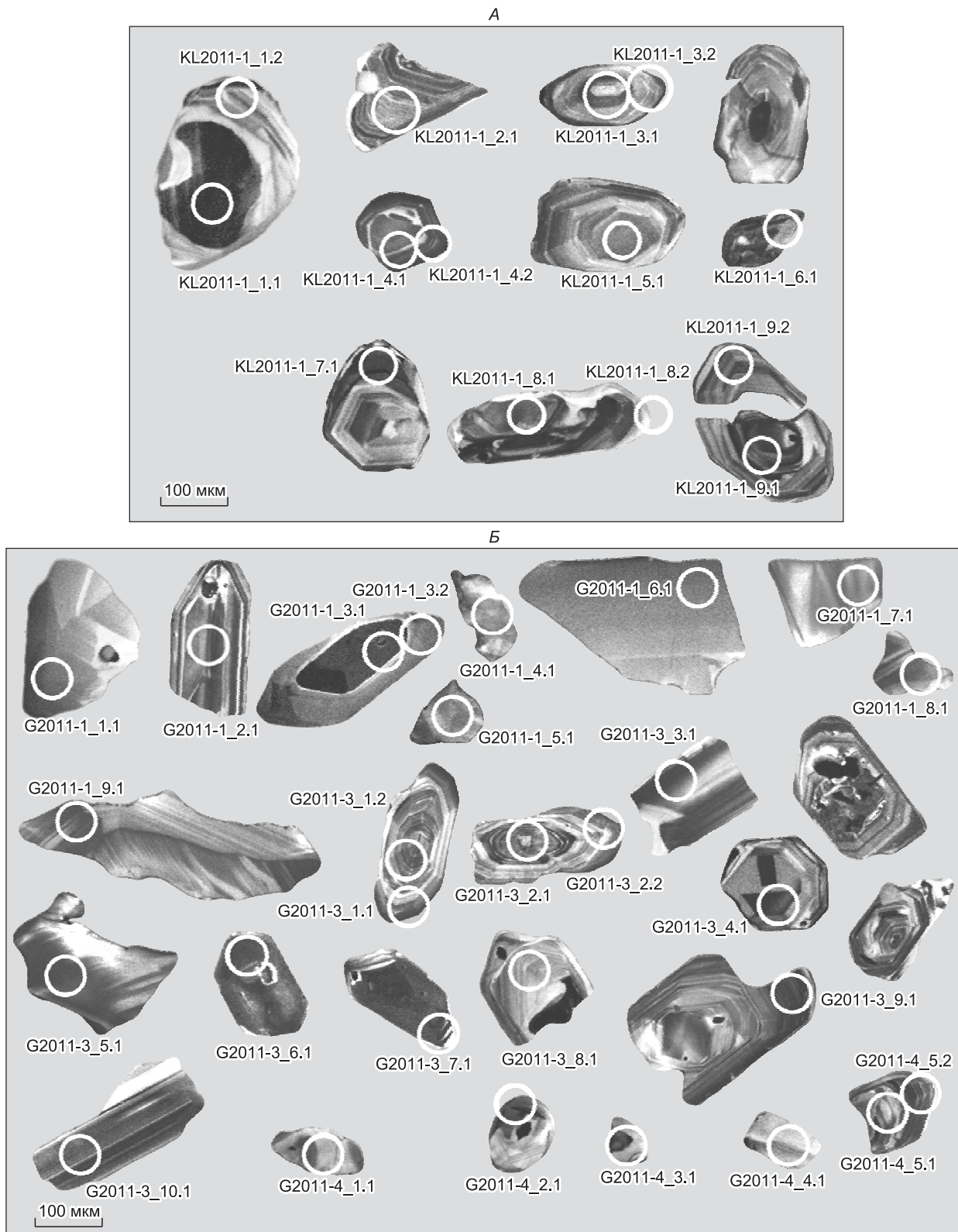


Рис. 2. Морфология кристаллов циркона:

А — из ювитов Кургузуського массива, *Б* — из лейкотералитов и нефелиновых сиенитов Горячегогорского массива и их внутреннее строение по данным катодолуминесценции. Окружностями обозначены места проведения изотопного анализа с указанием номера пробы и измеренных зерен в соответствии с табл. 1.

Таблица 1.

**Результаты U-Pb изотопных исследований циркона (SHRIMP-II)
из щелочных пород Кургузильского и Горячегогорского плутонов**

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	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$ ±%	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ ±%	Rho
		г/г							
Кургузильский плутон									
Массивный порфиридный ювит, пр. KL2011-1									
1.1	0.05	857	869	1.05	58.2	490 ± 7.7	0.62 ± 2.2	0.079 ± 1.6	0.754
1.2	1.00	418	131	0.32	29.3	501.4 ± 8.5	0.665 ± 4.8	0.0809 ± 1.8	0.368
2.1	0.40	370	165	0.46	24.8	481.9 ± 8	0.584 ± 3.6	0.0776 ± 1.7	0.479
3.1	0.11	655	131	0.21	146	1489 ± 22	3.376 ± 1.8	0.2598 ± 1.7	0.939
3.2	0.24	585	84	0.15	121	1391 ± 21	3.065 ± 1.8	0.2409 ± 1.7	0.900
4.1	0.59	359	195	0.56	19.6	393.8 ± 6.7	0.473 ± 4.9	0.063 ± 1.8	0.361
4.2	0.27	1310	455	0.36	70.9	392.9 ± 6.4	0.478 ± 2.6	0.0629 ± 1.7	0.643
5.1	0.41	286	205	0.74	19.3	486.1 ± 8.2	0.609 ± 3.9	0.0783 ± 1.8	0.453
6.1	0.30	1183	26	0.02	234	1332 ± 20	2.715 ± 2	0.2296 ± 1.7	0.853
7.1	0.33	382	188	0.51	24.9	469.2 ± 7.8	0.592 ± 3.5	0.0755 ± 1.7	0.489
8.1	0.38	500	322	0.67	33.8	486 ± 10	0.599 ± 3.6	0.0783 ± 2.2	0.592
8.2	0.33	173	61	0.37	12	501.5 ± 9	0.631 ± 5.1	0.0809 ± 1.9	0.371
9.1	0.28	432	266	0.64	28.4	474.2 ± 7.9	0.59 ± 3.2	0.0763 ± 1.7	0.543
9.2	0.66	267	114	0.44	17.8	478 ± 8.3	0.596 ± 5.5	0.077 ± 1.8	0.325
Горячегогорский плутон									
Пегматоидный лейкотералит, пр. G2011-4									
1.1	0.33	130	51	0.40	30.5	1549 ± 25	3.488 ± 2.7	0.2715 ± 1.8	0.673
2.1	0.31	83	76	0.95	26.5	2038 ± 33	6.22 ± 2.6	0.3719 ± 1.9	0.736
3.1	0.42	423	103	0.25	101	1569 ± 23	3.539 ± 2.1	0.2755 ± 1.7	0.799
4.1	1.01	125	49	0.40	29	1522 ± 25	3.41 ± 4.5	0.2662 ± 1.9	0.418
5.1	0.66	412	344	0.86	82.7	1346 ± 21	2.766 ± 2.5	0.2322 ± 1.7	0.680
5.2	0.10	611	355	0.60	119	1318 ± 20	2.668 ± 1.9	0.2268 ± 1.7	0.868
Фойяит, пр. G2011-1									
1.1	0.12	544	335	0.64	36.4	483.1 ± 3.6	0.611 ± 2.2	0.0778 ± 0.8	0.353
2.1	0.18	453	43	0.10	30.2	481.2 ± 3.8	0.603 ± 2.9	0.0775 ± 0.8	0.285
4.1	0.43	118	96	0.84	7.92	481.7 ± 6.4	0.575 ± 6.1	0.0776 ± 1.4	0.227
5.1	0.00	94	52	0.57	6.38	489.3 ± 6.3	0.623 ± 4.2	0.0789 ± 1.3	0.316
6.1	0.81	143	130	0.94	9.57	479.7 ± 5	0.566 ± 7.4	0.0773 ± 1.1	0.147
7.1	0.00	154	90	0.60	10.5	492.2 ± 5.3	0.604 ± 4.8	0.0793 ± 1.1	0.234
8.1	0.12	290	237	0.84	19.5	484.9 ± 3.8	0.611 ± 2.3	0.0781 ± 0.8	0.346
9.1	0.83	111	90	0.85	7.47	484 ± 5.6	0.581 ± 9.5	0.0780 ± 1.2	0.128
Нефелиновый микросиенит, пр. G2011-3									
1.1	0.13	457	165	0.37	24.2	384.1 ± 5.1	0.462 ± 2.7	0.0614 ± 1.4	0.504
1.2	0.00	637	496	0.80	39.5	450 ± 5.8	0.563 ± 2.2	0.0723 ± 1.3	0.614
2.1	1.57	236	79	0.34	16.1	483.3 ± 7.3	0.64 ± 8.4	0.0779 ± 1.6	0.186
2.2	0.53	192	36	0.20	13.2	492.9 ± 7.6	0.64 ± 7	0.0795 ± 1.6	0.227
3.1	0.23	800	607	0.78	50.4	454.6 ± 5.7	0.568 ± 2.5	0.0731 ± 1.3	0.513
4.1	0.19	387	423	1.13	26.3	489.4 ± 7	0.617 ± 3.2	0.0789 ± 1.5	0.459
5.1	0.69	144	135	0.97	9.32	465 ± 7.6	0.582 ± 9.1	0.0748 ± 1.7	0.186
6.1	0.06	695	425	0.63	46.8	485.9 ± 6.2	0.619 ± 2	0.0783 ± 1.3	0.666
7.1	0.20	783	493	0.65	50.6	466.3 ± 5.9	0.587 ± 2.3	0.0750 ± 1.3	0.579
8.1	0.50	181	83	0.47	11.7	463.2 ± 7	0.575 ± 6.9	0.0745 ± 1.6	0.226
9.1	0.25	580	316	0.56	36.7	456.8 ± 5.8	0.569 ± 3.1	0.0734 ± 1.3	0.422
10.1	0.14	422	279	0.68	28.2	481.4 ± 6.3	0.611 ± 2.8	0.0775 ± 1.4	0.484

