

ГЕОХИМИЯ ЦИРКОНА ИЗ МАГМАТИЧЕСКИХ И МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД УРАЛА

© 2012 г. Г. Б. Ферштатер*, А. А. Краснобаев*, Ф. Беа**, П. Монтеро**

**Институт геологии и геохимии УрО РАН
620075, г. Екатеринбург, Почтовый пер., 7
E-mail: fershtater@igg.uran.ru*

***Университет г. Гранада, Испания*

Поступила в редакцию 11.03.2012 г.

Рассмотрены геохимические особенности циркона и установлена его специфика в разных по составу и генезису магматических и метаморфических породах Урала. Все изученные породы характеризуются наличием нескольких полигенных и полихронных групп циркона. Циркон устойчив по сравнению с большинством породообразующих и акцессорных минералов и поэтому сохраняет память о предыдущих событиях. В результате возникают большие вариации в составе разных генетических популяций, достигающие в области легких лантаноидов, U и Th нескольких порядков. Детальные исследования позволяют использовать геохимическую специфику и возраст циркона для определения его генетической принадлежности и, тем самым, получить дополнительную информацию о природе и условиях формирования включающих его пород. В частности, постмагматическая стадия в формировании пород характеризуется цирконом, который имеет наиболее высокие концентрации легких лантаноидов и лишен положительной Ce аномалии. Изученные магматические породы содержат циркон, обладающий геохимическими особенностями, свойственными минералам из континентальных обстановок.

Ключевые слова: *магматические и метаморфические породы Урала; реститовый, магматический, ксеногенный, гидротермальный циркон.*

Внимание, уделяемое в литературе циркону, объясняется его уникальными возможностями для использования в геохронологии, а также большой петрогенетической информативностью. Несмотря на сравнительно низкие концентрации в гранитоидах и мафитах и крайне низкие в ультрамафитах, циркон несет важную информацию об условиях и истории формирования пород и позволяет ее реставрировать. Цирконы, вследствие своей устойчивости к процессам выветривания и некоторым другим метасоматическим преобразованиям, представляют собой прекрасный материал для изотопного датирования разных этапов формирования магматических и метаморфических пород. Появление локальных методов анализа резко повысило эффективность использования геохимических особенностей циркона для петрологических и геодинамических реконструкций. И сейчас практически в каждом выпуске журналов, посвященных петрологии и минералогии, содержится обширная информация по составу этого минерала.

Настоящая статья посвящена результатам изучения в Университете города Гранада (Испания) методом LA-ICP-MS проб цирконов из магматических (плутонических) и метаморфических пород Урала, выделенных в лабораториях радиогеологии (А.А. Краснобаев) и петрологии (Г.Б. Ферштатер) Института геологии и геохимии им. А.Н. Заварицкого УрО РАН. Приводимые данные являют-

ся, по сути, продолжением авторских исследований состава циркона прошлых лет [1, 2], выполненным с использованием современной техники.

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Для каждой пробы был изучен редкоэлементный состав циркона, а также определен возраст и получены катодолюминисцентные и оптические изображения внутреннего строения зерен.

Цирконы в виде отдельных зерен в полированных шлифах были проанализированы на 25 редких элементов в Университете Гранады методом LA-ICP-MS, системой, состоящей из Mercantek 213 нанометрового лазера, соединенного со спектрометром Agilent 7500s. Аблиция осуществлялась в гелиевой атмосфере. Диаметр лазерного луча – 35–40 мкм, максимально – до 80 мкм в тех случаях, когда надо было достичь большей чувствительности. Для поддержания постоянным лазерного фокуса образец каждые 20 сек поднимался на 5 мкм. В качестве стандарта использовалось стекло NIST-610, содержащее около 0.450 г/т каждого элемента. Измерением этого стекла начинались и заканчивались анализы каждого шлифа, кроме того, стандарт анализировался через каждые 4 измерения возраста и через каждые 8 измерений состава для коррекции дрейфа. Цирконий и кремний использовались как внутренние стандарты. Данные измерений обсчита-

ны с помощью компьютерной программы, разработанной Ф. Беа. Точность измерений составила $\pm 1\%$ для отношения $^{238}\text{U}/^{208}\text{Pb}$ и около 3% для абсолютных концентраций РЗЭ и других редких элементов. Оценки возраста для большинства зерен были полу-

чены на этом же оборудовании. Отношения изотопов свинца стекла NIST-610, которые используются для U-Pb калибровки, были определены в Университете Гранады. Масс-фракционирование измерялось и корректировалось отношением $^{203}\text{Tl}/^{205}\text{Tl}$.

Таблица 1. Породы, из которых выделены изученные цирконы, и возраст циркона

Проба	Стр-ра	Массив	Порода	Возраст млн. лет	Источ- ник*	К-во изм.**
Кт355	ПП	Косвинский	<i>Срх</i> -содержащий дунит, степень серпентинизации – 30%	1800 420–435 370–352	[1, 2]	12
к1836	ЮВОК	Сахаринский	<i>Срх</i> - и флогопит-содержащий дунит	378–374	[2]	28
к1832	Сак	Восточно-Хабарнинский	Дунит, серпентинитизированный	402–407	[2]	46
К513	ПП	Черноисточинский	<i>Hbl</i> габбро, протолит анортозита к501	380–400 425 ± 10 424 ± 11 445 ± 4 563 ± 8 1210–1240	[3, 4]	29
к501	ПП	Черноисточинский	<i>Hbl</i> анортозит, лейкосома мигматизированного габбро к513	424 ± 11	3, 4]	33
К1837	ЮВОК	Сахаринский	<i>Срх</i> - <i>Bt</i> - <i>Hbl</i> монцогаббро	380–382	[2]	17
к1834	Сак	Восточно-Хабарнинский	Габбро-норит, амфиболитизированный	400–402	[2]	7
к1835	— " —	— " —	— " —	402 ± 4	[2]	19
к1830	Сак	Хабарнинский (Аккермановский)	Оливиновый габбро-норит	378	[2, 4]	8
к934	ЮВОК	Рефтинский	<i>Hbl</i> габбро	423 ± 6	[5]	9
к935	— " —	— " —	<i>Hbl</i> тоналит	422 ± 6	[5]	8
к933	— " —	— " —	<i>Hbl</i> кварцевый диорит	426	[5]	13
к932	— " —	— " —	<i>Hbl</i> тоналит	425	[5]	10
к927	— " —	— " —	<i>Hbl</i> гранодиорит	406	[5]	8
к931	— " —	— " —	<i>Hbl</i> адамеллит	401	[5]	8
к1833	Сак	Северо-Хабарнинский	<i>Hbl</i> плагиогранит	378	[5]	5
к55	БА	Рябиновский	<i>Bt</i> гранит, микропегматитовый	1386	[6]	3
к32	— " —	Губенский	<i>Bt</i> гранит с гранатом, гнейсовидный	1386	[6]	2
к1050	ММЗ	Новобурановский	Гранодиорит	294 ± 8	[5]	4
с31	ГУР	Сыростанский	<i>Hbl</i> габбро	333 ± 3	[7]	7
с51	— " —	— " —	<i>Bt</i> - <i>Hbl</i> гранодиорит	327 ± 2	[7]	6
Ур-1	СЗК	Урузбаевский	<i>Bt</i> плагиогранит	293 ± 6	[5]	1
Ад-1	СЗК	Адуйский	<i>Bt</i> гранит	290–250	[8]	17
к1036	Сак	Кемпирсайский	Амфиболит из кровли массива по базальту MORB-типа	400 ± 8	[5]	8
к1831	Сак	Хабарнинский	Гранатовый гранито-гнейс из подошвы аллохтона	300 450 2700	[5]	6
к788	ПП	Северо-западный экзоконтакт Кытлымского массива	Высокобарический <i>Bt</i> - <i>Grn</i> гранито-гнейс – лейкосома мигматизированного офиолитового амфиболита	400 300	[5]	41
к1757	ЮВОК	Западный экзоконтакт Челябинского массива	Высокобарический <i>Bt</i> - <i>Grn</i> гранито-гнейс – лейкосома мигматизированного офиолитового амфиболита	450 390	[5]	5

Примечание. * – Источники, в которых приведены подробные геохронологические характеристики цирконов: 1 – [14]; 2 – [13]; 3 – [5]; 4 – [12]; 5 – [11]; 6 – [4]; 7 – [20]; 8 – [3]. ** – Количество зерен циркона, в которых определено содержание редких элементов. Жирным шрифтом выделены значения возраста, отвечающие времени магматической кристаллизации; более древние значения отвечают ксеногенному, а более молодые – постмагматическому циркону.

Здесь и в табл. 2, 3 аббревиатуры тектонических структур: БА – Башкирский антиклинорий; ГУР – зона главного Уральского разлома; ТМЗ – Тагильская мегазона; ПП – Платиноносный пояс, ТВЗ – Тагильская вулканогенная зона, СЗОК – окраинно-континентальная зона СЗ мегаблока, СЗК – континентальная зона СЗ мегаблока; ММЗ – Магнитогорская мегазона; ЮВОК – окраинно-континентальная зона ЮВ мегаблока, ЮВК – континентальная зона ЮВ мегаблока [9]; Сак – Сакмарская зона; ВЗ – Валерьяновская зона. Символы минералов – по [22].

Точность U-Pb датирования контролировалась путем анализа циркона ортогнейсов Almohalla (Центральная Испания), которые имеют устойчивый возраст 543 ± 3 млн. лет, определенный на ионном зонде и методом Кобера по $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ отношению в отдельных зернах циркона. Вычисление возраста было проведено с использованием конкордии Тера-Вассербурга с ^{207}Pb коррекцией количества общего свинца. Более точные определения возраста в тех же пробах, но на других зернах были выполнены в лаборатории Университета Гранады методом Кобера ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$), а также на ионных зондах Cameca (NORDSIM, Стокгольм) и SHRIMP-II (ВСГЕИ, Санкт-Петербург). Возраст циркона в табл. 1 приведен в основном по результатам измерений на ионных зондах.

Краткая характеристика пород, из которых выделены минералы, приведена в табл. 1.

Результаты современных изотопных и геохимических исследований циркона изложены в ряде работ авторов [3–6], в которых отмечены геологические и петрологические следствия.

ЦИРКОН ДУНИТОВ

Изученные дуниты входят в состав зональных массивов так называемого урало-аласкинского типа, в которых слагают ядра. Они ассоциированы с кальциевыми ультрамафитами – верлитами и клинопироксенитами. В генетическом отношении дуниты такого типа представляют собой кумулятивные породы, образованные оливином, кристаллизовавшимся на ранних стадиях эволюции базитового расплава, родоначального для ассоциированных с дунитами габброидов [13]. Были опробованы три массива: Косьюинский, представляющий собой часть крупного Кытлымского массива Платиноносного пояса Урала, Восточно-Хабарнинский, расположенный западнее главной сутуры Урала – Главного Уральского разлома, и Сахаринский – из восточной части Магнитогорской мегазоны (рис. 1). В каждом образце дунита наблюдаются следующие генетические и возрастные группы цирконов: 1) реликтовые, вероятно мантийные, архейского возраста, 2) ксеногенные протерозойского возраста, 3) цирконы магматического облика, близкие по возрасту и геохимическим особенностям к цирконам из габброидов, ассоциированных с дунитами, и 4) постмагматические цирконы, кристаллизовавшиеся, по-видимому, из гидротерм, сопровождавших перекристаллизацию дунитов.

