

УДК 549.514.8-9:551.22(477.75)

Э.М. Спиридонов¹, С.В. Филимонов², Е.С. Семиколенных³, Н.Н. Коротаева⁴,
Н.Н. Кривицкая⁵

ЦИРКОНОЛИТ, БАДДЕЛЕИТ, ЦИРКОН И ТОРИТ ОСТРОВОДУЖНЫХ КВАРЦЕВЫХ ГАББРО-НОРИТ-ДОЛЕРИТОВ ИНТРУЗИВА АЮ-ДАГ (ГОРНЫЙ КРЫМ)⁶

Раннебайосские островодужные кварцевые габбро-норит-долериты Аю-Дага содержат сингенетичные цирконолит и бадделеит. Цирконолит представлен Са-доминантным и необычным Y-доминантным (Y, Ca, Th, REE)₂FeZr₂Ti₃O₁₄. Развита два генетических типа циркона и торита. Преобладающий ксеногенный циркон-I с включениями торита, с массой лакун — следов оплавления, обогащен Hf, Th, Y, P (до 6 масс.% HfO₂, 5% ThO₂, 6% Y₂O₃, 3% P₂O₅). Торит содержит 7–9% UO₂. Циркон и торит с таким составом — типичные минералы высокорadioактивных гранитов. Изотопный возраст циркона (ксеногенного) >2 млрд лет. Редкий сингенетичный циркон-II крайне беден Th, U, Y и Hf. Таким образом, базитовая магма Аю-Дага была контаминирована веществом раннедокембрийских высокорadioактивных гранитов, тела которых, вероятно, находятся в фундаменте Горного Крыма.

Ключевые слова: реститовые циркон и торит, сингенетичные цирконолит, цирконолит-(Y), бадделеит, циркон, торит, фундамент мезозоид Горного Крыма.

Early Bajocian island arc quartz gabbro-norite-dolerites of Ayu-Dag contain syngenetic zirconolite and baddeleite. Zirconolite presents as Ca-dominant and uncommon Y-dominant (Y, Ca, Th, REE)₂FeZr₂Ti₃O₁₄. Two genetic types of zircon and thorite are developed. Predominant xenogenic zircon-I with thorite inclusions and a mass of lacunes — traces of reflow, is enriched with Hf, Th, Y, P (up to 6 wt.% HfO₂, 5% ThO₂, 6% Y₂O₃, 3% P₂O₅). Thorite contains 7–9% UO₂. Zircon and thorite of such composition are typical minerals of highly radioactive granites. Isotope age of zircon (xenogenic) is >2 billion years. Rare syngenetic zircon-II is sharply poor of Th, U, Y and Hf. So, basic magma of Ayu-Dag was contaminated with substance of Early Precambrian highly radioactive granites, which bodies are probably located in the Mountain Crimea substructure.

Key words: restite zircon and thorite, syngenetic zirconolite, zirconolite-Y, baddeleite, zircon, thorite, substructure of Mesozooids of the Mountain Crimea.

Введение. Акцессорные минералы магматических горных пород — индикаторы петрогенеза, нередко более информативные, чем породообразующие. Краткие сведения о мезозойских магматических горных породах Крыма приведены в работах [Лагорио, 1887; Мейстер, 1908; Попов, 1938; Лучицкий, 1939; Муратов, 1973; Спиридонов и др., 1990].

Горный Крым — часть Альпийско-Гималайского пояса, мезозойское покровно-складчатое сооружение, состоящее из северной Лозовской зоны смятия и южной Горно-Крымской тектонической зоны [Муратов, 1973; Милеев и др., 2009]. Интрузив Аю-Даг расположен в Горно-Крымской тектонической зоне.

Значительную часть складчатого комплекса Горного Крыма слагают образования островодужной стадии. Это главным образом терригенные толщи таврической и эскиординской серий (T₂–J₁), сложнорасчлененные и несогласно перекрытые среднеюрскими угленосными конгломерато-песчано-глинистыми толщами, которые заметно дислоцированы. Терригенные толщи пересечены и контактово метаморфизованы небольшими плутонами раннебайосских кварцевых габбро-норит-долеритов и кварцевых габбро-норит-диоритов до пикритовых габбро-долеритов и пикритов, с одной стороны, и до кварцевых диоритов, плагиогранитов и гранофировых гранитов — с другой [Лагорио, 1887; Мейстер, 1908; Попов, 1938;

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра минералогии, профессор; *e-mail:* ernstspiridon@gmail.com

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра минералогии, доцент; *e-mail:* sefi@geol.msu.ru

³ Всероссийский научно-исследовательский геологический институт имени А.П. Карпинского, науч. с.; *e-mail:* geny_shen@mail.ru

⁴ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра петрологии, инженер; *e-mail:* mineral@geol.msu.ru

⁵ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра минералогии, ст. науч. с.; *e-mail:* nnkriv@geol.msu.ru

⁶ Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект №16-05-00241).

Лучицкий, 1939; Муратов, 1973; Спиридонов и др., 1990; Морозова и др., 2012]. В.В. Плошко выделял эти магматические образования как ассоциацию пикритов и кварцевых диабазов [Плошко и др., 1979]. Э.М. Спиридонов и Т.О. Федоров [1990] выделили их в Первомайско-Аюдагский интрузивный комплекс. К нему принадлежит большая часть интрузивов Горного Крыма, которые сконцентрированы вдоль Салгино-Октябрьского разлома глубокого заложения северо-северо-западного простирания, поперечного к простиранию складчатых структур Горного Крыма. Можно полагать, что внедрение мантийных базитовых магм этого комплекса сопровождало и завершило процесс раннебайосской складчатости.

Интрузивы Первомайско-Аюдагского комплекса — Аю-Даг, Кушнаревский—Первомайский и иные пересечены жерловинами лавовых брекчий и дайками базальтов позднебайосской островодужной бодракско-карадагской вулканической серии [Спиридонов и др., 1990].

Интрузив Аю-Даг. К типично островодужным магматическим образованиям Горного Крыма относится интрузив кварцевых анортит-битовнитовых гиперстен-авгитовых-феррогиперстен-ферроавгитовых габбро-норит-долеритов и габбро-норитов, кварцевых габбро-диоритов Аю-Даг (Медведь-гора) размером 2,4×2 км. Ранее Аю-Даг рассматривали как типичный лакколит [Павлинов, 1946]. Интрузив внедрился механически активно, дополнительно сминая, раздвигая и пронизывая дислоцированную толщу флиша рамы интрузива. Основное интрузивное тело Аю-Дага сопровождают сателлиты долготного и северо-восточного простирания, расположенные в нескольких сотнях метров восточнее (Партенит, Медвежата). У южного контакта от основного тела в породы рамы отходят субгоризонтальные жилообразные апофизы мощностью от нескольких сантиметров до 15 м, сложенные мелкозернистыми порфиридовидными и резкопорфиридовидными габброидами. Вдоль контактов жил — апофиз — развиты зоны закалки. Интрузив окружен узким (до 5–8 м) ореолом роговиков (в том числе узловатых с андалузитом, кордиеритом, пирротинном) и кварцитопесчаников. Габброиды содержат мелкие ксенолиты роговиков по породам таврической серии, в том числе по кремнистым сидеритам [Еременко, Еременко, 1972; Ананьев, Ревердатто, 1997].

