

РАЗДЕЛ 4.

ГЕОЛОГИЯ, ГИДРОГЕОЛОГИЯ, ИНЖЕНЕРНАЯ ГЕОЛОГИЯ

УДК 549.2/8:548

МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЦИРКОНА

МЕЛАНОГАББРО МЫСА ПАРТЕНИТ (КРЫМ)

Гусев А. И.¹, Кончакова С. Я.²

¹Алтайский государственный гуманитарно-педагогический университет имени В.М. Шукина, Алтайский край, Бийск, Российская Федерация

²Лаборатория Петрологии и металлогении золота, Алтайский государственный гуманитарно-педагогический университет имени В.М. Шукина, Алтайский край, Бийск, Российская Федерация

E-mail: ¹anzerg@mail.ru

Статья представляет собой оригинальное исследование по минералого-геохимическим особенностям циркона меланогаббро мыса Партенит. Установлены: 1 — магматогенный тип генерации пород, связанный с мантийной магмой и 2 — тип смешения мантийной магмы с плавлением ниже-корового субстрата. Выделены два морфоструктурных типа. Первый характеризуется «ситовидным» обликом с многочисленными включениями торита и ильменита, что характерно для метаморфогенных условий. Второй имеет отчётливую магматогенную осцилляционную зональность. В обоих типах проявлен тетрадный эффект фракционирования РЗЭ М- типа, свидетельствующий о значительной роли фтор-комплексов при кристаллизации циркона, а также позитивная аномалия по церию. Для первой генерации выявлены более кислотные условия кристаллизации при сравнительно невысоких значениях фугитивности кислорода. Для второй генерации определена относительно повышенная основность среды кристаллизации и более высоких значениях окислительной обстановки.

Ключевые слова: интрузивный магматизм, меланогаббро, дупироксеновые долериты, габбро-долериты, генерации циркона, тетрадный эффект фракционирования РЗЭ М-типа, кислотность и основность среды кристаллизации, фугитивность кислорода.

ВВЕДЕНИЕ

Циркон ($ZrSiO_4$) — широко распространённый аксессуарный минерал изверженных пород, пегматитов, метаморфитов, метасоматитов, рудных образований и обеспечивает в своём составе наличие следов процессов, протекающих при формировании указанных пород. Он часто сохраняет мультстадийный рост и повреждение в результате излучения [1, 2, 3, 4]; он может испытывать рост, перекристаллизацию, или изменения на всех этапах лито- и метаморфического пути от диагенеза до анатексиса [4, 5, 6, 7]; он чувствительный регистратор реакций флюидо-взаимодействия и плавления пород [8, 9, 10]; он кристаллизуется в широком варьировании составов [11]. Циркон особенно полезен при исследовании особенностей изоморфизма элементов, так как он снижает скорости термально активированных объёмов диффузии Pb, U, Th, редкоземельных элементов (REE), Hf, и O при наиболее критических коровых метаморфических условиях [12, 13, 14, 15]. Это номинально предотвращает нарушение распределения

в цирконе U–Pb–Hf–O изотопов и рассеянных элементов при перекристаллизации и рост прекращается, что делает циркон чувствительным регистратором метаморфических реакций [3] даже в ультра высоко-температурных метаморфических породах [16]. Такое разнообразие специфических свойств минерала весьма важно и актуально при изучении циркона в выяснении генезиса меланогабброидов мыса Партенит Аюдагского ареала основного интрузивного магматизма.

Цель исследования — изучить минералого-геохимические особенности циркона из меланогаббро коренных выходов мыса Партенит.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Исследование состава по главным элементам проведено на растровом электронном микроскопе JEOL JSM 6510LA с энерго-дисперсионным спектрометром JED 2200 (СО РАН, г. Новосибирска). Микроэлементы определены методами LA ICP–MS с использованием масс-спектрометра ELEMENT фирмы Finnigan Mat в комплексе с лазерной приставкой UP-213, Nd: YAG фирмы New Wave Research (СО РАН Новосибирск).

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ И ИХ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

По нашим данным Аюдагский интрузивный массив, его сателлит – массив мыса Партенит и Чамлы-Бурун сложены породами 5 фаз внедрения: 1 — меланогаббро, 2 — двупироксеновыми долеритами, 3 — габбро-долеритами, 4 — диоритами и 5 — гранофировыми гранитами. Местами породы массивов несут черты расслоенности. Наиболее ранние и меланократовые фазы располагаются не обязательно на низких горизонтах, так как магматические тела нередко залегают в опрокинутом залегании в составе Южнобережного меланжа [17]. К меланогаббро тяготеют участки и линзы обогащения титаномагнетитом и хромшпинелидами (до 25 % по объёму). По составу титано-магнетит из обогащённых титаномагнетитом линз относится к глинозёмистой разновидности (масс.%): FeO – 39,1–41,0, Fe₂O₃ — 33,0–33,9, TiO₂ — 16,0–16,8, Al₂O₃ — 5,6–6,8, MgO — 3,4–3,9, MnO — 0,2–0,63. Петрографические описания пород Аюдагского ареала приведены у [18]. Кратко охарактеризуем лишь ранее не описанные меланогаббро, обнаруженные в береговой и подводной части мыса Партенит. Это массивные, местами полосчатые породы. Структура пород средне-крупнозернистая, офитовая. Плагноклаз по химизму и оптическим показателям относится к битовниту-анортиту (№93–82) в ядрах, а по периферии — лабрадору (№51–56). Пироксен и оливин ксеноморфны по отношению к плагноклазу. Ильменит и титаномагнетит резко ксеноморфны и приурочены к интерстициям зёрен плагноклаза, оливина и пироксена. В титаномагнетите присутствует значительное количество вростков ильменита и шпинели (герцинита). В некоторых меланогаббро с высоким содержанием титаномагнетита концентрации TiO₂ достигают 16–18 %. Из аксессуаров в меланогаббро обнаружены циркон, апатит, пирротин, пентландит, кобальтин, бравоит, халькопирт, пирит. В них также присутствуют акцессорные

МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЦИРКОНА
МЕЛАНОГАББРО МЫСА ПАРТЕНИТ (КРЫМ)

самородные минералы, представленные оловом (0,01 г/т), ферритом, свинцом, висмутом, графитом, что указывает на сильно восстановительную среду при кристаллизации меланогаббро.