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

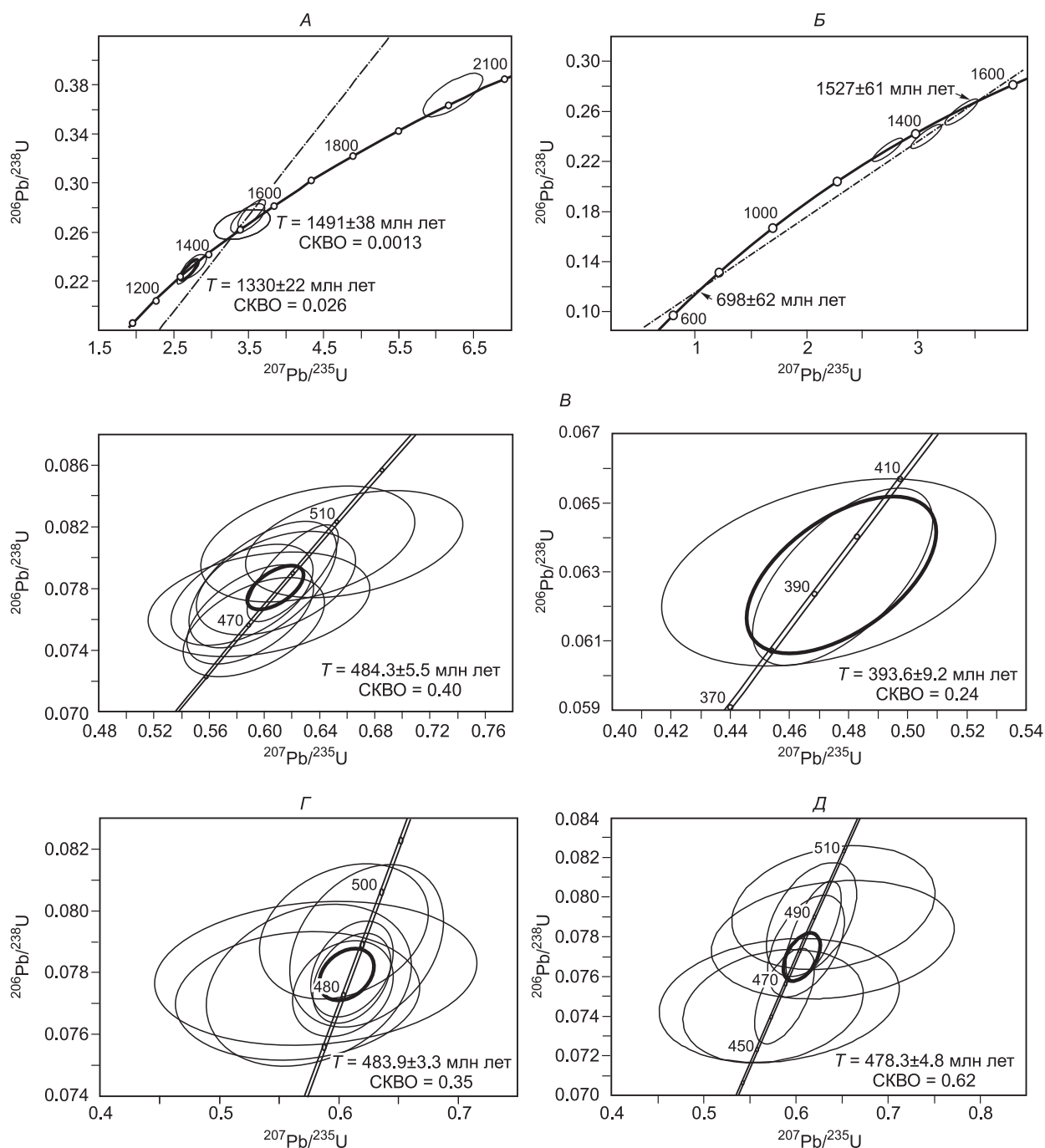


Рис. 3. U-Pb изотопные диаграммы с конкордией:

А — для протерозойских цирконов из лейкотералитов Горячегогорского массива (пр. G2011-4), *Б* — из ювитов Кургусульского массива (пр. KL2011-1); *В* — для разновозрастных палеозойских цирконов из ювитов Кургусульского массива (пр. KL2011-1); *Г* — для цирконов раннеордовикского возраста из фойнитов (пр. G2011-1) и *Д* — нефелиновых микросиенитов (пр. G2011-3) Горячегогорского массива. Результаты анализа см. табл. 1.

