

УДК 549.753.11: 552.124.3:549.353.72:551.242.5.0,55/477/ "611"

А.В.Драгомирецкий, И.О.Кириченко
Одесса. Государственный университет им. И.Мечникова

ОСОБЕННОСТИ АКЦЕССОРНОГО АПАТИТА НЕКОТОРЫХ УЛЬТРАМАФИТ-МАФИТОВ ДОКЕМБРИЯ УКРАИНСКОГО ЩИТА

Акцессорный апатит является одним из ведущих минералов ультрамафит-мафитов докембрия, что подчеркивают хорошо выраженные особенности его строения и состава, детально изучавшиеся в последние годы. Результатом таких исследований явились важные выводы о петрогенетической и корреляционной роли морфологии, химического состава и некоторых физических свойств апатита [2, 3, 5, 6 и др.]. Однако при определении генезиса апатита ультрамафит-мафитов его онтогенетические особенности практически не рассматриваются. Успехи онтогенети последних лет позволили существенно восполнить этот пробел [1, 2, 7, 8, 10].

В этом исследовании использована методика онтогенетического генерационного анализа апатита, разработанная коллективом ученых Одесского университета [8, 9]. В качестве объекта исследований послужил апатит ультрамафит-мафитов западной части Украинского щита (УЩ) (Кумаровский, Букинский, Железняковский, Прутовский и Каменский интрузивы). Монофракции апатита выделены по специальной методике получения "искусственных" шлихов, используемой для изучения минералогических проб из меланократовых пород.

Распространенность и распределение. Апатит относится к группе постоянно встречающихся акцессорных минералов ультрамафит-мафитов. В ультрамафитах западной части УЩ его максимальное содержание связано с плагиоперидотитами Каменского интрузива (до 109,63 г/т), минимальное характерно для серпентинитов Кумаровского интрузива (не более 0,19 г/т). В неизменных ультрамафитах апатит распределен более равномерно ($V = 40-47\%$), по сравнению с измененными ($V = 156\%$) (табл. 1).

В габброидах максимальная концентрация апатита зафиксирована в Букинском и Железняковском интрузивах (718,27-891,01 г/т). Минимальное содержание минерала связано с амфиболитизированными габброидами Кумаровского интрузива (до 33,01 г/т). Высокой равномерностью распределения отличается апатит из оливиновых диабазов Букинского интрузива ($V = 57\%$), в то время как содержание его колеблется от 181,26 до 376,75 г/т. Среднее содержание апатита в оливиновых габбро-долеритах Прутовского тела близко к его среднему значению в габброидах Каменского интрузива (см. табл. 1). Однако апатит из габбро-долеритов Прутовки отличается очень высокой равномерностью распределения ($V = 22\%$), что, по нашему мнению, может отражать высокую степень дифференцированности этих пород.

Морфология и размер. Апатит образует кристаллы дипирамидально-призматического облика различной степени идиоморфизма. Основные грани призм $\{10 \bar{1}0\}$ и $\{11 \bar{2}0\}$, а также дипирамид $\{10 \bar{1}1\}$ и $\{11 \bar{2}1\}$ выражены более или

менее хорошо, иногда со следами растворения или механических повреждений. Для многих кристаллов характерны пинакоидальные грани {0001} вплоть до образования таблитчатых кристаллов, свойственных постмагматическим процессам минералообразования.

Таблица 1

Распространение и статистические параметры
распределения апатита в мафит-ультрамафитах западной части УЩ

Петротип	\bar{X}	σ	V	W	L_1	L_2
Кумаровский интрузив						
Алоперидотитовые серпентиниты	2,04	1,62	79	100	0,87	3,16
Алопироксенитовые серпентиниты	6,15	17,3	281	100	0,19	19,78
Амфиболитизированные пироксениты	1,21	2,88	238	100	0,22	3,7
Измененные серпентиниты I	2,14	3,46	162	100	0,01	4,6
Измененные серпентиниты II	2,96	10,24	347	80	0	12,09
Амфиболитизированные габбро-нориты	13,08	24,18	185	100	3,45	33,01
Каменский интрузив						
Габбро-анортозиты	66,33	50,52	76	100	31,35	135,64
Габбро	99,05	144,49	146	100	48,06	98,17
Оливиновое габбро	56,22	57,53	102	100	0	86
Плагиоперидотиты	8,28	14,77	178	100	2,18	20,35
Лейкократовое габбро	41,52	70,62	170	100	8,51	97,34
Железняковский интрузив						
Перидотиты	11,2	7,84	70	100	6,54	17,33
Оливиновые пироксениты	7,61	8,07	106	100	2,92	13,09
Амфиболитизированное габбро	381,33	411,39	108	100	174,38	718,27
Букинский интрузив						
Оливиновые диабазы	261,26	148,5	57	100	181,26	376,75
Габбро-нориты	535,68	842,25	157	100	51,24	891,01
Биотитизированные габбро-нориты	532,23	228,72	43	100	351,1	653,8
Прутовский интрузив						
Оливиновые габбро-долериты	83,45	18,3	22	200	74,7	98,82

Примечание. \bar{X} – среднее содержание в породах; σ – среднее квадратичное отклонение; V – коэффициент вариации; W – частота встречаемости; L_1 и L_2 – пределы содержаний, г/т.