Выделены 2 морфоструктурных типа циркона. Первый имеет размеры от 20 до 70 μm и содержит обильные включения торита и ильменита (рис. 1). Характерной особенностью циркона первого типа являются следы плавления на гранях.

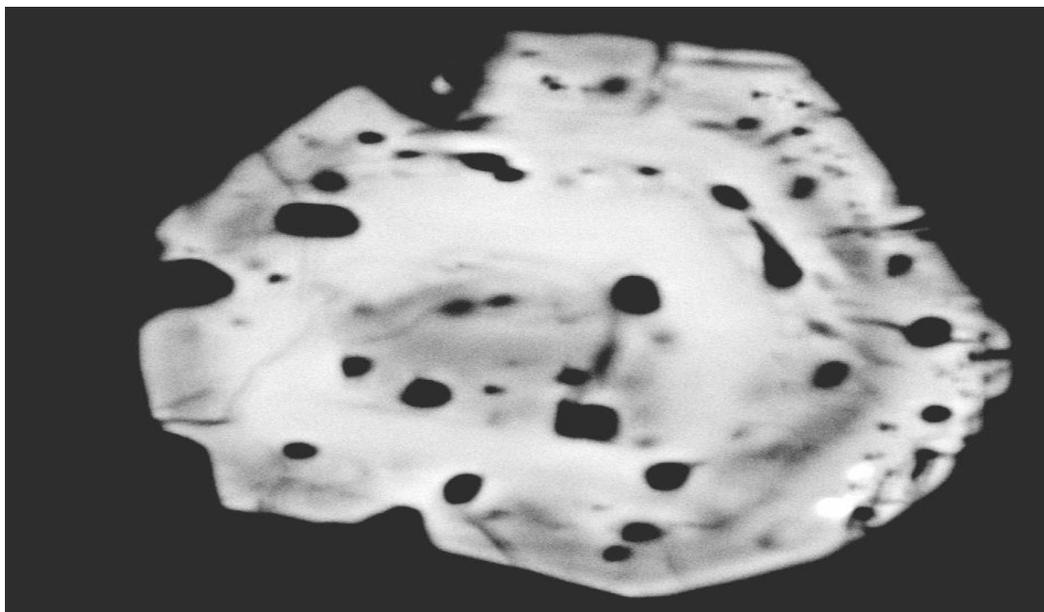


Рис. 1. Циркон 1 типа с мельчайшими включениями торита и ильменита.

Второй морфоструктурный тип представлен короткопризматическими выделениями размерами от 20 до 50 μm , не содержащими включений ксеногенных минералов и не имеющих признаков плавления на гранях (рис. 2).

Выделенные морфоструктурные типы или генерации цирконов в меланогабброидах весьма существенно отличаются по индикаторным геохимическим свойствам. Первый тип отличается высокими концентрациями оксида гафния, варьирующими от 5,0 до 5,4 %. Второй тип характеризуется относительно низкими содержаниями оксида гафния, но повышенными концентрациями тория, урана и ниобия. Кроме того, в нём преобладают такие элементы-примеси как Y, Ta, Ba, Sc, Rb. Для него характерны более высокие отношения La/Nb , Ce/Ce^* и пониженные Eu/Eu^* . У него сумма редких земель в несколько раз выше, чем в первом типе.

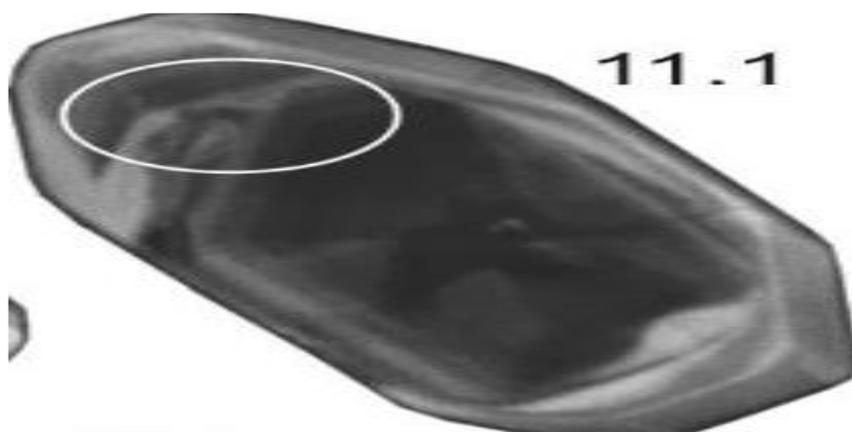


Рис. 2. Циркон 2 типа без ксеногенных включений минералов
Эллипс – место проведения анализа минерала
Химический состав циркона приведен в табл. 1.

