

а то, что расслоение бывает иногда неполным, подтверждается глиноподобными участками, присутствующими в полосах тонкозернистого агрегата. Разная консистенция раствора в полосах и повышенная вязкость его явились причиной того, что возникло большее, чем в концентрически-зональных агатах, разнообразие форм выделений халцедона, а также появление полос опала. Последние в противоположность халцедону обогащены битумами, но так как количественно опал подчинен халцедону, то он не мог образовать концентрических слоев, а участвовал в создании плоско-параллельных слоев.

ЛИТЕРАТУРА

1. Яковлева М.Е., Свешникова О.Л., Бут Т.С. О рентгеновской диагностике кварца и халцедона. — В кн.: Новые данные о минералах СССР. М.: Наука, 1976. вып. 25.
2. Барсанов Г.П., Чистякова М.Б., Яковлева М.Е. Термические особенности халцедона. — В кн.: Новые данные о минералах СССР. М.: Наука, 1978, вып. 27.
3. Барсанов Г.П., Плюшина И.И., Яковлева М.Е. Особенности состава некоторых физических свойств и структуры халцедона. — В кн.: Новые данные о минералах СССР. М.: Наука, 1979, вып. 28.
4. Барсанов Г.П., Яковлева М.Е. Минералогические исследования некоторых поделочных и полудрагоценных разновидностей скрытокристаллического кремнезема. — В кн.: Новые данные о минералах СССР. М.: Наука, 1981, вып. 29.
5. Чухров Ф.В. Коллоиды в земной коре. М.: Изд-во АН СССР, 1955.
6. Степанов В.И. О происхождении так называемых "колломорфных" агрегатов минералов — В кн.: Онтогенетические методы изучения минералов. М.: Наука, 1970.
7. Киевленко Е.Я., Сенкевич Н.Н. Геология месторождений поделочного камня. М.: Недра, 1976.
8. Григорьев Д.П. Онтогенез минералов. Изд-во Львов. ун-та, 1961.
9. Леммлейн Г.Г. О нарастании кварца на халцедон. — В кн.: Академику Д.С. Белянкину к 70-летию со дня рождения и 45-летию научной деятельности. М.: Изд-во АН СССР, 1946.
10. Пилипенко П.П. К вопросу о генезисе агатов. — Бюл. МОИП. Отд. геология, 1934. 12 (2).
11. Швецов М.С. Петрография осадочных пород. М.: Госгеолтехиздат, 1958.
12. Шаронов Б.Н. Трубчатый агат и условия его образования. — Зап. Всесоюз. минерал. об-ва, 1963, ч. 93, вып. 3.
13. Шаронов Б.Н. О совместном кристаллизационном росте сферолитов кальцита и халцедона. — Зап. Всесоюз. минерал. об-ва, 1971, ч. 100, вып. 4.
14. Фирсов Л.В. Особенности строения халцедоно-кварцито-кварцевых жеод из эффузивов. — Зап. Всесоюз. минерал. об-ва, 1955, ч. 84, вып. 1.
15. Григорьев Д.П. О генезисе натечных или металлоидных, колломорфных агрегатов. — Зап. Всесоюз. минерал. об-ва, 1953, ч. 82, вып. 1.
16. Григорьев Д.П., Карякина Г.А. О кристаллизации кварца в халцедоновых жеодах. — В кн. Минерал. сб. Львовск. ун-та, 1962, № 16.
17. White G.F., Corwin G.F. Synthesis and origin of chaledony. — Amer. Miner., 1961, vol. 46, N 1—2.
18. Эйтель В. Физическая химия силикатов. М.: Изд-во иностр. лит., 1962.