Размер кристаллов различен: от довольно мелких зерен (0,07×0,04 мм), распространенных в амфиболитизированных габброидах и серпентинитах, до 0,7×0,25 мм, реже до 1 мм, связанных с габбро-анортозитами.

Морфогенетические типы апатита. Опираясь на признаки внешнего (габитус кристаллов, относительное развитие граней простых форм, их сохранность и другие) и внутреннего строения (зональность, морфология и вещественный состав включений, трещиноватость и другие) кристаллов апатита, а также учитывая взаимоотношения апатита с породообразующими и акцессорными минералами,

выделены морфогенетические типы апатита, характерные для определенных стадий минералообразования.

“ Р а н н е м а г м а т и ч е с к и й ” т и п . Представлен идиоморфными и субидиоморфными кристаллами дипирамидально-призматического габитуса. Размер зерен колеблется от 0,04×0,016 мм (в серпентинах) до 0,35×0,1 мм (в оливиновых диабазах и габбро-норитах). $K_{уд} = 3,5-4,0$ и выше. Хорошо развиты призмы $\{10 \bar{1}0\}$ и $\{11 \bar{2}0\}$ и дипирамиды $\{10 \bar{1}1\}$ и $\{11 \bar{2}1\}$. Последние, как правило, растворены, ребра сглажены.

Внутреннее строение простое. Части расплавные включения, расположенные параллельно оси С. Концы включений имеют утолщение, где иногда фиксируется газовая фаза. В некоторых кристаллах этого типа практически нет включений. Иногда по трещинам отмечаются вторичные включения (твердые, жидко-газовые и газовые). Двупреломление низкое.

Этот тип апатита встречается, как правило, внутри породообразующих минералов (пироксенов, плагиоклазов, реже амфиболов) и в магнетите поздней генерации.

“ П о з д н е м а г м а т и ч е с к и й ” т и п . Представлен существенно более крупными идиоморфными и субидиоморфными кристаллами дипирамидально-призматического габитуса с хорошо развитым огранением. Довольно редко на кристаллах этого типа отмечается грань пинакоида. Размер зерен колеблется от 0,25×0,05 мм (в перидотитах и серпентинитах) до 0,7×0,25 мм (в габбро-анортозитах). $K_{уд} = 2-5$ при среднем 3,4. Грани призм и дипирамид гладкие, без изменений. Грани пинакоида, как правило, слабо растворены.

Внутреннее строение простое. Характерный признак кристаллов – четкая поперечная трещиноватость. Отмечаются также первичные включения (твердые). Во многих случаях фиксируются в качестве включений кристаллы циркона, магнетита, сульфидов и плагиоклаза, более раннего апатита, часто ориентированные хаотично. По трещинам отмечаются вторичные включения (газовые, жидко-газовые и твердые). Расплавных включений мало или они отсутствуют.

“ П е г м а т и т о в ы й ” т и п . Это в основном короткопризматические кристаллы пинакоидально-дипирамидально-призматического, реже призматически-дипирамидального габитуса. В них хорошо развиты грани $\{10 \bar{1}1\}$, $\{11 \bar{2}1\}$, пинакоид $\{0001\}$ и слабее грани призм $\{10 \bar{1}0\}$ и $\{11 \bar{2}0\}$. Все грани выражены хорошо. Размер кристаллов от 0,14×0,07 мм (в перидотитах, пироксенитах) до 0,4×0,16 мм (в габбро-анортозитах и габбро). $K_{уд} = 1,0-2,5$ при среднем 1,7. Часто грани и ребра кристаллов растворены, образуя кристаллы овального облика. Больше растворены грани дипирамид и пинакоида.

Внутреннее строение простое. Иногда отмечается слабовыраженная зональность, отражающая унаследованный рост пирамидальной грани с появлением призмы и пинакоида. Внутренняя зона в таких кристаллах фиксируется по включениям, расположенным параллельно граням пирамид. Это свидетельствует о резком изменении режима кристаллизации и, как следствие, начале роста новой генерации апатита. Первичные включения одно- и двухфазные (твердые, редко расплав + газ и жидкогазовые) расположены либо хаотично по всему кристаллу, либо концентрируются у одной из его вершин. Очень редко фиксируются вытянутые расплавные включения, завершающиеся на конце газовыми пузырьками. Размер твердых включений не превышает тысячных долей миллиметра, по

сравнению с расплавленными, достигающими 0,04-0,025 мм. Вторичных включений мало. Они приурочены к редким мелким трещинам.