Таблица 1

Составы цирконов разных морфоструктурных типов меланогаббро мыса
Партенит

| Компоненты/ Components | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 |
|--------------------------------|------------|------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| SiO ₂ | 31,7 9 | 31,8 | 31,65 | 31,75 | 32,0 | 31,7 | 32,1 | 32,2 |
| TiO ₂ | 0,1 | 0,1 | 0,11 | 0,12 | 0,2 | 0,15 | 0,19 | 0,21 |
| FeO | 0,22 | 0,17 | 0,2 | 0,21 | 0,5 | 0,21 | 0,23 | 0,34 |
| ZrO ₂ | 61,3 | 61,9 | 61,4 | 61,5 | 61,51 | 60,8 | 61,4 | 61,3 |
| HfO ₂ | 5,4 | 5,1 | 5,0 | 5,2 | 1,4 | 0,72 | 0,81 | 0,78 |
| UO ₂ | 0,3 | 0,2 | 0,2 | 0,15 | 0,46 | 0,55 | 0,52 | 0,51 |
| ThO ₂ | 0,3 | 0,2 | 0,2 | 0,14 | 1,85 | 3,05 | 2,17 | 2,2 |
| Nb ₂ O ₅ | 0,5 | 0,6 | 0,52 | 0,51 | 1,22 | 1,53 | 1,45 | 1,38 |
| P ₂ O ₅ | 0,2 | 0,2 | 0,21 | 0,23 | 0,15 | 0,3 | 0,29 | 0,26 |
| Сумма/Sum | 100, 11 | 100,2 7 | 99,49 | 99,81 | 99,29 | 99,12 | 99,16 | 99,18 |
| La | 0,04 | 0,035 | 0,041 | 0,05 | 1,82 | 1,13 | 1,54 | 1,61 |
| Ce | 4,8 | 6,3 | 5,1 | 4,9 | 201 | 176 | 187 | 172 |
| Pr | 0,12 | 0,15 | 0,14 | 0,13 | 1,75 | 1,45 | 1,67 | 1,56 |
| Nd | 2,5 | 2,6 | 2,52 | 2,54 | 27 | 23 | 25,1 | 24,8 |
| Sm | 3,5 | 3,9 | 3,6 | 4,0 | 58 | 51 | 57 | 55 |
| Eu | 1,25 | 1,4 | 1,3 | 1,45 | 22 | 19,1 | 20,4 | 21,5 |
| Gd | 2,1 | 2,4 | 2,6 | 2,7 | 146 | 135 | 140,5 | 145,8 |
| Tb | 7,6 | 7,9 | 7,7 | 7,8 | 78 | 75 | 77 | 76,7 |
| Dy | 99 | 105 | 102 | 108 | 824 | 766 | 804 | 814 |

МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЦИРКОНА
МЕЛАНОВАББРО МЫСА ПАРТЕНИТ (КРЫМ)

| | | | | | | | | |
|----------------------|------------|------------|------------|------------|------------|------------|-----------|------------|
| Ho | 38 | 41 | 40 | 44 | 271 | 245 | 266 | 252 |
| Er | 210 | 205 | 208 | 211 | 1027 | 986 | 1019 | 1023 |
| Tm | 51 | 48 | 49 | 52 | 174 | 166 | 178 | 180 |
| Yb | 481 | 475 | 479 | 491 | 1473 | 1324 | 1487 | 1504 |
| Lu | 86 | 81 | 84 | 88 | 180 | 167 | 178 | 185 |
| Y | 120 5 | 1365 | 1276 | 1304 | 6735 | 5885 | 6015 | 6543 |
| ∑REE | 219 1,9 | 2366, 3 | 2261, 0 | 2321, 6 | 11219 | 10020 | 1045 7 | 10999 |
| Ba | 0,22 | 0,18 | 0,2 | 0,3 | 0,98 | 0,65 | 1,05 | 1,12 |
| Hf | 174 50 | 16950 | 17240 | 17103 | 10320 | 9786 | 9965 | 9834 |
| Ta | 0,5 | 0,45 | 0,51 | 0,49 | 2,5 | 2,7 | 3,0 | 3,2 |
| Pb | 25 | 10,6 | 14,7 | 18,5 | 97 | 101 | 105 | 108 |
| Th | 276 | 127 | 143 | 176 | 1240 | 1094 | 1167 | 1205 |
| U | 301 | 143 | 166 | 201 | 1195 | 1022 | 1101 | 1145 |
| Sc | 0,2 | 0,14 | 0,5 | 0,23 | 17,6 | 21,7 | 20,5 | 28,5 |
| Rb | 0,12 | 0,13 | 0,14 | 0,11 | 1,37 | 1,34 | 1,36 | 1,43 |
| Sr | 0,88 | 0,17 | 0,77 | 0,43 | 2,2 | 1,36 | 2,1 | 3,1 |
| Cs | 0,01 | 0,11 | 0,12 | 0,15 | <0,01 | <0,01 | <0,01 | <0,01 |
| Nb | 0,55 | 0,71 | 0,66 | 0,56 | 31,2 | 43,6 | 40,6 | 38,9 |
| Th/U | 0,92 | 0,89 | 0,86 | 0,87 | 1,04 | 1,07 | 1,06 | 1,05 |
| (La/Yb) _N | 0,00 08 | 0,000 5 | 0,000 6 | 0,007 | 0,008 4 | 0,005 8 | 0,007 | 0,007 2 |
| Eu/Eu* | 1,3 | 1,3 | 1,24 | 1,13 | 0,69 | 0,66 | 0,66 | 0,69 |
| Ce/Ce* | 10,7 | 11,8 | 10,0 | 9,9 | 24,8 | 28,1 | 25,0 | 23,7 |
| Y/Ho | 31,7 | 33,3 | 31,9 | 29,6 | 24,8 | 24,0 | 22,2 | 26,0 |
| TE _{3,4} | 2,19 | 2,9 | 1,98 | 1,84 | 1,29 | 1,3 | 1,31 | 1,32 |

Примечание. В табл. 1 содержания элементов нормализованы по хондриту (Mc Dohough, Sun, 1995). ∑REE — сумма редких земель. TE_{3,4} — тетрадный эффект фракционирования РЗЭ, как среднее между третьей и четвёртой тетрады по (Irber, 1999). Eu* = (Sm_N+Gd_N)/2. Ce* = (La_N+Pr_N)/2. Пробы циркона: 1–4 — первого типа, 5–8 — второго типа.

Фундаментальная проблема выявления физико-химических параметров кристаллизации минералов имеет важнейшее значение для выяснения генезиса геологических образований. К числу таких параметров относится характеристика кислотно-основных параметров среды кристаллизации минералов и в частности — циркона разных морфоструктурных типов в мелановаббро мыса Партенит. Как следует из состава второго типа в нём значительную роль имеют такие элементы, как U,

Th, Nb, Sc, характеризующиеся не высокими потенциалами ионизации и средством к электрону. Согласно [21] стандартный состав циркона имеет условный потенциал ионизации (γ) 203,7 ккал/моль. Расчёт параметра γ для первого и второго морфоструктурных типов циркона (с учётом их различных составов) составил 205,9 для первого типа и 203,2 ккал/моль для второго. Полученные величины указывают на более основные условия кристаллизации второго морфоструктурного типа циркона.