Цирконы архейского возраста, представленные осколками прозрачных, бедных ураном кристаллов, это, по-видимому, реликтовые разности, заимствованные из мантийного субстрата дунитов. Именно низкое содержание урана (табл. 2. анализ к1836/3243), близкое к таковому в кимберлитовых цирконах [15], обеспечило хорошую сохранность

Таблица 2. Средние содержания рассеянных элементов в цирконах из дунитов

Проба	тг355 360	тг355 1746	к1836 380	к1836 3243	к1832 400	к1832 384	к1832 1700
Hf	0.91	0.78	0.73	0.96	1.0	2.07	1.11
P	187	240	229	182	263	1270	282
Ti	12	16	57	16	2	164	85
Y	707	2218	951	338	748	4123	896
Nb	0.51	2.45	1.25	1.12	0.55	13.12	1.99
La	0.02	0.11	0.81	0.03	0.05	163.72	0.32
Ce	12.95	45.77	7.51	34.56	10.38	1623.14	25.63
Pr	0.12	0.15	0.16	0.08	0.14	140.94	0.23
Nd	2.51	2.79	1.34	1.63	2.34	902.00	3.06
Sm	4.65	6.09	1.83	2.79	3.80	333.83	5.29
Eu	1.07	3.2	0.70	0.62	1.26	72.46	1.21
Gd	19.42	37.06	9.41	9.94	15.18	304.32	23.66
Tb	6.21	14.77	3.54	2.59	4.74	54.38	7.18
Dy	70.0	181.5	56.9	32.5	60.6	450.3	89.7
Ho	24.7	71.9	23.9	10.4	23.1	115.4	29.6
Er	116.1	360.6	145.4	50.8	121.3	503.0	144.7
Tm	27.4	87.3	41.0	10.0	27.7	104.6	30.2
Yb	262.5	920.4	421.5	101.8	273.4	1031.9	295.8
Lu	44.9	174.9	68.1	15.3	52.9	160.5	45.9
Ta	0.25	0.75	0.28	0.32	0.27	1.61	0.70
Pb	4.55	55.65	5.12	13.85	60.97	156.86	32.22
Th	62	370	70	39	111	2470	58
U	94	207	78	25	262	2625	103
N	6	1	6	1	8	11	3

Примечание. Здесь и в табл. 3–5: содержание гафния – мас. %, других элементов – г/г; N – количество проанализированных зерен; при обозначении проб – над чертой – номер пробы, под чертой – возраст циркона, млн. лет; характеристика проб – табл. 1.

этих кристаллов. Их немного, что затрудняет определение возраста и геохимических параметров в одних и тех же зернах.

Цирконы второй группы распространены более широко. Они имеют протерозойский возраст и, по-видимому, ксеногенную природу. В большинстве своем они представлены овальными зернами с абразивными следами на поверхности, свидетельствующими об их переоотложении. Нередко такие зерна обрастают каймами палеозойского возраста, образуя полигенные кристаллы. Часть ксеногенных зерен неустойчива в расплаве, из которого образовался оливин дунита, и сильно корродирована. Геохимические особенности ксеногенных цирконов в дуните кт355 и к1832 (табл. 2, рис. 2, 3) наряду с морфологией протерозойских зерен позволяют предположить их принадлежность к породам коры континентального типа.

Из исходного для дунита предположительно базитового или тьяитового расплава кристаллизовались идиоморфные магматические цирконы. Их специфика – зональное строение, обусловленное чередованием зон различной четкости, дополненных иногда диффузными (размытыми) контурами секториальности. Во всех изученных пробах дунита они имеют такой же возраст, что и цирконы из ассоциированных с

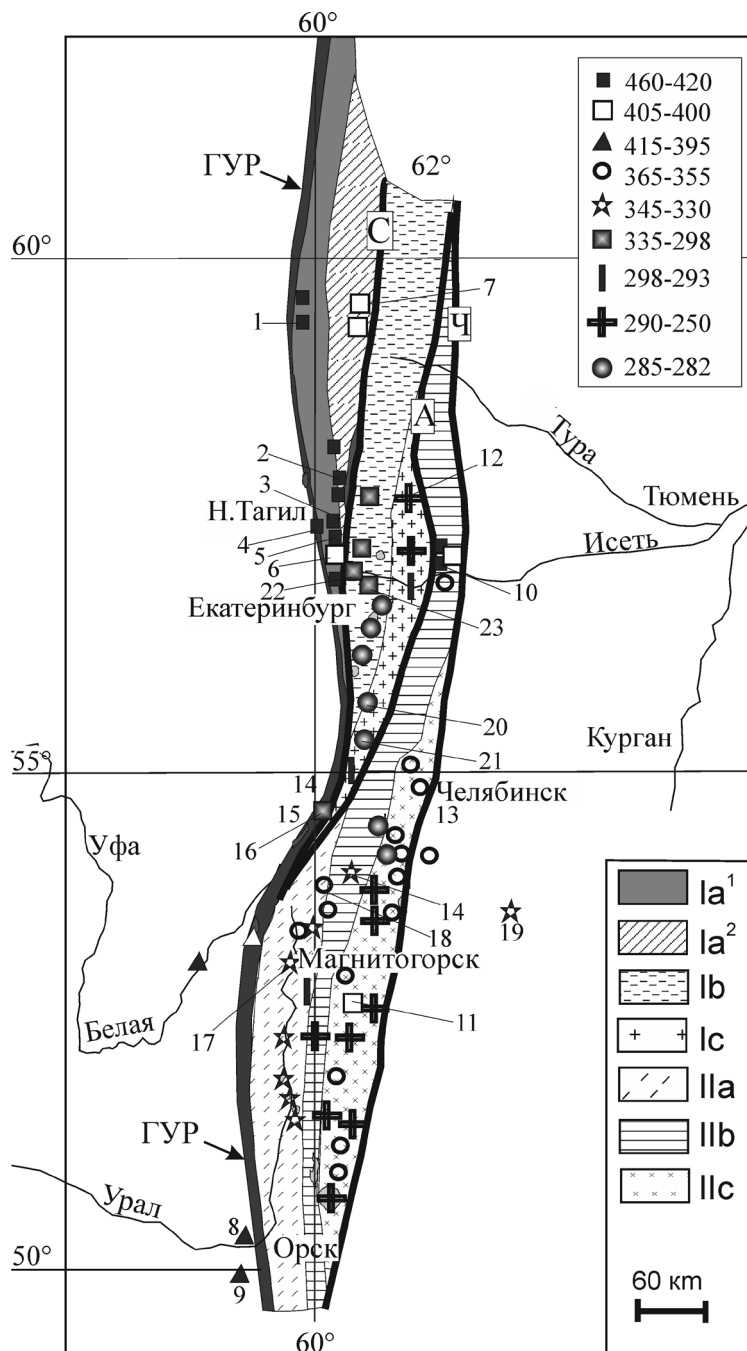


Рис. 1. Схема тектоно-магматического районирования Среднего и Южного Урала (по [9] с изменениями).

I–II – островодужно-континентальные мегаблоки: северо-западный (I) с ордовикско-силурийской “островодужной” Тагильской мегазоной, включающей Платиноносный пояс Урала (Ia¹) и вулканогенную зону (Ia²), с девонско-раннекаменноугольной активной континентальной окраиной (Ib) и континентальной зоной (Ic); юго-восточный (II) с девонской “островодужной” вулканогенной зоной (Магнитогорская мегазона, IIa), девонско-раннекаменноугольной активной континентальной окраиной (IIb) и преимущественно палеозойской континентальной зоной (IIc). К западу от показанной территории располагается палеоконтинентальный сектор, пассивная палеоокраина; к востоку – Зауралье, зона перехода к казахстанцам. Жирные линии – тектонические швы, разделяющие крупные структуры Урала: Главный Уральский разлом (ГУР), Серовско-Маукский (С), Алапаевский (А), Челябинский (Ч). Интрузивные массивы разного возраста, упомянутые в тексте и табл. 1: 1 – Кытлымский (Косьюинский), 2, 3 – Кушвинский (2) и Тагильский (3) сиенитовые массивы, 4 – дунитовый массив г. Соловьева и мигматиты г. Белой, 5 – Черноисточинский, 6 – массив г. Ермакова, 7 – Ауэрбаховский, 8 – Хабаровинский, 9 – Кемпирсайский, 10 – Рефтинский, 11 – Сахаринский, 12 – Мурзинский, 13 – Челябинский, 14 – Губенский, 15 – Рябиновский, 16 – Сыроостанский, 17 – Магнитогорский, 18 – Краснинский, 19 – Качарское месторождение, 20 – Увильдинский, 21 – Аргазинский, 22 – Верхисетский, 23 – Шарташский. Разными знаками, значение которых раскрыто в прямоугольнике в правом верхнем углу схемы, показаны возрасты массивов (млн. лет).

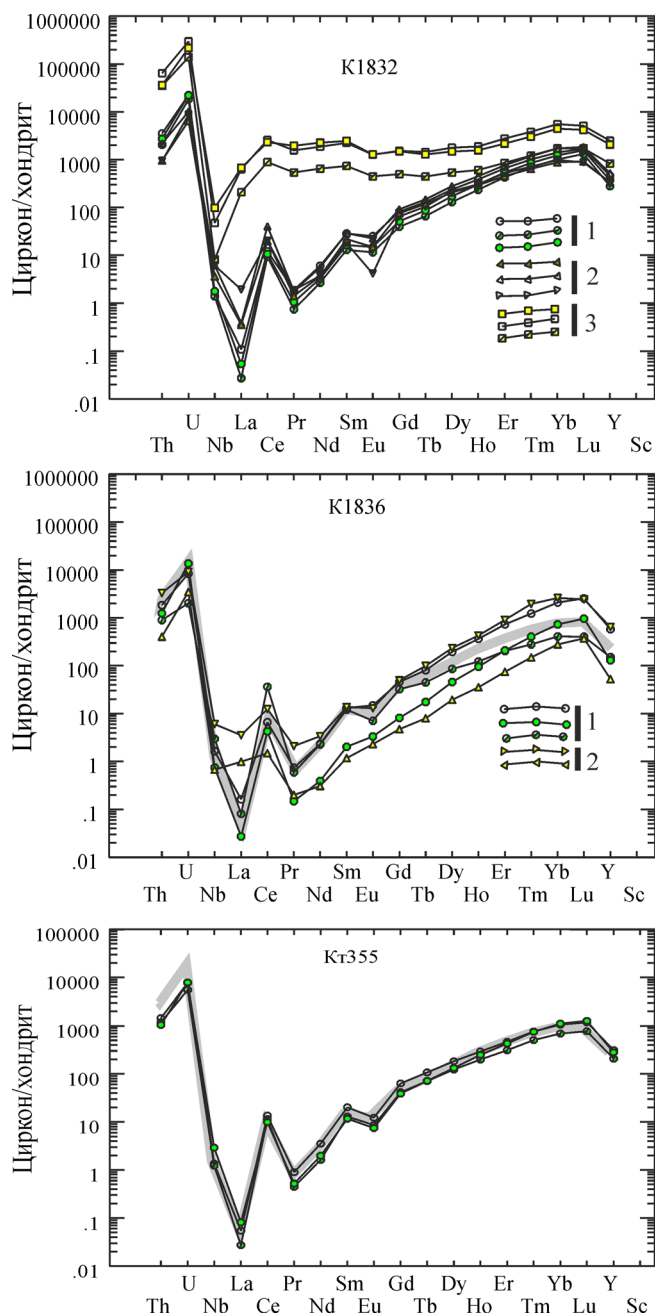


Рис. 2. Нормализованное по хондриту распределение редких элементов в цирконах из дунитов.

Обозначения трендов цирконов разного генезиса: дунит к1832: 1 – магматические, 2 – ксеногенные (протерозойские), 3 – гидротермальные; дунит к1836: 1 – магматические, 2 – гидротермальные; дунит кт355: магматические. Жирная серая линия – тренд магматических цирконов из дунита к1832, используемый для сравнения. Характеристика проб – в табл. 1.