таллу циркона (т. ан. 5.1, 5.2) получен конкордантный возраст 1330 ± 22 млн лет. Для остальных зерен в этой породе фиксируется дискордия с верхним пересечением 1491 ± 38 млн лет (рис. 3, *А*, *Б*). Установленная дискордантность протерозойских цирконов из ювитов Кургусульского интрузива, по-видимому, отражает их термическую историю существования в континентальной коре в интервале ~ 1600 — 700 млн лет (см. рис. 3, *А*, *Б*). Большинство других зерен минерала, проанализированных в этом массиве, имеют

Таблица 2. Результаты U-Pb изотопных исследований циркона (LA-ICP-MS) из щелочных пород Кия-Шалтырского плутона

Номер точки	Возраст по изотопным отношениям, млн лет $\pm 2\sigma$			$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm 2\sigma \%$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 2\sigma \%$	Rho
	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$					
Нефелиновый сиенит, пр. KS-25/1								
a8	391.8 \pm 9.9	392.3 \pm 7.6	388.7 \pm 51.6	0.4719	3.0469	0.0628	1.9976	0.656
a16	383.2 \pm 6.8	381.7 \pm 6.8	391.9 \pm 23.9	0.4585	2.1113	0.0610	1.8238	0.864
a20	386.2 \pm 9.8	385.6 \pm 7.1	390.1 \pm 53.7	0.4629	3.0499	0.0616	1.8919	0.620
a21	390.5 \pm 6.9	390.9 \pm 5.4	387.9 \pm 35.5	0.4689	2.1305	0.0625	1.4298	0.671
a22	386.9 \pm 6.7	385.6 \pm 6.0	394.8 \pm 29.9	0.4638	2.0900	0.0616	1.6089	0.770
Пегматоидный ийолит, пр. KS-21/3								
a4	391.9 \pm 7.2	399.0 \pm 6.7	350.4 \pm 31.2	0.4711	2.2080	0.0639	1.7218	0.780
a5	394.3 \pm 7.1	396.5 \pm 7.2	380.9 \pm 24.1	0.4744	2.1557	0.0634	1.8705	0.868
a6	403.7 \pm 6.4	404.5 \pm 5.9	399.7 \pm 26.9	0.4883	1.9244	0.0647	1.5022	0.781
a7	397.5 \pm 6.2	398.4 \pm 5.9	392.1 \pm 24.7	0.4792	1.8734	0.0638	1.5148	0.809

конкордантный возраст 484.3 ± 5.5 млн лет (см. табл. 1, рис. 3, B; девять точек). В отдельных кристаллах (т. ан. 1.1, 1.2; 8.1, 8.2; 9.1, 9.2) наблюдается реверсивная зональность с разницей в возрасте ядерных и краевых частей $\sim 4\text{--}15$ млн лет. Подобная зональность в пределах ~ 5 млн лет отмечается для цирконов из содалитовых сиенитов раннемеловой интрузии Эджинао (Ejinao) в Юго-Восточном Китае и связывается с потерей свинца при гидротермальном выщелачивании [Xu et al., 2012]. Показательно, что в изученных нами реверсивно-зональных образцах в направлении от центра к периферии зерен в 2—3 раза снижаются концентрации урана и радиогенного ^{206}Pb , в 2—7 раз уменьшается содержание тория. Практически синхронными являются почти все измеренные цирконы из фойяитов ($T = 483.9 \pm 3.3$ млн лет, восемь точек) и жильных нефелиновых микросиенитов ($T = 478.3 \pm 4.8$ млн лет, 10 точек) Горячегогорского плутона (см. рис. 3, Г, Д). У некоторых индивидов (т. ан. 2.1, 2.2) также отмечается реверсивная зональность с разницей в ~ 10 млн лет. Наряду с преобладающими раннеордовикскими датами для одного зерна циркона с обычной зональностью (см. табл. 1, т. ан. 4.1, 4.2) в ювитах Кургусульского массива уверенно определяется конкордантный возраст 393.6 ± 9.2 млн лет (см. рис. 3, B), сопоставимый уже с девонским этапом развития щелочного магматизма Кузнецкого Алатау.

LA-ICP-MS — масс-спектрометрия цирконов Кия-Шалтырского плутона. Габитус и заметная зональность проанализированных единичных зерен циркона из жильных тел нефелиновых сиенитов и пегматоидных ийолитов массива предполагают магматическую природу минерала. Измерения выполнены по девяти точкам (табл. 2, рис. 4). Средневзвешенное значение возраста (по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$) для пегматоидного ийолита составило 398.9 ± 5.5 млн лет (рис. 5), что совпадает по времени с кристаллизацией самого позднего циркона Кургусульского интрузива и нефелиновых сиенитов расположенной поблизости горы Дедовой [Врублевский и др., 2004]. Несколько более молодой возраст на уровне живетского века среднего девона установлен для нефелиновых сиенитов Кия-Шалтыря ($T = 387.5 \pm 2.8$ млн лет, см. рис. 5, пять точек) и для внешней зоны одного кристалла в микросиенитах Горячегогорского массива ($T = 384.1 \pm 5.1$ млн лет, SHRIMP-II, см. табл. 1). В совокупности с нижеприведенными Sm-Nd и Rb-Sr изотопными

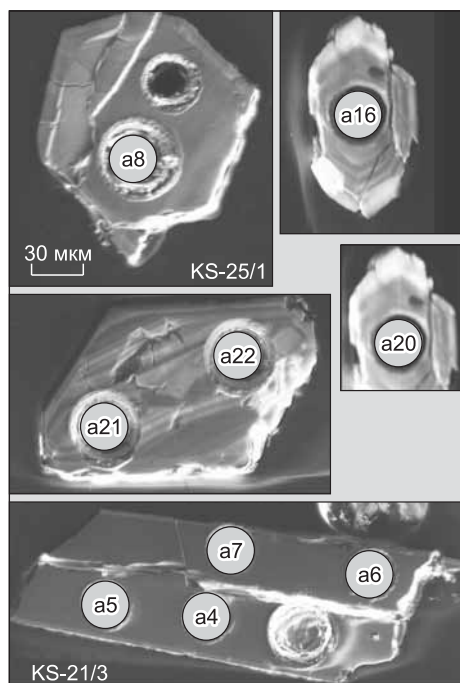


Рис. 4. Морфология и катодолюминесцентное изображение кристаллов циркона из пегматоидных ийолитов (пр. KS-21/3) и нефелиновых сиенитов (пр. KS-25/1) Кия-Шалтырского массива.

Абляционные кратеры пронумерованы в соответствии с данными в табл. 2.