В обоих разностях циркона проявлен тетрадный эффект фракционирования РЗЭ М- типа, колеблющийся от 1,29 до 2,9. В связи с тем, что в цирконе сильная позитивная аномалия по церию, рассчитан ТЭФ РЗЭ, как среднее между третьей и четвёртой тетрадами, а не между первой и третьей. Проявление ТЭФ РЗЭ М- типа свидетельствует о значительной активности фтор-комплексов в магматогенных флюидах, переносивших металлы (Zr, Hf, U, Th, Nb, редкоземельные элементы и другие).

На спайдер-диаграмме отчётливо просматривается позитивная аномалия по церию для обоих типов циркон, а также слабая положительные аномалия по европию для первого типа и слабая негативная аномалия по европию для второго морфоструктурного типа циркона (рис. 3).

Ранее нами рассмотрены петрология и рудоносность пород Аю-Дагского ареала и сделан вывод о мантийной природе магматизма этого участка Крыма [22]. На основе анализов по составу некоторых редкоземельных элементов для основных пород мыса Партенит составлена таблица 2.

На основе соотношений редкоземельных элементов построена диаграмма La/Nb — Ce/Y, на которой видно, что породные типы Аюдагского ареала располагаются вдоль обоих кривых трендов: плавление мантии и смешения мантийных пород с корой (рис. 3).

Таблица 2

Состав некоторых редкоземельных элементов в породах мыса Партенит (г/т)

| Компоненты/ Components | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 |
|---------------------------|------|-------|-------|------|------|------|------|
| Y | 25,8 | 29,05 | 27,1 | 36 | 18,2 | 31 | 33 |
| La | 34,5 | 19,9 | 25,4 | 19 | 4,07 | 2,9 | 8,1 |
| Ce | 72,0 | 42,3 | 56,3 | 43 | 9,8 | 9 | 22 |
| Yb | 7,7 | 2,5 | 2,1 | 3,8 | 1,8 | 3,2 | 3,3 |
| La/Yb | 4,48 | 7,96 | 12,09 | 5,0 | 2,26 | 0,9 | 2,45 |
| Ce/Y | 2,8 | 1,45 | 2,07 | 1,19 | 0,53 | 0,29 | 0,67 |

Примечание. Породы мыса Партенит: 1–2 — меланограббро, 3–4 — двупироксеновые долериты, 5–7 — габбро-долериты.

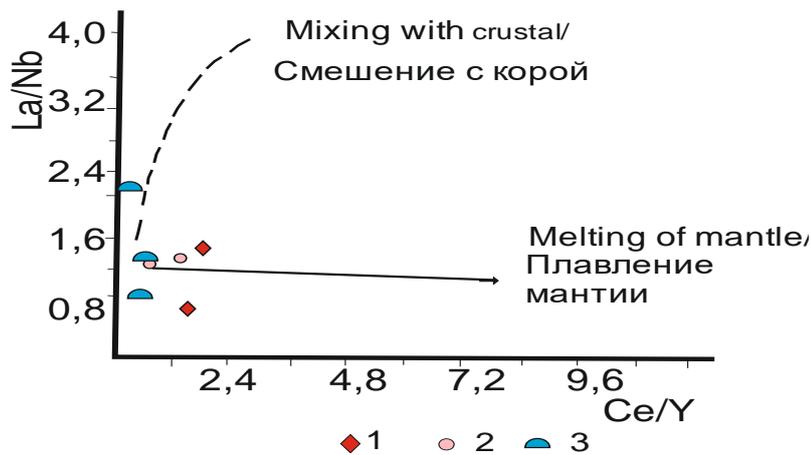


Рис. 3. Диаграмма La/Nb – Ce/Y по [23] для пород мыса Партенит Аю-Дагского ареала. 1 — Меланогаббро, 2 — двупироксеновые долериты, 3 — габбро-долериты.

Указанные данные свидетельствуют о сложной природе основных пород Аю-Дага и мыса Партенит. Так как породы имели смешанный характер, то в них должны быть трассеры тех и других процессов (мантийных и коровых). Что касается двух структурно-морфологических типов цирконов, то указателем на коровое происхождение циркона первого структурного типа, является его «ситовидный» облик с обильными включениями торита и других минералов. Именно такой облик имеют цирконы метаморфогенного типа [4, 16]. Кроме того, циркон первого типа несёт следы последующего плавления после его кристаллизации в результате метаморфогенного процесса. Следовательно, первый структурно-морфологический тип циркона, или первая его генерация образовалась за счёт метаморфизма пород нижней коры и в последующем была вовлечена более поздним процессом, связанным с внедрением мантийной магмы в процесс смешения мантийного и корового субстратов.

Второй структурно-морфологический тип циркона, обладающий ярко-выраженной осцилляционной магматической зональностью, может уверенно считаться магматогенным или второй генерацией циркона, кристаллизовавшегося из мантийной магмы.

Возникает вопрос — различались ли условия кристаллизации циркона разных генераций? Частично эту проблему возможно решить, проанализировав поведение Ce^{4+} и Ce^{3+} в системе циркон–расплав.

Ярко проявленная позитивная аномалия церия в анализируемых типах циркона указывает на окислительные условия его кристаллизации [24], связанные с тем, что коэффициенты распределения ионов Ce^{4+} и Ce^{3+} в системе циркон—расплав более благоприятны в условиях повышенной фугитивности кислорода. Это подтверждается также и слабой негативной аномалией европия в цирконосиликате второго морфоструктурного типа, которая оптимальна при повышенных значениях fO_2 [25]. Следовательно, оба типа циркона кристаллизовались в окислительной обстановке, однако для второго морфоструктурного типа эта окислительная обстановка была выше, чем для первого типа циркона, так как величины Ce/Ce^* в нём более чем в два раза превышают значения в первом морфоструктурном типе (табл. 1).