ними габброидов: 435–432 млн. лет – в дуните Косвинского массива, 378–374 млн. лет – в дуните из Сахаринского массива и 407–402 млн. лет – в дуните Восточно-Хабарнинского массива. В этих же интервалах находятся и возрасты цирконов из габброидов соответствующих массивов. Генетическую связь

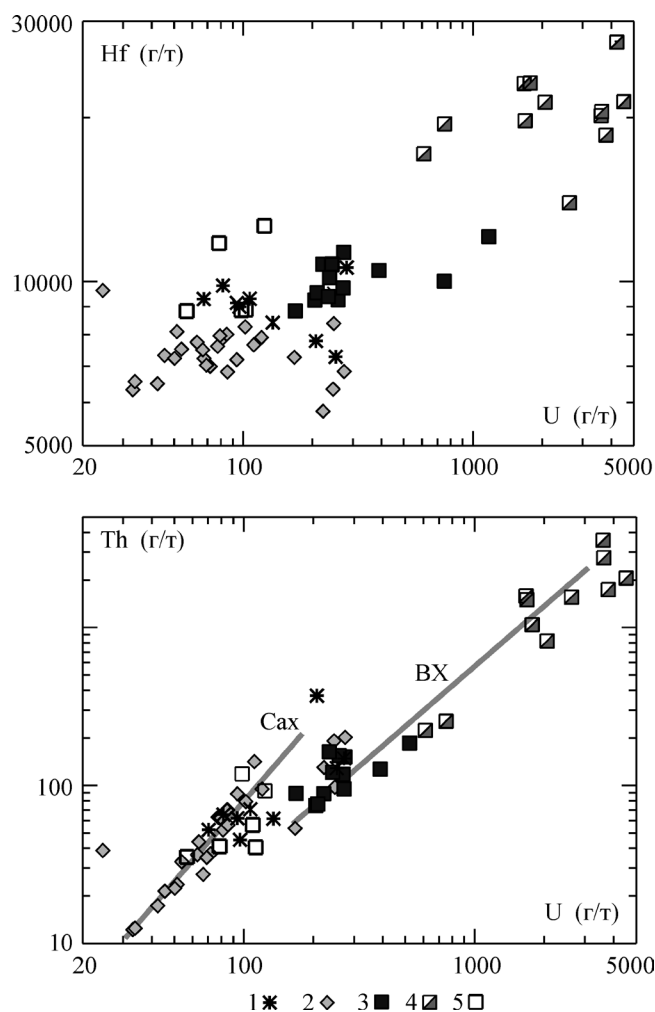


Рис. 3. Диаграммы Hf–U, Th–U для цирконов из дунитов.

1 – дунит кт355, 2 – дунит к1836, 3–5 – дунит к1832: магматический (3), постмагматический (4) и ксеногенный (5) цирконы.

цирконов из габбро и ассоциированных с ними дунитов подчеркивает и их геохимическое сходство. Так, магматические цирконы из дунита Восточно-Хабарнинского массива по содержанию U, Th, Hf практически идентичны цирконам из ассоциированных с дунитами габбро-норитов к1834 и к1835, а цирконы из дунита Сахаринского массива – цирконам из монцогаббро к1837 того же массива (рис. 3).

Постмагматические цирконы имеют более молодой возраст, по сравнению с магматическими. Наиболее детально они изучены в дуните из Восточно-Хабарнинского массива, где резко отличаются от ксеногенных и магматических цирконов высокими содержаниями всех проанализированных редких элементов и большими вариациями концентраций, а также небольшой величиной положительной цериевой аномалии или отсутствием таковой.

Таким образом, можно констатировать большое разнообразие составов цирконов в таких очень од-

нородных по химическому и минеральному составу породах как дуниты, которые к тому же предельно бедны редкими элементами, способными концентрироваться в цирконе. Несомненно, что это разнообразие отражает их генетическую неоднородность и различие в составе магматического источника дунитов, имеющего мантийное происхождение [13].

ЦИРКОН ГАББРОИДОВ

Экспериментальные работы [23] свидетельствуют о высокой растворимости циркона в базитовом расплаве, что затрудняет его кристаллизацию в области тех концентраций Zr, которые наблюдаются в габброидах и базальтах. В то же время многочисленные данные указывают на обычное присутствие в габброидах первичных цирконов, кристаллизовав-

шихся из магматического расплава на разных стадиях его эволюции [2, 5]. Геохимические особенности цирконов помогают разобраться в их генезисе.

Большая часть изученных габброидов имеет возраст древнее 370 млн. лет, за исключением габбро Магнитогорского и Сыростанского массивов (около 330 млн. лет), где они ассоциированы с гранитоидами того же возраста. Величина U/Th отношения в цирконах габброидов изменяется от 1 до 5 (в самих габброидах она всегда меньше 1) при колебаниях содержания урана от 60 до 1000 г/т, тория – от 30 до 400 г/т (рис. 4). U/Th отношение наиболее изменчиво в цирконе из роговообманкового габбро к513 Черноисточинского массива; цирконы из габбро-норита Восточно-Хабарнинского массива отличаются высоким (около 4) и сравнительно устойчивым U/Th отношением, а из монцогаббро Сахаринского массива – более низким (око-

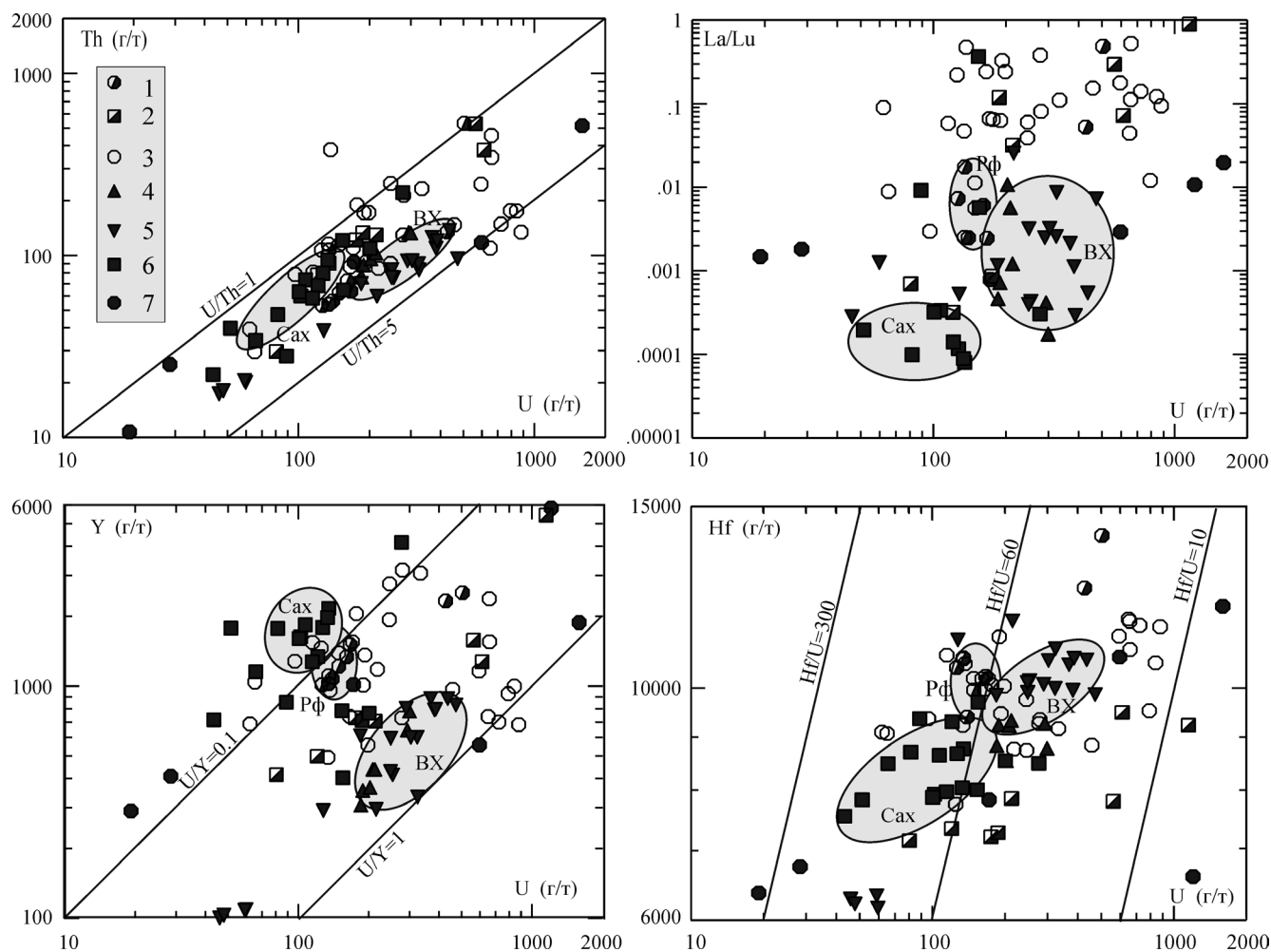


Рис. 4. Диаграммы Th–U, La/Lu–U, Y–U, Hf–U для цирконов из габброидов.

Цирконы из габбро: 1 – к934, 2 – к1830, 3 – к513, 4 – к1834, 5 – к1835, 6 – к1837, 7 – с36. Серые овалы с индексами – области составов циркона из габброидов Сахаринского (Сах), Восточно-Хабарнинского (ВХ) и Рефтинского (Рф) массивов. Обратите внимание на хорошее совпадение состава циркона из габброидов Сахаринского и Восточно-Хабарнинского массивов с составом магматического циркона из дунитов (рис. 3), с которыми ассоциированы габброиды. Характеристика проб – в табл. 1.

Таблица 3. Средние содержания рассеянных элементов в цирконах из габброидов

Проба	к513 425	к513 563	к513 1240	к501 424	1837 380	1834 402	1835 402	1835 1450	1830 378	1830 420	к934 423	с36 330	с36 350
Hf	1.11	0.96	0.93	0.97	0.84	0.90	1.04	0.62	0.84	0.72	1.09	0.79	0.92
P	569.8	446.2	434.7	169	260	195	171	30.3	1006	245.6	295.3	267	489.6
Ti	541.2	342.3	322.2	334	33.0	29.8	22.3	4.1	40.2	13.7	560.2	9.7	17.4
Y	1142	1362	1449	902	1529	475	611	105	1186	589.4	1460	568	3861
Nb	3.70	2.40	2.73	8.19	1.65	0.78	0.49	0.65	7.54	1.33	1.38	1.60	51.57
La	15.44	13.98	6.20	0.83	0.33	0.07	0.10	0.01	11.05	2.10	10.42	0.04	2.23
Ce	59.77	56.79	37.08	15.9	8.94	6.41	7.73	2.35	54.20	19.09	65.02	14.7	372.3
Pr	5.82	5.10	3.05	0.23	0.22	0.11	0.13	0.01	3.71	0.47	10.28	0.09	2.91
Nd	27.39	26.23	18.34	1.93	2.67	1.82	1.95	0.20	23.23	3.09	82.92	1.76	29.98
Sm	10.36	12.14	11.80	2.53	4.45	2.84	3.14	0.42	15.93	2.75	28.69	3.80	35.77
Eu	1.76	2.37	2.27	0.91	1.44	0.57	0.89	0.23	5.43	1.17	4.63	1.32	14.68
Gd	27.69	41.23	42.78	13.0	20.81	11.2	10.93	1.81	35.85	10.30	33.94	15.4	112.0
Tb	8.56	12.68	13.20	4.69	6.76	3.58	2.89	0.55	11.84	3.64	7.88	5.31	38.18
Dy	98.8	137.2	142.4	62.5	104.1	43.3	40.5	8.5	123.4	45.1	91.5	56.4	410.0
Ho	37.9	48.8	50.6	27.8	37.9	16.2	13.7	3.0	43.3	19.2	40.1	18.7	135.1
Er	187.3	217.1	225.3	155	219.9	76.9	77.0	18.3	192.4	103.0	214.3	82.3	561.0
Tm	44.6	46.0	49.1	41.0	51.5	18.8	16.7	4.4	44.8	28.2	56.0	19.1	122.2
Yb	452.3	417.5	443.7	456	522.4	183	176.2	50.2	426.3	325.4	600.6	180	1037
Lu	94.2	81.3	81.7	99.2	85.0	31.8	29.3	7.6	76.1	67.7	121.5	31.8	154.2
Ta	2.95	0.88	1.16	5.63	0.44	0.37	0.19	0.35	1.14	0.44	0.38	0.63	13.10
Pb	43.95	15.62	81.40	18.3	7.33	12.0	14.92	11.6	24.30	8.34	11.31	9.26	67.52
Th	224.2	133.4	118.8	120	75.1	105	90.2	19.0	346.4	90.6	126.2	61.4	1636
U	726.1	145.0	352.0	293	121.1	227	304.6	53.1	462.9	141.0	216.2	204	1406
N	14	12	2	33	8	8	7	4	3	3	9	4	2

ло 2). Две разновидности цирконов с возрастом 378 и 420 млн. лет из оливинового габбро-норита к1830 (табл. 3) характеризуются близким U/Th отношением, что указывает на их генетическую близость.