Кристаллы этого типа апатита связаны с поздними генерациями плагиоклаза и КПШ, развиты внутри них и в интерстициях, а также встречаются в амфиболе и биотите. На отдельных кристаллах зафиксирована четкая индукционная поверхность, свидетельствующая о совместном росте апатита и породообразующих минералов.

“ П н е в м а т о л и т о в ы й ” т и п . Апатит этого типа представлен, как правило, идиоморфными кристаллами короткопризматического или изометричного облика. Габитус кристаллов пинакоидально-призматически-дипирамидальный, реже пинакоидально-призматический и дипирамидально-призматический со слабовыраженной гранью пинакоида. Размер кристаллов колеблется от 0,09×0,09 мм (в перидотитах) до 0,6×0,35 мм (в габбро-анортозитах и габбро). $K_{уд} = 1,0-1,7$. Грани гладкие, неизменные.

Внутреннее строение простое. Характерная особенность – наличие вытянутых разноориентированных газовых полостей, иногда достаточно больших (0,12×0,023 мм), и образование скипетровидных кристаллов, сросшихся по пинакоиду. Первичные включения – твердые (apatит, циркон, биотит, амфибол), реже – жидкогазовые.

Иногда он обрастает апатитом “пегматитового” типа, образуя хорошо выраженные пинакоидальные кристаллы. В них фиксируются вытянутые газовые полости на границе раздела двух генераций. Кроме того, отмечаются и округлые газовые включения. В данном случае четко фиксируется смена режима кристаллизации (быстрый рост призм сменяется быстрым ростом пирамид). Вторичных включений нет.

Этот тип апатита приурочен к интерстициям породообразующих минералов. Иногда на кристаллах фиксируется индукционная поверхность.

“ Г и д р о т е р м а л ь н ы й ” т и п . Это существенно идиоморфные кристаллы, часто уплощенные, лепешкообразные, дипирамидально-пинакоидально-призматического, часто пинакоидально-призматического габитуса. Размер зерен колеблется от 0,07×0,04 мм (в габбро и перидотитах Железняковского интрузива) до 0,19×0,14 мм (в габбро-норитах Букинского интрузива). $K_{уд} = 1,0-1,8$ при среднем 1,1.

Внутреннее строение апатита простое. Редко отмечаются жидкие и жидкогазовые включения, еще реже – твердые (циркон, амфибол).

В гранитизированных ультрамафитах фиксируются два “гидротермальных” типа апатита, связанные с разными этапами наложения. Более поздний отличается резкоуплощенным обликом ($K_{уд} \leq 1$) и отсутствием включений. Образование этого типа апатита связано с процессами тектоно-магматической активизации.

“ М е т а м о р ф о г е н н ы й ” т и п . Он представлен субидиоморфными кристаллами пинакоидально-дипирамидально-призматического габитуса. Реже отмечаются ксеноморфные кристаллы с фрагментами граней призм и дипирамид. Ребра и грани существенно растворены, часто выборочно. Средний размер зерен 0,28×0,12 мм. $K_{уд} = 1,5-2,3$.

Внутреннее строение простое, хотя во многих кристаллах зафиксирована более темная, полупрозрачная зона, расположенная в центре кристалла. Внутри этой зоны видно множество твердых, реже – жидкогазовых включений. Поперечная трещи-

новатость отсутствует. Многие разноориентированные трещины заполнены вторичными включениями.

Этот тип апатита связан с гранитизированными и амфиболизированными разностями ультрамафит-мафитов Кумаровского интрузива и развит в интерстициях амфиболов, плагиоклазов и – реже – пироксенов. Распределение генетических и генерационных типов апатита приведено в табл. 2.

Таблица 2

Распределение морфогенетических типов апатита
в ультрамафит-мафитах западной части УЩ

Номер пробы	Петротип	Синпетрогенный генетический тип				Наложенный генетический тип	
		РМ	ПМ	ПГ	ПН	МТ	ГТ
Кумаровский интрузив							
560/2	Амфиболизированные пироксениты	29	21	50	-	4	2
560/9	Апоперидотитовые серпентиниты измененные	20	40	40	-	-	1
59/12	Апоперидотитовые серпентиниты	38	24	38	-	-	11
58/2	Апопироксенитовые серпентиниты	24	69	7	-	1	1
59/8	Амфиболизированные габбро-нориты	6	82	12	-	5	3
Каменский интрузив							
3501/3	Габбро-анортозиты	5	55	37	3	-	1
3501/22	Габбро	6	64	23	7	-	1
3501/20	Плагиоперидотиты	3	72	10	15	-	1
3501/6	Лейкократовое габбро	-	12	6	82	-	1
Железняковский интрузив							
66/3	Перидотиты	15	15	338	32	-	2
63/4	Оливиновые пироксениты	22	22	44	12	-	1
63/7	Амфиболизированное габбро	18	68	14	-	-	2
Букинский интрузив							
54/3	Габбро-нориты	2	76	4	18	-	12
36/8	Оливиновые диабазы	7	37	-	56	-	13
Прутовский интрузив							
203/4	Оливиновые габбро-долериты	15	36	49	-	-	3