Для интрузивных пород Аю-Дага характерны текстуры течения, нередко полосчатые, выраженные чередованием полос, богатых анортитом и битовнитом, и полос, богатых моноклинным и ромбическим пироксенами и титаномагнетитом (рис. 1), а также складки магматического течения. Те и другие хорошо проявлены на береговых скальных обнажениях. Габброиды с полосчатыми текстурами развиты и в привершинной части г. Аю-Даг. Широко распространены габброиды массивные

средне-крупнозернистые до крупнозернистых и редко пегматоидных, с одной стороны, и до мелко-среднезернистых — с другой. Распространены и габброиды такситовые и шлирово-такситовые, а также с брекчиевидной текстурой, с хаотичным чередованием разнозернистых, меланократовых, мезократовых и лейкократовых участков размером от нескольких сантиметров до 55 см неправильной формы, с расплывчатыми контурами.

Кварцевые габброиды Аю-Дага повсеместно содержат мелкие гнезда кварца и гранофировых микропегматитовых кварц-полевошпатовых сростаний. В отдельных участках, чаще приконтактных, количество и размер таких гнезд существенно увеличивается, вплоть до преобладания. Соответственно, состав пород меняется от габбро-норитового через габбро-диориты и кварцевые диориты до гранофировых гранитов. Поэтому, очевидно, в ранних работах, например в [Лучицкий, 1939], отмечено преобладающее развитие гранитоидных пород в составе интрузива Аю-Даг и его сателлитов. Преобладание на Аю-Даге габброидов, богатых анортитом, установил С.М. Кравченко [Муратов, 1973].

Габброиды Аю-Дага пересечены многочисленными пологими, наклонными и крутопадающими дайками долеритов, микрогаббро, габбро-порфиритов, двупироксеновых и амфибол-двупироксеновых, изредка оливинсодержащих.

Материалы и методы исследования. Многочисленные образцы кварцевых габброидов Аю-Дага распилены и изучены авторами в шлифах и аншлифах оптически и с помощью аналитического комплекса с комбинированной системой микроанализа на базе сканирующего электронного микроскопа «Jeol JSM-6480 LV» (лаборатория локальных методов исследований кафедры петрологии геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова). Фотографии в режиме отраженных электронов и микрозондовые анализы минералов выполняла аналитик-исследователь Н.Н. Коротаева, методика измерений стандартная [Рид, 2008].

Кварцевые анортит-битовнитовые габбро-норит-долериты Аю-Дага — наиболее распространенный тип горных пород Аю-Дага. Преобладающую часть их объема составляет анортит (An_{92-90}) с мелкими включениями магнезиальных авгита и субкальциевого авгита, железистого бронзита и оторочками битовнита (битовнит An_{79-73} , авгит $Ca_{40}Mg_{39}Fe_{21}$ и гиперстен $Ca_3Mg_{58}Fe_{39}$) (рис. 1). Промежутки между ними заполняют лабрадор (An_{58-52}), плавно зональные ферроавгит $Ca_{43-44}Mg_{36-17}Fe_{29-39}$ и ферросалит $Ca_{45-47}Mg_{26-11}Fe_{29-42}$ до редкого позднего геденбергита $Ca_{43}Mg_5Fe_{52}$, зональные феррогиперстен $Ca_{4-5}Mg_{32-30}Fe_{64-65}$ и близкий к нему по составу ферропихонит $Ca_6Mg_{45-30}Fe_{49-64}$, андезин (An_{48-33}) с тонкими каймами олигоклаза (An_{22}), титаномагнетит с 2 масс.% V, ильменит, аксессуарные хлор-гидроксил-фторапатит с 1% Sr

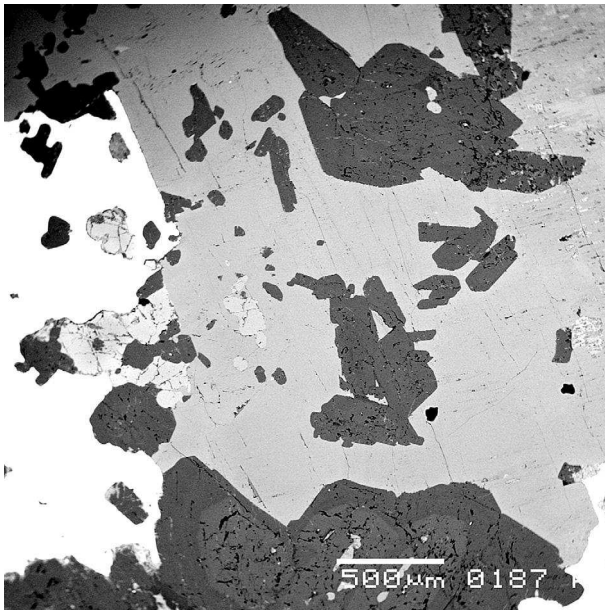


Рис. 1. Меланократовая полоса габбро-норит-долеритов. Породы сложены идиоморфными зональным анортит-битовнитом и битовнитом (черное) в преобладающем авгите и на контакте авгита (светло-серый), бронзита (светлый) и титаномагнетита (белый), а также бронзитом на контакте авгита и титаномагнетита; в отраженных электронах

и 0,5% легких лантанидов, а также цирконолит, чевкинит, бадделейт. Соотношение количества моноклинного и ромбического пироксенов варьирует от ~1:1 до ~2:1. Развитие высокожелезистых пироксенов свидетельствует о бедности аюдагской магмы водой. В отдельных участках и прослоях меланократовых и лейкократовых габброидов содержание титаномагнетита достигает 15–20 об.%. Размер его ксеноморфных кристаллов до 3–6 мм. Состав титаномагнетита — стандартный для габброидов: ~40% минала ульвошпинели Fe_2TiO_4 , ~50% минала магнетита $FeFe_2O_4$, ~10% минала шпинели-герцинита $(Fe, Mg)Al_2O_4$. Далеко не полная степень окислительного отжига титаномагнетита, превращение его в ильменит-магнетитовые сростания свидетельствуют о бедности магматической системы водой. По той же причине интрузивные породы содержат незначительное количество магматического биотита при почти полном отсутствии первичных магматических амфиболов — паргасита, гастингсита, эденита; аксессуарный ильменит беден миналом гематита. Поздние образования габброидов (рис. 2) — ксеноморфные кварц и гранофировые сростания кварц-олигоклаз и кварц-ортоклаз, редкие титанистые паргасит и биотит с 4–5 масс.% TiO_2 , аксессуарные моноклинный пирротин Fe_7S_8 , ортит-(Се) с каймами редкоземельного эпидота, циркон, халькопирит, торит, пирит, монацит, сфалерит, галенит, редчайшие арсенопирит, кобальтин, гессит.