Содержание лантана в цирконах из габброидов варьирует от 0.01 до 100 г/т и в большинстве проб связано прямой корреляцией с содержанием урана. Повышенным содержанием La отличается циркон из габбро к513, а низким – из монцогаббро к1837; для пород наблюдается обратная картина – высокое содержание лантана наблюдается в пробе к1837, а низкое – в пробе к513. Относительная независимость редкоэлементного состава циркона от состава вмещающей его породы – довольно обычное явление.

Содержание гафния в рассматриваемых цирконах изменяется от 0.6 до 1.3% при широких вариациях Hf/U отношения (рис. 4). Самые низкие концентрации гафния зафиксированы в древних цирконах из габбро-норита к1835 и в габбро Сыростанского массива. В последнем, а также в габбро к513, отмечаются и самые широкие вариации Hf/U отношения. В целом, можно говорить о наличии прямой корреляции между содержаниями U и Hf в цирконе. В большинстве проб разброс величины La/Lu отношения достигает 2–3 порядков, что свидетельствует о генетической гетерогенности цирконов. La/Lu отношение связано положительной корреляцией с содержанием урана.

Близкие в генетическом отношении габброиды, обладающие и общими особенностями химического состава, часто содержат цирконы, заметно отличающиеся по содержанию рассеянных элементов.

Сравнивая, например, цирконы из габброидов Сахаринского и Восточно-Хабарнинского массивов, которые принадлежат к дунит-клинопироксенит-габбровой ассоциации платиноносного типа, следует отметить, что последние характеризуются повышенным содержанием урана, также как и магматические цирконы из дунитов соответствующих массивов (сравни с рис. 3). Кроме того, восточно-хабарнинские цирконы отличаются повышенным содержанием Hf и Y, а также повышенным La/Lu отношением (рис. 4). В цирконе из габбро собственно Платиноносного пояса к513 содержание урана колеблется в широких пределах, тяготея к сравнительно высоким значениям. Соответственно они отличаются и более высоким La/Lu отношением по сравнению с цирконами из габброидов Сахаринского и Восточно-Хабарнинского массивов.

Офиолитовое габбро к934 Рефтинского массива содержит устойчивые по составу цирконы с умеренным содержанием урана и повышенным – Hf. Цирконы из богатого калием габбро Сыростанского массива образуют две группы с низким (20–30 г/т) и высоким (> 1000 г/т) содержанием урана.

Важную информацию содержат спайдерграммы, построенные по данным табл. 3 (рис. 5). При сходном общем виде распределения элементов в большинстве цирконовых популяций с ярко выраженной положительной аномалией Ce, в таких пробах, как к513, к934, к1830 эта аномалия выражена не столь отчетливо или не проявлена вообще, что

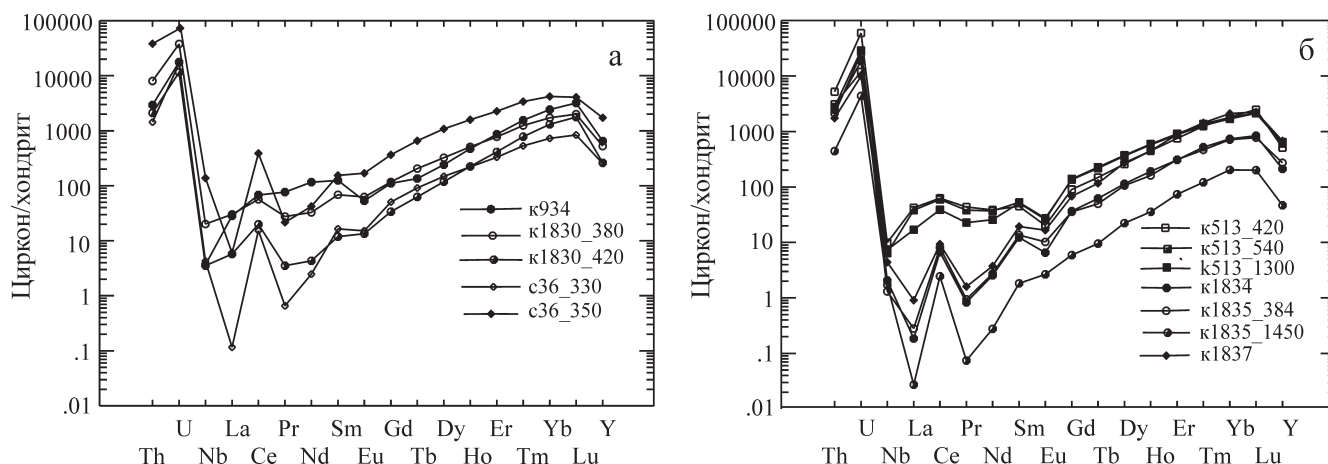


Рис. 5. Распределение редких элементов в разновозрастных цирконах из габброидов.

а – бедные калием габбро Рефтинского (κ934) и Аккермановско-Кирпичнинского (Хабарнинский аллохтон – κ1830) массивов и богатые калием габбро Сыростанского массива (c36); б – габброиды массивов урало-аляскинского типа. В обозначениях проб – первая цифра – номер пробы, вторая – возраст циркона (млн. лет). Характеристика проб – в табл. 1

свойственно преобразованным или постмагматическим цирконам.

Разновозрастные цирконы из одной и той же пробы нередко характеризуются сходным распределением элементов-примесей. Примером могут служить цирконы с возрастом 384 и 1450 млн. лет из габбро-норита κ1835, или цирконы с возрастом 420, 540 и 1300 млн. лет из габбро κ513.

Сравнение спайдерграмм цирконов и включающих их габброидов показывает, что цирконы выступают концентраторами таких элементов, как уран, торий и тяжелые лантаноиды. Содержание этих элементов в цирконе на несколько порядков превышает таковые в породе (рис. 6).

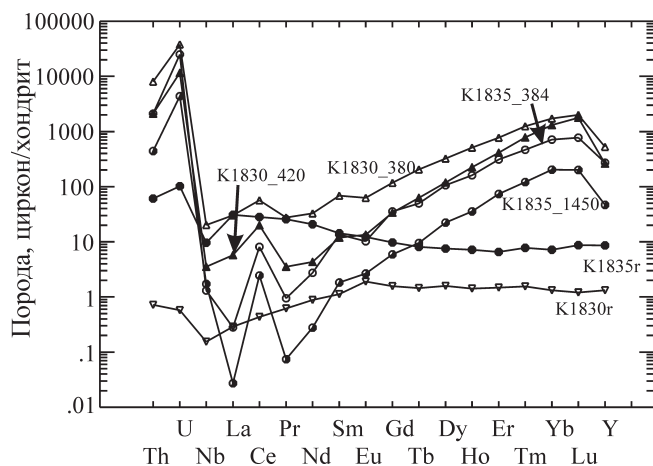


Рис. 6. Спайдерграммы цирконов и включающих их габброидов.

K1830r – оливиновый габбро-норит, K1835r – габбро-норит; остальное – цирконы: из K1830 с возрастом 420 (реститовый), 380 (магматический) и из K1835 с возрастом 1450 (реститовый), 384 (позднемагматический) млн. лет.

ЦИРКОН ГРАНИТОИДОВ

Цирконы гранитоидов характеризуются максимальными вариациями содержаний редких элементов (табл. 4, рис. 7). Содержание урана в них колеблется от 10 до 4000 г/т, тория – от 2 до 2000 г/т при сохранении величины U/Th отношения в тех же пределах, что в цирконах из габбро, – от 1 до 5. Минимальные содержания U (до 150 г/т) и Th (до 100 г/т) отмечаются в цирконах из пород с возрастом более 400 млн. лет – в роговообманковом анортозите κ501 и плагиигранитоидах Рефтинского массива. Можно предположить, что эта геохимическая особенность обязана мантийному источнику всех магматических пород Урала с возрастом древнее 370 млн. лет [12]. В том же Рефтинском массиве самый молодой циркон из адамеллита κ931 с возрастом около 400 млн. лет (табл. 1) уже содержит 150–500 г/т урана и 70–450 г/т тория.

Содержание La, а также Ce, Pr, Nd и в меньшей степени Sm в цирконе колеблется в широких пределах, достигающих 2–3 порядков в большинстве отдельно взятых проб, хотя в некоторых пробах (плагиигранит κ1833, гранодиорит κ1050, гранит c51) содержания этих элементов более выдержаны. Минимальные содержания легких лантаноидов зафиксированы в цирконе из кварцевого диорита Рефтинского массива, а наиболее высокие – из гранита Адуйского массива.

Минимальное U/Y отношение отмечается в цирконе роговообманкового анортозита Черноисточинского массива и в цирконе из рифтогенных среднерифейских гранитов Губенского и Рябиновского массивов, а максимальное – в гранитах Адуйского массива. Что же касается абсолютного содержания Y в цирконе, то оно в значительной мере определяется степенью ксенотимизации,

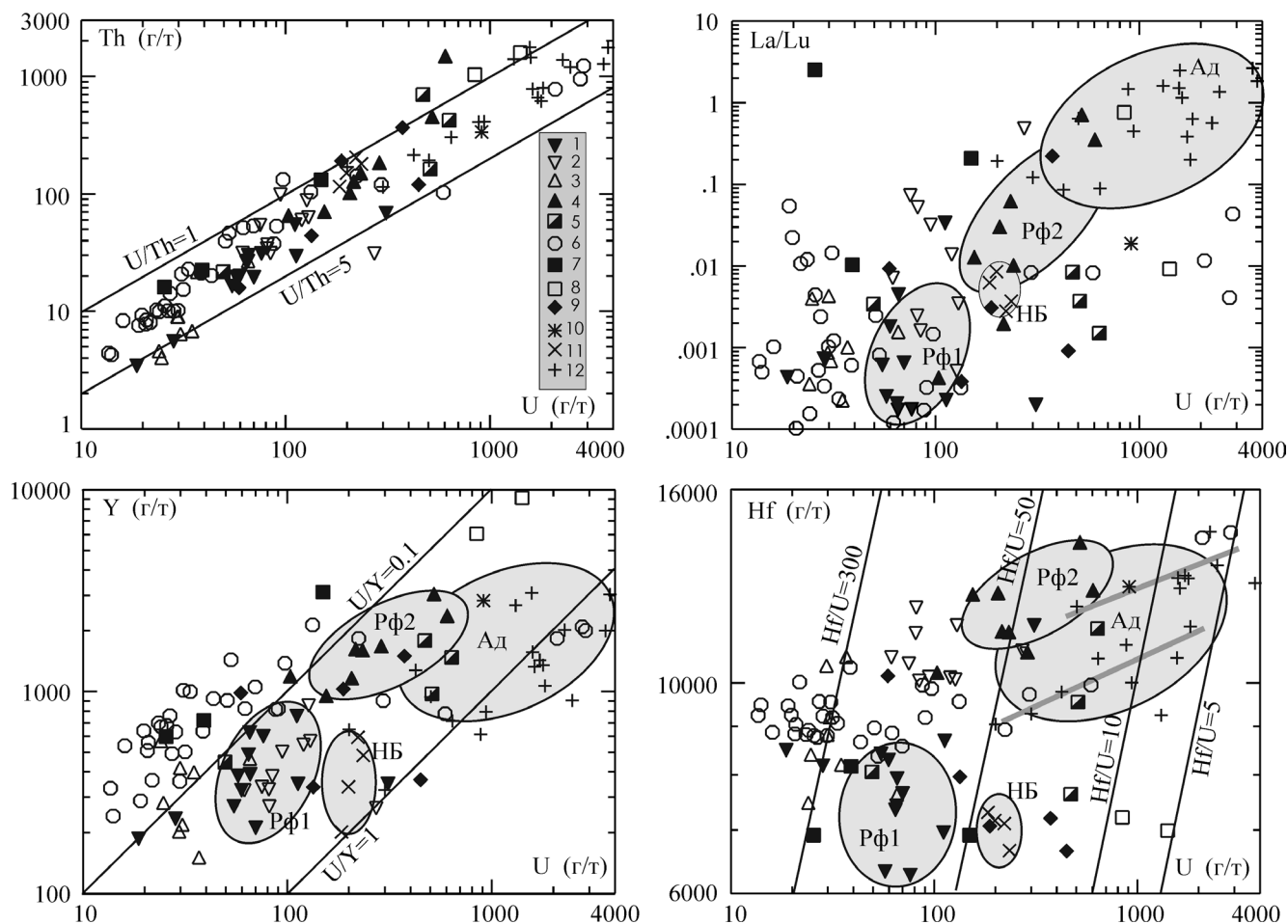


Рис. 7. Диаграммы Th–U, La/Lu–U, Y–U, Hf–U для цирконов из гранитоидов.