Примечание. Для наложенных указано количество кристаллов каждого типа на 100 шт. Морфогенетические типы апатита: РМ – “раннемагматический”, ПМ – “позднемагматический”, ПГ – пегматитовый”, ПН – “пневматолитовый”, МТ – “метаморфогенный”, ГТ – “гидротермальный”.

Состав элементов-примесей и фотолюминесцентные свойства. С помощью рентгенофлуоресцентного анализа определен состав элементов-примесей (*Fe*, *Sr*, *Y*) для различных морфогенетических типов апатита.

Как известно, Sr^{2+} замещает в апатите Ca^{2+} . Многие исследователи считают, что наиболее высокие содержания Sr^{2+} характерны для мантийных образований [2, 6, 10]. Как видно из табл. 3, максимальное содержание стронция в апатите из оливиновых пироксенитов Железняковского интрузива связано с “раннемагматическим” типом, заметно снижаясь к “позднемагматическому”.

Для этого же “раннемагматического” апатита характерно высокое значение иттрия. В апатите габброидов Букинского интрузива содержание стронция постепенно растет от синпетрогенных к наложенным морфогенетическим типам. Этой же зависимости подчиняется здесь и значение иттрия. Минимальное содержание стронция зафиксировано в ранних генерациях апатита из габбро-норитов Кумаровского интрузива. В поздних генерациях его содержание увеличивается, хотя и незначительно.

Таблица 3

Состав элементов-примесей различных морфогенетических типов апатита некоторых ультрамафит-мафитов западной части УЩ

Петротип	Морфогенетический тип	Элементы-примеси, г/т		
		Fe	Sr	Y
Кумаровский интрузив				
Амфиболизированные габбро-нориты	I	12698	84	841
	II	14475	79	621
	III	7972	106	772
Каменский интрузив				
Габбро-анортозиты	I	10389	494	1111
	II	10718	140	1714
	III	25105	603	994
Оливиновое габбро	I	11084	734	1257
	II	13685	597	1103
	III	14297	900	904
Лейкократовое габбро	I+II	16791	526	324
	III	7542	640	625
	IV	11570	727	336
	IVa	6301	18	5
Плагиоперидотиты	I+II	51161	556	1048
	III	53256	619	577
Железняковский интрузив				
Оливиновые пироксениты	I	3326	3326	106
	II	10544	803	498
	III	11631	2746	116
	IV	6614	3248	106
Букинский интрузив				
Габбро-нориты	I	10822	749	375
	II	8927	700	320
	III	18294	875	277
	IV	9704	1013	621

Примечание. Морфогенетические типы апатита: I – “раннемагматический”, II – “позднемагматический”, III – “пегматит-пневматолитовый”, IV – “гидротермальный” I (ранний), IVa – “гидротермальный” II (поздний).

Обогащение железом “раннемагматических” типов апатита отмечается по мере увеличения глубины залегания мафитов Каменского интрузива (см. табл. 3). Ранние генерации апатита в мафитах этого интрузива характеризуются минимальным значением стронция. Для апатита из калишпатизированного габбро, залегающего в

подошве этого интрузива, характерно резкое уменьшение содержания железа и иттрия, по-видимому, в результате наложенных процессов тектоно-мigmatической активизации.

Для 29 образцов апатита различных морфогенетических типов выполнены люминесцентные исследования. Визуальное изучение фотолюминесценции (ФЛ) проводили под люминесцентным (ЛЮОММ-3И) и бинокулярным (МБС-1 с осветителем ОИ-18) микроскопами. Свечение возбуждали группой линий в области 300-400 нм, выделяемых при излучении ртутно-кварцевой лампы ДРШ-250-3 светофильтрами УФС-6 и СЗС-21.

Спектральный состав ФЛ анализировали в диапазоне 400-800 нм при температуре жидкого азота на микроспектрофотометрической установке, собранной на базе микроскопа, спектрографа ИСП-51, фотоэлектрической приставки ФЭП-1, низкотемпературного криостата и модифицированного ультрафиолетового осветителя ОСЛ-1. Условия возбуждения ФЛ аналогичны описанным при визуальных исследованиях.

