

УДК 553.411:549.75: 550.42

**Фомин Ю. А.**

*ДУ «Інститут геохімії оточуючої середовища НАН України»*

## **ТОРИЙ-РЕДКОЗЕМЕЛЬНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В АРХЕЙСКИХ Au-Fe РУДАХ БАЛКИ ШИРОКОЙ (ЧЕРТОМЛЫКСКАЯ ЗЕЛЕНОКАМЕННАЯ СТРУКТУРА, ДНЕПРОВСКИЙ БЛОК)**

*Исследованы фторсодержащий монацит и редкоземельный апатит в ассоциации с альбитом, хлоритом, карбонатом в золотоносных брекчиях железистых кварцитов в пределах березитовой зоны. На основании изучения взаимоотношений минералов, вариаций их состава, а так же зонального строения и морфологии кристаллов сделаны генетические выводы. Первоначально кластогенный монацит затем был вовлечен в метасоматический процесс, причём в минералообразующей системе торий-редкоземельная ассоциация непосредственно предшествовала золоторудной.*

### **Введение**

Сведения о присутствии и поведении редких и редкоземельных элементов в гидротермальных золоторудных зонах, связанных с архейскими зеленокаменными поясами, весьма противоречивы. Судя по некоторым публикациям [1-3], процессы изменения пород сопровождаются несущественными вариациями содержания этих элементов и не могут приводить к их концентрации или истощению. В работе [4], наоборот, доказывается значительная подвижность многих рассеянных элементов в ореолах метасоматического изменения с привносом редких земель (легких, средних и тяжелых), а также Ti, P, Zr, Y, Hf, U, Th и выносом Rb, Sr, Sc, Al.

Нами в составе гидротермальных золото-железистых руд зеленокаменной структуры архея Украинского щита, известных в мире как тип Вубачикве [5], выявлена, диагностирована и описана торий-редкоземельная минерализация [6]. Полученная информация, вероятно, в определённой мере может способствовать решению обозначенного спорного вопроса, но, кроме того, эта находка, несомненно, является свидетельством участия в архейских рудных процессах тория.

### **Краткая характеристика объекта**

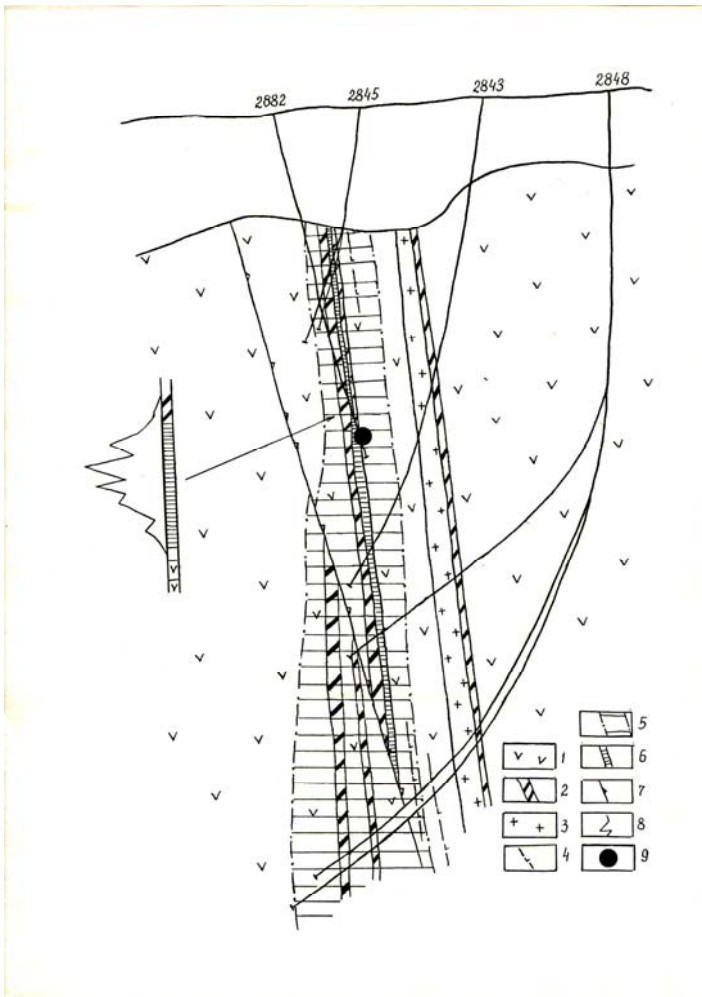
Приведенный в данной разработке материал территориально относится к восточной окраине Чертомлыкской зеленокаменной структуры, расположенной в центральной и относительно более эродированной части Среднеприднепровской гранит-зеленокаменной области. Рудное поле сложено породами метабазит-кварцито-сланцевой пачки нижней части конкской серии архейского возраста, обрамляющей с востока разрозненные тела субвулканических плагиогранит-порфиров [7] (Чкаловский массив, 3200-3160 млн лет [8]) Породы пачки регионально метаморфизованы в условиях фаций от зеленосланцевой до эпидот-амфиболитовой при температуре не ниже 550-500 °С.

Значительная фациально-литологическая неоднородность разреза исходных пород привела к интенсивному проявлению хрупких деформаций и гидротермально-метасоматических процессов. Последние представлены широко (регионально) развитыми продуктами сольфатарно-фумарольной деятельности формации пропицитов-вторичных кварцитов палеовулкана (Чкаловского) и более поздними (наложенными) тектоногенными околорудными (для золотого оруденения) метасоматитами формации лиственито-березитов.