УДК 549.454.2:535.23

А.Н. БЕБИК, М.А. ПЛЕСКОВА

РАДИАЦИОННЫЕ ОРЕОЛЫ ВО ФЛЮОРИТАХ

Радиационные, или плеохроичные ореолы известны давно и во многих минералах. Они были обнаружены в слюдах, хлоритах, роговых обманках, кордиерите, шпинели, гранате, флюорите, кварце. В анизотропных минералах они проявлены плеохроизмом, а в изотропных — только в изменении интенсивности окраски. Причиной их появления во всех случаях являются включения радиоактивных минералов, чаще всего циркона, но нередко и собственно урановых или ториевых. Под действием α -частиц, излучаемых радиоактивными элементами, минерал-хозяин меняет свою окраску в пределах их воздействия. Поскольку продукты распада урана и тория дают α -частицы различных энергий, последние образуют серию концентрических сфер различной степени окрасивания, расположенных от центра на расстояниях, равных длинам пробега α -частиц в данном минерале. В плоскости, проходящей через центр, сферы представляют собой концентрические окружности, радиусы которых отвечают длине пробега соответствующих α -частиц. Наличие радиационных ореолов в тех или иных минералах может служить важным указанием на особенности образования этих минералов, в связи с чем этот эффект представляет существенный интерес. До настоящего времени известные в литературе весьма малочисленные случаи появления радиационных ореолов во флю-

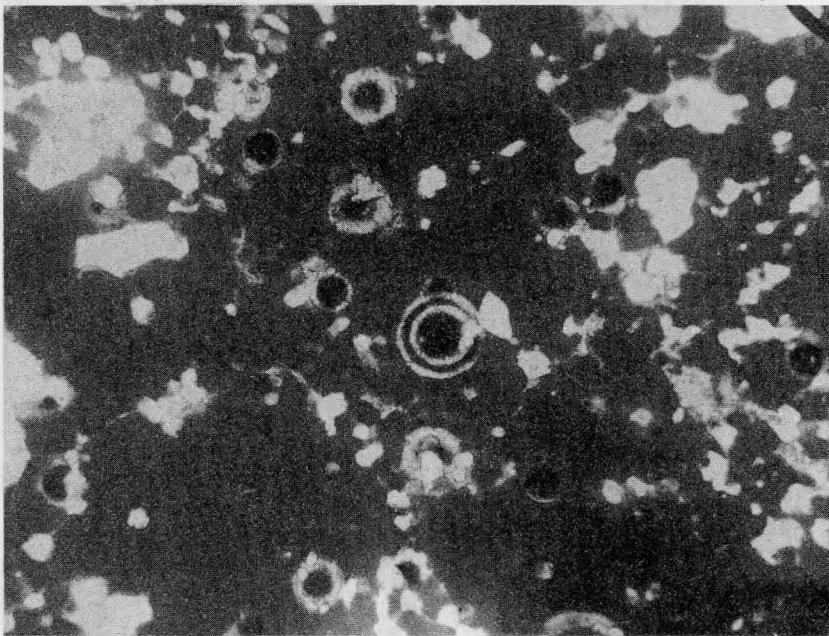


Рис. 1. Большие и малые радиационные ореолы первого типа. Увел. 370

ритах относятся к отдельным проявлениям и, следовательно, представляют собой узколокальное явление. При просмотре шлифов одного из регионов было установлено аномально широкое распространение во флюоритах разнообразных радиационных ореолов. Были просмотрены шлифы, отобранные из более чем двадцати проявлений флюорита этого региона, распространенных на площади в 2000 км². В рудах большинства этих проявлений отмечаются четко выраженные радиационные ореолы. Региональный их характер проявления — случай уникальный и аналогов этому явлению в настоящее время пока не известно.

Флюоритовые проявления региона, в образцах которых обнаружены радиационные ореолы, относятся к двум группам. К первой группе принадлежат флюорит-кварцевые, флюорит-полевошпат-кварцевые жилы, развитые в алюмосиликатных породах: кристаллических сланцах и гнейсах докембрия, мезозойских щелочных изверженных породах и их скарнах. Флюориты из флюорит-кварцевых и флюорит-полевошпат-кварцевых жил имеют довольно крупные размеры кристаллов (до 5 см) и обычно светлую окраску — розовую, светло-фиолетовую, светло-синюю. Ко второй группе относятся более широко развитые в этом регионе метасоматические проявления флюорита в осадочных карбонатных породах платформенного чехла. Характерной особенностью флюоритов этих проявлений является их мелкозернистость (размер кристаллов обычно не превышает 5 мм), интенсивно фиолетовая (до черной) окраска и явно ощутимый при ударе "зловонный" запах. И в тех и других флюоритах были обнаружены радиационные ореолы, но, если в светлых флюоритах их количество незначительно (несколько штук на квадратный сантиметр), то в темных их количество весьма заметно.