В УФ-лучах все образцы люминесцировали в лиловых или розовых тонах с интенсивностью от слабой до сильной.

По спектрам ФЛ установлено, что основными люминогенами, обуславливающими свечение, являются редкоземельные элементы, главным образом – Sm^{3+} , Dy^{3+} , Eu^{2+} , из переходных металлов, возможно, Mn^{2+} . Наблюдаются существенные различия в их проявлении в спектрах ФЛ разных морфогенетических типов апатита из ультрамафит-мафитов и менее заметные для апатита одного морфогенетического типа. Sm^{3+} отмечается в спектрах тремя группами линий в области 550-560, 590-610 и 630-650 нм, что говорит о его высоком (0,3-0,5%) содержании в апатите из ультрамафитов Кумаровского и мафитов Каменского интрузивов. Содержание в образцах ионов Eu^{2+} , проявляющихся в спектрах широкой полосой с максимумом около 470 нм, также варьирует в широких пределах.

При генетической интерпретации люминесцентных свойств апатита интенсивность полос люминесценции двухвалентных ионов Eu^{2+} , Mn^{2+} и Sm^{2+} используется для разделения его разнотемпературных генераций [3, 12]. Среди изученных образцов апатит из габбро-норитов Букинского массива можно отнести к низкотемпературным типам, как имеющий более интенсивные полосы Eu^{2+} и, возможно, Mn^{2+} , чем остальные [12].

Известно, что у кристаллов с внутрицентральной люминесценцией величина интенсивности свечения связана прямой зависимостью с содержанием элемента-люминогена [3, 12]. Поэтому по графикам интенсивности можно определить относительное содержание редкоземельных элементов в различных морфогенетических типах апатита (рис. 1-4).

В апопироксенитовых серпентинитах Кумаровского интрузива содержание Dy^{3+} , Sm^{3+} больше в ранних генерациях, по сравнению с поздними. Первые, по-видимому, более высокотемпературны.

В оливиновых пироксенитах Железняковского интрузива, наоборот, количество Eu^{2+} , Sm^{3+} , Dy^{3+} в ранних генерациях невелико и существенно повышается к "гидротермальным" низкотемпературным типам.

В ультрамафит-мафитах Каменского интрузива установлена такая же зависимость. Для лейкократового калишпатизированного габбро содержание Sm^{3+} во всех типах апатита существенно выше по сравнению с другими габброидами. В

габброидах Букинского интрузива содержание Eu^{2+} возрастает от ранних высокотемпературных генераций к поздним.

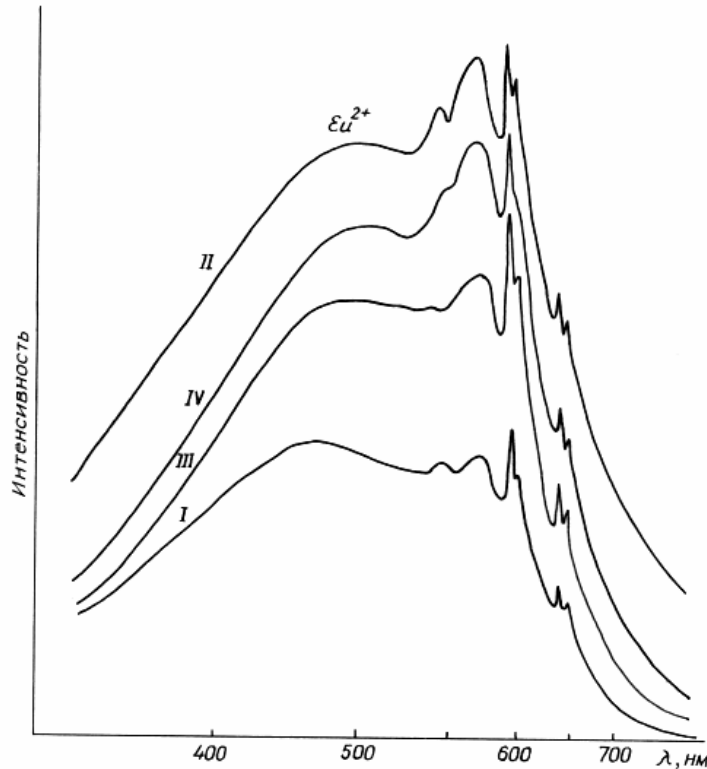


Рис. 1. Спектры фотолюминесценции сингенетических генерационных типов апатита из габбро-норитов Букинского массива.

Генерационные типы: I – раннемагматический; II – позднемагматический; III – пегматитовый; IV – пневматолитовый.

Генезис апатита. Апатит, как известно, образуется в чрезвычайно широком диапазоне условий: от магматических расплавов с участием газовых сред, различных растворов вплоть до низкотемпературных гидротермальных, а также в осадочном процессе. Некоторые исследователи подчеркивают возможность выделения апатита и при реакциях замещения.