1 – к933, 2 – к932, 3 – к927, 4 – к931, 5 – к1833, 6 – к501, 7 – к55, 8 – к32, 9 – с51, 10 – Ур1, 11 – к1050, 12 – Ад1. Характеристика проб – в табл. 1. Серыми овалами показаны поля составов циркона из K-Na гранитов Адуйского (Ад) и Новобурановского (НБ) массивов, а также из бедных калием адаллелита (Рф1) и кварцевого диорита (Рф2) Рефтинского массива.

о чем свидетельствует корреляция содержаний иттрия и фосфора при P/Y отношении, близком к таковому в ксенотиме [2].

Содержание гафния в цирконе из гранитоидов колеблется примерно в тех же пределах, что и в цирконе из габбро, но Hf/U отношение меняется в гораздо больших пределах (в габброидах – 30–80, в гранитоидах – 6–700). Минимальные концентрации гафния (менее 8000 г/т) отмечаются в цирконе из кварцевого диорита Рефтинского массива, из гранодиорита Новобурановского, из среднерифейских гранитов; максимальные (более 10000 г/т) – в цирконе из тоналита и адаллелита Рефтинского массива, из гранита Адуйского массива. Цирконы последнего в координатах U–Hf образуют две вариационных линии (толстые серые линии на рис. 7) с разным содержанием гафния, к каждой из которых принадлежат зерна с возрастом и 290, и 260 млн. лет.

Как и для циркона из габброидов, для циркона из гранитоидов намечается положительная корреляция величины La/Lu отношения с U, но в индивиду-

альных пробах она выражена слабо или не проявляется вообще. Близкая к единице величина La/Lu отношения отмечается в тех цирконе из гранита Адуйского массива, а также из среднерифейских гранитов и рефтинского адаллелита, для которых можно предполагать кристаллизацию из флюидной фазы.

Максимальные содержания урана и всех других элементов, содержания которых положительно коррелируются с ураном, отмечаются в цирконе из гранита Адуйского массива (овал с индексом Ад на рис. 7). В породах Рефтинского массива выделяются две геохимические группы циркона – с низким (Рф1) и высоким (Рф2) содержанием урана. Первую образуют бедные калием гранитоиды повышенной основности, вторую – наиболее молодые адаллелиты.

Спайдерграммы цирконов из разных типов гранитоидов сходны (рис. 8). Следует подчеркнуть важную особенность постмагматических цирконов, связанных, по-видимому, с пневматолитовой стадией эволюции гранитоидов, которая заключается в отсутствии у них положительной цериевой

Таблица 4. Средние содержания рассеянных элементов в цирконах из гранитоидов

Проба	к933 426	к932 425	к927 406	к1833 378	к32п 1386	к32в 1386	к55п 1386	к55в 1386	Ур 293	с51 327	к1050 294	Ад 330	Ад 290	Ад 260
Hf, %	0.80	1.07	0.89	0.92	0.70	0.72	0.82	0.69	1.26	0.79	0.71	0.90	1.10	1.17
P	94.2	142.4	95.3	199.4	272.7	161.4	53.5	246.4	428.8	267.0	130.0	149.4	183.6	373.9
Sc	160.9	115.1	117.3	289.5	286.9	262.4	213.2	221.2	680.1	н.оп	н.оп	122.8	277.5	359.7
Ti	230.3	289.3	228.4	40.6	42.4	49.9	21.3	16.3	2396	9.7	18.6	426.4	280.7	385.2
Y	397.8	437.4	337.9	1171	9126	6061	721.4	3116	2822	567.9	403.6	648.3	739.8	1761
Nb	0.15	0.47	0.11	1.83	153.1	84.70	7.90	13.87	2.07	1.60	0.91	3.00	5.88	10.44
La	0.21	2.06	0.06	0.36	2.03	84.91	0.38	24.06	1.49	0.04	0.10	5.87	33.66	88.88
Ce	1.42	12.35	0.94	33.97	194.6	316.4	14.10	65.87	48.12	14.67	22.67	72.41	139.0	349.4
Pr	0.04	1.21	0.03	0.26	3.50	17.69	0.18	6.67	1.91	0.09	0.26	1.04	21.09	51.11
Nd	0.42	9.35	0.34	3.69	50.75	137.2	2.44	42.56	21.74	1.76	4.19	10.22	132.6	319.7
Sm	0.81	4.16	0.69	6.22	83.07	122.8	4.34	31.63	30.70	3.80	6.10	11.40	74.13	189.6
Eu	0.55	1.09	0.42	1.59	1.28	4.27	0.98	4.35	5.86	1.32	2.23	3.31	17.80	45.91
Gd	5.11	9.15	4.52	26.45	282.8	330.4	21.71	130.9	125.1	15.42	17.28	28.81	71.65	199.7
Tb	2.08	2.72	1.75	9.05	101.7	87.98	6.61	35.74	36.14	5.31	4.52	7.50	12.55	38.03
Dy	29.2	33.0	25.0	108.8	1033	749.1	74.6	379.3	347.6	56.4	42.5	72.2	89.6	267.2
Ho	13.2	13.7	11.2	41.2	290.5	179.9	26.8	127.0	101.3	18.7	13.3	23.6	24.7	66.97
Er	70.0	71.9	60.0	194.0	1084	596.4	114.3	495.5	370.5	82.3	54.7	97.2	100.8	252
Tm	18.6	19.3	15.8	44.8	224.9	118.6	25.6	98.5	67.0	19.1	12.8	20.9	22.7	52.02
Yb	214.6	232.7	174.5	418.2	1575	868.8	237.8	851.2	476.6	180.2	127.7	208.3	227.8	463.5
Lu	42.7	48.0	34.9	77.8	220.7	110.8	36.8	115.5	79.5	31.8	19.5	30.3	40.0	77.02
Ta	0.06	0.13	0.04	0.76	24.17	15.24	1.97	3.58	0.29	0.63	0.45	0.85	1.25	1.93
Pb	5.85	7.52	2.26	22.30	308.9	200.7	8.62	30.39	50.33	9.26	8.26	10.65	57.44	65.27
Th	27.0	52.8	11.1	310.0	1596	1035	22.5	131.7	335.3	61.4	162.5	168.6	585.0	994.5
U	84.2	112.6	34.5	415.5	1405	842.0	39.0	149.2	910.9	204.1	209.5	200.3	1281	1631
N	7	7	8	4	2	2	1	1	1	4	4	1	5	8

Примечание. Буквы “п” и “в” после номера пробы обозначают первичный и вторичный циркон, соответственно.

Таблица 5. Средние содержания рассеянных элементов в цирконах из метаморфических пород

Проба	к1036	1831 300	1831 450	1831 2700	788 305	788 440	1757 360	1757 600	1757 2200
P	69.82	487.9	1627	200.5	440.4	138.4	367.2	78.83	70.66
Sc	102.74	256.1	325.3	302.8	134.8	249.4	304.2	292.7	271.2
Ti	281.33	44.23	7.33	5.96	He.онр	He.онр	33.50	14.44	23.51
Y	278.3	879.3	620.8	687.3	600.5	1825	2940	719.4	623.9
Nb	0.13	2.95	1.20	1.81	1.74	0.90	6.95	0.93	1.92
La	0.42	17.25	12.05	0.01	19.22	0.90	2.81	0.10	0.64
Ce	2.69	154.52	36.04	16.55	68.68	20.30	30.74	18.70	39.65
Pr	0.03	4.47	2.39	0.12	4.68	0.20	1.59	0.06	0.16
Nd	0.38	22.46	11.56	2.28	23.70	1.90	17.62	1.26	3.09
Sm	0.75	10.64	4.13	4.41	7.19	3.00	13.67	3.24	5.76
Eu	0.44	3.98	1.41	1.12	2.34	2.30	1.80	0.73	1.44
Gd	4.31	27.09	12.19	19.36	15.56	19.60	53.05	18.07	22.18
Tb	1.60	7.90	3.96	6.19	4.45	7.50	16.14	5.46	5.97
Dy	21.19	82.79	48.58	69.25	51.60	113.3	198.3	64.85	63.93
Ho	9.18	30.34	20.44	24.70	19.23	52.00	82.02	24.00	21.94
Er	48.50	138.2	106.4	108.2	95.20	317.3	427.0	110.5	94.76
Tm	12.48	32.78	28.43	24.30	23.12	87.20	115.9	27.01	22.25
Yb	135.5	318.6	324.3	232.2	242.7	1070	1175	250.5	184.7
Lu	30.71	55.59	67.89	39.15	51.02	255.80	240.97	43.05	33.45
Hf	8152	8786	7397	9314	8209	11634	13704	10170	8827
Ta	0.11	0.99	0.38	0.85	0.76	0.20	2.88	0.36	0.67
Pb	42.69	23.27	8.26	49.07	31.10	18.00	46.22	11.49	17.56
Th	292.9	398.2	88.59	63.77	370.0	115.6	290.9	76.46	84.75
U	740.7	535.5	132.3	105.6	594.6	266.5	708.4	111.2	49.3
Ce/Ce*	2.39	1.63	14.05	46.60	0.71	4.67	1.58	23.55	12.08
N	8	3	2	1	13	19	2	2	1

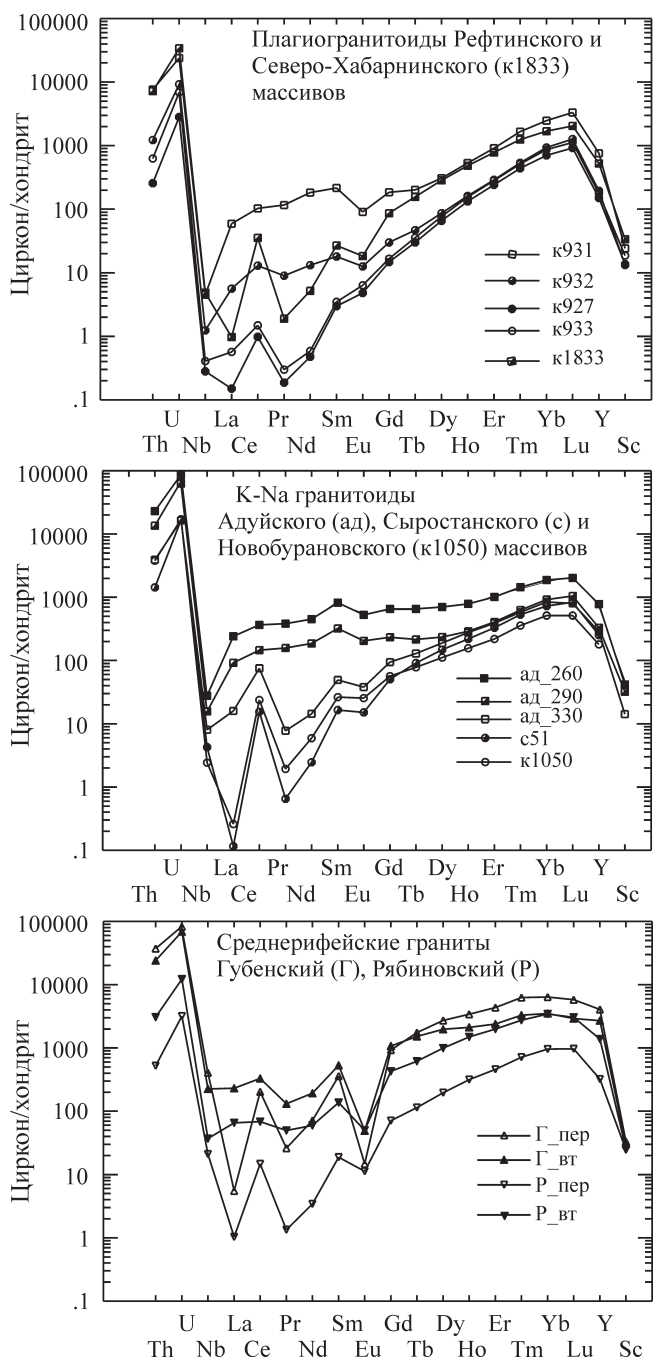


Рис. 8. Распределение редких элементов в цирконах из гранитоидов.