Детальное изучение флюоритов позволило выделить четыре типа радиационных ореолов. В основу подразделения был положен характер проявления элементов ореола — ядра и окружающих его колец.

Первый тип (рис. 1) характеризуется четко выраженными и интенсивно окрашенными ядром и кольцами; последние разделены узкими бесцветными зонами. По размерам ядер, ореолы этого типа делятся на два вида: 1) малые — интенсивно окрашенное четко выраженное ядро размером в 10–12 мкм, со слабой диффузией окраски по периферии, окруженное кольцами с несколько менее интенсивным окрашиванием, чем ядро. Между кольцами флюорит лишен окраски. Периферия ядра окрашена с такой же интенсивностью как и само ядро; 2) большие — интенсивно окрашенное ядро, примерно в два раза больше ядра малых ореолов. Диффузия окраски весьма слабая. На значительном расстоянии от ядра отмечается довольно широкое, неравномерно окрашенное кольцо. Нередко это кольцо отсутствует, но иногда их насчитывается до трех. Прозрачная часть ореола полностью лишена окраски и флюорит здесь растрескан. Периферия

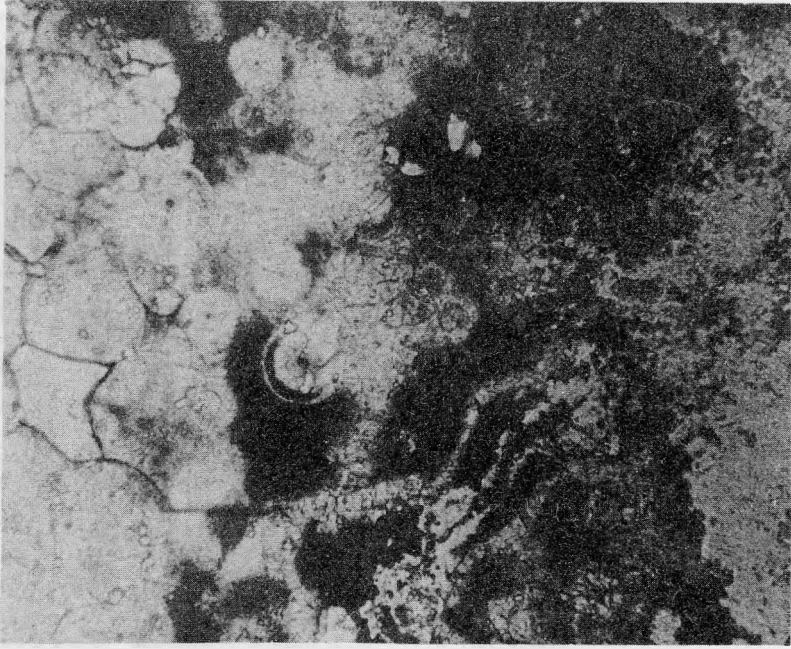


Рис. 2. Большие радиационные ореолы второго типа. Увел. 370

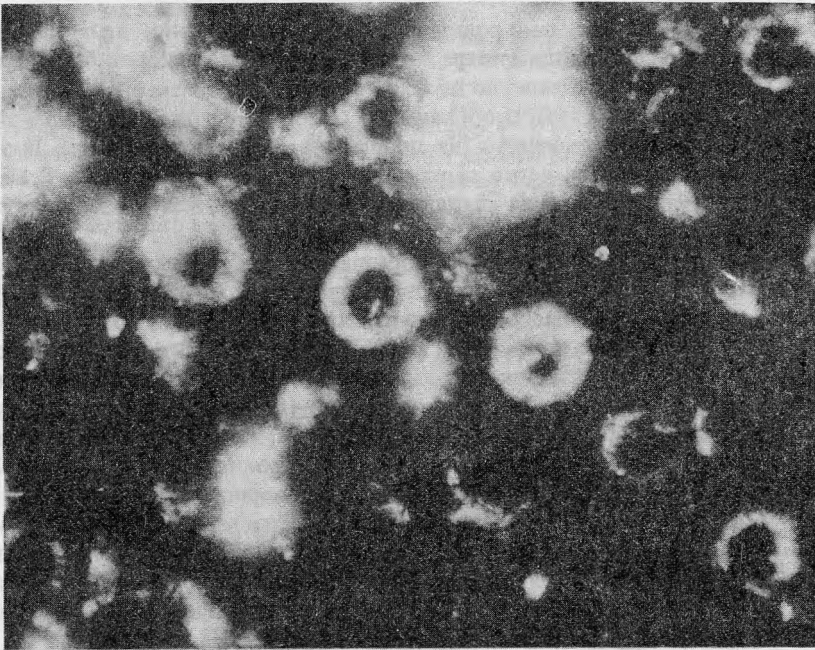


Рис. 3. Малые радиационные ореолы третьего типа. Увел. 600

ядер больших ореолов окрашена даже несколько более интенсивно, чем само ядро.