Данные о морфологических особенностях апатита часто противоречивы. Это объясняется целым рядом причин: хрупкостью и, как следствие, плохо выраженной кристалломорфологией, особенно граней дипирамиды и др. Часто исследователи используют удлинение кристаллов. Одни авторы считают, что ранний апатит удлиненный, длиннопризматический ($K_{уд} = 5-15$ и выше), поздний – короткопризматический, что отражает последовательное понижение температуры [5, 8, 12,

13]. Другие утверждают, что раннемагматический – короткопризматический, а поздний – длиннопризматический [10].

По нашим данным, собственно магматические морфогенетические типы апатита из исследованных ультрамафит-мафитов характеризуются большим удлинением ($K_{уд} = 4-5$ и выше). Апатит более позднего генезиса в этих породах имеет короткопризматический габитус вплоть до таблитчатого ($K_{уд} = 1-2$ и меньше 1).

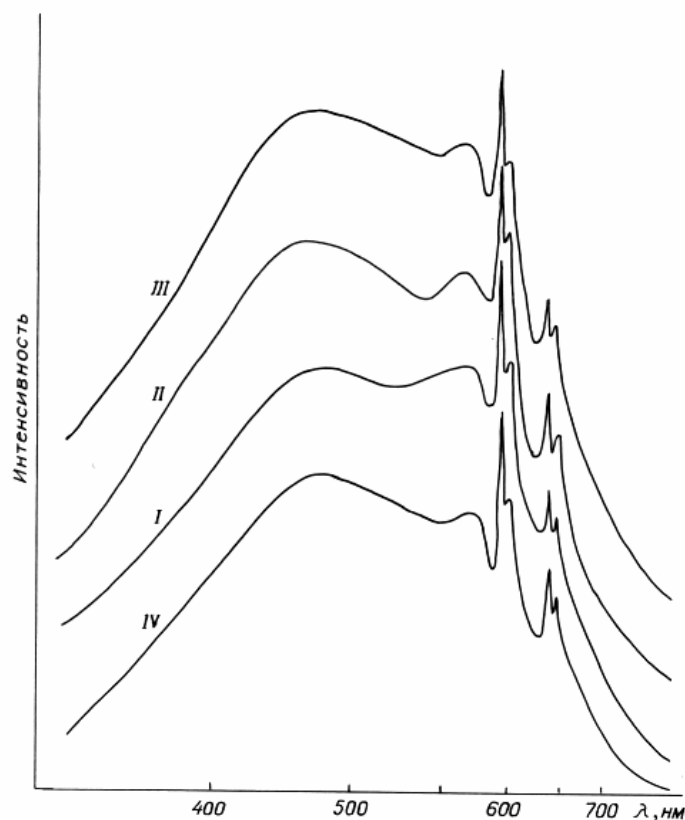


Рис.2. Спектры фотолюминесценции синпетрогенных генерационных типов апатита из монзонитов Букинского массива.
Условные обозначения см. на рис. 1.

В результате генерационного анализа апатита установлено, что основная его масса образована на позднемагматической стадии синпетрогенного этапа формирования породы и генетически связана с полевыми шпатами ранней генерации. Для апатита из оливиновых пород Букинского комплекса (особенно Букинский и Железняковский интрузивы) характерно развитие пневматолитового морфогенетического типа, формирующегося на завершающей стадии синпетрогенного процесса. Его образование, по-видимому, следует связывать с интенсивной калишпатизацией пород комплекса (полевые шпаты поздней генерации).

Таким образом, в исследованных ультрамафит-мафитах западной части УЩ выделены синпетрогенный и наложенный морфогенетические типы апатита. Среди синпетрогенных выделяются “раннемагматический”, “позднемагматический”, “пегматитовый”, “пневматолитовый” типы апатита. К наложенным относятся “гидротермальный” и “метаморфогенный” типы апатита.