В обозначении пробы **ад** числом обозначен возраст циркона (млн. лет). В пробах циркона из Ряза́новского и Губе́нского массивов “**пер**” обозначает первично-магматический циркон, а “**вт**” – гидротермальный.

аномалии. Обычно такие цирконы характеризуются и повышенным содержанием легких лантаноидов, урана и тория. Эту же закономерность можно проследить и в зональных полигенных зернах, в которых каймы, отвечающие постмагматической стадии, обогащены легкими РЗЭ по сравнению с ядрами, фиксирующими время магматической кристал-

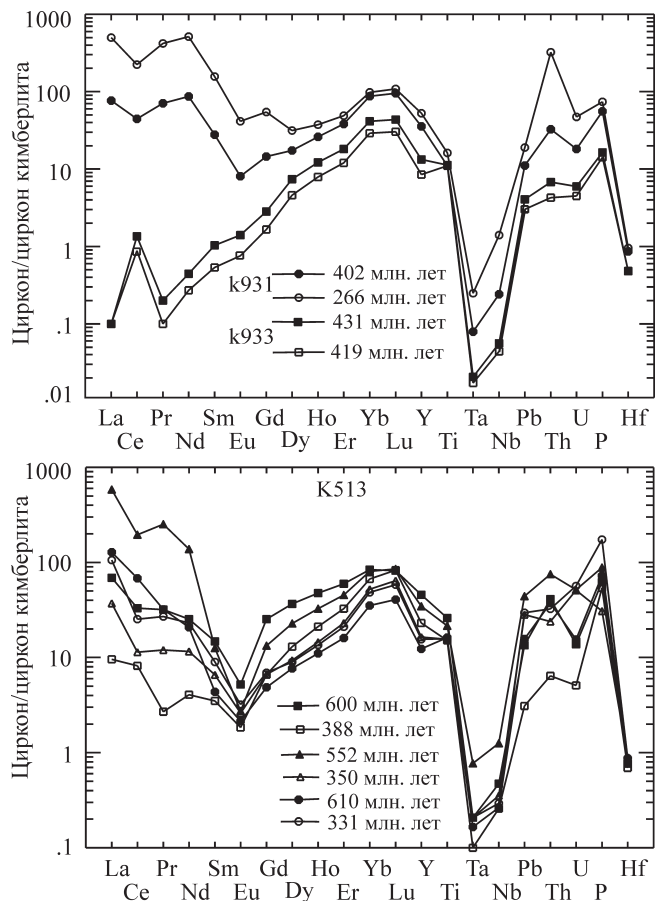


Рис. 9. Распределение редких элементов в ядрах (залитые знаки) и краевых зонах (пустые знаки) зональных полихронных цирконов.

к513 – цирконы из габбро, к931 и к933 – цирконы из гранитоидов. Числа около условных обозначений – возраст. Нормировано по данным [15]. Пояснения – в тексте.

лизации (проба к931 на верхней диаграмме рис. 9).

Заключая описание геохимических особенностей циркона магматических пород, следует отметить, что иногда отмеченная закономерность нарушается (рис. 9). В габбро к513 ядра зональных зерен сложены цирконом вендского возраста, который заметно обогащен легкими лантаноидами по сравнению с краевыми зонами и не имеет выраженной Се аномалии. В этом случае очевидно, что этот тренд обусловлен разной природой циркона: ядра сложены цирконом, заимствованным из пород, прорываемых габбро, а каймы – цирконом, кристаллизовавшимся, по-видимому, из флюида в постмагматическую стадию (судя по возрасту кайм, которые моложе времени кристаллизации габбро – 420–430 млн. лет, табл. 1).

ЦИРКОН МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

Имеющиеся в нашей коллекции метаморфические породы так или иначе связаны с офиолито-

выми комплексами. Это амфиболиты по базальтам СОХ (к1036), высокобарические метаморфиты (плагиогранито-гнейсы) – продукты частичного плавления амфиболитов по базальтам СОХ (к788 и к1757), а также гранито-гнейсы из подошвы Хабаровинского аллохтона (к1831), образованные в результате обдукции.

Формирование апобазальтовых мигматизированных амфиболитов, имеющих геохимические параметры базальтов СОХ, связано с внедрением горячих масс гарцбургитовых мантийных тектонитов, слагающих подавляющую по объему часть Кемпирсайского массива. В амфиболитах, перекрывающих гарцбургиты в южной части Кемпирсайского массива, развиты типичные метаморфогенные цирконы (по [1], сравнительно однородные по возрасту (400 ± 8 млн. лет) и химическому составу (рис. 10, табл. 5). Возраст циркона определяет время обдукции офиолитов в структуры континентальной коры.

Более сложный набор цирконов встречен в гранито-гнейсе к1831, залегающем в подошве Кемпирсайско-Хабаринского аллохтона и образован-

ном в результате частичного плавления пород континентальной коры в контакте с горячими породами аллохтона. Среди них выделены три возрастные группы с возрастом 2700, 450 и 300 млн. лет (табл. 5). Данные о цирконовом возрасте магматических комплексов этого аллохтона [7, 11] позволяют предположить, что первые две группы отвечают реликтовому циркону, а последняя, предположительно, имеет собственно метаморфическое происхождение.

Высокобарические ортопороды кислого состава – плагиогранито-гнейсы – образуют жилы и небольшие интрузивные тела в амфиболитах. Амфиболиты – это преобразованная базальтоидная часть офиолитового комплекса, а плагиогранито-гнейсы – продукты частичного плавления амфиболитов, образующие лейкосомы. Плагиогранито-гнейсы очень своеобразны по минеральному составу. Главные минералы – кварц, альбит-олигоклаз, высокоглиноземистая роговая обманка и кальциевый спессартин-альмандин. Минеральный парагенезис отвечает давлению 11–14 кбар и температуре 500–600°C. По химическому составу –

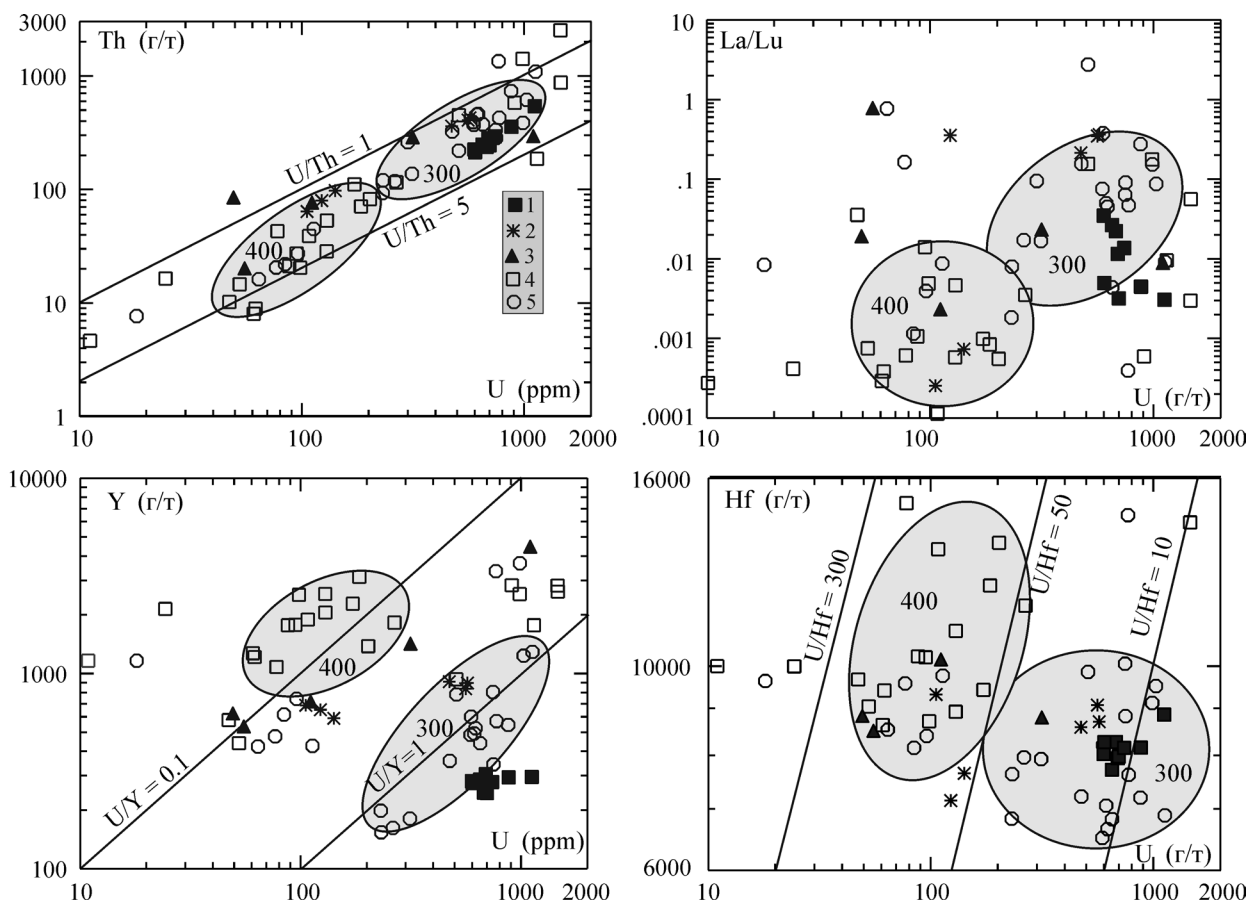


Рис. 10. Диаграммы Th–U, La/Lu–U, Y–U, Hf–U для цирконов из метаморфических пород.

1 – амфиболит к1036, образующий кровлю южной части Кемпирсайского массива; 2 – гранито-гнейс к1831 из тектонического окна в северной части Хабаровинского массива; 3 – гранито-гнейс 1757 из западного экзоконтакта Челябинского массива; 4 и 5 – гранито-гнейс к788 (популяции 400 и 300 млн. лет) из северо-западного экзоконтакта Кытлымского массива (области концентрации соответствующих точек помечены серыми овалами).

это практически бескальциевые высокожелезистые и высококальциевые породы, отвечающие кварц-плагиоклазовой котектике, что свидетельствует, во-первых, об их первично магматическом происхождении, а во-вторых, о приблизительно изохимическом характере метаморфизма [10].

Цирконы плагиогранито-гнейса к788 из северо-западного экзоконтакта Кытлымского массива образуют две возрастные группы – 400 и 300 млн. лет, первая из которых, по-видимому, отвечает возрасту офиолитового субстрата, а вторая, как и в случае гранито-гнейса к1831, фиксирует время метаморфических преобразований. Ранние цирконы по своим геохимическим особенностям (табл. 5, рис. 10) отличаются от более поздних низкими содержаниями U, Th, La, Nb, Ta, что, возможно, указывает на их океаническую природу. Особенно хорошо различия между молодыми и ранними цирконами заметна на диаграмме U–Y, где они практически без перекрытия различаются величиной U/Y отношения. Новые определения возраста циркона на приборе SHRIMP-IIe/mc лаборатории IBERSIM приведены на рис. 11, где хорошо видно не только наличие двух отмеченных выше возрастных групп, но и их четкие геохимические различия, а именно, высокое содержание нерадиогенного свинца в молодых цирконах.

Цирконы плагиогранито-гнейса к1757 из западного экзоконтакта Челябинского гранитоидного массива образуют три возрастные и геохимические группы – 360, около 600 и около 2200 млн. лет. Возраст цирконов первой группы соответствует времени внедрения основной массы гранитоидов Челябинского массива, а более древние цирконы представляют субстрат гранито-гнейса. Возрастная и генетическая неоднородность циркона в этой пробе обуславливает и геохимические вариации (рис. 10).