Изученная золоторудная зона (опорный разрез по наиболее продуктивному профилю скважин 2882, 2845, 2843, 2848, рис. 1) по своей природе является именно тектоно-метасоматической и связана с катаклазированным и брекчированным контактом между метабазитами и горизонтом магнетит-хлоритовых с карбонатами железистых кварцитов. Кроме указанных пород, в составе крутозалегающей пачки здесь установлены парасланцы кварц-хлорит-мусковитовые с эпидотом, грюнеритом, магнетитом и кремнисто-карбонатные

с хлоритом. Вблизи железистых кварцитов мусковит местами вытесняется железистым биотитом. Обнаружены в разрезе также субсогласные дайки кварцевых кератофиров и диабазовых порфиритов, что подтверждает бимодальный характер исходно вулканогенно-осадочной серии пород.

Рудная залежь представляет собой субсогласное линейное тело (или серию кулисообразных тел) с кварц-золото-сульфидной минерализацией. Околорудные березиты слагают выдержанный по простиранию и падению ореол мощностью до 20-80 м (в зависимости от интенсивности хрупких деформаций) и протяженностью (по данным В.Н. Петько [7]) до нескольких км. При этом метасоматиты, более выразительно проявленные по метабазитам, включают в себя кварц, карбонаты, хлорит, светлые слюды, биотит, пирит и другие сульфиды. От метабазитов березиты практически всегда отделены хлоритовой оторочкой, которую можно рассматривать как внешнюю зону ореола. Железистые кварциты в зоне повсеместно содержат кварцевые жилы и прожилковые серии с железистыми карбонатами и сульфидами. Местами они превращены в брекчии на кварц-карбонат-сульфидном цементе (количество кварца составляет 40-90, сульфидов 3-15 %). Эти образования формируют внутреннюю (собственно рудную) зону ореола с содержанием золота до 20-40 г/т [11].



**Рис. 1.** Схематический геологический разрез тектоно-метасоматической зоны золото-железистых руд месторождения Балка Широкая (геолого-структурная основа составлена по данным ГПП «Кировгеология», В.Н. Петько, А.И. Корниенко и др.).

1. Переслаивание метабазитов и парасланцев кварц-хлорит-мусковитового, кремнисто-карбонатно-хлоритового состава. 2. Горизонты железистых кварцитов. 3. Прослой (или дайка) дацитовых порфиритов. 4. Дайки диабазовых порфиритов. 5. Ореол березитизированных пород и березитов кварц-слюдисто-карбонатного состава. 6. Золоторудная зона (зона рудных брекчий). 7. Пострудные тектонические нарушения. 8. Кривая, отражающая характер распределения в зоне золота. 9. Местонахождение монацит-апатитовой минерализации.

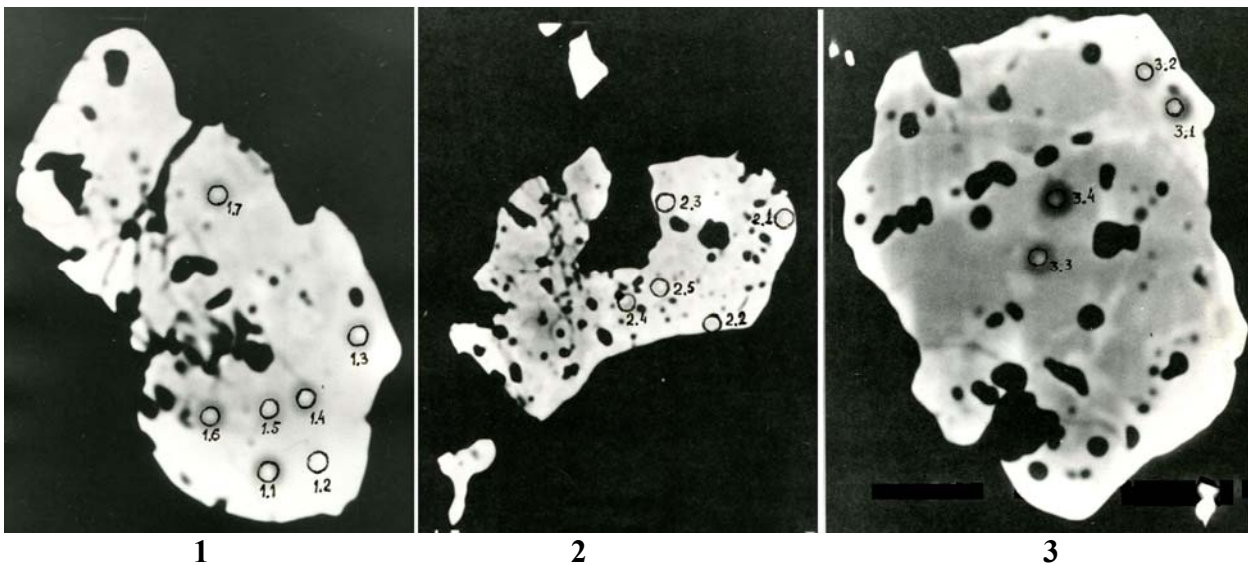
В составе руд, кроме кварца, карбонатов (сидероплезита, сидерита, железистого доломита) и хлорита, установлены магнетит, пирит, в том числе золотоносный (4-2100 г/т), пирротин, халькопирит, сфалерит, ферротетраэдрит и самородное золото. Последовательность минералообразования в рудной зоне, по нашим данным [9, 11], определяется последовательным рядом парагенетических минеральных ассоциаций: (1) кварц-магнетит, (2) кварц-пирит-марказит-арсенопирит, (3) пирротин-халькопирит-сфалерит, (4) карбонаты Ca, Fe, Mg-сульфосоли As, Sb-самородное Au (возможно Ag, Bi). Самородное золото образует включения (0,002-0,25 мм) в минералах всех

асоціацій: кварце, крупноблоковом пирите, магнетите (в участках их дробления), пирротине и, что важно, сидероплезите, а также в межзерновом пространстве.