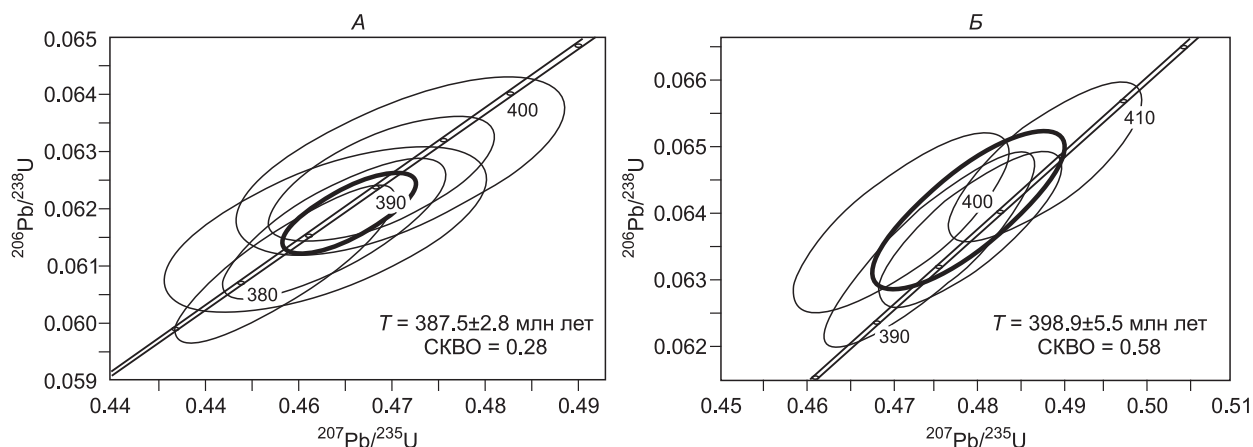


Рис. 5. U-Pb изотопные диаграммы с конкордией для цирконов из нефелиновых сиенитов, пр. KS-25/1 (А) и пегматоидных ийолитов, пр. KS-21/3 (Б) Кия-Шалтырского массива.

Результаты анализа см. табл. 2.

данными полученные результаты позволяют предполагать два этапа щелочно-базитового магматизма в среднем кембрии—раннем ордовике и в раннем—среднем девоне.

U-Pb изотопный анализ циркона и бадделеита Дедовогорского плутона. Выделенный из жильных пегматоидных фойяитов циркон представлен бесцветными или слабоокрашенными в коричневатые тона зональными кристаллами дипирамидально-призматической формы (рис. 6, А). Изотопные измерения проводились на базе Finnigan MAT-261 в трех размерных фракциях бесцветного циркона (табл. 3). Дискордантное значение возраста установлено только для фракции минерала с наиболее высоким содержанием урана, а построенная по трем точкам изохрона пересекает конкордию на уровне 400.9 ± 6.8 млн лет (см. рис. 6, А). Учитывая морфологию и внутреннее строение циркона, полученная датировка может соответствовать возрасту формирования самих нефелиновых сиенитов Дедовогорского массива в раннем девоне. По нашим предварительным данным, U-Pb изотопные отношения в единичных зернах акцессорного бадделеита из этих пород, изученных LA-ICP-MS методом по семи локальным точкам, фиксируют его конкордантный возраст 401 ± 2 млн лет, также соответствующий эмсу (табл. 4, см. рис. 6, Б) [Гертнер и др., 2010].

Sm-Nd и Rb-Sr ИЗОТОПНАЯ ГЕОХРОНОЛОГИЯ

Для многих производных щелочно-базитового магматизма Кузнецкого Алатау характерна повышенная степень коровой контаминации [Покровский и др., 1991, 1998; Врублевский и др., 2003, 2005]. В связи с этим результаты Sm-Nd и Rb-Sr изотопно-геохронологических исследований по данным интрузивным породам не всегда являются однозначными. В изученных нами плутонах наиболее сбалансиро-

Таблица 3. Результаты U-Pb изотопных исследований циркона из нефелинового сиенита (пр. DG-15/4) Дедовогорского плутона

Размер фракции, мкм	Навеска, мг	Pb мкг/г	U мкг/г	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	Rho	Возраст по изотопным отношениям, млн лет $\pm 2\sigma$		
										$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
> 130	2.39	352	4625	3771	0.054709 ± 21	0.29229 ± 12	0.06471 ± 10	0.4881 ± 9	0.97	404.2 ± 3.2	403.6 ± 4.0	400.4 ± 8.0
> 130	2.52	517	7320	2722	0.054722 ± 20	0.28261 ± 11	0.06008 ± 10	0.4533 ± 8	0.98	376.1 ± 3.0	379.6 ± 3.8	400.9 ± 8.0
100—130	1.98	245	3195	3195	0.054749 ± 22	0.30770 ± 12	0.06392 ± 8	0.4825 ± 7	0.95	399.4 ± 3.2	399.8 ± 4.0	402.8 ± 8.0

Примечание. Точность определения содержаний U и Pb составляет 0.5 %. Холостое загрязнение не превышало 0.1 нг Pb и 0.01 нг U. Отношение $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ скорректировано на фракционирование и бланк, отношения $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ и $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ скорректированы на фракционирование, бланк и обычный свинец. 2σ для значений возраста вычислены по результатам параллельных измерений стандартного циркона TNA-16.

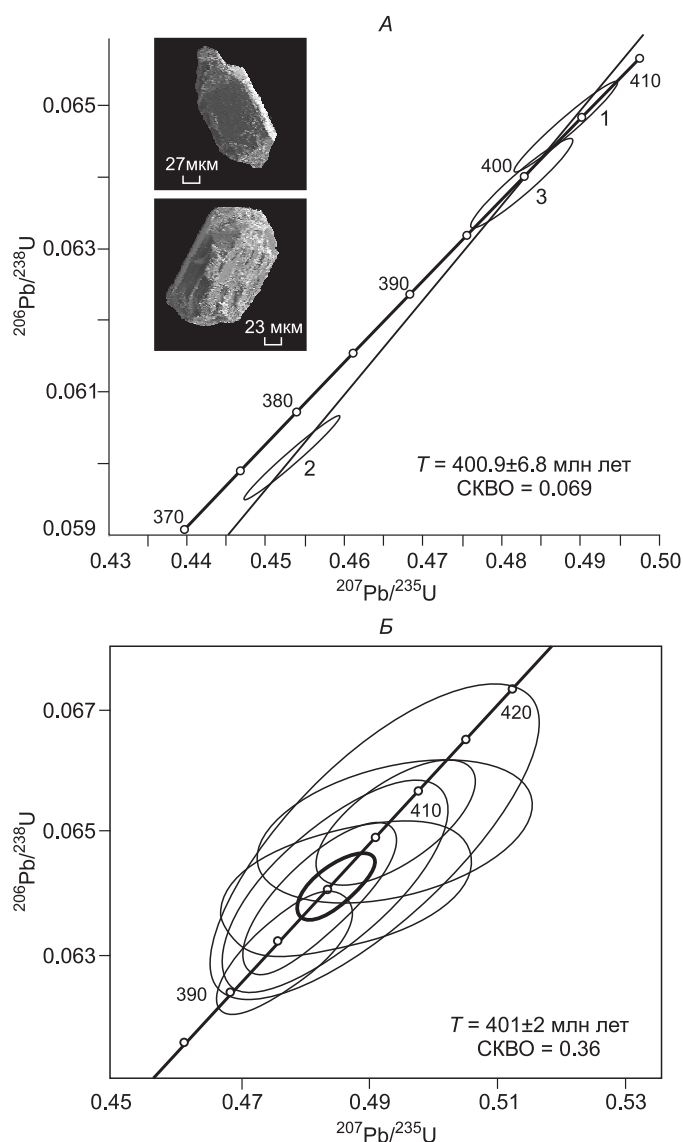


Рис. 6. U-Pb диаграммы с конкордией для циркона (А) и бадделейта (Б) из пегматоидного нефелинового сиенита Дедовогорского массива (пр. DG-15/4).

Фракции циркона 1, 2, 3 на рис. 6, А указаны по порядку в табл. 3. Результаты анализа бадделейта см. табл. 4.