Изученные метаморфические породы характеризуются наличием двух геохимических популяций – низко- и высокоурановых цирконов, первая из которых более ранняя и, возможно, представляет циркон протолита, а вторая – образуется либо на пике метаморфизма, либо позднее (см. ниже). Обычно высокоурановая группа имеет и повышенное содержание легких лантаноидов. Основные геохимические особенности цирконов наглядно видны на рис. 10. Содержание U и Th в цирконах метаморфических пород варьируют в тех же пределах, что и в магматических породах так же, как и величина U/Th отношения.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Геохимические особенности циркона – обычно-го акцессорного минерала магматических и метаморфических пород – позволяют получить дополнительную информацию о природе и условиях формирования пород.

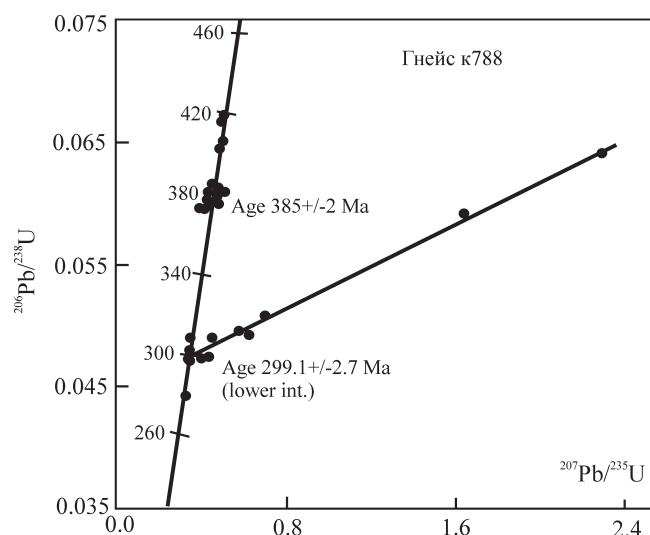


Рис. 11. Диаграмма $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ – $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ для циркона из гранито-гнейса к788, иллюстрирующая наличие двух возрастных популяций циркона и богатство молодого циркона нерадиогенным свинцом.

Анализы выполнены на ионном зонде SHRIMP-IIe/mc (лаборатория IBERSIMS, аналитики Ф. Беа и П. Монтеро, Университет Гранады, Испания).

Циркон устойчив по сравнению с большинством породообразующих и акцессорных минералов и поэтому сохраняет память о предыдущих событиях. В результате – большие вариации в составе разных генетических популяций, достигающие в области легких лантаноидов, U и Th нескольких порядков. Детальные исследования позволяют использовать геохимическую специфику и возраст циркона для определения его генетической принадлежности и, тем самым, получить дополнительную информацию о природе и условиях формирования включающих его пород. Примером могут служить дуниты из массивов урало-алыскинского типа, содержащие устойчивые возрастные, морфологические и геохимические группы цирконов, рассмотренные выше.

Эти данные подтверждают высказанное ранее предположение о том, что дуниты массивов урало-алыскинского типа, в отличие от одноименных пород в офиолитовых дунит-гарцбургитовых комплексах, представляют собой не мантийные рести-ты, а кумулятивные образования, контаминированные коровым материалом. В рамках кумулятивной модели можно следующим образом объяснить все общие особенности цирконов из дунитов, изложенные выше [13].

Предположительно мантийные по природе архейские цирконы заимствованы, по-видимому, просачивающимся сквозь мантию расплавом, из которого кристаллизовался оливин дунитов. Во всех трех пробах они представлены единичными зернами, на основании которых рано делать заключение о природе и составе материнских для них мантийных пород.

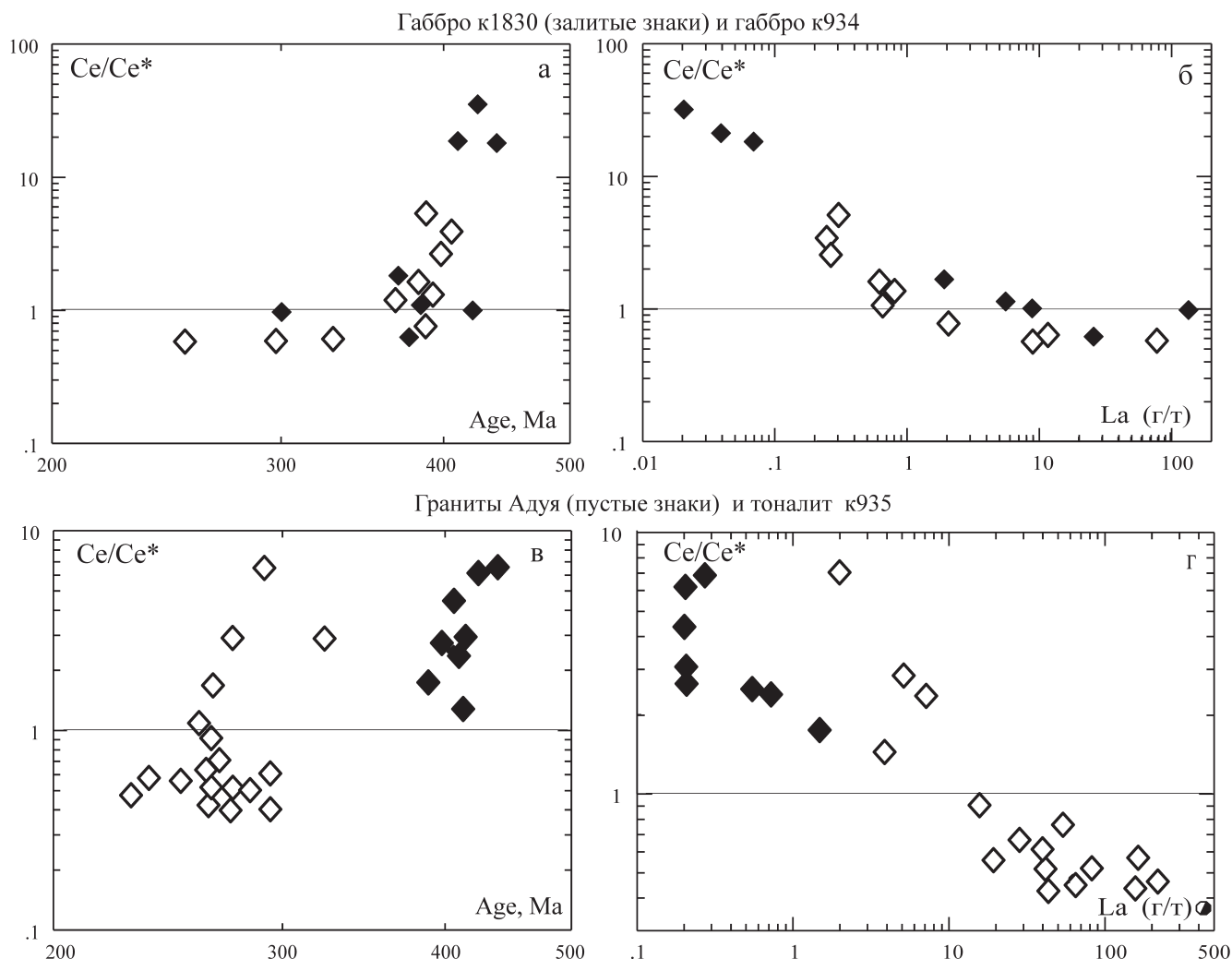


Рис. 12. Диаграммы Ce/Ce^* –возраст (млн. лет) и Ce/Ce^* –La для цирконов из габбро (а, б) и гранитоидов (в, г).

$Ce/Ce^* = Ce_n / \sqrt{La_n \cdot Pr_n}$, где Ce_n , La_n , Pr_n – нормированные по хондриту значения концентраций соответствующих элементов.

Ксеногенные цирконы были заимствованы расплавом из прорываемых ими пород, которые принадлежали, судя по возрасту и геохимическим особенностям цирконов, протерозойскому фундаменту Уральского орогена. Наличие в дунитах всех трех проб такого минерала, как кианит, служит подтверждением заключения о ксеногенной природе цирконов. В процессе дальнейшей кристаллизации эти минералы осаждались из высокотемпературной маловязкой магмы вместе с оливином и хромшпинелидом, входя в состав дунита.

Магматические цирконы дунитов представляют собой попавшие в кумулус зерна, кристаллизовавшиеся из исходного расплава, который после выделения оливина, был уже близок по составу к габбро. Этим, видимо, объясняется близкий возраст и геохимические характеристики таких цирконов из дунитов и ассоциированных с ними габброидов. Такие особенности цирконов не оставляют сомнений в генетическом родстве дунитов и габброидов.

И, наконец, широкое развитие в дунитах постмагматических цирконов объясняется интенсивной перекристаллизацией дунитов в присутствии флюида, сопровождающейся структурной перестройкой и сегрегацией хромшпинелида и минералов платиновой группы в интервале температур 900–400°C. Длительность такого процесса остывания и приспособления дунита к условиям его локализации в структурах коры, судя по приведенным данным, может достигать 20 млн. лет.

Как и в дунитах, в габброидах обычно развиты цирконы нескольких популяций. Наличие во всех изученных пробах цирконов, возраст которых соответствует возрасту породы, определенному по геологическим, стратиграфическим или изотопным (Rb-Sr, Sm-Nd, Ar-Ar) данным однозначно свидетельствует о кристаллизации циркона из базитового расплава. Наибольшим распространением такие первичные цирконы пользуются в относительно низкотемпературных роговообманковых габ-

бро – продуктах кристаллизации водного расплава, в котором циркон обладает меньшей растворимостью, чем в высокотемпературном сухом расплаве [23]. Однако, наряду с первичными (магматическими) цирконами, в большинстве проб присутствуют и цирконы другого происхождения – ксеногенные и постмагматические (гидротермальные). Последние часто удается отличить по высокому содержанию легких лантаноидов [19] и отсутствию положительной Се аномалии. По данным ряда авторов [8], повышенное содержание легких лантаноидов в гидротермальном цирконе объясняется несовершенством структуры таких минералов, обладающих генетической метамиктностью [1].

Наиболее отчетливо эта геохимическая особенность гидротермальных цирконов проявлена в гранитоидах, где участие флюидной фазы в образовании цирконов выражено очень четко (например, в Адуйском массиве). Наличие популяции цирконов с высоким содержанием легких лантаноидов и отсутствием или малой величиной положительной цериевой аномалии – один из признаков продуктивности гранитов на гидротермальное редкометальное оруденение.

Существует мнение [17, 18, 21], что Се аномалия ($Ce/Ce^* = Ce_n/\sqrt{La_n \cdot Pr_n}$) обусловлена окислением Се под влиянием морской воды и введением пелагических осадков и измененных океанских базальтов путем субдукции в мантию, которая затем служит материалом парциального плавления. В породах окисление Се ведет к возникновению отрицательной аномалии, а в цирконе – к положительной, так как Ce^{+4} обладает преимуществом по вхождению в структуру циркона по сравнению с трехвалентными РЗЭ.

Геохимическая зональность цирконов сложна и зависит от генезиса неоднородности зерен. В тех случаях, когда она определяется кристаллизационной дифференциацией, распределение рассеянных элементов в зональном зерне примерно соответствует изменению их концентраций в расплаве. Например, содержание легких лантаноидов от центра к краю зерна падает. Наличие выраженной пневматолитовой стадии в эволюции породы нарушает эту закономерность, и краевые части зерен, образованные при участии флюида, напротив, обогащаются этими элементами. Обогащение циркона La и Pr, естественно, ведет к уменьшению величины цериевой аномалии на спайдерграммах, что иллюстрирует рис. 12, на котором хорошо видна положительная корреляция величины Ce/Ce^* с возрастом циркона и отрицательная – с содержанием в нем La. Это позволяет рассматривать величину цериевой аномалии в качестве показателя участия флюидной фазы в кристаллизации циркона. Роль флюида на поздних стадиях становления породы обычно возрастает, чем и вызвана корреляция Ce/Ce^* с возрастом, точнее со временем кристаллизации.