Циркон. Известково-щелочные кварцевые габброиды Аю-Дага содержат два генетических типа аксессуарного циркона. Первый ранний (пре-

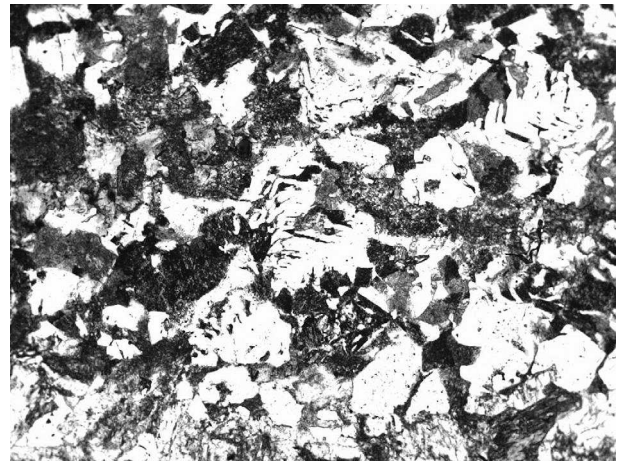


Рис. 2. Гнездо продуктов позднемагматической кристаллизации (олигоклаз, кварц, кварц-полевошпатовые сростания, биотит) в кварцевых габбро-норит-долеритах. При 1 никеле, ширина поля зрения 3 мм

Таблица 1

Химический состав (масс.%) циркона кварцевых габбро-норит-долеритов Аю-Дага, Крым

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8
ZrO ₂	61,51	61,88	61,52	60,76	49,45	52,01	64,56	63,07
HfO ₂	5,34	5,14	1,47	0,88	0,70	0,63	0,64	0,53
UO ₂	нпо	нпо	0,45	0,56	176	1,90	нпо	нпо
ThO ₂	нпо	нпо	1,90	3,59	4,32	5,02	нпо	нпо
Nb ₂ O ₅	0,44	0,66	1,21	1,36	0,71	0,62	1,61	1,56
TiO ₂	нпо	нпо	нпо	нпо	0,20	0,18	нпо	0,15
FeO	0,23	0,16	0,53	0,16	2,02	079	0,15	0,23
Sc ₂ O ₃	нпо	нпо	нпо	нпо	0,14	нпо	нпо	нпо
Y ₂ O ₃	нпо	нпо	нпо	нпо	6,12	4,66	нпо	нпо
Yb ₂ O ₃	нпо	нпо	нпо	0,34	1,45	1,31	нпо	нпо
SiO ₂	31,80	31,89	31,99	31,63	29,75	29,88	32,43	31,92
P ₂ O ₅	нпо	нпо	нпо	нпо	2,58	1,33	нпо	нпо
Сумма	99,32	99,73	99,07	99,28	99,20	98,33	99,19	97,54
Число атомов в формуле в расчете на два атома металлов								
Zr	0,94	0,94 ₅	0,93 ₅	0,93 ₅	0,76	0,81 ₅	0,97	0,96 ₅
Hf	0,05	0,04 ₅	0,01 ₅	0,00 ₅	0,00 ₅	0,00 ₅	0,00 ₅	0,00 ₅
U	—	—	0,00 ₅	0,00 ₅	0,01	0,01 ₅	—	—
Th	—	—	0,01 ₅	0,02 ₅	0,03	0,03 ₅	—	—
Nb	0,00 ₅	0,01	0,01 ₅	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02
Ti	—	—	—	—	0,00 ₅	0,00 ₅	—	0,00 ₅
Fe	0,00 ₅	0,00 ₅	0,01 ₅	0,00 ₅	0,05 ₅	0,02	0,00 ₅	0,00 ₅
Sc	—	—	—	—	0,00 ₅	—	—	—
Y	—	—	—	—	0,10	0,08	—	—
Yb	—	—	—	0,00 ₅	0,01 ₅	0,01 ₅	—	—
Si	1,00	0,99 ₅	1,00	1,00	0,93 ₅	0,96 ₅	1,00	1,00
P	—	—	—	—	0,07	0,03 ₅	—	—
Zr/Hf	19,7	20,6	71	120	120	143	174	205

Примечания. Реститовый циркон I типа — анализы № 1, 2, II типа — анализы № 3, 4, III типа — анализы № 5, 6; сингенетичный циркон — анализы № 7, 8. Здесь и далее нпо — ниже предела обнаружения, REE — не обнаружены.

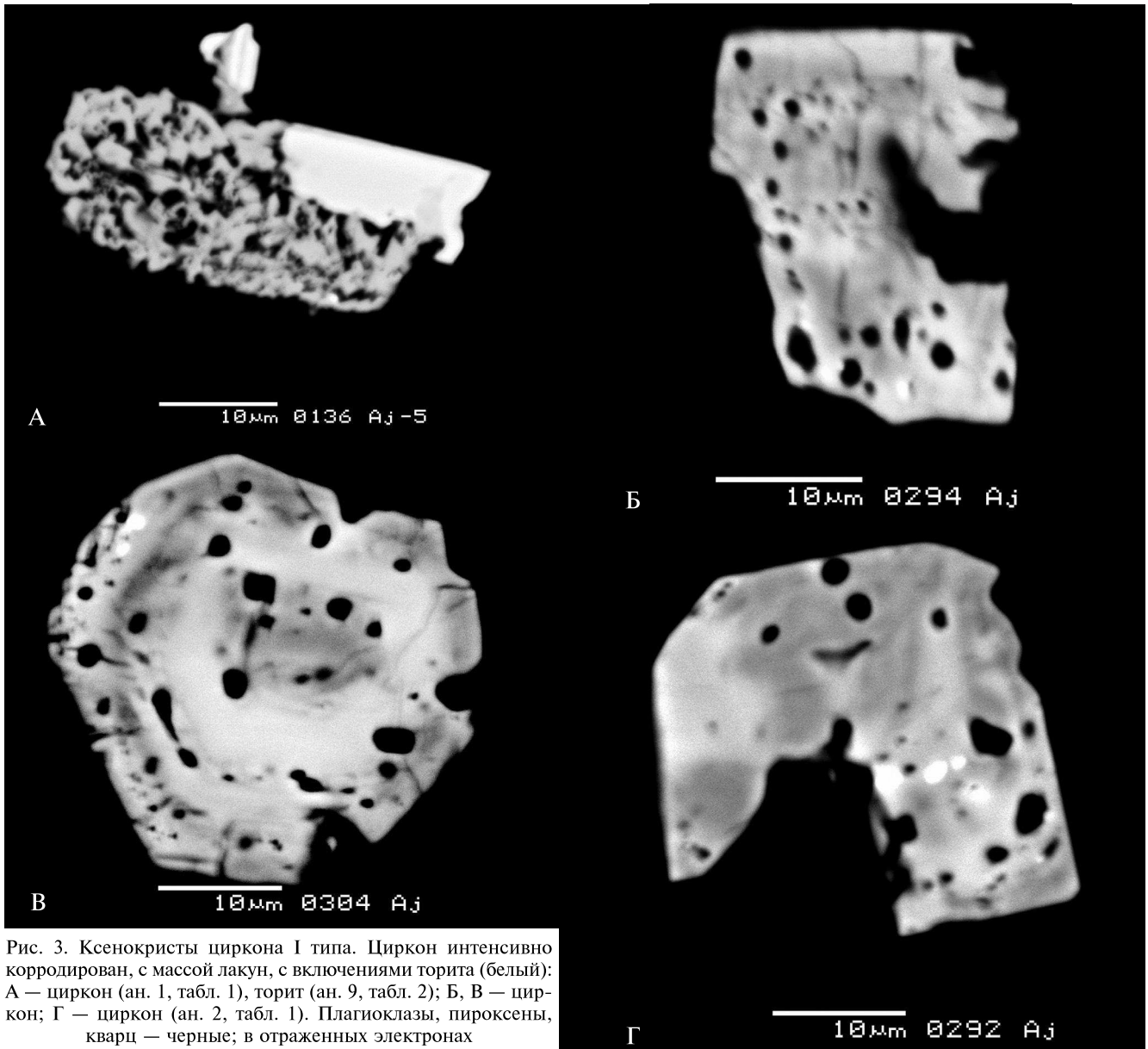


Рис. 3. Ксенокристы циркона I типа. Циркон интенсивно корродирован, с массой лакун, с включениями торита (белый): А — циркон (ан. 1, табл. 1), торит (ан. 9, табл. 2); Б, В — циркон; Г — циркон (ан. 2, табл. 1). Плаггиоклазы, пироксены, кварц — черные; в отраженных электронах