Состав золота определяется составом окружающей среды. Наиболее высокопробным является золото в трещинках и нерудных минералах: Au 90,83-93,12; Ag 2,72-5,87; Fe 0,01-0,48 %. Включения в сульфидах характеризуются повышенным количеством Ag (4,87-6,04 %) и Fe (0,44-0,64 %) при содержании Au 91,36-91,83 %. Наиболее низкопробным является золото в магнетите: Au 85,62-87,99 % при максимальном содержании Ag (6,72-7,02 %) и Fe (1,14-3,32 %). Из других примесей в самородном золоте установлены Ni, Cu, Sb, Pb, Te, As, Bi, т.е. элементы, типичные для гидротермальных золотопроявлений, количество их крайне низко (0,01-0,08 %).

Вообще, комплекс проведенных геологических, минералого-геохимических, изотопных и термо-барогеохимических исследований [9] однозначно свидетельствует об эпигенетическом гидротермальном характере рудообразующей системы, регрессирующей в температурном интервале от 380-320 °С (кварц-магнетитовый парагенезис) до 280-200 °С (кварц-пирит-арсенопиритовый парагенезис) и далее до 260-180 °С (золото-карбонатный парагенезис). Нижний предел давления в зоне в период формирования кварц-золото-сульфидной минерализации оценивается как  $(8,1-8,6) \cdot 10^7$  Па.

**Торий-редкоземельная минерализация.** Эта минерализация, представленная фторсодержащим монацитом с тончайшими включениями фтор-апатита, установлена в наиболее богатых золотом (рудных) брекчиях железистых кварцитов на кварц-карбонат-сульфидном цементе из центральной зоны рудного ореола (скважина 2882, глубина 269,7 м). Монацит образует редкие субизометричные или неправильной формы зерна размером 0,5-0,6 мм как в сульфидной (крупноблоковый пирит ассоциации 2), так и в лейкократовой (кварц-карбонаты ассоциаций 2, 4) составляющих.



**Рис. 2.** Выделения архейских монацитов золото-железистых руд Балки Широкой (см. [6]).

Нумерация кристаллов соответствует таблицам 1 и 2. Фотографии сделаны на электронном микроанализаторе ICXA-733 фирмы «JEOL» в режиме СОМРО высокой контрастности. Увеличение кристалла 1 – 900, кристалла 2 – 550, кристалла 3 – 1100. Кружками обозначены места определения состава.

Три кристалла монацита были изучены на электронном микроанализаторе ICXA-733 фирмы «JEOL» в Центре по использованию импортного оборудования НАН Украины (А.С. Иванов). Прежде всего, сравнительное исследование этих фрагментов в режиме СОМРО низкой и высокой контрастности при больших увеличениях позволило установить отчётливые признаки механической транспортировки кристаллов – их окатанность и дробленность, а также следы коррозии этих кристаллов с участием газовой-водной флюида

(рис. 2). Если первые свидетельствуют об изначальном отложении монацитов в виде механических осадков в составе исходных древних (архейских) отложений, то вторые указывают на воздействие на монациты более поздних (тоже архейских) метасоматических растворов.

Кроме того, такое исследование дает достаточно ясное представление о временном соотношении монацитов с минералами золоторудных образований. Наконец, были проведены точечные определения химического состава монацитов с учетом отчётливо видной зональности кристаллов. Выполнены такие определения и для некоторых других сопутствующих минералов. Рассмотрим взаимоотношения минералов в изученных фрагментах.

1. В первом фрагменте (рис. 2, слева) кристалл монацита с единичными тонкими включениями апатита расположен на границе крупноблокового пирита и хлоритового агрегата.

О взаимоотношениях монацита с хлоритом судить трудно, хотя последний, наряду с крупным (самостоятельным) полем, образует мелкие включения непосредственно в монаците, т.е. хотя бы частично он формировался (рециклировался) после монацита. Представлен хлорит рипидолитом следующего состава (%): SiO<sub>2</sub> 22,42 – 23,44; TiO<sub>2</sub> 0,02-0,10; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 19,29-29,81; Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 0,02-0,08; ∑ FeO 30,66-32,44; MnO 0,01-0,07; MgO 10,89-11,20; K<sub>2</sub>O 0,02-0,03; H<sub>2</sub>O 11,02-11,10.

Судя по взаимоотношениям монацита (+ апатит) и пирита, последний является более поздним. Во всяком случае, кроме крупных блоков, пирит проявляется в виде мелких включений и прожилков в монаците, а также в виде каёмки на границе монацита с агрегативным рипидолитом. Пирит непосредственно в этом интервале золотоносен. Кроме Au (до 0,07 %), он концентрирует Co (до 0,12 %), Ni (0,01-0,06 %), As (до 0,03 %), Ag (до 0,18 %), реже Pb (до 0,18 %), Sb (до 0,02 %). Т.е. это типичный пирит кварц-пирит-арсенопиритового парагенезиса золоторудной системы.