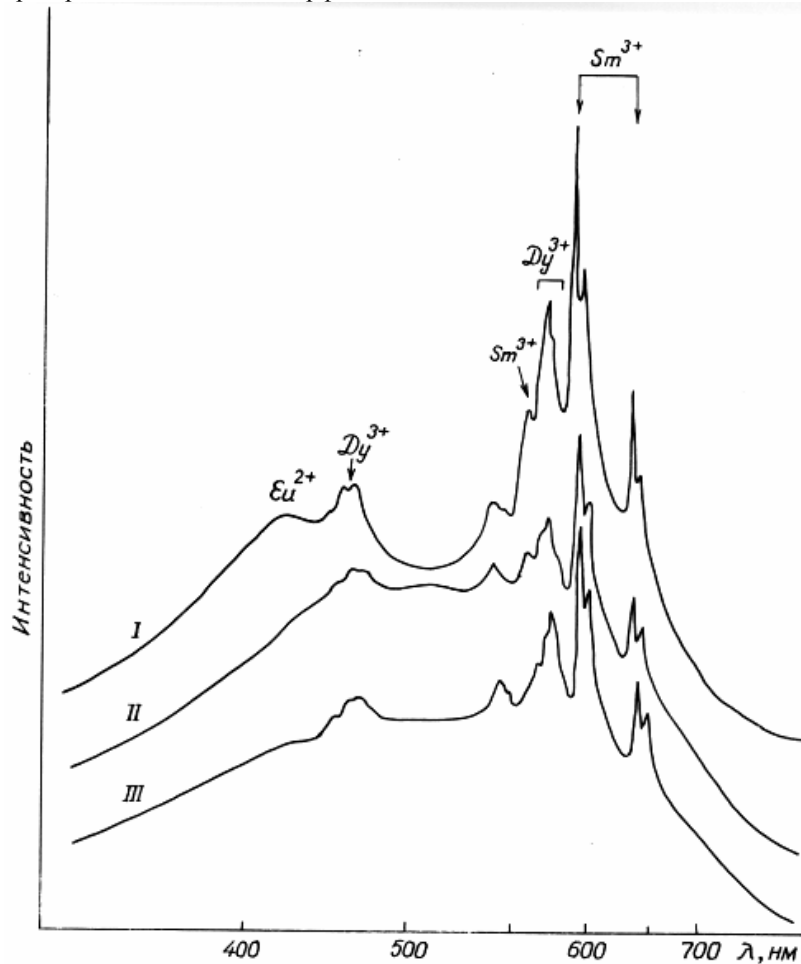


Рис. 3. Спектры фотолуминесценции синпетрогенных генерационных типов апатита из апоперидотитовых серпентинитов Кумаровского массива. Условные обозначения см. на рис. 1.

Для ранних генераций апатита из ультрамафитов Каменского и Железняковского интрузивов характерно высокое содержание железа (48178-51161 г/т).

Количество стронция увеличивается от ранних морфогенетических типов апатита (494-556 г/т) к поздним (619-1013 г/т), при этом максимальное содержание его характерно для апатита из оливиновых пироксенитов Железняковского

интрузива (2746-3326 г/т). Наиболее низкое содержание стронция характерно для ранних типов апатита из габбро-норитов Кумаровского интрузива (79-84 г/т).

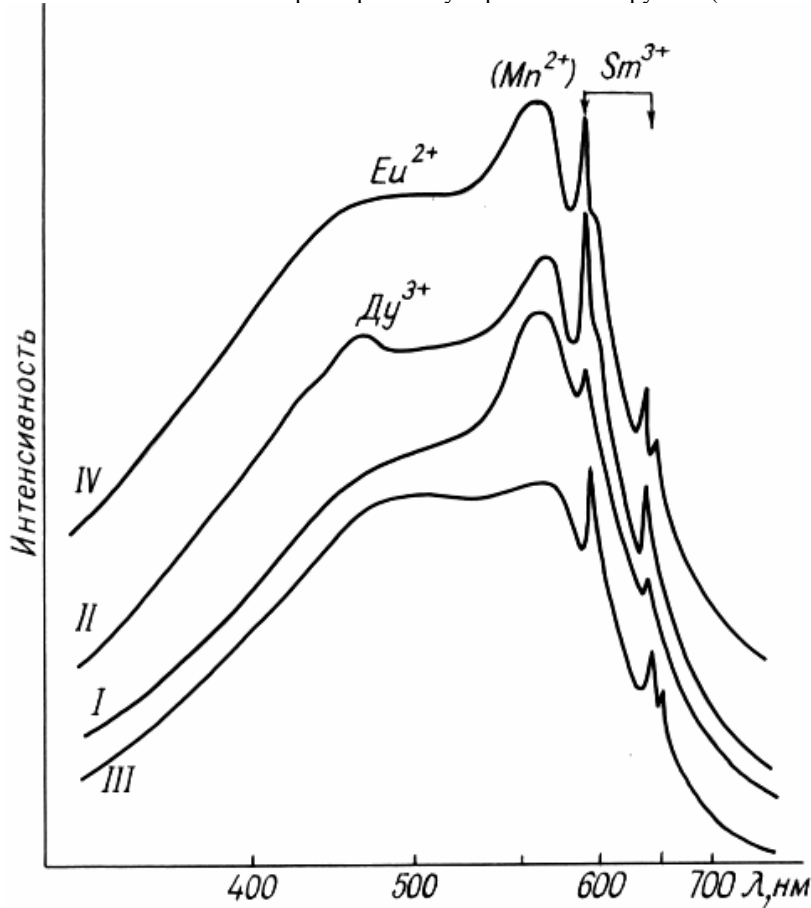


Рис. 4. Спектры фотолюминесценции синпетрогенных генерационных типов апатита из оливиновых пироксенитов Железняковского массива. Условные обозначения см. на рис. 1.