Второй тип (рис. 2) ореолов отличается слабо окрашенным, нечетко ограниченным, иногда полностью бесцветным, прозрачным ядром с признаками "растрескивания" и наличием (иногда) фрагментов слабо окрашенных колец, расположенных на значительном расстоянии от ядра. По размерам этот тип относится обычно к большим ореолам, хотя редко среди них встречаются и малые. В ореолах этого типа хорошо просматриваются радиоактивные центры.

Третий тип (рис. 3) ореолов встречается значительно реже первых двух. Это ореолы с интенсивно окрашенным (иногда до непрозрачности) ядром, имеющим заметную диффузию окраски по периферии. Ядро весьма редко окружено четким узким кольцом. Этот тип обычно представлен малыми ореолами.

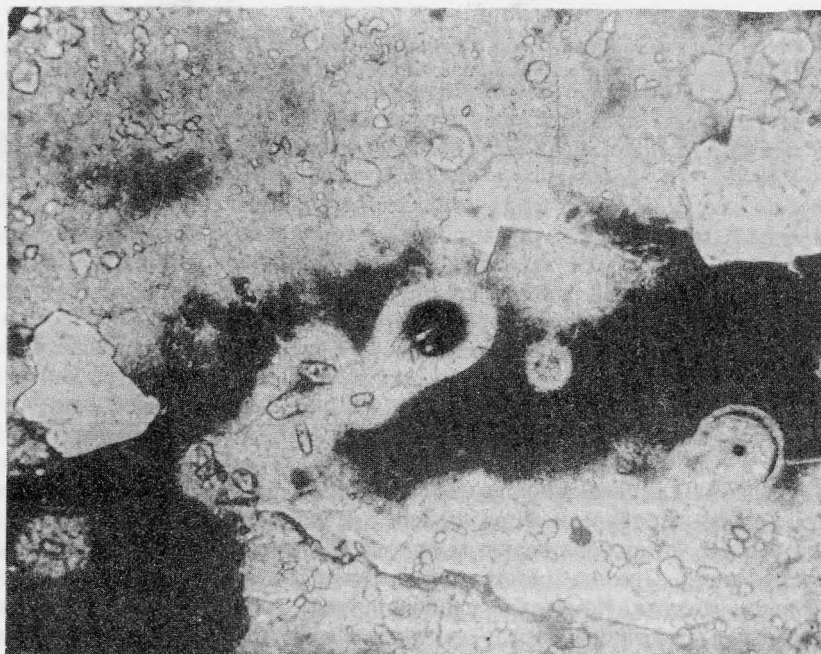


Рис. 4. Радиационные ореолы четвертого типа. Увел. 370

Четвертый тип (рис. 4) ореолов наблюдается в единичных случаях и на ограниченном числе флюоритовых проявлений. Вокруг довольно крупных (до 15–20 мкм) прозрачных анизотропных минералов, с идиоморфными очертаниями, формируются бесцветные ореолы в окрашенных кристаллах, форма и размеры которых зависят от формы и размеров минералов в центре.

Для жильных проявлений флюорита характерны ореолы второго и четвертого типов, а для метасоматических проявлений — ореолы первого и третьего типов. Причины такой зависимости кроются, видимо, в генетических особенностях флюоритовых проявлений, т.е. в характере включений тех радиоактивных минералов, вокруг которых формируются ореолы.