рованные изохроны, подтверждающие вероятность девонской магматической активности, были получены по валовым составам и породообразующим минералам (плагиоклаз, клинопироксен, нефелин) Кия-Шалтырского и Дедовогорского массивов. Комбинированная Sm-Nd минеральная изохрона по входящим в их состав субщелочным габброидам соответствует возрасту 407 ± 14 млн лет (табл. 5, рис. 7). По-видимому, немного позднее (405 ± 17 млн лет) сформировались фойдолиты Кия-Шалтыря, имеющие сходный с габбро ($\epsilon_{Nd}(T) \approx 5.0-5.3$) умеренно деплетированный мантийный источник (см. рис. 7). Валидная Rb-Sr изохрона ($T = 406 \pm 2.2$ млн лет, СКВО = 0.73, $I_{Sr} = 0.70475$; табл. 6), рассчитанная для валового состава, клинопироксена и биотита меланократового габбро Кия-Шалтырского массива [Gertner et al., 2007], так же как Sm-Nd и U-Pb изотопные данные, предполагает, что внедрение щелочно-базитовых интрузий могло происходить на рубеже силура (лудлов) и девона и в меньшей степени в среднем девоне (эйфель—живет).

Важно отметить, что установленные нами U-Pb изотопные даты цирконов из щелочных пород в диапазоне $\sim 490-475$ млн лет вполне сопоставимы с Sm-Nd и Rb-Sr возрастными фойдолитов и карбонатитов Верхнепетро-

павловского массива, который расположен ближе к осевой части Кузнецко-Алатауского хребта (см. рис. 1, А) и относится к представителям раннепалеозойского этапа регионального щелочного магматизма. Sm-Nd изохрона, построенная по составам карбонатитов, фойдолитов и породообразующих апатита и диопсида, фиксирует возраст 509 ± 10 млн лет (СКВО = 0.1, $\epsilon_{Nd}(T) \approx +5.1$, табл. 7, рис. 8) [Врублевский и др., 2003]. По валовому составу, клинопироксену и биотиту наименее контаминированного тералита ранней интрузивной фазы получена Rb-Sr изохрона с возрастом 502 ± 46 млн лет (СКВО = 0.94,

Таблица 4. Результаты U-Pb изотопных исследований бадделейта (LA-ICP-MS) из нефелиновых сиенитов Дедовогорского плутона

Номер точки	Возраст по изотопным отношениям, млн лет $\pm 2\sigma$			Конкордантность, %
	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	
a33	403 ± 11	401 ± 6	413 ± 67	97
a35	408 ± 7	407 ± 5	413 ± 33	98
b3	397 ± 7	397 ± 6	398 ± 34	100
b9	405 ± 14	405 ± 13	407 ± 63	100
b13	408 ± 12	406 ± 6	416 ± 74	98
b27	399 ± 7	399 ± 6	400 ± 28	100
b31	401 ± 10	401 ± 8	402 ± 48	100

Таблица 5. Изотопный состав неодима в породах и минералах Кня-Шалтырского и Дедовогорского плутонов

Номер образца, порода	Материал	Sm	Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon_{\text{Nd}}(T)$	$T_{\text{Nd}}(\text{DM})$, млн лет
		г/г					
Кня-Шалтырский плутон							
КШ-26/1, МГ	Wr	3.35	12.54	0.1614	0.512809 ± 8	5.18	994
	Срх	3.97	13.30	0.1806	0.512867 ± 10	5.31	
	Pl	0.35	2.61	0.0811	0.512600 ± 9	5.27	
КШ-25/2, ЛТГ	Wr	2.77	12.18	0.1373	0.512726 ± 13	4.81	846
	Срх	5.27	18.02	0.1758	0.512839 ± 12	4.92	
	Pl	0.51	4.37	0.0727	0.512574 ± 10	5.20	
Ги-4, У	Wr	1.31	6.77	0.1168	0.512671 ± 7	4.92	754
	Срх	3.87	15.66	0.1484	0.512762 ± 5	4.92	
	Ne	0.81	4.38	0.1113	0.512665 ± 4	4.95	
КШ-20/7, У	Срх	2.91	12.37	0.1419	0.512748 ± 5	4.99	
КШ-21/3, ПИ	»	3.73	17.53	0.1285	0.512708 ± 5	4.90	
КШ-20/8, МИ	Wr	5.44	28.09	0.1172	0.512719 ± 6	5.70	704
Дедовогорский плутон							
Дг-15/8, ЛТГ	»	2.17	9.37	0.1458	0.512784 ± 15	5.50	822
	Срх	6.55	22.70	0.1742	0.512847 ± 6	5.25	
	Pl	0.19	1.30	0.0866	0.512603 ± 26	5.04	

Примечание. МГ — меланократовое габбро, ЛТГ — лейкократовое трахитоидное габбро, У — уртит, ПИ — перматоидный ийолит, МИ — микроийолит, Wr — валовый состав породы, Ne — нефелин, Срх — клинопироксен, Pl — плагиоклаз.

Таблица 6. Изотопный состав стронция в меланократовом габбро Кня-Шалтырского плутона

Номер образца, порода	Материал	Rb	Sr	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_T$	$\epsilon_{\text{Sr}}(T)$
		г/г					
КШ-26/1, МГ	Wr	8.27	583	0.0411 ± 5	0.705035 ± 90	0.704797	10.93
	Срх	2.31	88.5	0.0754 ± 8	0.705127 ± 90	0.704691	9.42
	Bi	267	41.9	18.4300 ± 10	0.811220 ± 100	0.704660	8.98

Примечание. Bi — биотит. Остальные усл. обозн. см. табл. 5.

Таблица 7. Изотопный состав неодима и стронция в породах Верхнепетропавловского массива

Номер образца, порода	Материал	Sm	Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_T$	$\epsilon_{\text{Nd}}(T)$	$T_{\text{Nd}}(\text{DM})$, млн лет
		г/г						
ПТ-14, ОФ 45/208.7, К	Wr	5.18	27.5	0.11384	0.512618 ± 5	0.512239	5.00	820
	»	21.5	106	0.12235	0.512648 ± 4	0.512241	5.04	840
	Срх	2.97	11.9	0.15042	0.512740 ± 7	0.512239	5.01	—
	Арт	147	756	0.11764	0.512630 ± 4	0.512238	4.98	—
Номер образца, порода	Материал	Rb	Sr	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_T$		
		г/г						
15/94.4, Т	Wr	41.7	961	0.125	0.70577	0.70487		
	Срх	43.8	269.1	0.471	0.70583	0.70243		
	Bi	229	93.7	7.111	0.75468	—		

Примечание. ОФ — основной фойдолит, К — карбонатит, Т — тералит, Арт — апатит. Концентрации Rb и Sr определены изотопным разбавлением с точностью 1 %. Первичные $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ рассчитаны на возраст 509 млн лет [Врублевский, 2003; Врублевский и др., 2003]. Остальные усл. обозн. см. табл. 5, 6.