обладающий) представлен обильными мелкими кристаллами, которые интенсивно корродированы, с множеством лакун, с нарушенной зональностью, с ярко выраженными следами растворения (оплавления), с включениями мелких зерен торита и сростания с торитом (рис. 3, 4). Размер кристаллов этого реликтового реститового циркона 10–60, чаще 20–30 мкм. В ряде образцов габброидов Аю-Дага развит почти исключительно реститовый циркон. По составу реститовый циркон представлен тремя разновидностями: 1) обогащенный гафнием циркон (до 6 масс.% HfO_2 , $\text{Zr/Hf} = 19,7\div 20,6$) (рис. 3, А–Г, табл. 1, анализы 1, 2) с редкими мельчайшими включениями торита; 2) бедный гафнием и обогащенный торием циркон (до 4% ThO_2 , $\text{Zr/Hf} = 71\div 120$) с более крупными включениями торита, это ограниченный твердый раствор циркон–торит (рис. 4, А–В, табл. 1, анализы 3, 4); 3) бедный гафнием и обогащенный иттрием, фосфором и торием циркон (до 6 масс.% Y_2O_3 ,

3% P_2O_5 , 5% ThO_2 , $\text{Zr/Hf} = 120\text{--}143$) с массой мельчайших включений торита, это твердый раствор циркон–ксенотим–торит (рис. 4, Г, табл. 1, анализы 5, 6).

Очевидно, именно для ксеногенного циркона получена оценка изотопного возраста более 2 млрд лет [Шнюкова, 2013].

Второй тип — новообразованный, сингенетичный габброидам циркон, он слагает стандартные мелкие, правильные, короткопризматические кристаллы (рис. 5, А, Б). Наблюдались кристаллы реститового циркона с наросшими тонкими каймами сингенетичного. Этот циркон крайне беден Th, U, Y и Hf, содержит 0,5–0,6 масс.% HfO_2 , $\text{Zr/Hf} = 174\div 205$ (табл. 1, анализы 7, 8).

Торит — характерный аксессуарный минерал щелочных магматических пород, высоко- и среднетемпературных щелочных метасоматитов, адамеллитов, лейкогранитов, аляскитов, высоко- температурных послегранитных метасоматитов

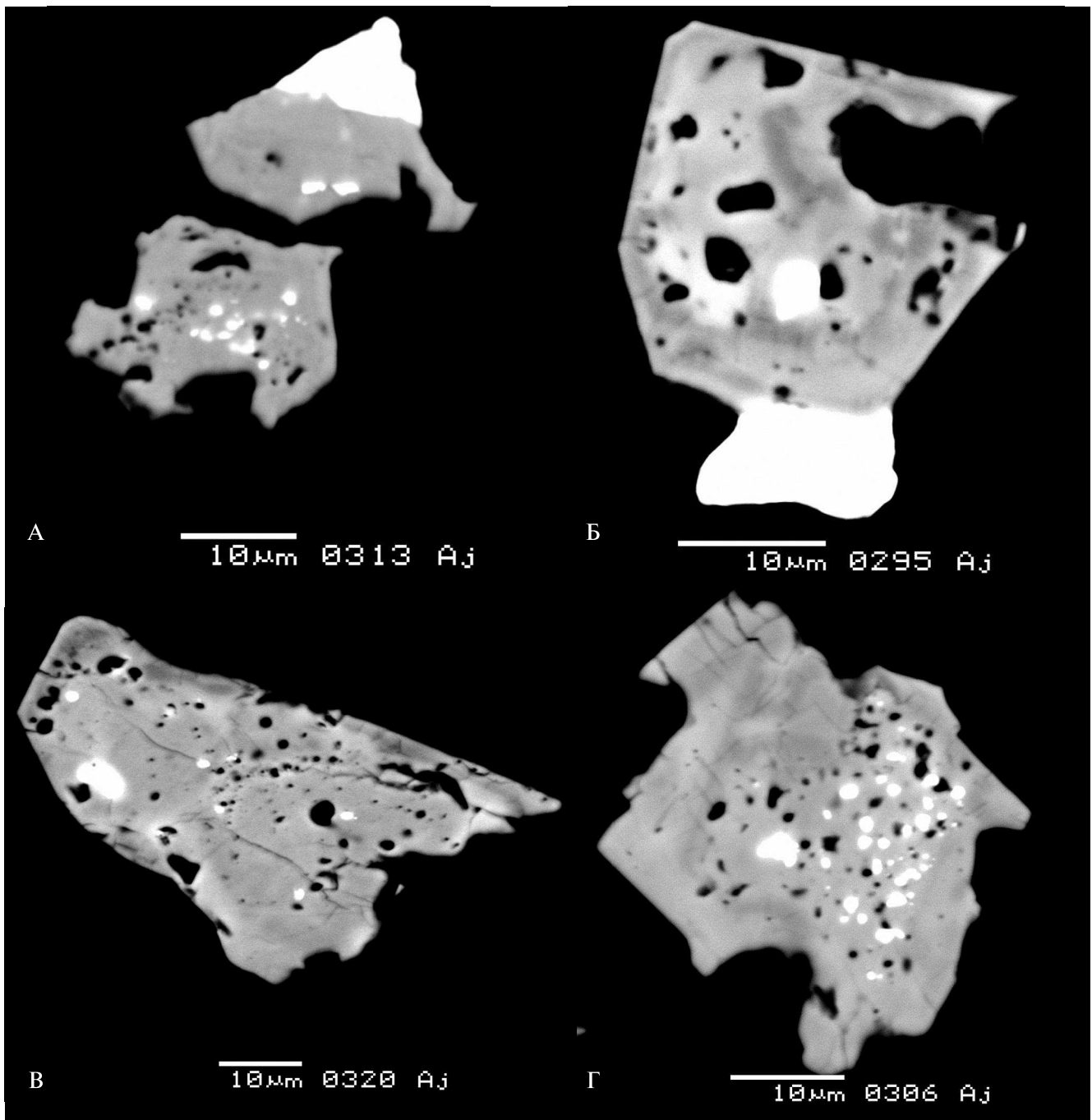


Рис. 4. Ксенокристы циркона II типа (А–В) и III типа (Г). Циркон интенсивно корродирован, с серией мелких лакун: А — циркон (ан. 3, табл. 1) в сростании с торитом (белый) (ан. 10, табл. 2); Б — циркон (ан. 4, табл. 1); В — корродированный кристалл циркона; Г — циркон (ан. 5, 6, табл. 1) с массой мелких включений торита (белый) (ан. 11, табл. 2). Плаггиоклазы, пироксены, кварц — черное; в отраженных электронах

[Геохимия, 1964; Кухаренко и др., 1965; Капустин, 1971; Cassilas et al., 1995; Gübelin, Peretti, 1997; Sørensen, 1997; Philpotts, Ague, 2009], а не островодужных габброидов.