Изучение центров радиационных ореолов при больших увеличениях (400–600^x) показало, что наиболее часто они представлены черными, непрозрачными индивидуальными образованиями, размером в 1–2 мкм, с прямолинейными очертаниями. Вокруг них формируются как большие, так и малые ореолы первого и третьего типов. Довольно часто центр образован скоплением округлых прозрачных минералов. Размеры каждого из них менее 1 мкм; в совокупности они могут образовывать центр до 10 мкм. С подобными центрами связаны в основном большие ореолы второго типа. Значительно реже центрами служат индивидуальные образования, черные, непрозрачные, размером в 4–6 мкм, имеющие в сечении форму правильного квадрата. Вокруг этих центров сформированы большие ореолы первого типа. И, наконец, центр ореола может представлять собой довольно крупный прозрачный минерал, анизотропный, с высокими показателями преломления (вероятнее всего циркон). Вокруг таких центров образуются радиационные ореолы четвертого типа. Необходимо заметить, что, исключая ореолы четвертого типа, размеры центров не сказываются на величине ядра и на величине радиуса окрашенных колец. Довольно часто центры радиационных ореолов не поддаются диагностике, так как в большей части случаев потемнение ядра достигает такой степени, что флюорит здесь становится непрозрачным.

Наличие во флюоритах большого количества радиационных ореолов с четко выраженными кольцами позволяет определить семейства излучателей, т.е. те радиоактивные элементы, за счет которых образовались ореолы. Для этого достаточно измерить радиусы колец, которые и будут отвечать длине пробега α -частицы определенной энергии. Длина пробега зависит от энергии α -частицы и плотности минерала, в котором эта длина фиксируется.

Для флюоритов эти данные приведены в работе К. Пшибрама [3] как для ряда урана, так и тория (таблица 1).

Таблица 1

Радиусы ореолов α -излучателей ряда урана и тория во флюорите

Ряд урана			Ряд тория		
Элемент	Энергия частиц, Мэв	Измеренный радиус, мкм	Элемент	Энергия частиц, Мэв	Измеренный радиус, мкм
^{238}U	4,2	14,0	^{232}Th	4,0	11,8
^{234}U	4,77	14,4	^{230}Th	5,4	20,5
^{230}Th	4,61	15,8	^{226}Ra	5,7	22,3
^{226}Ra	4,59	16,9	^{222}Rn	6,3	26,1
^{226}Rn	5,59	20,5	^{218}Po	6,05	24,5
^{218}Po	6,00	23,5	^{214}Po	6,8	29,2
^{214}Po	7,68	34,5	^{212}Po	6,8	41,6
^{210}Po	5,30	19,3			

С целью определения радиоактивного излучателя было сделано свыше 600 измерений длин пробега α -частиц. Подбирались ореолы или с четко выраженным центром (ореолы второго типа), или с четко образованным ядром, без сильной диффузии его окраски (ореолы первого типа). Ореолы третьего и четвертого типов не измерялись вследствие их нечеткой выраженности. Измерения проводились в прозрачных шлифах. За радиус кольца принималось расстояние между центром и внешним краем кольца. Точность измерения составляла $\pm 0,5$ микрона. Полученные данные обрабатывались отдельно для больших и малых ореолов. Вычисленные значения радиусов пробега сравнивались с данными Пшибрама [3] для флюоритов Баварии и Аполлонова [1] для флюоритов Средней Азии (табл. 2).

Сравнение полученных данных с опубликованными показывает прежде всего, что радиационные ореолы изученных флюоритов обязаны своим происхождением как урану, так и торью, причем эти элементы могут находиться как в одном радиоактивном минерале, так и порознь. Во-вторых, здесь отмечается наличие двух видов радиационных ореолов — больших и малых, что, возможно, обусловлено характером радиоактивного