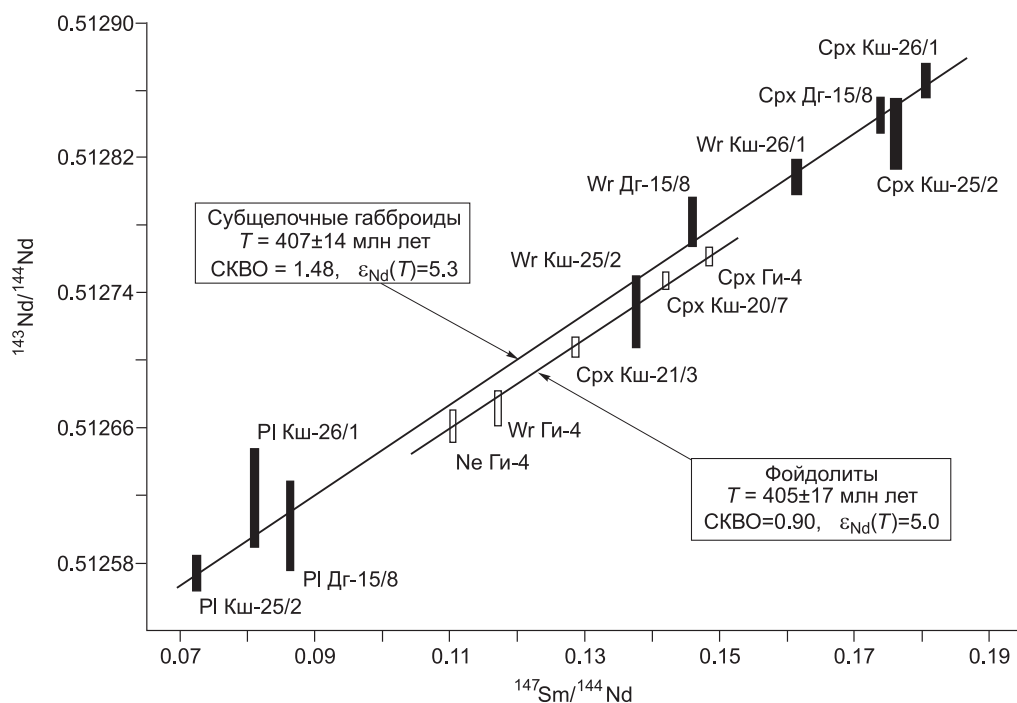


Рис. 7. Sm-Nd минеральные изохроны по субщелочным габброидам и фойдолитам Кия-Шалтырского и Дедовогорского массивов.

Номера образцов, буквенные обозначения минералов и пород, результаты анализа см. табл. 5.

$I_{\text{Sr}} = 0.7037$, см. табл. 7, рис. 8), что подтверждает проявление магматической активности в кембрии—раннем ордовике в этом сегменте ЦАСП.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные изотопно-геохронологические исследования показали, что в составе щелочных пород изученных интрузивных массивов присутствуют цирконы трех возрастных диапазонов. Предположительно наиболее древние из них (~ 1.3—2.0 млрд лет) могли быть захвачены щелочной магмой при подплавлении палеопротерозойско-рифейской зрелой континентальной коры, слагающей фундамент Кузнецко-Алатауского каледонского орогена. О существовании здесь ее фрагментов свидетельствуют Nd модельные датировки ($T_{\text{Nd}}(\text{DM-2st}) \approx 1.6\text{—}2.2$ млрд лет), которые получены для позднедокембрийских и палеозойских плагиогранитов региона [Руднев и др., 2006]. Ранее считалось, что кристаллического основания такого возраста Кузнецкий Алатау не имеет [Владимиров и др., 1999а]. Новые U-Pb изотопные даты свидетельствуют о более широком латеральном распространении древней континентальной литосферы в западной части ЦАСП.

Самой представительной является группа цирконов из ювитов и нефелиновых сиенитов Кургукульского и Горячегорского массивов с возрастом ~ 480—485 млн лет. Эти значения попадают в интервал ~ 470—510 млн л.н., типичный для многих проявлений разноформационного магматизма ЦАСП, объединяемых в рамках крупной магматической провинции (large igneous province) раннего палеозоя [Владимиров и др., 1999б; Izokh et al., 2007; Врублевский и др., 2009, 2012а]. Для большинства из них предполагается мантийный плюмовый источник. В Кузнецком Алатау сопоставимый среднекембрийско-раннеордовикский возраст имеют щелочные породы и карбонатиты Верхнепетропавловского массива (~ 510 млн лет), производные когтахского габбро-сиенитового комплекса (~ 480—500 млн лет), гранитоиды мартайгинского и тигертышского комплексов (~ 490—510 млн лет), субщелочные габброиды лужбинского комплекса (~ 490 млн лет) [Шокальский др., 2000; Владимиров и др., 2001; Врублевский и др., 2003; Котельников, Врублевский, 2011; Kotelnikov, Vrublevskii, 2011]. Следует отметить, что продукты собственно щелочного раннепалеозойского магматизма заметно проявлены и в других частях ЦАСП. Практически синхронными являются некоторые интрузивные массивы Прибайкалья и Западного Забайкалья (~ 470—520 млн лет), Восточного Саяна (~ 490—520 млн лет), Горного Алтая (~ 510 млн

Рис. 8. Sm-Nd и Rb-Sr минеральные изохроны по щелочным породам и карбонатитам Верхнепетропавловского массива.

Номера образцов, буквенные обозначения минералов и пород, результаты анализа см. табл. 7.

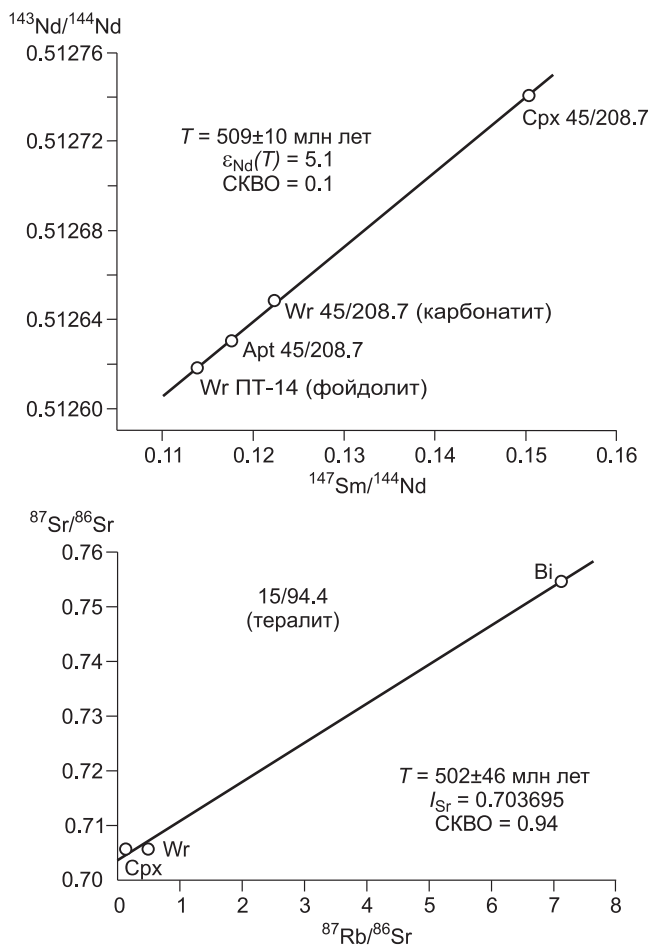
лет), Тувы (~ 490 млн лет) [Козаков и др., 2003; Никифоров, Ярмолук, 2007; Скляр и др., 2009; Дорошкевич и др., 2012; Врублевский и др., 2012a].