Известно, что многие редкие и редкоземельные элементы в магматогенных и метаморфогенных флюидах, тесно связаны с поведением таких летучих компонентов, как F, B, Li, P. Так как в цирконах габброидов мыса Партенит проявлен ТЭФ РЗЭ М- типа, обусловленный активностью фтор-комплексов, нами проанализировано поведение отношений Eu/Eu^* в зависимости от величин ТЭФ РЗЭ (рис. 4).

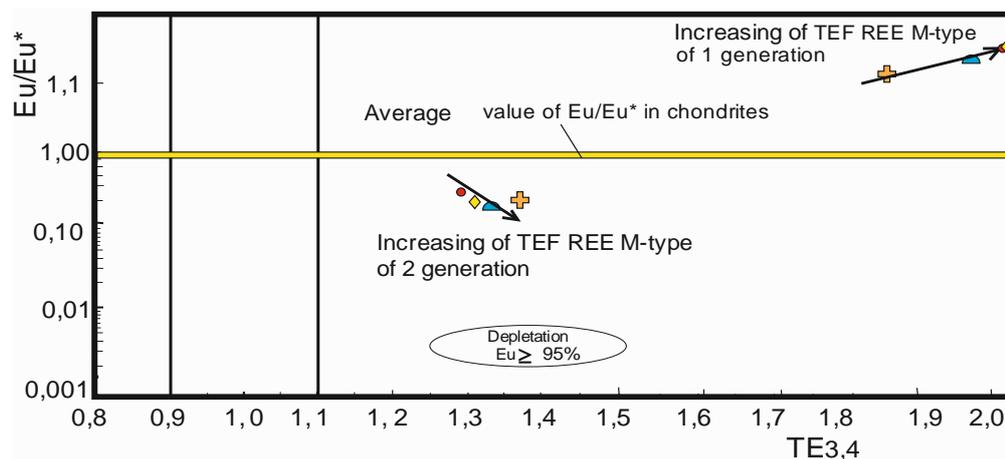


Рис. 4. Диаграмма Eu/Eu^* — TE_4 для циркона габброидов мыса Партенит
Increasing of TEF REE M-type of 1 generation — увеличение ТЭФ РЗЭ–М- типа первой генерации; Increasing of TEF REE M-type of 2 generation — увеличение ТЭФ РЗЭ –М-типа второй генерации; Average value of Eu/Eu^* in chondrites – поле средних значений Eu/Eu^* в хондритах по [26]; Depletaion $Eu \geq 95\%$. Деплетирование $Eu \geq 95\%$. Остальные условные на рис. 5.

Положение трендов увеличения ТЭФ РЗЭ М- типа для первой генерации циркона происходит выше хондритовых значений Eu/Eu^* . На диаграмме Eu/Eu^* – $TE_{3,4}$ наблюдается также увеличение значений Eu/Eu^* с повышением

МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЦИРКОНА
МЕЛАНОГАББРО МЫСА ПАРТЕНИТ (КРЫМ)

величин ТЭФ РЗЭ М-типа (рис. 4). Увеличение величины Eu/Eu^* при проявлении ТЭФ РЗЭ М- типа согласно рядам кислотности- щёлочности элементов по [27] ряда элементов Sm, Gd, Eu в водно-сероводородных растворах при стандартных условиях отвечает повышению кислотности среды. Следовательно, среда при кристаллизации цирконосиликата ранней генерации помимо, высокой окисленности обстановки, характеризовалась и увеличением кислотности среды.

Увеличение значений ТЭФ РЗЭ М- типа для циркона второй генерации происходило при снижении значений Eu/Eu^* , что указывает на относительно основную среду кристаллизации.

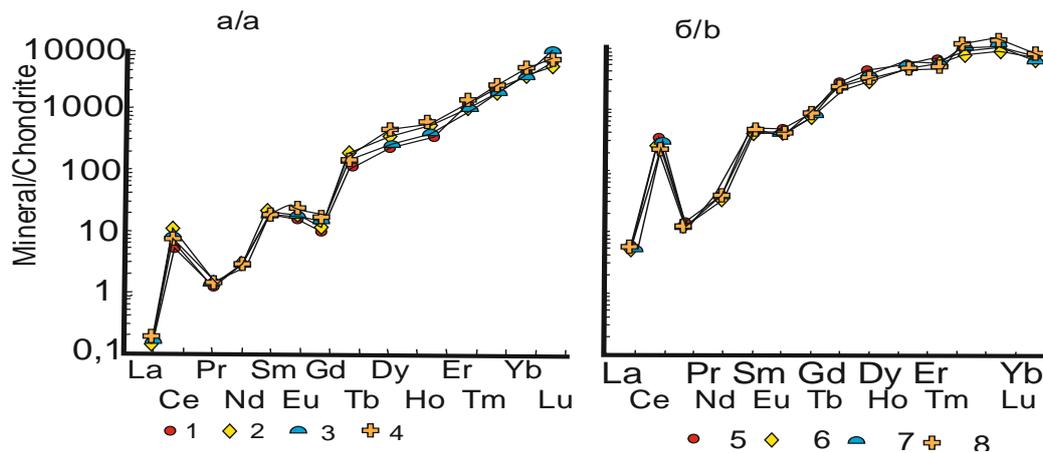


Рис. 5. Спайдер-диаграмма распределения редко-земельных элементов в цирконе разных генераций из меланогаббро

Морфоструктурные типы цирконов: а/а — первый тип, б/б — второй тип; 1–8 — составы цирконов соответствуют номерам проб в табл. 1.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В меланогабброидах выявлены 2 генерации циркона, различающиеся морфоструктурными выделениями и составом элементов-примесей. Первая генерация сформировалась в результате метаморфизма нижнекоровых пород, затем вовлечённых в плавление. Для неё характерен «ситовидный» облик за счёт включений торита и ильменита. Цирконосиликат 1 генерации кристаллизовался при повышении кислотности среды и сравнительно невысоких значениях фугитивности кислорода. Вторая генерация циркона обладает осцилляционной зональностью, характерной для магматогенного процесса. Для неё характерны относительна повышенная основность среды кристаллизации при повышенных значениях фугитивности кислорода.