Известково-щелочные высокоглиноземистые кварцевые габброиды Аю-Дага содержат два генетических типа аксессуарного торита. Первый ранний (преобладающий) тип представлен мелкими вростками торита в ксенокристах и на ксенокристах циркона (рис. 3, 4). Размер выделений этого торита колеблется от долей до 25 мкм, обычно

менее 5 мкм. Торит ксенокристов богат ураном, содержит 7,4–8,5% UO_2 , $Th/U = 8,3 \div 9,4$ (табл. 2, анализы 9–11). Второй тип — редкий новообразованный торит, сингенетичный габброидам, он вырос на сингенетичный циркон и слагает обособленные короткопризматические кристаллы размером до 15 мкм (рис. 5, А, Б). Сингенетичный торит беден U, $Th/U = 40,3$, содержит заметное количество Y и HREE, Ca и Fe; в его составе преобладают тяжелые лантаниды: $Dy > Ho > Sm > Er > Nd$ (табл. 2, анализ 12).

Таблица 2

Химический состав торита в кварцевых габбро-норит-долеритах Аю-Дага, Крым

Состав, масс.%					Число атомов в формуле в расчете на два атома металлов				
Комп-нент	9	10	11	12	Комп-нент	9	10	11	12
ThO ₂	67,76	68,24	67,22	68,62	Th	0,79	0,78 ₅	0,77 ₅	0,73 ₅
UO ₂	8,45	7,63	7,39	1,75	U	0,09 ₅	0,08 ₅	0,08	0,02
Y ₂ O ₃	1,13	0,91	1,54	1,74	Y	0,03	0,02 ₅	0,04	0,02 ₅
CaO	0,45	1,60	0,83	2,13	Ca	0,02 ₅	0,038 ₅	0,04 ₅	0,10 ₅
Fe ₂ O ₃	0,74	0,41	0,76	1,38	Fe ³⁺	0,03	0,01 ₅	0,03	0,05
ZrO ₂	0,73	0,35	0,88	0,50	Zr	0,02	0,01	0,02	0,01
TiO ₂	0,17	нпо	0,22	нпо	Ti	0,00 ₅	—	0,01	—
Sc ₂ O ₃	0,17	нпо	0,12	0,17	Sc	0,00 ₅	—	0,00 ₅	0,00 ₅
Nd ₂ O ₃	нпо	нпо	нпо	0,23	Nd	—	—	—	0,00 ₅
Sm ₂ O ₃	нпо	нпо	нпо	0,33	Sm	—	—	—	0,00 ₅
Dy ₂ O ₃	нпо	нпо	нпо	0,43	Dy	—	—	—	0,00 ₅
Ho ₂ O ₃	нпо	нпо	нпо	0,35	Ho	—	—	—	0,00 ₅
Er ₂ O ₃	нпо	нпо	нпо	0,30	Er	—	—	—	0,00 ₅
SiO ₂	19,04	19,33	18,79	20,16	Si	0,97	0,97 ₅	0,95	0,95 ₅
P ₂ O ₅	0,38	0,35	0,86	1,06	P	0,01 ₅	0,01 ₅	0,03 ₅	0,04
SO ₃	0,19	0,17	0,27	0,22	S	0,01	0,00 ₅	0,01	0,01
сумма	99,42	100,14	99,61	99,57	Th/U	8,3	9,2	9,4	40,3

Примечания. Реститовый торит — анализы № 9–11; сингенетичный торит — анализ № 12; нпо — см. примечания к табл. 1.

Бадделеит — моноклинный диоксид циркония, характерный аксессуарный минерал бедных кремнеземом щелочных магматических горных пород — кимберлитов, нефелиновых сиенитов, щелочных габбро и связанных с ними высокотемпературных щелочных метасоматитов [Franco, Loewenstein, 1948; Геохимия..., 1964; Кухаренко и др., 1965; Капустин, 1971; Widenfalk, Gorbatshev, 1971; Scatena-Wachel, Jones, 1984; Sørensen, 1997]. Бадделеит развит также в недосыщенных кремнеземом нещелочных магматических горных породах с заметным содержанием циркония — в оливинных габброидах, анортозитах и т.п. [Годлевский, Надеждина, 1970] и недосыщенных кремнеземом высокотемпературных нещелочных метасоматитах — магнезиальных скарнах [Gübelin, Peretti, 1977]. Кроме того, известен его особый тип — бадделеит в импактных стеклах, продукт ударного метаморфизма циркона [El Goresy, 1965].

В габброидах Аю-Дага ненасыщенные кремнеземом сингенетичные габброидам бадделеит, цирконолит и чевкинит ассоциируют с продуктами ранней кристаллизации базитовой аюдагской магмы. Бадделеит слагает мелкие (до 60, обычно менее 15 мкм) уплощенные кристаллы, сростания с чев-

Таблица 3

Химический состав бадделеита в кварцевых габбро-норит-долеритах Аю-Дага, Крым

Состав, масс.%					Число атомов в формуле в расчете на один атом металлов				
Комп-нент	13	14	15	16	Комп-нент	13	14	15	16
ZrO ₂	93,52	93,14	94,59	94,58	Zr	0,94 ₅	0,92 ₅	0,95	0,95
HfO ₂	2,43	2,37	1,72	1,68	Hf	0,01 ₅	0,01 ₅	0,01	0,01
Nb ₂ O ₅	2,45	1,88	2,07	1,96	Nb	0,02 ₅	0,01 ₅	0,02	0,02
FeO	0,17	1,65	0,88	0,92	Fe ²⁺	0,00 ₅	0,03	0,01 ₅	0,01 ₅
TiO ₂	0,77	1,10	0,35	0,43	Ti	0,01	0,01 ₅	0,00 ₅	0,00 ₅
Sc ₂ O ₃	0,08	нпо	нпо	нпо	Sc	—	—	—	—
сумма	99,42	100,14	99,61	99,57	Zr/Hf	66	67	94	96

Примечания. Y, Th, U, REE — не обнаружены; нпо — см. примечания к табл. 1.