Девонский этап магматической эволюции, с которым обычно связывают большинство щелочно-базитовых интрузий в регионе, фиксируется по U-Pb изотопному возрасту акцессорного циркона и бадделеита (~ 385—400 млн лет) в нефелиновых сиенитах изученных плутонов, а также в пегматоидном ийолите Кия-Шалтырского массива. Учитывая полученные Sm-Nd и Rb-Sr изохронные датировки по габброидам и фойдолитам в диапазоне ~390—420 млн лет, следует сделать вывод, что развитие щелочного магматизма происходило эпизодически как в раннем, так и в среднем девоне.

Обращает внимание факт совместного нахождения в одной породе цирконов двух генераций, имеющих дискретные изотопные даты, сопоставимые с временными рубежами ~ 400 и ~ 500 млн л.н., характерными для проявлений магматизма повышенной щелочности Кузнецкого Алатау [Довгаль, Широких, 1980; Врублевский и др., 2004]. Одним из возможных вариантов такого совпадения представляется метасоматоз и эрозия нижней части литосферы инициальным плюмом с ее последующим примерно через 100 млн лет повторным парциальным плавлением с сохранением в новообразованной щелочной магме цирконов предшествовавшего эпизода магмогенерации. В рамках предлагаемой модели устраняется основное противоречие с позиции плейт-тектоники, которое заключается в развитии настолько полихронного магматизма со сходными изотопными параметрами $\epsilon_{Nd}(T) \approx 4.8—5.7$ и $T_{Nd}(DM) \approx 0.8—0.9$ млрд лет [Воронцов и др., 2011; Врублевский и др., 2012b] в пределах достаточно ограниченной площади около 4.5 тыс. км², сопоставимой с размерами классической горячей точки. При этом допускается, что плюм, подъем которого происходил на рубеже кембрий—ордовик [Ярмолук и др., 2003], инициировал только первоначальные щелочно-базальтоидные выплавки, а девонские щелочные интрузии обусловлены более поздним плавлением уже метасоматически измененного материала раннекаледонской континентальной литосферы. Возможно, подобное мантийно-коровое взаимодействие с возникновением эшелонированных промежуточных магматических камер способствовало образованию высокоглиноземистых расплавов и щелочных пород, обогащенных нефелином.

Предполагаемое зарождение родоначальных щелочно-базитовых магм в кембрии—раннем ордовике во времени частично перекрывается с образованием коллизионных гранитоидов [Рублев, Шергина, 1996; Владимиров и др., 1999, 2001; Рублев, 2000]. Наряду с некоторыми геохимическими особенностями пород это позволяет рассматривать проявление щелочного магматизма данного этапа в рамках не только внутриплитных процессов, но и в обстановке воздействия («наложения») плюма на структурно-вещественные комплексы формирующегося орогена.

Таким образом, на основании комплексных изотопно-геохронологических исследований показана вероятность полихронного развития щелочно-базитового магматизма Кузнецкого Алатау в два этапа на протяжении среднего кембрия—раннего ордовика и в раннем—среднем девоне. В результате плюмовой активности происходило не только возникновение первичных щелочных магм, но и подплавление и метасоматоз зрелой континентальной литосферы данного террейна с вовлечением в процессы магмогенерации протерозойских цирконов. Производные разновозрастного щелочно-базитового магматизма имеют близкий изотопный состав неодама, характерный для материала умеренно деплетированной



мантии. Это предполагает их ювенильное родство, а также позволяет допустить определенную унаследованность вещества повторных выплавов из литосферного субстрата, уже метасоматизированного первоначальным плюмом. Отмеченная возможность магматической эволюции в сложной окраинно-континентальной геодинамической обстановке также предусматривает совместное влияние плюмовых и надсубдукционных источников.

Авторы благодарны сотрудникам ЦИИ ВСЕГЕИ и лаборатории изотопной геологии ИГГД РАН (г. Санкт-Петербург) за участие в аналитических исследованиях.

Работа выполнена при поддержке Министерства образования и науки РФ и Программы повышения конкурентоспособности Томского государственного университета 2013–2020 гг.

ЛИТЕРАТУРА

Алабин Л.В. Структурно-формационная и металлогеническая зональность Кузнецкого Алатау. Новосибирск, Наука, 1983, 102 с.

Андреева Е.Д. Щелочной магматизм Кузнецкого Алатау. М., Наука, 1968, 169 с.

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

Берзин Н.А., Колман Р.Г., Добрецов Н.Л., Зоненшайн Л.П., Сяо Сючань, Чанг Э.З. Геодинамическая карта западной части Палеоазиатского океана // Геология и геофизика, 1994, т. 35 (7—8), с. 8—28.

Бозин А.В. Петрология Кия-Шалтырского, Кургусульского и Горячегогорского массивов (Кузнецкий Алатау): Автореф. дис. ... к.г.-м.н. Красноярск, КО СНИИГГиМС, 1968, 23 с.

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, 1999а, т. 7, № 5, с. 28—42.

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

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., Мещнер А.Н., Бабин Г.А., Мамлин А.Н., Мурзин О.М., Назаров Г.В., Макаров В.А. Основные возрастные рубежи интрузивного магматизма Кузнецкого Алатау и Калбы (по данным U-Pb изотопного датирования) // Геология и геофизика, 2001, т. 42 (8), с. 1157—1178.

Воронцов А.А., Федосеев Г.С., Андриющенко 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. Петрология карбонатитовых комплексов консолидированных складчатых областей (на примере Южной Сибири и Тянь-Шаня): Автореф. дис. ... д.г.-м.н. Новосибирск, ОИГГМ СО РАН, 2003, 40 с.

Врублевский В.В., Быкова И.И. Щелочные породы Кургусульского и Черемушинского массивов (Кузнецкий Алатау) // Щелочные и субщелочные породы Кузнецкого Алатау. Томск, Изд-во Томск. ун-та, 1987, с. 30—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., Владимирова 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., Гертнер И.Ф., Войтенко Д.Н. Хронология и источники щелочно-базитового магматизма Кузнецкого Алатау // Материалы Международного (X Всероссийского) петрографического совещания «Петрография XXI века». Т. 2. Апатиты, Кольский НЦ РАН, 2005, с. 57—59.

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.

Гертнер И.Ф., Врублевский В.В., Войтенко Д.Н., Сазонов А.М., Краснова Т.С., Тишин П.А. Геохимия щелочно-мафитовых плутонов Кузнецкого Алатау: свидетельства конвергентности окраинно-континентального и внутриплитного магматизма // *Петрология магматических и метаморфических комплексов*. Вып. 3, т. I. Томск, Изд-во Томск. ун-та, 2002, с. 55—67.

Гертнер И.Ф., Gutierrez-Alonso G., Врублевский В.В., Hoffmann M., Linnemann U. Раннедевонский щелочной магматизм Кузнецкого Алатау (ЮЗ Сибирь): LA-ICP-MS данные U-Th-Pb изотопного датирования // *Материалы Всероссийской научной конференции «Новые горизонты в изучении процессов магмо- и рудообразования»*. М., ИГЕМ РАН, 2010, с. 338—339.

Гертнер И.Ф., Краснова Т.С., Баянова Т.Б., Дугарова Н.А., Врублевский В.В., Тишин П.А. Изотопно-геохимическая неоднородность офиолитов Кузнецкого Алатау: оценка возраста формирования и источников вещества литосферы Палеоазиатского океана // *Материалы научного совещания «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)»*. Вып. 10. Иркутск, ИЗК СО РАН, 2012, с. 55—56.