Таблица 2

Сравнение радиуса пробега α -частиц во флюоритах различных районов*

Семейство излучателей и элемент	Измеренный радиус, мкм			
	Бавария, К. Пшибрам	Средняя Азия В. Аполлонов	Данные авторов	
			Малые	Большие
Торий ^{232}Th	11,8	—	<u>11,4</u>	—
Уран ^{238}U	14,0	13,8	<u>13,6</u>	14,0
^{234}U	14,4	17,0	—	—
^{230}Th	15,8	—	15,4	—
^{226}Ra	16,9	—	—	—
^{210}Po	19,3	19,8	<u>19,6</u>	—
^{226}Rn	20,5	21,0	—	21,0
Торий ^{238}Th	20,5	—	—	—
^{224}Ra	22,3	—	22,0	—
Уран ^{218}Po	23,5	23,5	<u>23,4</u>	—
Торий ^{222}Bi	24,5	—	—	—
^{220}Rn	26,1	—	26,0	—
^{216}Po	29,2	—	28,7	29,0
Уран ^{214}Po	34,5	34,7	32,0; 36,6	33,2; 36,0
Торий ^{212}Po	41,6	—	<u>41,4</u>	40,0; <u>42,4</u>
?	—	—	—	47,0
?	—	—	—	50,0
?	—	—	—	54,0

* Подчеркнуты радиусы наиболее распространенных и четко выраженных радиационных колец.

центра. В-третьих — происходит расщепление кольца с радиусом в 34,5 мкм, характерного для ^{214}Po на два кольца с радиусами в 33,2 и 36,0 мкм, и кольца с радиусом в 41,6 мкм (^{212}Po) на кольца с радиусом 40,0 и 42,4 мкм. Это характерно как для больших, так и для малых ореолов (см. табл. 2). Причины расщепления колец пока не выяснены. И, наконец, появление колец с радиусами большими, чем длина пробега α -частиц известных излучателей. Таких колец нами отмечается три — с радиусами 47,0; 50,0; 54,0 мкм. Возможной причиной их появления В.Н. Аполлонов [1] считает "ионную диффузию фтора в перезкспонированных ореолах", а К. Пшибрам [3] объясняет их появление β -излучением. Оба положения довольно дискуссионные, так как ионную диффузию можно предполагать в пределах ореола, а не за его границами; возникновение этих колец за счет β -излучения вряд ли возможно, учитывая, что β -частицы не имеют прямолинейных треков. По нашему мнению, причиной появления подобных колец может явиться уменьшение плотности флюорита под воздействием радиоактивного излучения и, как результат этого, появление колец с такими радиусами. Изменение физических свойств в том числе и уменьшение плотности минералов при радиоактивном воздействии отмечается уже давно [4].

Таким образом, наличие радиационных ореолов во флюоритах региона обусловлено наличием в них твердых включений радиоактивных минералов. Хотя количество таких включений само по себе может представлять только минералогический интерес, их наличие вообще позволяет решать вопросы о соотношении радиоактивной и флюоритовой минерализации. Так, на тех флюоритовых проявлениях региона, где широко развиты радиационные ореолы любого типа, можно с уверенностью предполагать, что радиоактивная минерализация предшествовала или была близко-одновременной с флюоритовой.

Характерно, что несколько повышенное содержание радиоактивных элементов во флюоритовых рудах региона отмечается не только на проявлениях, где выявлены радиационные ореолы, но и на проявлениях, где они не отмечены. Просмотр флюоритовых руд из проявлений этого типа позволил установить, что в этом случае уран-ториевая минерализация имеет наложенный характер. Изменение окраски флюоритов под действием радиационного излучения отмечается и на этих объектах, но имеет иной вид. Интенсивность окраски меняется параллельно границам зерен (кристаллов) флюорита или трещинам пересекающим кристаллы, т.е. параллельно путям проникновения растворов, несущих уран-ториевую минерализацию. В отдельных случаях, когда концентрация радиоактивного вещества происходит в полости или в месте окончания трещины, здесь возникает хорошо выраженный радиационный ореол, но в этом случае отчетливо видно, что его центр приурочен к полости или к окончанию трещины, образовавшихся после формирования кристалла. Эти признаки позволяют легко отличать наложенную радиоактивную минерализацию от одновременной с флюоритовой, или ей предшествующей. Ореолы, приуроченные к трещинам и изменению окраски по границам зерен отмечают Фохтен Ренауд и Гейс Джорис [5] во флюоритах из района Вельзендорфа (Бавария).