Таблица 4

Химический состав цирконолита в кварцевых габбро-норит-долеритах Аю-Дага, Крым

Компоненты, масс.%				Число атомов в формуле в расчете на 8 атомов металлов			
Комп-нент	17	18	19	Комп-нент	17	18	19
CaO	3,70	2,91	5,54	Ca	0,54 ₅	0,41 ₅	0,80
Y ₂ O ₃	7,92	5,72	4,02	Y	0,57	0,40 ₅	0,28 ₅
Sc ₂ O ₃	0,12	0,13	0,15	Sc	0,01 ₅	0,01 ₅	0,01 ₅
La ₂ O ₃	0,24	0,40	0,79	La	0,01	0,02	0,04
Ce ₂ O ₃	3,53	2,46	3,23	Ce	0,17 ₅	0,12	0,16
Pr ₂ O ₃	0,36	0,42	0,29	Pr	0,02	0,02	0,01 ₅
Nd ₂ O ₃	3,86	4,07	3,33	Nd	0,19	0,19 ₅	0,16
Sm ₂ O ₃	1,30	1,46	0,84	Sm	0,06	0,07	0,04
Gd ₂ O ₃	1,55	1,78	0,75	Gd	0,08	0,08	0,03 ₅
Tb ₂ O ₃	0,52	0,52	0,43	Tb	0,02 ₅	0,02 ₅	0,02
Dy ₂ O ₃	1,69	1,85	0,92	Dy	0,07 ₅	0,08 ₅	0,04
Er ₂ O ₃	0,81	0,86	0,67	Er	0,03 ₅	0,03 ₅	0,03
Yb ₂ O ₃	0,86	0,90	0,58	Yb	0,03 ₅	0,03 ₅	0,02 ₅
UO ₂	0,47	0,97	2,03	U	0,01 ₅	0,03	0,06
ThO ₂	2,81	4,38	8,99	Th	0,08 ₅	0,13	0,27 ₅
Fe ₂ O ₃	5,63	10,54	5,07	Fe ³⁺	0,58	1,06 ₅	0,51
FeO	4,47	—	1,15	Fe ²⁺	0,51	—	0,13
MnO	0,16	0,20	0,17	Mn	0,02	0,02	0,02
MgO	нпо	2,78	1,38	Mg	—	0,55 ₅	0,37
ZrO ₂	28,86	26,86	27,26	Zr	1,93	1,75 ₅	1,79
HfO ₂	0,54	0,53	0,92	Hf	0,02	0,02	0,03 ₅
TiO ₂	28,86	28,87	30,74	Ti	2,97 ₅	2,88 ₅	3,12
Nb ₂ O ₅	0,43	0,36	0,45	Nb	0,02 ₅	0,02	0,02 ₅
сумма	98,69	98,79	99,70	O/ОН	14/0	13,8/0,2	14/0

Примечания. Количество FeO и Fe₂O₃ рассчитано по балансу зарядов; нпо — см. примечания к табл. 1.

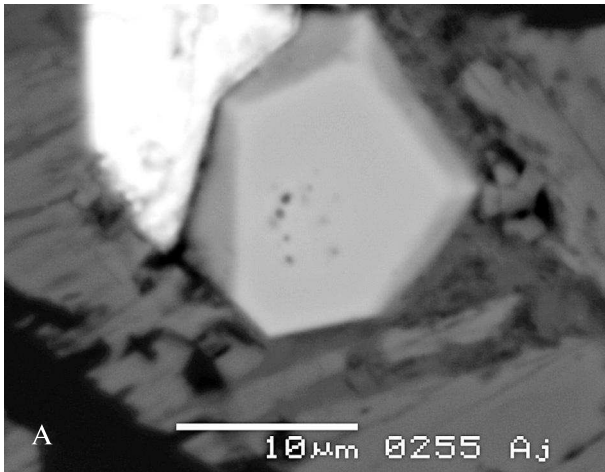


Рис. 5. Кристаллы сингенетичного циркона (серые), на них выросли кристаллы сингенетичного торита (белые): А — циркон (ан. 7, табл. 1), торит (ан. 12, табл. 2); Б — циркон (ан. 8, табл. 1). Плагииоклазы, пироксены, кварц — черные; в отраженных электронах

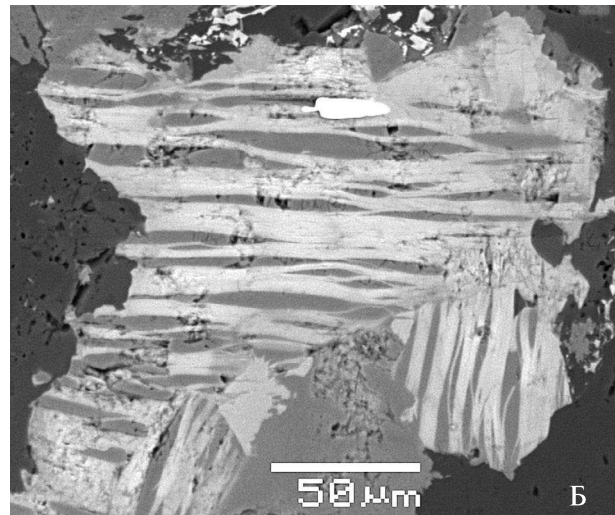
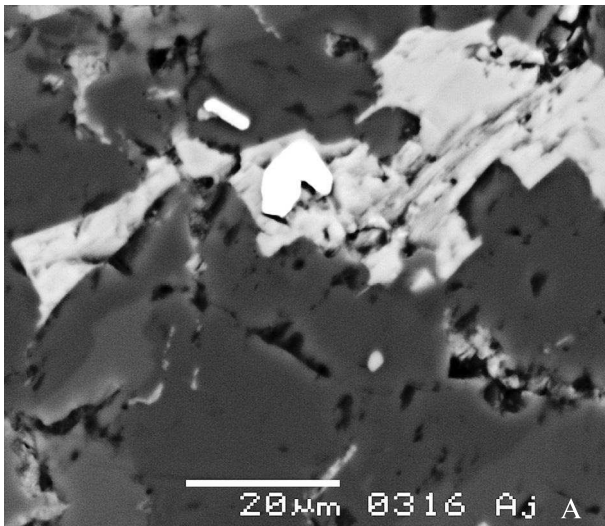
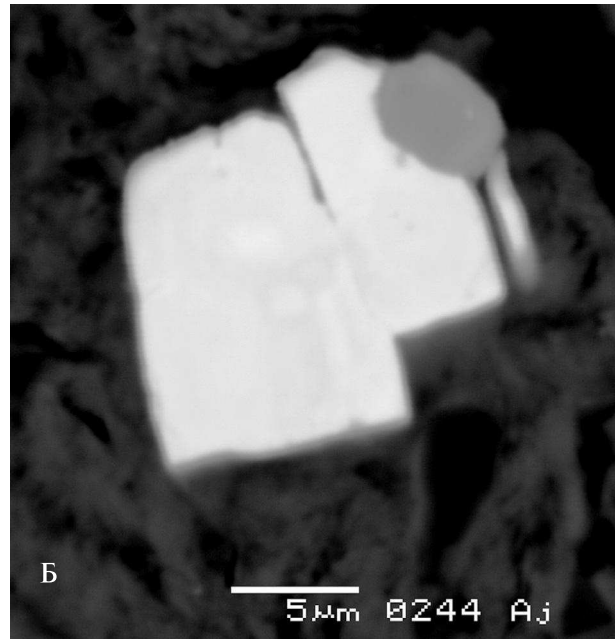


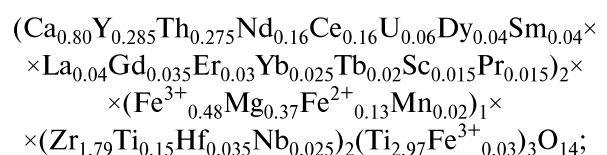
Рис. 6. Включения кристаллов бадделеита (белый): А — в ильмените (серый) (ан. 13, 14, табл. 3) и в плагииоклазе; Б — в биотите (ан. 15, табл. 3). Плагииоклазы, пироксены, кварц — черные; в отраженных электронах

критом, включения в ильмените, халькопирите и биотите (рис. 6). Аюдагский бадделеит содержит 1,7–2,4 масс.% HfO_2 , $\text{Zr/Hf} = 66\pm 96$, 1,9–2,5% Nb_2O_5 , 0,4–1,1% TiO_2 (табл. 3, анализы 13–16). Это типичный состав бадделеита магматических пород [Sørensen, 1997; Philpotts, Ague, 2009].