2. Второй фрагмент (рис. 2, средний кристалл) почти аналогичен первому. Здесь наиболее чётко проявлены дробленность и корродированность (кластогенность) кристалла с механическим отделением нескольких частей кристалла. В самом монаците увеличивается количество включений апатита, некоторые достаточно крупны. Наряду с крупноблоковым (золотоносным) пиритом и рипидолитом, определен карбонат, который непосредственно с монацитом не соприкасается, но который, явно, образовался после пирита. Карбонат имеет состав сидероплезита (%): FeO 52,39-53,39; CaO 0,65-2,10; MgO 1,16-1,86; MnO 0,48-0,73. Интересно, что кроме обычной катионной части минерал содержит примеси (%), с одной стороны, халькофильных CoO (0,03-0,07) и ZnO (до 0,03), а с другой – редкоземельных элементов – Ce<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и Nd<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (до 0,04). Сидероплезит, несомненно, принадлежит золото-карбонатному парагенезису.

3. Третий фрагмент (рис. 2, справа) отличается от первых двух. Здесь корродированный кристалл монацита (+ апатит) как бы погружён в тонкозернистый кварц-карбонат-хлоритовый материал, образующий своеобразную кайму шириной 0,01-0,02 мм. По соседству присутствует еще несколько зерен монацита (возможно, обломков кристалла) с соответствующими кварц-карбонат-хлоритовыми каёмками или без них. Общим вместилищем для таких образований является альбит в виде более крупных выделений. Состав альбита (%): SiO<sub>2</sub> 66,28; TiO<sub>2</sub> 0,02; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 19,21; ∑ FeO 0,26; MnO 0,02; CaO 0,10; Na<sub>2</sub>O 11,66; K<sub>2</sub>O 0,02 обычен для этой разновидности полевого шпата и практически не отличается от метасоматического альбита раннепротерозойских урановорудных альбититов.

Сидероплезит с составом (%): FeO 53,32; CaO 2,79; MgO 1,46; MnO 0,42 отмечается в виде прожилка переменной мощности (максимум 0,01 мм), секущего альбит и кварц-хлоритовый агрегат, т.е. образовался после них. Важно подчеркнуть, что сидероплезит вблизи этого фрагмента содержит многочисленные включения самородного золота, т.е. как и в предыдущем случае относится к золото-карбонатному парагенезису.

Здесь же определен состав фтор-апатита (%): CaO 52,3; P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> 42,1; Ce<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 1,61; La<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 0,23; Nd<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 0,46; F 3,8; Cl 1,1, подтверждающий принадлежность апатита к единой с монацитом ассоциации.

Химический состав монацита (16 замеров в трёх кристаллах, таблица 1, рис. 2) определен, как отмечалось выше, с учетом зональности кристаллов, которая наблюдалась визуально в режиме СОМРО высокой контрастности: внешние каёмки зерен выглядят ярче по сравнению с центральными их ядрами, причём такая тенденция выдерживается достаточно неравномерно и проявляется в том числе вблизи включений в монаците апатита и хлорита. Учитывая методику анализа, можно предположить, что внешние (светлые) участки зерен характеризуются утяжеленностью элементарного состава.

**Таблица 1.** Состав монацита в Au-Fe рудах архея Балки Широкой (Чертомлык) [6].

Элемент	1.1 (4)	1.2 (3)	2.1 (2)	2.2 (3)	3.1 (2)	3.2 (2)
CaO	0,48	0,18	0,42	0,24	0,76	0,48
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	29,72	30,04	28,85	29,98	29,38	29,70
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	29,46	32,60	31,60	31,42	29,86	33,00
Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,43	14,68	17,82	16,11	15,50	9,81
Pr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,52	6,75	5,52	6,14	6,00	7,56
La <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,56	8,16	6,52	7,09	6,99	10,00
Gd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,72	2,62	2,47	2,61	2,54	2,19
Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,27	0,21	0,35	0,30	0,28	0,66
ThO <sub>2</sub>	3,54	0,64	2,27	0,99	5,42	0,92
U <sub>3</sub> O <sub>8</sub>	0,06	-	0,07	-	0,12	0,50
SiO <sub>2</sub>	0,20	0,10	0,24	0,22	0,45	-
Sc <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,01	-	0,01	-	0,02	-
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,83	2,00	1,00	1,80	0,11	0,08
F	0,66	0,32	0,35	0,23	0,34	0,32
Сумма	96,46	98,30	97,49	97,13	97,77	95,22

**Примечание.** 1.1 и 1.2 – внешняя и внутренняя зоны кристалла монацита, расположенного на границе пирита и хлорита. 2.1 и 2.2 – то же, но кристалл монацита находится в пирите, хлорит-карбонатный агрегат не граничит с кристаллом. 3.1 и 3.2 – то же, кристалл монацита включен в альбит, по краям сопровождается тонким кварц-карбонат-хлоритовым агрегатом. Во всех кристаллах присутствуют включения апатита. В скобках указано количество определений. Анализы сделаны на микроанализаторе фирмы «JEOL» JСХА-733.

Зональное строение зерен монацита полностью подтверждается аналитически, а именно соотношением в составе минерала трёх его фаз: монацитовой (Мо), чералитовой (Сh) и хаттонитовой (Нu) [10], а также рассчитанным составом самих миналов (таблица 2). В фундаментальном справочнике породообразующих минералов [12] хаттонит отнесен к самостоятельному минеральному виду, изоструктурному с монацитом. При этом предполагается существование непрерывного изоморфного ряда монацит – хаттонит с парным (взаимным) замещением  $Th^{+4}Si^{+4} \leftrightarrow Ca^{+3}P^{+5}$ . В том же справочнике к чералиту отнесен «обогащенный кальцием торийсодержащий член группы монацита».