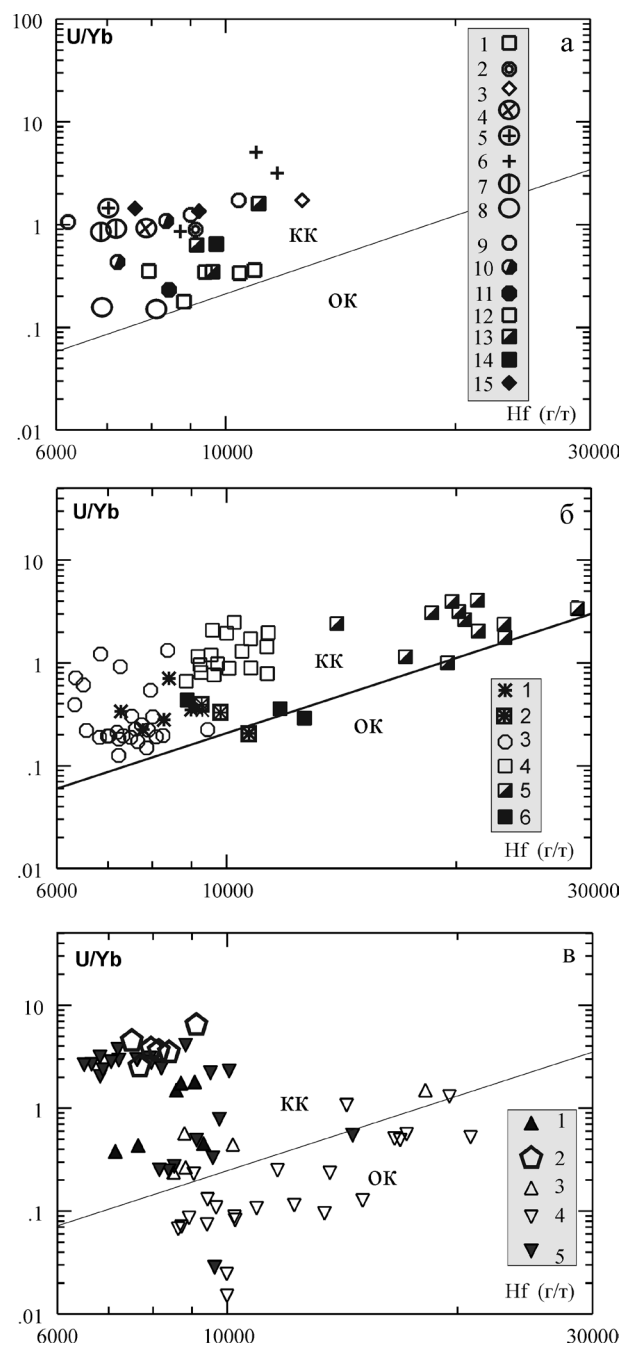


Рис. 13. Дискриминационная диаграмма U/Yb–Hf для цирконов.

а – гранитоиды (1–8) и габбро (9–15). Построена по данным табл. 4 и 3. 1 – к933, к932, к927, к931, 2 – к1833, 3 – Ур-1, 4 – с51, 5 – к1050, 6 – Ад, 7 – к32, 8 – к55, 9 – к1835, 10 – к1830, 11 – к1837, 12 – к934, 13 – к513, 14 – к501, 15 – с36. Линия разделяет поля составов цирконов, принадлежащих континентальной (КК) и океанической (ОК) коре [16].

б – дуниты: 1, 2 – кт355: 1 – палеозойский, 2 – ксеногенный протерозойский; 3 – к1836; 4, 5, 6 – к1832: 4 – магматического облика, 5 – вторичный, 6 – ксеногенный протерозойский.

в – метаморфические породы: 1 – к1831, 2 – к1036, 3 – к1757, 4 – к788 с возрастом около 400 млн. лет, 5 – с возрастом около 300 млн. лет.

Цирконы разного генезиса и возраста из магматических пород Урала – габбро и гранитоидов – обладают геохимическими особенностями, свойственными цирконам континентальных обстановок (рис. 13а). Лишь габбро к934 и гранитоиды Рефтинского массива, близкого к офиолитам, содержат цирконы, приближающиеся к пограничной линии, которая разделяет поля континентальных и океанических цирконов (по данным [16]). Близкими геохимическими параметрами обладают и цирконы из дунитов (рис. 13б), и только ксеногенные цирконы протерозойского возраста из дунита кт355 Косвинского массива и дунита к1832 Восточно-Хабарнинского массива близки по составу к пограничной линии, но и они находятся в поле континентальных цирконов. Авторы используемой диаграммы отмечают некоторое (до 20%) перекрытие полей разных цирконов, но в нашем случае все фигуративные точки располагаются в поле континентальных пород, что может быть использовано, как один из дополнительных критериев их не океанической природы.

Возможность использования диаграммы для генетической интерпретации геохимии цирконов демонстрируют метаморфические породы. Выше мы отмечали, что проба к788, представляющая собой высокobarическую лейкоому (биотит-гранатовый плагиогнейс) амфиболита с геохимическими параметрами океанических базальтов, содержит две разновозрастные популяции цирконов: 400 и 300 млн. лет. Ранняя интерпретировалась как принадлежащая офиолитовому протолисту, поздняя – как продукт метаморфизма. На диаграмме (рис. 13в) эти две популяции хорошо разделились: ранние, предположительно офиолитовые, океанические цирконы попали в поле производных океанических обстановок, поздние – в поле континентальных.

Работа поддержана РФФИ (проекты 08-05-00018-а и 12-05-00109-а), программой Президиума РАН 12-П-5-1024. Это публикация IBERSIMS № 3.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Краснобаев А.А. Циркон как индикатор геологических процессов. М.: Наука. 1986. 134 с.
2. Краснобаев А.А., Ферштатер Г.Б., Беа Ф., Монтеро П. О геохимии цирконов из габбро и ассоциированных с ними плагиогранитоидов Урала // Прикладная геохимия № 7. 2005. Т. 1. "Минералогия и геохимия". М.: ИМГРЭ. С. 116–136.
3. Краснобаев А.А., Ферштатер Г.Б., Беа Ф., Монтеро П. Полигенные цирконы Адуйского батолита (Средний Урал) // Докл. АН. 2006. Т. 410, № 2. С. 244–249.
4. Краснобаев А.А., Ферштатер Г.Б., Беа Ф., Монтеро П. Цирконовый возраст габбро и гранитоидов кусинско-копанского комплекса (Южный Урал) // Ежегодник-2005. Екатеринбург: ИГТ УрО РАН, 2006. С. 300–303.
5. Краснобаев А.А., Беа А., Ферштатер Г.Б., Монтеро П. Полихронность цирконов габброидов Платиноносного пояса Урала и проблема докембрия в Тагильском мегасинклинии // Докл. АН. 2007. Т. 413, № 6. С. 785–790.
6. Краснобаев А.А., Ферштатер Г.Б., Бушарина С.В. Цирконология дунитов Южного Урала (Сахаринский и Восточно-Хабарнинский массивы) // Докл. АН. 2009. Т. 426, № 4. Р. 523–527.
7. Пушкарёв Е.В., Ферштатер Г.Б., Костицын Ю.А., Травин А.В. Новые данные об изотопном возрасте магматических пород Хабаровинского мафит-ультрамафитового аллохтона: геологические следствия. Ежегодник-2007. Екатеринбург: ИГТ УрО РАН, 2008. С. 277–285.
8. Федотова А.А., Бибикина Е.В., Симакин С.Г. Геохимия циркона (данные ионного микрозонда) как индикатор генезиса минерала при геохронологических исследованиях // Геохимия. 2008. № 9. С. 980–997.
9. Ферштатер Г.Б. Структурно-формационная зональность Урала и магматизм // Геотектоника. 1992. № 6. С. 3–17.
10. Ферштатер Г.Б., Бородин Н.С., Осипова Т.А., Шардакова Г.Ю. Минеральный состав и условия формирования высокobarических метагранитов (Урал) // Записки ВМО. 2002. Ч. СХХХI, № 3. С. 1–22.
11. Ферштатер Г.Б., Краснобаев А.А., Беа Ф. и др. История и геодинамические обстановки палеозойского интрузивного магматизма Среднего и Южного Урала (по результатам датирования цирконов) // Геотектоника. 2007. № 6. С. 52–77.
12. Ферштатер Г.Б., Краснобаев А.А., Беа Ф. и др. Интрузивный магматизм ранних стадий развития уральского эпикоеанического орогена: U-Pb геохронология (LA ICPMS, NORDSIM, SHRIMP-II), геохимия, закономерности эволюции // Геохимия. 2009. № 2. С. 150–170.
13. Ферштатер Г.Б., Краснобаев А.А., Беа Ф. и др. Изотопно-геохимические особенности и возраст цирконов из дунитов уральских массивов платиноносного типа, петрогенетические следствия // Петрология. 2009. № 5. С. 539–558.
14. Bea F., Fershtater G., Montero P. et al. Recycling of continental crust into the mantle as revealed by Kytlym dunitic zircons, Ural Mts, Russia // Terra nova. 2001. V. 13. P. 407–412.
15. Belousova E.A., Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Fisher N.I. Igneous zircon: trace element composition as an indicator of source rock type // Contrib. Mineral. Petrol. 2002. V. 143. P. 602–622.
16. Crimes C.B., John B.E., Kelemen P.B. et al. Trace element geochemistry of zircons from oceanic crust: a method for distinguishing detrital zircons provenance // Geology. 2007. V. 35. P. 643–646.
17. Heming R.F., Rankin P.C. Ce-anomalous lavas from Rabul caldera, Papua New Guinea // Geochim. Cosmochim. Acta. 1979. V. 43. P. 1351–1355.
18. Hole M.J., Saunders A.D., Marriner G.E., Tarney J. Subduction of pelagic sediments: implication for the origin of Ce-anomalous basalts from the Mariana islands. J. Geol. Soc. London. 1984. V. 141. P. 453–472.
19. Hoskin P.W.O. Trace-element composition of hydrothermal zircon and the alteration of Hadean zircon from the Jack Hills, Australia // Geochim. Cosmochim. Acta.

2005. V. 69. № 3. P. 637–648.
20. *Montero P., Bea F., Gerdes A. et al.* Single-zircon evaporation ages and Rb-Sr dating of four major Variscan batholiths of the Urals. A perspective on the timing of deformation and granite generation // *Tectonophysics*. 2000. V. 317, № 1-2. P. 93–108.
21. *Neal C.R., Taylor L.A.* A negative Ce anomaly in a peridotite xenolith: evidence for crustal recycling into the mantle or mantle metasomatism? // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1989. V. 55. P.1035–1040.
22. The nomenclature of minerals: a compilation of IMA reports. Mineralogical association of Canada. 1998. 150 p.
23. *Watson E.B. and Harrison T.M.* Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types // *Earth Planet. Sc. Let.* 1983. V. 64. P. 295–304.

Рецензент Н.П. Юшкин

The geochemistry of zircon from the Urals igneous and metamorphic rocks

G. B. Fershtater*, A. A. Krasnobaev*, F. Bea**, P. Montero**

**Institute of Geology and Geochemistry Urals Branch of RAS*

***Granada University, Spain*

The geochemical features of zircon and its specificity in different by the composition and origin igneous and metamorphic rocks of the Urals are considered. All rocks studied are characterized by the presence of several polygenic and polychronous groups of zircon. Zircon is more stable then other rock-forming and accessory minerals, and therefore preserves the memory of past events. As a result large variations in the trace element composition of different genetic populations are appeared in zircon. For the light REE, U and Th these variations may reach several orders of magnitude. Detailed studies allow us using of zircon age and geochemistry to determine its genetic affiliation and thus get more information about the nature of involving rocks. In particular, the post-magmatic stage of the rock formation is characterized by zircon, which has the highest concentrations of LREE and devoid of positive Ce anomalies. The studied igneous rocks contain the zircon, which has geochemical features that are characteristic for minerals from continental environments.

Key words: *igneous and metamorphic rocks of the Urals; restite, magmatic, xenogenous, hydrothermal zircon.*