Гринев О.М. Эволюция щелочно-габброидного магматизма Кузнецкого Алатау: Автореф. дис. ... к.г.-м.н. Томск, ТГУ, 1990, 19 с.

Довгаль В.Н., Широких В.А. История развития магматизма повышенной щелочности Кузнецкого Алатау. Новосибирск, Наука, 1980, 215 с.

Дорошкевич А.Г., Рипп Г.С., Сергеев С.А. U-Pb (SHRIMP-II) изотопное датирование цирконов из щелочных пород Витимской провинции, Западное Забайкалье // *ДАН*, 2012, т. 443, № 1, с. 73—77.

Ивашкина Р.Н. Нефелиновые породы массива Кургусуль-Лиственный // *Геологическое строение и петрография нефелиновых пород Кузнецкого Алатау. Материалы по геологии Западной Сибири / Под ред. И.К. Баженова, Ю.Д. Скобелева*. Вып. 64. М., Госгеолтехиздат, 1963, с. 78—100.

Козаков И.К., Ковач В.П., Ярмолюк В.В., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Загорная Н.Ю. Коррообразующие процессы в геологическом развитии Тувино-Монгольского массива: Sm-Nd изотопные и геохимические данные по гранитоидам // *Петрология*, 2003, т. 11, № 5, с. 491—511.

Кортусов М.П., Макаренко Н.А. Некоторые дискуссионные вопросы изучения щелочных пород северной части Кузнецкого Алатау // *Щелочные и субщелочные породы Кузнецкого Алатау*. Томск, Изд-во Томск. ун-та, 1987, с. 3—15.

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»*. М., Изд-во Моск. ун-та, 2011, с. 986—987.

Кунгурцев Л.В., Берзин Н.А., Казанский А.Ю., Метелкин Д.В. Тектоническая эволюция структуры юго-западного обрамления Сибирской платформы в венде—кембрии по палеомагнитным данным // *Геология и геофизика*, 2001, т. 42 (7), с. 1042—1051.

Макаренко Н.А., Кортусов М.П. Петрология габбро—сиенит—нефелин-сиенитовой ассоциации Мариинской Тайги. Томск, Изд-во Томск. ун-та, 1991, 310 с.

Никифоров А.В., Ярмолюк В.В. Раннепалеозойский возраст формирования и геодинамическое положение Ботогальского и Хушагальского массивов щелочных пород Центрально-Азиатского складчатого пояса // *ДАН*, 2007, т. 412, № 1, с. 81—86.

Покровский Б.Г., Врублевский В.В., Гринев О.М. Роль вмещающих пород в формировании щелочно-габброидных интрузий севера Кузнецкого Алатау по изотопным данным // *Изв. АН СССР. Серия геол.*, 1991, № 8, с. 81—94.

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.

Рублев А.Г. Ордовикская эпоха магматизма юга азиатской части России // *Материалы Второго Всероссийского петрографического совещания «Петрография на рубеже XXI века. Итоги и перспективы»*. Т. 1. Сыктывкар, Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, 2000, с. 312—314.

Рублев А.Г., Шергина Ю.П. Ордовикский магматизм Восточного Саяна, Минусы и Кузнецкого Алатау // *Геология и полезные ископаемые Красноярского края и Республики Хакасия*. Красноярск, Красноярскгеолсъемка, 1996, с. 58—63.

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. 795—798.

Скляр Е.В., Федоровский В.С., Котов А.Б., Лавренчук А.В., Мазукабзов А.М., Левицкий В.И., Сальникова Е.Б., Старикова А.Е., Яковлева С.З., Анисимова И.В., Федосенко А.М. Кар-

бонатиты в коллизионных обстановках и квазикарбонатиты раннепалеозойской Ольхонской коллизионной системы // Геология и геофизика, 2009, т. 50 (12), с. 1409—1427.

Скобелев Ю.Д. Краткая характеристика геологического строения Кузнецкого Алатау // Геологическое строение и петрография нефелиновых пород Кузнецкого Алатау. Материалы по геологии Западной Сибири / Под ред. И.К. Баженова, Ю.Д. Скобелева. Вып. 64. М., Госгеолтехиздат, 1963, с. 5—28.

Уваров А.Н., Уварова Н.М. Петротип горячегорского щелочно-габброидного комплекса (Кузнецкий Алатау). Новосибирск, СНИИГГиМС, 2008, 194 с.

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

Хомичев В.Л., Алабин Л.В., Курмей А.Е. Центральный массив — эталон мартайгинского гранитоидного комплекса (Кузнецкий Алатау). Новосибирск, СНИИГГиМС, 1994, 159 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.

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.

Dobretsov N.L., Buslov M.M., Vernikovskiy V.A. Neoproterozoic to Early Ordovician evolution of the Paleo-Asian Ocean: implications to the break-up of Rodinia // Gondwana Res., 2003, v. 6, № 2, p. 143—159.

Frei D., Gerdes A. Precise and accurate in situ U-Pb dating of zircon with high sample throughput by automated LA-SF-ICP-MS // Chem. Geol., 2009, v. 261, p. 261—270.

Gertner I.F., Vrublevskiy V.V., Voitenko D.N., Tishin P.A., Krasnova T.S., Grinev O.M., Sazonov A.M. Plume-related alkaline basic magmatism of the Kuznetsk Alatau: The Goryachegorsk complex // Magmatism and Metallogeny of the Altai and adjacent Large Igneous Provinces with an introducing essay on the Altai / Eds. R. Seltmann, A. Borisenko, G. Fedoseev. IAGOD Guidebook Series 16. CERCAMS/NHM, London, 2007, p. 141—153.

Izokh A.E., Polyakov G.V., Shelepaev R.A., Vrublevskiy V.V., Egorova V.V., Lavrenchuk A.V., Borodina E.V., Oyunchimeg T. Early Paleozoic Large Igneous Province of the Central Asia Mobile Belt // Abstracts of the International Symposium «Large Igneous Provinces of Asia, mantle plumes and metallogeny». Novosibirsk, Publishing House of SB RAS, 2007, p. 30—32.

Kotelnikov A.D., Vrublevskii V.V. New geochronological U-Pb isotopic data of granitoids from the Kuznetsk Ala-Tau Ridge, SW Siberia // Miner. Mag., 2011, v. 75, № 3, p. 1227.

Krogh T.E. A low-contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determinations // Geochim. Cosmochim. Acta, 1973, v. 37, № 3, p. 485—494.

Kuzmin M.I., Yarmolyuk V.V., Kravchinsky V.A. Phanerozoic hot spot traces and paleogeographic reconstructions of the Siberian continent based on interaction with the African large low shear velocity province // Earth-Sci. Rev., 2010, v. 102, p. 29—59.

Ludwig K.R. PbDat for MS-DOS, version 1.21. U.S. Geol. Survey Open-File Rept. 88—542. 1991, 35 p.

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.

Stacey J.S., Kramers J.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // Earth Planet. Sci. Lett., 1975, v. 26, p. 207—221.

Steiger R.H., Jäger E. Subcommittee on Geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology // Earth Planet. Sci. Lett., 1977, v. 36, p. 359—362.

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.

Xu X.Sh., Zhang M., Zhu Kong-Yang, Chen Xiao-Ming, He Zhen-Yu. Reverse age zonation of zircon formed by metamictisation and hydrothermal fluid leaching // Lithos, 2012, v. 150, p. 256—267.

York D. Least squares fitting of straight line // Canad. J. Phys., 1966, v. 44, p. 1079—1086.