В ультрамафитах Кумаровского интрузива содержание Dy^{3+} и Sm^{3+} больше в ранних типах апатита, по сравнению с поздними. В оливиновых пироксенитах Железняковского интрузива, наоборот, содержание Eu^{2+} , Sm^{3+} , Dy^{3+} в ранних типах апатита невелико и существенно возрастает к “гидротермальным” низкотемпературным типам. В апатите ультрамафит-мафитов Каменского интрузива установлена такая же зависимость.

Содержание иттрия в исследованном апатите из ультрамафит-мафитов уменьшается от ранних, более высокотемпературных типов к поздним.

Таким образом, апатит из оливиновых пироксенитов Железняковского интрузива можно отнести к высокотемпературному типу мантийного происхождения, апатит из мафитов Букинского интрузива – к низкотемпературному

коровому, а апатит из ультрамафит-мафитов Каменского интрузива – к высокотемпературному коровому.

Апатит из мафитов Кумаровского интрузива в результате палингенных процессов имеет более сложный генезис.

1. *Васильева З.В., Волчанская И.К., Онтюев Д.С.* и др. О редкоземельном зональном апатите из Южной Монголии // Изв. АН СССР. 1978. № 2. С. 143-148.
2. *Геохимия фосфора и особенности минералогии апатита.* Якутск, 1976.
3. *Горобец Б.С.* Спектры люминесценции минералов. М., 1981.
4. *Гулий В.Н., Седов С.Н., Шоба С.А.* Морфология и особенности микрорельефа апатита из различных метаморфических пород и руд докембрия // Минерал. журн. 1990. 12, № 4. С. 65-73.
5. *Гусев Г.М.* Преобразование апатита в условиях выветривания и выщелачивания // Докл. АН СССР. 1976. 229, № 4. С. 971-973.
6. *Краснобаев А.А.* О петрологическом значении распределения стронция и иттрия в апатитах различного генезиса // Материалы к V Всесоюз. петрограф. совещ. Т. 2. Алма-Ата, 1971. С. 203-205.
7. *Ляхович В.В.* Акцессорные минералы. Генезис, состав, классификация и индикаторные признаки. М., 1968.
8. *Носырев И.В., Робул В.М.* Включения в акцессорном апатите // Термобарометрия и геохимия рудообразующих флюидов (по включениям в минералах): Тез. докл. VII Всесоюз. совещ. Л., 1985. Ч. 2. С. 162-163.
9. *Носырев И.В., Робул В.М., Орса В.И., Есипчук К.Е.* Генерационный анализ акцессорного циркона. М., 1989.
10. *Плаксенко А.Н.* Редкоземельные элементы и иттрий в акцессорном апатите из основных и ультраосновных пород Воронежского кристаллического массива // Геохимия. 1979. № 8. С. 57-60.
11. *Путинцева Н.А.* Морфология апатита // Изв. вузов. Геология и разведка. 1985. № 2. С. 31-37.
12. *Таращан А.Н.* Люминесценция минералов. К., 1978.
13. *Феногенов А.Н., Гулям Р.А.* Игольчатый апатит как признак ортоамфиболитов в метаморфических толщах // Докл. АН СССР. 1985. 284, № 2. С. 435-437.
14. *Физика апатита.* Новосибирск, 1975.
15. *Фоминых В.Г.* Особенности изменения состава акцессорного апатита при метаморфизме габброидов Кусимского интрузива // Акцессорные минералы докембрия. М., 1986. С. 189-194.
16. *Юрьев Л.Д., Бойко Д.Д.* Апатит основных пород Коростенского плутона // Минерал. сб. 1974. № 28, вып. 2. С. 88-95.
17. *Mac Conell P.* Apatite. Its crystal chemistry, mineralogy, utilisation and geologic occurrences // Appl. Miner. 1973. Vol. 16. P. 111.

A.V.Dragomiretsky, I.O. Kirichenko

**ON THE ACCESSORY APATITE PECULIARITIES
FROM SOME ULTRAMAFIC-MAFIC ROCKS
FROM THE UKRAINIAN SHIELD PRE-CAMBRIAN**

The paper presents the results of original ontogenetic study of the accessory apatite from ultramafic-mafic rocks of the western part of the Ukrainian shield. Syngenetic and epigenetic forms of apatite crystals have been distinguished. Singenetic apatite has relatively less contents of *Y*, *REE* and is more rich in *Fe*, *Sr* in comparison with epigenetic forms.

Стаття надійшла до редколегії 11. 11. 1992