Цирконолит — сложный оксид Zr-Ti-Ca-Y-Fe , открытый Л.С. Бородиным в щелочных магматических породах — кальцитовых карбонатитах, а также связанных с ними высокотемпературных щелочных метасоматитах — камафоритах [Бородин и др., 1956, 1973]. В дальнейшем цирконолит был описан в карбонатитах разнообразного состава; в фенитах, окружающих интрузивы нефелиновых сиенитов [Геохимия..., 1964; Кухаренко и др., 1965; Капустин, 1971; Меньшиков и др., 2014]. В известково-щелочных магматических породах установлен впервые. Цирконолит в габброидах Аю-Дага слагает уплощенные призматические кристаллы

размером от 10–20×2–5 до 60×3–5 мкм, чаще их сростания имеют размер до 30×25 и 90×40 мкм (рис. 7). Цирконолит нередко тяготеет к ксенокристам циркона и торита, изредка непосредственно вырос на них. Цирконолит содержит до 9 масс.% ThO_2 , 8% Y_2O_3 , 4% Nd_2O_3 , 2% UO_2 , переменное количество Fe и Mg (табл. 4). Состав цирконолита Аю-Дага отвечает цирконолиту 30 по классификации Г. Штрунца [Strunz, Nickel, 2001] и варьирует от обычного Ca-доминантного (анализы 18, 19) до редкого Y-доминантного (анализ 17).

Формула цирконолита, бедного Y (анализ 19):



формула цирконолита, умеренно богатого Y (анализ 18):

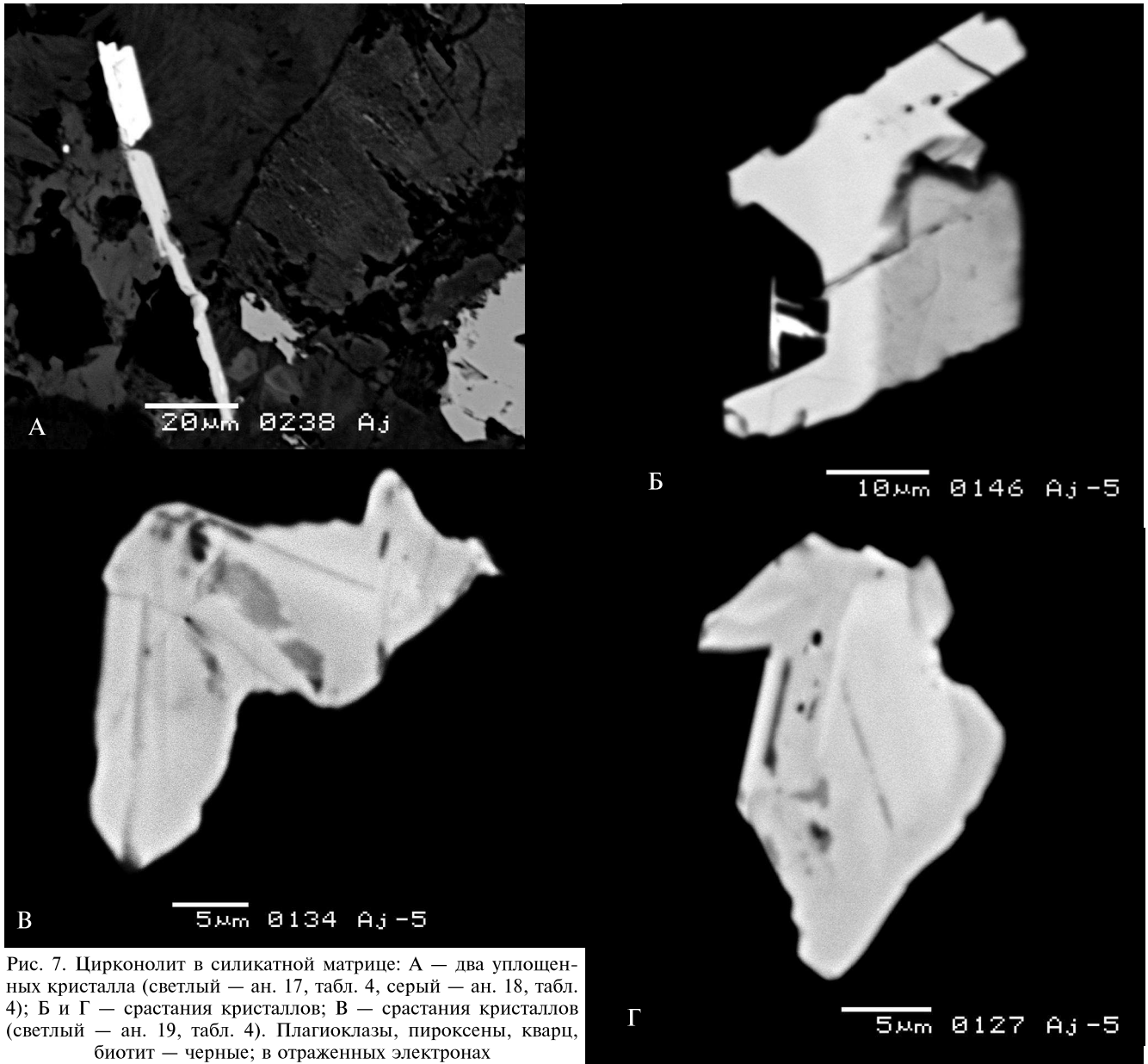
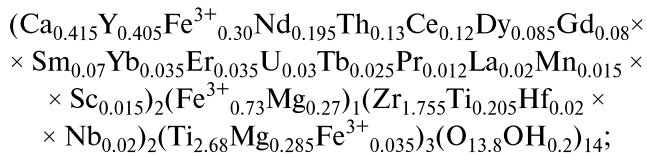
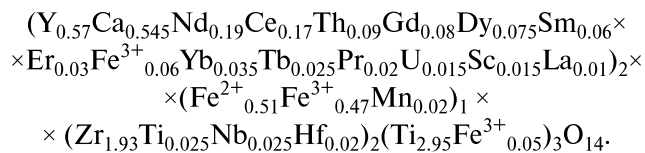


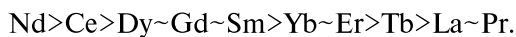
Рис. 7. Цирконолит в силикатной матрице: А — два уплощенных кристалла (светлый — ан. 17, табл. 4, серый — ан. 18, табл. 4); Б и Г — срастания кристаллов; В — срастания кристаллов (светлый — ан. 19, табл. 4). Плаггиоклазы, пироксены, кварц, биотит — черные; в отраженных электронах



формула Y-доминантного цирконолита (анализ 17):



Распределение лантанидов в цирконолите весьма специфичное —



Результаты исследований и их обсуждение. Островодужные анортит-битовнитовые кварцевые габбро-норит-долериты интрузива Аю-Даг со-

держат, помимо сингенетичных циркона, торита, цирконолита и бадделеита, заметное количество реститовых циркона и торита. Реститовый циркон, содержащий до 6 масс.% HfO₂, 5% ThO₂, 6% Y₂O₃, 3% P₂O₅, и торит, содержащий до 9 масс.% UO₂, в габброидах Аю-Дага по составу и облику отвечают типичным образованиям высокорadioактивных гранитов [Геохимия, 1964; Cassilas et al., 1995; Zircon, 2000; Philpotts, Ague, 2009]. Изотопный возраст циркона (ксеногенного) в габброидах Аю-Дага, по данным Е.Е. Шнюковой, составляет >2 млрд лет [Шнюкова, 2013]. Таким образом, магма Аю-Дага была контаминирована веществом раннедокембрийских высокорadioактивных гранитов, сквозь которые она прорвалась. Ситуация в районе Аю-Дага похожа на ситуацию территории Камбалды, где базиты содержат ксенокристы циркона из древних метаморфических пород подложки [Compston, 1986]. За счет вещества растворявшихся ксенокристов циркона и торита базитовая магма

Аю-Дага была обогащена Zr, Y, Th, U, что привело к кристаллизации цирконолита и бадделеита, а в дальнейшем торита. Возможная причина того, что цирконолит сохранился в кварцевых габброидах Аю-Дага, заключается в том, что в этом мало-глубинном и бедном флюидами интрузиве слабо проявлены позднемагматические поцессы.