ВЫВОДЫ

1. Флюоритовое оруденение региона характеризуется слабым проявлением уран-ториевой минерализации, как близко-одновременной, так и наложенной.
2. В том случае, когда флюоритовая и уран-ториевая минерализация близко-одновременны, во флюоритах широко распространены хорошо образованные радиационные ореолы, обусловленные микровключениями радиоактивных минералов.
3. В случае, когда уран-ториевая минерализация по отношению к флюоритовой является более поздней, во флюоритах наблюдается изменение интенсивности окраски параллельно границам зерен флюорита и трещинам, пересекающим их. Центры редких радиационных ореолов приурочены к полостям или окончанию трещин.
4. Интенсивно фиолетовая (до черного) окраска большинства проявлений флюорита обусловлена их длительным радиоактивным облучением. "Зловонный" запах флюоритов некоторых проявлений объясняется накоплением свободного фтора под действием радиации.
5. Учитывая геохимическую специфику урана, можно предполагать, что флюоритовые проявления, где широко развиты радиационные ореолы, относятся к средне-низкотемпературному типу.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аполлонов В.Н. К вопросу изучения плеохроичных ореолов во флюорите. – Зап. Узбек. отд. ВМО, 1970, вып. 21.
2. Баранов Э.Н. О содержании урана во флюоритах. – Геохимия, № 8, 1966.
3. Пишибрам К. Окраска и люминесценция минералов. М.: Изд-во иностр. лит., 1959.
4. Сидоренко Г.А. Радиационная минералогия. – Зап. ВМО, втор. сер., 1978, ч. 107, вып. 4.
5. Vocthen R. F. G., Geis J. F. Solid inklnsion in a fluorite variety from the Wolsendorfer Raue (Bavaria, FRG). – Schweiz. miner. und petrogr. Mitt. 1977, vol. 57, N 1.

УДК 549.086:553.48

С.С. БОРИШАНСКАЯ, Р.А. ВИНОГРАДОВА

ДИАГНОСТИКА МИНЕРАЛОВ НИКЕЛЯ И КОБАЛЬТА
В ОТРАЖЕННОМ СВЕТЕ (II)¹

При диагностике минералов в отраженном свете, наряду с определением таких оптических свойств, как цвет, относительное отражение, двуотражение, эффект поляризации и внутренние рефлексии, все большее значение приобретает количественное определение коэффициентов отражения (R , %) в видимой области спектра (в частности, при $\lambda = 580$ или 589 нм) и микротвердости (H , кгс/мм²). Величины R и H – ключевые при диагностике – получены для многих минералов [1–5] и используются при составлении таблиц для определения минералов в отраженном свете [6, 7].

В дополнение к предыдущей таблице для определения в отраженном свете минералов никеля и кобальта [8] составлена новая таблица, в которой использованы имеющиеся в литературе данные по отражению и микротвердости 66 минералов никеля и

Структурная и рентгенометрическая характеристика минералов никеля и кобальта, приведенных в определительной таблице

Минерал	Координаты в определит. табл.		Сингония	Пространственная группа
	R , %	H , кгс/мм ²		
1	2	3	4	5
Аваруит	72	300	Куб.	$O_h^1 - Pm\bar{3}m$
Аллоклазит	51,7	600	Ромб.; возможно, монокл.	$D_2^3 - P2_12_12$
Аннабергит	7,5	80	Монокл.	$C_{2h}^3 - C2/m$
Аргентопентландит	35,9	167	Куб.	$O_h^5 - Fm\bar{3}m$
Биберит	4	40	Монокл.	$C_{2h}^5 - P2_1/c$
Блокит	35	480	Куб.	$T_h^6 - Pa\bar{3}$
Бонаккордит	17,6	1200	Ромб.	$D_{2h}^9 - Pbam$
Бравоит	49	750	Куб.	$T_h^6 - Pa\bar{3}$
Брейтгауптит	51,8	563	Гексагон.	$D_{6h}^6 - P6_3/mmc$
Брэгтит	44,8	1020	Тетрагон.	$C_{4h}^2 - P4_2/m$ или $C_4^3 - P4_2$

¹ Первая часть настоящей статьи будет опубликована в вып. 31. *Ред.*