Как видно из таблицы 2, соотношение фаз (или миналов) ряда монацит – чералит – хаттонит в краевых частях кристаллов и их ядрах различно. Прежде всего, внешние зоны отличаются от внутренних ядер устойчиво повышенным количеством тория (и урана) и, соответственно, большей долей ториевых миналов – чералита и хаттонита. Причём, что касается силиката тория хаттонита, то он в центральных ядрах изученных кристаллов вообще химически не проявлен, т.е. по всей вероятности отсутствует. Судя по точечным замерам, содержание ThO<sub>2</sub> в общем варьирует в пределах 0,46-5,85 вес. %, при этом концентрация его в краевых зонах (в среднем) в 2,3-5,9 раз выше по сравнению с внутренними зонами.

**Таблиця 2.** Соотношение фаз во внешних и внутренних зонах кристаллов монацита.

Зерно	Зона	Фаза	Формула фазы монацита	Соотношение фаз
1	1.1	Mo	$(\text{Ce}_{0,44}\text{La}_{0,09}\text{Nd}_{0,22}\text{Pr}_{0,07}\text{Gd}_{0,04}\text{Y}_{0,01}\text{Fe}^{3+}_{0,03}\dots)_{0,90}[\text{P}_{0,99}\text{O}_{3,96}]$	$\text{Mo}_{95}\text{Hu}_1\text{Ch}_4$
		Ch	$\text{Ca}_{0,02}(\text{Th,U})_{0,02}[\text{P}_{0,04}\text{O}_{0,16}]$	
		Hu	$(\text{Th,U})_{0,01}[\text{Si}_{0,01}\text{O}_{0,04}]$	
	1.2	Mo	$(\text{Ce}_{0,49}\text{La}_{0,11}\text{Nd}_{0,19}\text{Pr}_{0,09}\text{Gd}_{0,03}\text{Y}_{0,01}\text{Fe}^{3+}_{0,06}\dots)_{0,98}[\text{P}_{1,00}\text{O}_{4,00}]$	$\text{Mo}_{98}\text{Ch}_2$
		Ch	$\text{Ca}_{0,01}\text{Th}_{0,01}[\text{P}_{0,02}\text{O}_{0,08}]$	
	2	2.1	Mo	$(\text{Ce}_{0,48}\text{La}_{0,06}\text{Nd}_{0,24}\text{Pr}_{0,08}\text{Gd}_{0,03}\text{Y}_{0,01}\text{Fe}^{3+}_{0,03}\dots)_{0,93}[\text{P}_{0,98}\text{O}_{3,92}]$
Ch			$\text{Ca}_{0,02}(\text{Th,U})_{0,02}[\text{P}_{0,04}\text{O}_{0,16}]$	
Hu			$(\text{Th,U})_{0,01}[\text{Si}_{0,01}\text{O}_{0,04}]$	
2.2		Mo	$(\text{Ce}_{0,48}\text{La}_{0,10}\text{Nd}_{0,22}\text{Pr}_{0,08}\text{Gd}_{0,03}\text{Y}_{0,01}\text{Fe}^{3+}_{0,05}\dots)_{0,97}[\text{P}_{1,03}\text{O}_{4,12}]$	$\text{Mo}_{98}\text{Ch}_2$
		Ch	$\text{Ca}_{0,01}\text{Th}_{0,01}[\text{P}_{0,02}\text{O}_{0,08}]$	
3		3.1	Mo	$(\text{Ce}_{0,45}\text{La}_{0,10}\text{Nd}_{0,20}\text{Pr}_{0,08}\text{Gd}_{0,03}\text{Y}_{0,01}\dots)_{0,87}[\text{P}_{0,95}\text{O}_{3,80}]$
	Ch		$\text{Ca}_{0,03}(\text{Th,U})_{0,03}[\text{P}_{0,06}\text{O}_{0,24}]$	
	Hu		$(\text{Th,U})_{0,02}[\text{Si}_{0,02}\text{O}_{0,08}]$	
	3.2	Mo	$(\text{Ce}_{0,50}\text{La}_{0,14}\text{Nd}_{0,13}\text{Pr}_{0,10}\text{Gd}_{0,03}\text{Y}_{0,01}\dots)_{0,91}[\text{P}_{1,00}\text{O}_{4,00}]$	$\text{Mo}_{96}\text{Ch}_4$
		Ch	$\text{Ca}_{0,02}(\text{Th,U})_{0,02}[\text{P}_{0,04}\text{O}_{0,16}]$	

**Примечание.** Нумерация кристаллов монацита, а также внешней и внутренней их зон соответствует таблице 1 и тексту. Формулы фаз (миналов) рассчитывались исходя из их классических формул [10]: монацит (Mo) – TR [PO<sub>4</sub>]; хаттонит (Hu) – (Th,U) [SiO<sub>4</sub>]; чералит (Ch) – (Th,U)<sub>0,5</sub>Ca<sub>0,5</sub>[PO<sub>4</sub>]. Коэффициенты посчитаны на основе атомных количеств с приведением их суммы к 6.

Отличаются эти зоны также и спектром редких земель: краевые участки вмещают больше неодима, более тяжелого из лантаноидов, и в среднем меньше лантана, церия и празеодима (легких лантаноидов). Тем самым подтверждается относительная утяжеленность более светлых внешних каёмок.

Следует также подчеркнуть различия в составе монацитов в зависимости от окружающих минералов. Так, монациты в пирите характеризуются повышенной концентрацией железа в собственно монацитовом минале, причём в отличие от лантаноидов содержание Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в центральных ядрах кристаллов выше по сравнению с краевыми зонами: 1,8-2,0 и 0,83-1,0 %, соответственно. Количество окиси железа в монаците, связанном с альбитом, существенно ниже – 0,08-0,11 %.