Список литературы

1. Rubatto D., Regis D., Hermann J., Boston K., Engi M., Beltrando M., McAlpine S.R.B. Yo-yo subduction recorded by accessory minerals in the Italian Western Alps. // *Nat Geosci.*, 2011. – Vol. 4. pp.338-339.
2. Pidgeon R.T. Recrystallisation of oscillatory zoned zircon: some geochronological and petrological implications. // *Contrib Miner Pet*, 1992. Vol. 110. April. pp. 463–472.
3. Gauthiez-Putallaz L., Rubatto D., Hermann J. Dating prograde fluid pulses during subduction by in situ U-Pb and oxygen isotope analysis. // *Contrib Miner Pet*, 2016. Vol. 171. February. pp.15-26.
4. Rubatto D. Zircon: the metamorphic mineral. // *Rev Miner Geochem.*, 2017. Vol.83. January:pp.261–295.
5. Vavra G., Schmid R., Gebauer D. Internal morphology, habit and U-Th-Pb microanalysis of amphibolite-to-granulite facies zircons: geochronology of the Ivrea Zone (Southern Alps). // *Contrib Miner Petrol.*, 1999. Vol. 134. April. pp.380–404.
6. Spandler C., Hermann J., Rubatto D. Exsolution of thortveitite, yttrialite, and xenotime during low-temperature recrystallization of zircon from New Caledonia, and their significance for trace element incorporation in zircon. // *Am Mineral.*, 2004. Vol. 89. November-December. pp.1795.
7. Harley S.L., Kelly N.M., Müller A. Zircon behaviour and the thermal histories of mountain chains. // *Elements*, 2007. Vol. 3. January. pp. 25–30.
8. Tomaschek F., Kennedy A.K., Villa I.M., Lagos M., Ballhaus C. Zircons from Syros, Cyclades, Greece—recrystallization and mobilization of zircon during high-pressure metamorphism. // *J. Pet.*, 2003. Vol. 44. November. pp.1977–2002.
9. Geisler T., Schaltegger U., Tomaschek F. Re-equilibration of Zircon in Aqueous Fluids and Melts. // *Elements*, 2007. Vol. 3. January. pp.:43–50.
10. Soman A., Geisler T., Tomaschek F., Grange M., Berndt J. Alteration of crystalline zircon solid solutions: a case study on zircon from an alkaline pegmatite from Zomba-Malosa, Malawi. // *Contrib Mineral Pet.*, 2010. Vol. 160. June. pp.:909–930.
11. Belousova E., Griffin W., O'Reilly S.Y., Fisher N. Igneous zircon: trace element composition as an indicator of source rock type. // *Contrib Miner Pet.*, 2002. Vol. 143. May. Pp.602–622.
12. Cherniak D.J., Lanford W.A., Ryerson F.J. Lead diffusion in apatite and zircon using ion implantation and Rutherford Backscattering techniques. // *Geochim Cosmochim Acta*, 1991. Vol. 55. June. pp.1663–1673.
13. Cherniak D.J., Hanchar J.M., Watson E.B. Diffusion of tetravalent cations in zircon. // *Contrib Miner Pet*, 1997. Vol. 127. April. pp.383–390.
14. Lee J.K.W., Williams I.S., Ellis D.J. Pb, U and Th diffusion in natural zircon. // *Nature*, 1997. Vol. 390. February. pp.159–162.
15. Watson E.B., Cherniak D.J. (1997) Oxygen diffusion in zircon. // *Earth Planet Sci Lett*, 1997. Vol. 148. March. Pp. 527–544.
16. Taylor R.J.M., Clark C., Harley S.L., Kylander-Clark A.R.C., Hacker B.R., Kinny P.D. (2017) Interpreting granulite facies events through rare earth element partitioning arrays. // *J Metamorph Geol.*, 2017. Vol 35. Jule. pp. 759–775.
17. Юдин В.В., Юдин С.В. Структурное положение массива Аю-Даг в Крыму // *Труды Крымской Академии наук. Симферополь, ИТ» «АРИАЛ»*, 2015. с. 31-40.
18. Спиридонов Э. М., Федоров Т. О., Ряховский В. М. Магматические образования Горного Крыма. Ст. 1 // *Бюллетень МОИП. Отд. геол.* 1990. Т. 65. Вып. 4. С. 119—134.
19. Mc Donough W.F., Sun S. The composition of the Earth. *Chem. Geol.*, 1995. Vol. 120. pp. 223-253.
20. Irber W. The lanthanide tetrad effect and its correlation with K/Rb, Eu/Eu*, Sr/Eu, Y/Ho, and Zr/Hf of evolving peraluminous granite suites. // *Geochim Comochim Acta*. 1999. Vol.63. pp. 489-508.
21. Жариков В.А. Кислотно-основные характеристики минералов // *Геология рудных месторождений*. 1967. №5. с. 75-89.
22. Гусев А.И. Петрология и рудоносность интрузивных пород Аюдагского ареала Южного Берега Горного Крыма // *Успехи современного естествознания*, 2014. №11. Ч. 3. с. 32-38.
23. Barbarin B. A Review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments // *Lithos.* - 1999. – V. 46. – pp. 605-626.
24. Hinton R.W., Upton G.J. The chemistry of zircon: variation within and between large crystals from syenite and alkali basalt xenoliths. // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1991. Vol 55, October, pp. 3287—3302.

МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЦИРКОНА
МЕЛАНОГАББРО МЫСА ПАРТЕНИТ (КРЫМ)

25. Burnham A.D., Berry A.J. An experimental study of trace element partitioning between zircon and melt as function of oxygen fugacity. // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2012. Vol. 95, February. pp. 196—212.
26. Wasson J.T., Kallemeyn G.W. Mean composition of the chondrite groups. // *Phil. Trans. R. Soc. London*, 1988. Vol. 5, (7). pp. 535-544.
27. Маракушев А.А. Термодинамические факторы образования рудной зональности / Термодинамические факторы образования рудной зональности скрытого оруденения на основе зональности гидротермальных месторождений. М.: Наука, 1976. с.36-51.

**THE MINERALOGICAL-GEOCHEMICAL PECULIARITIES OF ZIRCON
MELANOGABBRO OF BILL PARTENIT (CRIMEA)**

Gusev A. I.¹, Konchakova S.Ya.²

¹Shukshin Altai State University for Humanities and Pedagogy, Biysk, Russian Federation

²Laboratory of Petrology and metallogeny of gold Shukshin Altai State University for Humanities and Pedagogy, Biysk, Russian Federation

E-mail: anzerg@mail.ru

Paper present original research on mineralogical-geochemistry peculiarities of zircon melanogabbro of bill Partenit. An Ayu-Dag intrusive massif, it satellite — massif of bill Partenit and Chamly-Burun composed of rocks 5 phase of intrusions: 1- melanogabbro, 2 — two pyroxene dolerites, 3 — gabbro-dolerites, 4 — diorites, 5 — granophyre granites. Forming of basic tocks of bill Partenit happen by complex way.

This research has main aim — all-round investigation accessory mineral zircon, allowing receive important information about process and take place basic magmatism of bill Partenit.

Two main types of genesis arrange: 1 — magmatic type of generation of rocks, related with mantle magmas and 2 — type of mixing of mantle magmas with melting of low crust substrate. Amphibolites and graywacks melted in low crust. These rocks undergo metamorphism and following melting in deep magmatic fireplace and mixing with mantle magmas.

These type of genesis rocks correspond two morpho-structural of type zircon. The first type zircon has sizes from 20 to 70 μm and characterized “sieve” look with numerous inclusions of thorite and ilmenite, that it is characteristic for metamorphic conditions. This zircon formed in result metamorphism in low crust of amphibolites and graywacks.

The first type of zircon characterized by high concentration of hafnium and also inclusion of thorite and ilmenite that indicate on acidic conditions of crystallization.

The second type of zircon present short prismatic crystals sizes from 20 to 50 μm , that did not contain of inclusion xenogenic minerals and has not of signs of melting on faces of crystals. The second type of zircon has distinct magmatic oscillation zoning. The both type of zircon differ essential on indicator geochemical properties. The first type differ by high concentration of oxide hafnium, vary from 5,0 to 5,4 %. The second type of zircon characterized by comparative low contents of oxide hafnium, but it is more high concentration of thorium, uranium and niobium. Besides in it predominant so elememnt-admixture how Y, Ta, Ba, Sc, Rb. More high concentration of ratio of La/Nb, Ce/Ce* and

decrease ratio of Eu/Eu* characteristic for second type of zircon. Sum of rare earth elements in the second type high in some time, then in first type of zircon.

Fundamental problem of revealing of physic-chemical of parameters crystallization of minerals has important meaning for clarification of genesis geological formations. Characteristics of acidity and basically of parameters of situation crystallization and particular — zircon of different morfo-structural types in melanogabbro of bill Partenit may be carry off to number of so parameters.

The second type of zircon characterized high concentration of so elements how U, Th, Nb, Sc, having non high potencial ionization U, Th, Nb, Sc, and affinity to electron. According standart composition of zircon has potencial ionization (γ) 203,7 kkal/mol. Calculation of parameter γ for first and second morfo-structural types zircon (with calculation of its different contents) composed 205,9 for first type and 203,2 kkal/mol for second type zircon. Receive data order on the more basicity scenario of conditions crystallization of second morfo-structural type zircon.

Brightly display positive anomaly of cerium in analyzed of type zircon indicate on oxidation conditions of it crystallization, related with that coefficients of distribution of ions Ce^{4+} and Ce^{3+} in the system zircon – malt more favourable in the conditions in high fugacity oxigenium (fO_2). That conclusion proves so and weaken negative anomaly of europium in zirconsilicate of second morfo-structural type, that it is optimal on the high values of fO_2 . Tetradic effect fractionation REE M- type display in both types of zircon that it is testify about considerable of role fluor-complexes at crystallization of zircon and also positive anomaly on cerium watch. Increasing of TEF REE M- Type for first type of zircon arise above of chondrite values of Eu/Eu*.The first generation of zircon characterized more acidic conditions crystallization at comparatively non high values of fugacity of oxigenium (fO_2).

Increasing of TEF REE M- type for second type of zircon arise below of chondrite values of Eu/Eu*.The second generation of zircon characterized relatively increased basicity environment of crystallization and more high values oxidation potential and oxidation environment.

Both types of zircon distinguish different morpho-structural by crystal habit, chemical compositions, shapes of curves on spider-diagramms, differ ratio of Eu/Eu* relatively chondrites and physic-chemical condition of crystallization.

These data allow to lead restavratiion of condition of genesis of rocks on zircon. Other methods did not allow receive so results. This related with that zircon content in his slim trate deep process close on “genius” level, that it is do it non replaceable in similar researchings.

Receive results about mineralogical and geochemical zircon of melanogabbro considerably specify of genesis and peculiarities of ore mineralization intrusive massif of Ayu-Dag and basic rocks of bill Partenit and other massifs of all intrusive areal.

Keywords: intrusive magmatism, melanogabbro, two pyroxene dolerites, gabbro-dolerites, generation of zircon, tetradic effect fractionation od REE M-type, acidic and basicity of environment crystallization, fugacity of oxigenium (fO_2).