Заключение. На основании приведенных фактических данных высказано предположение, что в составе фундамента Горно-Крымской тек-

тонической зоны, в которой находится интрузив Аю-Даг, присутствуют блоки древней зрелой континентальной коры с телами высокорadioактивных гранитов; возможно, что это продолжение на юг структур Украинского щита Восточно-Европейской платформы. Полученные нами данные согласуются с моделью строения земной коры Горного Крыма, предложенной в работе [Ковалевский, 1966].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Ананьев В.А., Ревердатто В.В.* Уникальная ассоциация Fe-апатит–Fe-кордиерит–фаялит Аю-Дага — результат контактового метаморфизма // Докл. РАН. 1997. Т. 353, № 3. С. 362–364.
- Бородин Л.С., Лапин А.В., Харченков А.Г.* Редкометалльные камафориты: формация апатит-форстерит-магнетитовых пород в щелочных-ультраосновных и карбонатитовых массивах. М.: Наука, 1973. 176 с.
- Бородин Л.С., Назаренко И.И., Рихтер Т.Л.* О новом минерале цирконолите — сложном окисле типа AV_3O_7 // Докл. АН СССР. 1956. Т. 110, № 5. С. 845–848.
- Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов. Т. 2 / Ред. К.А. Власов. М.: Наука, 1964. 830 с.
- Годлевский М.Н., Надеждина Е.Д.* Бадделеит из габбро-долеритовой интрузии Норильск-1 (Сибирская платформа) // Минералы базитов в связи с вопросами петрогенеза. М.: Наука, 1970. С. 177–182.
- Еременко Г.К., Еременко Е.И.* Метакарбонатные контактовые роговики Аю-Дага // Докл. АН УССР. Сер. Б. 1972. № 7. С. 585–589.
- Капустин Ю.Л.* Минералогия карбонатитов. М.: Наука, 1971. 288 с.
- Ковалевский С.А.* Корни Горного Крыма // Докл. АН СССР. 1966. Т. 171, № 3. С. 673–676.
- Кухаренко А.А., Орлова М.П., Багдасаров Э.А.* и др. Каледонский комплекс ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова и Северной Карелии. М.: Недра, 1965. 772 с.
- Лагорио А.Е.* К геологии Крыма. О некоторых массивных горных породах Крыма и их геологическом значении // Зап. Варш. ун-та. 1887. № 5. С. 1–16. № 6. С. 17–48.
- Луцицкий В.И.* Петрография Крыма. Петрография СССР. Сер. 1. Региональная петрография. Вып. 8. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1939. 98 с.
- Мейстер А.К.* Материалы по петрографии Крыма // Изв. Геолкома. СПб., 1908. Т. 27, № 10. С. 669–706.
- Меньшиков Ю.П., Михайлова Ю.А., Пахомовский Я.А.* и др. Минералы группы цирконолита из фенитизированных ксенолитов в нефелиновых сиенитах Хибинского и Ловозерского массивов // Зап. ВМО. 2014. Ч. 143. Вып. 4. С. 60–72.
- Милеев В.С., Барабошкин Е.Ю., Рогов М.А.* и др. Тектоника и геодинамическая эволюция Горного Крыма // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2009. Т. 84, вып. 3. С. 3–21.
- Морозова Е.Б., Сергеев С.А., Суфиев А.А.* U–Pb цирконовый (Shrimp) возраст Джидайрской интрузии как реперного объекта для геологии Крыма // Вестн. СПбГУ. Сер. Геология и география. 2012. Вып. 4. С. 25–33.
- Муратов М.В.* Геология Крымского полуострова. М.: Недра, 1973. 192 с.
- Павлинов В.Н.* Форма и механизмы образования малых интрузивных массивов типа лакколлитов. М., МГРИ, 1946. 411 с.
- Плошко В.В., Сиденко О.Г., Иванов В.И., Сукач В.С.* Ассоциация пикритов и кварцевых диабазов Крыма // Докл. АН СССР. 1979. Т. 244, № 2. С. 442–445.
- Попов С.П.* Минералогия Крыма. М.: Изд-во АН СССР, 1938. 352 с.
- Рид С.Дж.Б.* Электронно-зондовый микроанализ и растровая электронная микроскопия в геологии. М.: Техносфера, 2008. 232 с.
- Спиридонов Э.М., Федоров Т.О., Ряховский В.М.* Магматические образования Горного Крыма. Ст. 1, 2 // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1990. Т. 65, вып. 4. С. 119–134; вып. 6. С. 102–112.
- Шнюкова Е.Е.* Магматизм зоны сочленения Западно-Черноморской впадины, Горного Крыма и Скифской плиты: Автореферат докт. дисс. Киев, 2013. 40 с.
- Cassilas R., Nagy G., Panto G.* Occurrence of Th, U, Y, Zr, and REE-bearing accessory minerals in late-Variscan granitic rocks from the Sierra de Guadarrama (Spain) // Eur. J. Mineral. 1995. Vol. 7. P. 989–1006.
- Compston W.* Zircon xenocrysts from the Kambalda volcanics: age constrains and direct evidence for older continental crust below the Kambalda-Norseman greenstones belt // Earth Planet. Sci. Lett. 1986. Vol. 76. P. 229–311.
- El Goresy A.* Baddeleyite and its significance in impact glasses // J. Geophys. Res. 1965. Vol. 70. P. 3453–3456.
- Franco R.R., Loewenstein W.* Zr from the region of Poços de Caldas // Amer. Mineral. 1948. Vol. 33. P. 142–151.
- Gübelin E.J., Peretti A.* Sapphires from Andranondambo mine in SE Madagascar: evidence for metasomatic skarn formation // J. Gemm. 1997. Vol. 25. P. 453–470.
- Philpotts A.R., Ague J.J.* Principles of igneous and metamorphic petrology. Cambridge: Cambridge University Press, 2009. 667 p.
- Scatena-Wachel D.E., Jones A.P.* Primary baddeleyite (ZrO_2) in kimberlite from Benfontein, South Africa // Mineral. Mag. 1984. Vol. 48. P. 257–261.
- Sørensen H.* The apgaitic rocks: an overview // Mineral. Mag. 1997. Vol. 61. P. 485–498.
- Strunz H., Nickel E.H.* Strunz mineralogical tables. Stuttgart, 2001. 870 s.
- Widenfalk L., Gorbatshev R.* A note on a new occurrence of baddeleyite in larvikite from Larvik, Norway // Norsk Geol. Tidsskr. 1971. Vol. 51. P. 93–94.
- Zircon / Eds. J.M. Hancler, P.W.O. Hoskin // Rev. Mineral. Geochem. 2004. Vol. 53. 500 p.