С другой стороны, монацит в альбите отличается повышенной долей кальциевого (чералитового) и силикатного (хаттонитового), т.е. торий-урановых миналов. О более высокой ториеносности краевых частей кристаллов уже говорили. Теперь отметим существенно (до 2-х кратной) повышенную ториеносность (ThO<sub>2</sub> 0,92-5,42 %), а также и ураноносность (U<sub>3</sub>O<sub>8</sub> 0,50-0,12 %) монацита альбитовой ассоциации по сравнению с монацитами пиритовой ассоциации (ThO<sub>2</sub> 0,64-3,54 %) и (U<sub>3</sub>O<sub>8</sub> до 0,06-0,07 %). Подчеркнём также противоположную ториевой тенденции урана в монаците альбитовой ассоциации к особеному обогащению им (ураном) центрального ядра кристалла.

Из приведенных по взаимоотношениям минералов, вариациям их состава и характеру зональности данным, на наш взгляд, следует несколько важных особенностей.

1. Исходно изученные зерна монацита (с включениями апатита) представляют собой кластогенный материал, что уверенно подтверждается их окатанностью, признаками

растворимости и дробленностью, иногда с пространственным отделением осколков кристалла. Вмещающие их породы можно отнести к ритмично полосчатым кремнисто-хлоритово-карбонатным (с полевошпатовым материалом) железистым кварцитам и парасланцам оксидной, силикатной, может быть и сульфидной (пиритовой) фаций ВІF. Изначально это терригенно-хемогенные отложения. При этом, монацит и апатит, судя по определенным составам минералов, относятся к единой минеральной ассоциации.

Особо подчеркнем приведенные В.И. Орсой [13] аналогичные признаки транспортировки и переотложения монацитов в архейских гранитоидах Среднего Приднепровья. Так, монацит плагиогранитов и мокромосковских гранитов часто представлен неправильными зернами и обломками кристаллов с «прилипшими» вторичными продуктами. В аплитно-пегматоидных гранитах монацит установлен лишь в отдельных телах, правда, в большем количестве (до 100 г/т и выше). Жильные сегрегации, вообще, относительно обогащены монацитом, причем этот монацит имеет уплощенную форму, с как бы растворенными гранями, т.е. несет признаки переотложения. Интерес в этом плане представляет также его свидетельство, что среди палингенных плагиогранитов архея монацитоносными выявились только те, которые залегают среди биотитовых гнейсов и мигматитов (например, запорожские плагиограниты с количеством монацита до 20 г/т). Отмечено также весьма неравномерное содержание монацита в гранитоидных массивах при однородном строении самих гранитов (Мокромосковский массив).

Таким образом, наша находка отнюдь не является эксклюзивной. Источником же таких монацитов были еще более древние монацит содержащие породы. Например, находки аксессуарного монацита зафиксированы в раннеархейских гранито-гнейсах Днепропетровского комплекса, ассоциирующих с вольнянской существенно гнейсовой толщей (формация тоналитовых гранито-гнейсов и мигматитов) [14].

2. По своему составу описанным архейским монацитам [6, 13, 15] присущи черты как сходства, так и различия. Общей химической особенностью монацитов архея является преобладающий цериевый состав редких земель при незначительном количестве иттрия. Так, отношение Се:У в монацитах гранитоидов Среднего Приднепровья (табл. 4) составляет 41,7-89,5 с относительным снижением в минералах пегматоидных гранитов (41,9-55,9). Лишь в 1 образце из 7, также в пегматите, монацит содержит существенную долю иттрия (Се:У – 8,5) и (в значимых количествах) более широкий спектр редких земель. Еще более высокое отношение Се:У характерно по нашим данным для монацитов Au-Fe руд Балки Широкой (табл. 1): 71,8-249,8 в 15 замерах и только в одном измерении оно снижается до 38,4. Наибольшее количество иттрия здесь установлено в монаците, ассоциирующем с альбитом – аналогия с монацитами пегматитов.

**Таблица 3.** Состав монацита из архейских гранитоидов Среднего Приднепровья [13, 15].

Окислы (вес. %)	1	2	3
ThO <sub>2</sub>	6,76 (6,61-7,19)	6,61 (5,36-6,88)	9,30 (8,25-9,30)
U <sub>3</sub> O <sub>8</sub>	0,28 (0,248-0,40)	0,088 (0,076-0,134)	0,09 (0,09-0,095)
ThO <sub>2</sub> :U <sub>3</sub> O <sub>8</sub>	(21,3)	(74,7)	(102,3)
TR <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	56,30	56,76	55,13
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	25,66	28,24	25,53

**Примечание.** Образцы монацита: 1 – серого гранита Мокромосковского массива; 2 – плагиогранита г. Запорожье; 3 – розового пегматоидного гранита балки Сухенька. В скобках приведены вариации Th, U и среднее их отношение в монацитах соответственно гранитов и пегматитов Мокромосковского массива по 3 пробам; плагиогранитов района г. Запорожье по 4 пробам; розовых аплитно-пегматоидных гранитов по 3 пробам. Анализы выполнены в лаборатории ИГН АН УРСР.