References

1. Rubatto D., Regis D., Hermann J., Boston K., Engi M., Beltrando M., McAlpine S.R.B. Yo-yo subduction recorded by accessory minerals in the Italian Western Alps. // *Nat Geosci.*, 2011. – Vol. 4. pp.338-339.
2. Pidgeon R.T. Recrystallisation of oscillatory zoned zircon: some geochronological and petrological implications. // *Contrib Miner Pet*, 1992. Vol. 110. April. pp. 463–472.
3. Gauthiez-Putallaz L., Rubatto D., Hermann J. Dating prograde fluid pulses during subduction by in situ U-Pb and oxygen isotope analysis. // *Contrib Miner Pet*, 2016. Vol. 171. February. pp.15-26.
4. Rubatto D. Zircon: the metamorphic mineral. // *Rev Miner Geochem.*, 2017. Vol.83. January:pp.261–295.
5. Vavra G., Schmid R., Gebauer D. Internal morphology, habit and U-Th-Pb microanalysis of amphibolite-to-granulite facies zircons: geochronology of the Ivrea Zone (Southern Alps). // *Contrib Miner Petrol.*, 1999. Vol. 134. April. pp.380–404.
6. Spandler C., Hermann J., Rubatto D. Exsolution of thortveitite, yttrialite, and xenotime during low-temperature recrystallization of zircon from New Caledonia, and their significance for trace element incorporation in zircon. // *Am Mineral.*, 2004. Vol. 89. November-December. pp.1795.
7. Harley S.L., Kelly N.M., Møller A. Zircon behaviour and the thermal histories of mountain chains. // *Elements*, 2007. Vol. 3. January. pp. 25–30.
8. Tomaschek F., Kennedy A.K., Villa I.M., Lagos M., Ballhaus C. Zircons from Syros, Cyclades, Greece—recrystallization and mobilization of zircon during high-pressure metamorphism. // *J. Pet.*, 2003. Vol. 44. November. pp.1977–2002.
9. Geisler T., Schaltegger U., Tomaschek F. Re-equilibration of Zircon in Aqueous Fluids and Melts. // *Elements*, 2007. Vol. 3. January. pp.:43–50.
10. Soman A., Geisler T., Tomaschek F., Grange M., Berndt J. Alteration of crystalline zircon solid solutions: a case study on zircon from an alkaline pegmatite from Zomba-Malosa, Malawi. // *Contrib Mineral Pet.*, 2010. Vol. 160. June. pp.:909–930.
11. Belousova E., Griffin W., O'Reilly S.Y., Fisher N. Igneous zircon: trace element composition as an indicator of source rock type. // *Contrib Miner Pet.*, 2002. Vol. 143. May. Pp.602–622.
12. Cherniak D.J., Lanford W.A., Ryerson F.J. Lead diffusion in apatite and zircon using ion implantation and Rutherford Backscattering techniques. // *Geochim Cosmochim Acta*, 1991. Vol. 55. June. pp.1663–1673.
13. Cherniak D.J., Hancher J.M., Watson E.B. Diffusion of tetravalent cations in zircon. // *Contrib Miner Pet*, 1997. Vol. 127. April. pp.383–390.
14. Lee J.K.W., Williams I.S., Ellis D.J. Pb, U and Th diffusion in natural zircon. // *Nature*, 1997. Vol. 390. February. pp.159–162.
15. Watson E.B., Cherniak D.J. (1997) Oxygen diffusion in zircon. // *Earth Planet Sci Lett*, 1997. Vol. 148. March. Pp. 527–544.
16. Taylor R.J.M., Clark C., Harley S.L., Kylander-Clark A.R.C., Hacker B.R., Kinny P.D. (2017) Interpreting granulite facies events through rare earth element partitioning arrays. // *J Metamorph Geol.*, 2017. Vol 35. July. pp. 759–775.
17. YUdin V.V., YUdin S.V. Strukturnoe polozhenie massiva Ayu-Dag v Krymu // *Trudy Krymskoj Akademii nauk. Simferopol', IT» «ARIAL»*, 2015. c. 31-40. (in Russian)
18. Spiridonov E. M., Fedorov T. O., Ryahovskij V. M. Magmaticheskie obrazovaniya Gornogo Kryma. St. 1 // *Byulleten' MOIP. Otd. geol.* 1990. T. 65. Vyp. 4. S. 119—134. (in Russian)
19. Mc Donough W.F., Sun S. The composition of the Earth. *Chem. Geol.*, 1995. Vol. 120. pp. 223-253.
20. Irber W. The lanthanide tetrad effect and its correlation with K/Rb, Eu/Eu*, Sr/Eu, Y/Ho, and Zr/Hf of evolving peraluminous granite suites. // *Geochim Cosmochim Acta*. 1999. Vol.63. pp. 489-508.
21. ZHarikov V.A. Kislотно-osnovnye harakteristiki mineralov // *Geologiya rudnyh mestorozhdenij*. 1967. №5. c. 75-89. (in Russian)
22. Gusev A.I. Petrologiya i rudonosnost' intruzivnyh porod Ayudagskogo areala YUzhnogo Berega Gornogo Kryma // *Uspekhi sovremennogo estestvoznaniya*, 2014. №11. CH. 3. c. 32-38. (in Russian)
23. Barbarin B. A Review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments // *Lithos.* - 1999. – V. 46. – pp. 605-626.
24. Hinton R.W., Upton G.J. The chemistry of zircon: variation within and between large crystals from syenite and alkali basalt xenoliths. // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1991. Vol 55, October, pp. 3287—3302.

25. Burnham A.D., Berry A.J. An experimental study of trace element partitioning between zircon and melt as function of oxygen fugacity. // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2012. Vol. 95, February. pp. 196—212.
26. Wasson J.T., Kallemeyn G.W. Mean composition of the chondrite groups. // *Phil. Trans. R. Soc. London*, 1988. Vol. 5, (7). pp. 535-544.
27. Marakushev A.A. Termodinamicheskie faktory obrazovaniya rudnoj zonal'nosti / Termodinamicheskie faktory obrazovaniya rudnoj zonal'nosti skrytogo orudneniya na osnove zonal'nosti gidrotermal'nyh mestorozhdenij. M.: Nauka, 1976. c.36-51. (in Russian)

Поступила в редакцию 18.04.2023 г.