Различаются монациты архея по соотношению наиболее распространенных лантаноидов (Ce, La, Nd). Если в монацитах плагиогранитов и мокромосковских гранитов



количественное соотношение этих редких земель соответствует:  $Ce > La > Nd$ , то в монацитах аплит-пегматоидных гранитов оно несколько иное:  $Ce > Nd > La$ . Монациты Балки Широкой, наоборот, в основном обеднены лантаном ( $Ce > Nd > La$ ) и относительно обогащены празеодимом, но в отдельных замерах (2 из 16) в монаците альбитовой ассоциации это соотношение нарушается при близких содержаниях лантана и неодима. Интересно отметить присутствие всех трех редкоземельных элементов и в составе фтор-апатита, как уже сказано выше, связанного с монацитом в едином парагенезисе.

**Таблица 4.** Редкоземельные элементы в составе монацита из архейских гранитоидов Среднего Приднестровья [13].

№	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Gd + Eu	Tb	Y	Dy	Ho	Er
1	13,8	44,3	4,8	19,5	6,0	4,3	0,3	5,2	1,5	0,1	0,2
2	22,1	53,3	4,0	16,6	2,0	1,3	-	0,7	-	-	-
3	20,0	53,7	5,2	17,5	2,3	0,7	-	0,6	-	-	-
4	21,0	54,0	5,5	16,2	1,5	1,1	-	0,7	-	-	-
5	23,0	54,0	4,8	14,1	2,0	1,2	-	0,9	-	-	-
6	16,8	55,9	5,2	17,9	1,9	1,3	-	1,0	-	-	-
7	15,8	54,2	5,9	17,6	3,1	2,1	-	1,3	-	-	-

**Примечание.** Породы, из которых выделен монацит: 1 – гранат-мусковитовый пегматит, р. Мокрая Московка; 2 – Серый гранит, там же; 3 – плагиомигматит, г. Запорожье; 4 – плагиогранит, там же; 5 - плагиомигматит, о-в Хортица; 6 – розовый пегматоидный гранит, балка Сухенька; 7 – то же, балка Аврамова. Определение состава редких земель выполнено хроматографическим методом. Сумма редких земель приведена к 100 %.  $Tu$ ,  $Yb$ ,  $Lu$  не обнаружены ни в одной пробе.

Значительной вариабельностью в составе архейских монацитов обладают радиоактивные элементы. Из гранитоидных образцов повышенная ториеносность и соответствующее отношение  $ThO_2:U_3O_8$  установлены в аплит-пегматоидных гранитах. В зональных кристаллах монацита Балки Широкой концентрация тория существенно (в 2,3-5,9 раз) выше во внешних каёмках по сравнению с внутренними ядрами кристаллов. Торий-урановое отношение внешних зон (32,4-59,0) в среднем является промежуточным между таковым для плагиогранитов и мокромосковских гранитов. О внутренних зонах судить трудно: для монацита-3 (альбитовой ассоциации) оно понижено (1,8).

Отсюда вполне целесообразным представляется подход В.И. Орсы [14] к делению некоторых разновидностей гранитов архея Украинского щита (в частности, аплит-пегматоидных) на основании распределения в них редких земель на три типа: монацитовый, ксенотимовый и ортит-цирконовый с селективным цериевым (+ лантан), иттриевым и комплексным составом редкоземельных элементов (соответственно). В настоящей разработке мы касаемся только монацит-содержащих пород. Указанные же вариации состава монацитов могут быть связаны не только с различными источниками минералов, но и с их регенерацией в условиях палингенно-метасоматических процессов.

3. Несмотря на признаки кластогенности монацитовой (с апатитом) минерализации, на наш взгляд, было бы ошибочно рассматривать ее исключительно как реликтовую. Эти минералы, как и альбит, хлорит, кварц, карбонаты, магнетит, сульфиды и золото несут следы участия метасоматических процессов. Это может быть метасоматическое рециклирование материала с индивидуализацией минералов, либо (частично) их непосредственно гидротермально-метасоматическое формирование (например, жильных фаций) в ходе становления рудной зоны.

Тем самым подтверждается вывод, сделанный в работе [4] о подвижности редких земель, во всяком случае, лёгких, а также  $P$ ,  $Th$ ,  $U$ ,  $Y$  в зонах изменения пород, связанных с архейскими золоторудными залежами. По мнению авторов этой работы выщелачивание редкоземельных элементов из вмещающих пород происходило уже в процессах пропилютового и начального серицитового (березитового Ю.Ф.), тем более в участках



«видимого их изменения при разрушении фемических минералов воздействующими на них золотоносными флюидами с последующими переотложениями в жильных зонах».

Эти выводы также вполне подтверждаются нашими определениями состава прожилково-вкрапленных карбонатов (сидероплезита), которые, с одной стороны, насыщены включениями самородного золота и содержат примесь типичных для золоторудных ассоциаций Co и Zn, а с другой, - характеризуются присутствием типичных для монацита (и апатита) Ce и Nd.

4. Торий-редкоземельная (Ca, Si, P, TR, Y, Th, U, F) и золоторудная (Au, Ag, Co, Ni, Cu, Pb, Zn, As, Sb, Bi, S) ассоциации, как следует из взаимоотношений минералов в изученных фрагментах, несколько разобщены во времени, скорее всего в рамках единого процесса. Первая предшествует второй. Минералогически она включает в себя, кроме монацита и апатита, альбит и рипидолит (разновидность хлорита), которые свидетельствуют, по крайней мере о субщелочном характере системы (в это время) и по-видимому составляют единый минеральный парагенезис, предшествующий описанной выше совокупности минеральных парагенетических ассоциаций золото-железистого оруденения.

### **Выводы**

Обнаруженная на месторождении золота Балка Широкая торий-редкоземельная минерализация, представленная монацитом и апатитом, судя по опубликованным материалам, в достаточной мере распространена в архейских породах Среднего Приднепровья. Сформировавшись первоначально как литокластический материал в осадочных (либо вулканогенно-осадочных) отложениях за счет ещё более древних пород, эта минерализация затем вовлекалась в более поздние палингенно-метасоматические процессы. В нашем случае это гидротермально-метасоматический золоторудный процесс. Едва ли эта минерализация может иметь промышленное значение. Однако она вполне может быть (и была) источником материала для раннепротерозойских россыпей, в частности, связанных с металлоносным флишем.

1. *Kerrich R., Fryer B.I.* Archean precious-metal hydrothermal system, Dome mine, Abitibi greenstone belt. II, REE and oxygen isotope relations // *Canad. J. Earth Sci.* – 1979. – 16. – P. 449-458.
2. *Kerrich R., Fyfe W.S.* The gold-carbonate association: Sours of CO<sub>2</sub> and CO<sub>2</sub> fixation reaction in Archean lode deposits // *Chem. Geology.* – 1981. – 33. – P. 265-294.
3. *Kerrich R., Hodder R.W.* Archean lode gold and base metal deposits: Evidence for metal separation into independent hydrothermal system // *Canad. Inst. Mining metallurgy.* – 1982. – Spec. – 24. – P. 144-160.
4. *Ludden J.N., Daigneault R., Robert F., Taylor R.P.* Trace element mobility in alteration zones associated with Archean Au lode deposits // *Econ. Geol.* – 1984. – 79. – P. 1131-1141.
5. *Phillips G.N., Groves D.I., Martin J.E.* An epigenetic origin for Archean banded iron-formation nated gold deposits // *Econ. Geol.* – 1984. – 79. – P. 162-171.
6. *Фомин Ю.А., Иванов А.С.* Торий-редкоземельная минерализация в архейских золото-железистых рудах балки Широкой (Средне Приднепровская гранит-зеленокаменная область) // *Доп. НАН України.* - 1995.- №10.- С. 101-105.
7. *Петько В.Н., Корниенко А.И. Кирьянов Н.Н. и др.* Новые данные о геологическом строении и рудоносности Чертомлыкской зеленокаменной структуры Среднего Приднепровья // *Геол. журн.* – 1994. – № 3. – С. 76-84.
8. *Щербак Н.П., Артёменко Г.В., Бартницкий Е.Н. и др.* Геохронологическая шкала докембрия Украинского щита.- Киев: Наук. думка, 1989. – 144 с.
9. *Фомин Ю.А., Савченко Л.Т., Демихов Ю.Н. и др.* Золото-джеспилитовое оруденение балки Широкая (Среднее Приднепровье) // *Геол. журн.* – 1994. – № 3. – С. 84-95.
10. *Годовиков А.А.* Минералогия. – Москва: Недра, 1975. – 520 с.
11. *Коваль В.Б., Коптюх Ю.М., Яроцук М.А., Фомин Ю.А., Лануста В.Ф.* Золоторудные месторождения Украинского щита (Украина) // *Геол. рудн. мест.* – 1997. – Т. 39. – № 3. – С. 229-246.
12. *Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж.* Породообразующие минералы. Т. 5. – Москва: Мир, 1966. – 408 с.
13. *Орса В.І.* Про акцесорні монацити з гранітоїдів Середнього Наддніпров'я // *Доп. АН УРСР, Сер. Б.* – 1969. - №8. – С. 694-699.
14. *Орса В.І.* Гранитообразование в докембрии Среднеприднепровской гранит-зеленокаменной области. – Киев: Наук. думка, 1988. – 204 с.
15. *Орса В.І.* Особенности распределения урана и тория в акцессорных минералах некоторых гранитоидов Среднего Приднепровья. Радиоактивные элементы в горных породах. Часть I. Новосибирск, 1972. – С. 107.

**Фомін Ю. О.** ТОРІЙ-РІДКІСНОЗЕМЕЛЬНА МІНЕРАЛІЗАЦІЯ У АРХЕЙСЬКИХ AU-FE РУДАХ БАЛКИ ШИРОКОЇ (ЧЕРТОМЛИЦЬКА ЗЕЛЕНОКАМ'ЯНА СТРУКТУРА, ДНІПРОВСЬКИЙ БЛОК).

*Досліджено фторовмісний монацит і рідкісноземельний апатит в асоціації з альбітом, хлоритом, карбонатом у золотоносних брекчіях залістих кварцитів в межах березитової зони. На основі вивчення взаємовідносин мінералів, варіацій їх складу, а також зональної будови і морфології кристалів зроблено генетичні висновки. Первинно кластогенний монацит потім був залучений у метасоматичний процес, причому в мінералоутворюючій системі торій-рідкісноземельна асоціація безпосередньо передувала золоторудній.*

**Fomin Yu. A.** TORIUM-RARE-EARTH MINERALIZATION IN ARCHEAN Au-Fe ORE DEPOSITS OF BALKA SHYROKA (CHORTOMLYKSKA GREENSTONE STRUCTURE, DNIPROVSKYI BLOCK).

*Fluor-containing monazite and rare-earth apatite in association with albite, chlorite and carbonate are established in the gold-bearing breccias of BIF (at the berezite zone). On the base of studying of mineral interaction, mineral composition varieties and crystalloid zonality and morphology, genetic conclusions were drawn. First clastic monazite then was included in the hydrothermal process. In the common mineralogical system, thorium-rare-earth and gold-bearing associations were separated in time: the gold-bearing association was formed later.*