

Московский государственный университет  
имени М.В. Ломоносова

Геологический факультет



НАУЧНАЯ КОНФЕРЕНЦИЯ

**ЛОМОНОСОВСКИЕ  
ЧТЕНИЯ**

**СЕКЦИЯ ГЕОЛОГИИ**

***Подсекция минералогии***

Руководитель – профессор Спиридовон Э.М.

СБОРНИК  
ТЕЗИСОВ ДОКЛАДОВ  
*Часть 1*

Москва  
2024

## Содержание:

1. Высокоглиноземистый турмалин Терлигхайского месторождения ртути, Республика Тыва	
И.А. Бакшеев, Р.В. Кужугет .....	3
2. Турмалин золоторудного месторождения Талды-Булак Левобережный, Кыргызстан	
И.А. Бакшеев, Н.Т. Пак .....	8
3. Изменения в базальте как индикатор обстановок минералообразования в древних фумарольных системах Толбачинского дала (Камчатка)	
М.О. Булах, И.В. Пеков, Н.Н. Кошлякова, М.А. Назарова .....	11
4. Атакамит из палеофумарол вулкана Толбачик (Камчатка)	
М.О. Булах, Ю.Д. Гриценко, Л.П. Огородова, М.Ф. Вигасина, Л.В. Мельчакова, Д.А. Ксенофонтов .....	15
5. Минералы группы колусита и теллуриды меди и серебра в рудах месторождения Телевеем, Чукотка	
Е.А. Власов, Д.С. Малышева .....	17
6. Камерные гранитные пегматиты с самоцветной минерализацией на восточном Памире – пегматит Амиго	
Ю.Д. Гриценко, А.Э. Хайрулина .....	25
7. Минеральные ассоциации карбонатных брекчий Воронцовского месторождения золота (Северный Урал)	
Ф.Д. Сандалов, М.А. Россомахин, С.Ю. Степанов, Е.В. Белогуб .....	36

ВЫСОКОГЛИНОЗЕМИСТЫЙ ТУРМАЛИН ТЕРЛИГХАЙСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ  
РТУТИ, РЕСПУБЛИКА ТЫВА

Бакшеев И.А.<sup>1</sup>, Кужугет Р.В.<sup>2</sup>

<sup>1</sup>*Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова*

<sup>2</sup>*ФГБУН Тувинский институт комплексного освоения природных ресурсов СО РАН*

Терлигхайское месторождение ртути расположено в 12 км от поселка Терлиг-Хая на территории Кызылского кожууна, Республика Тыва. Район месторождения сложен нижнедевонскими эфузивными и вулканогенно-осадочными толщами, которые разбиты тремя крупноамплитудными крутопадающими разломами субширотного, северо-восточного и меридионального до широтного проявлений. В пределах месторождения выявлены более мелкие пологие взбросо-надвиги меридионального проявлений. В лежачем боку таких тектонических нарушений вулканиты интенсивно брекчированы, образуя обширные поля брекчий.

На месторождении широко распространены силлообразные тела и дайки габбро-долеритов, долеритовых порфиритов и долеритов. Считается, что дайки внедрились позже силлов и относятся к позднедевонскому-раннекамеугольному габбро-сиенитовому торгальскому комплексу, к которому также принадлежит небольшое штокообразное тело гранодиоритов, расположенное на северо-западе месторождения [1].

Гидротермально измененные породы относятся к аргиллизитовой формации. Они представлены кварц-каолинитовыми, кварц-гидрослюдистыми, кварц-турмалиновыми метасоматитами. Последние представляют собой черные кварцитовидные породы, сложенные кварцем, турмалином, гидрослюдами, пиритом. Возможно, что кварц-турмалиновые метасоматиты являются разновидностью кварц-гидрослюдистых [1]. Однако ртутная минерализация в них не установлена.

Ртутное оруденение приурочено к кварц-гидрослюдистым метасоматитам. Выделяются вкрапленные, прожилково-вкрапленные и брекчевые руды. Главный рудный минерал – киноварь, представлен несколькими генерациями. Широко распространены пирит, марказит, в меньших количествах присутствуют гематит, халькопирит, тетраэдрит-(Hg). К редким минералам относятся сфалерит, метациннабарит, в том числе селенсодержащий. Жильные составляющие – кварц, барит, реже – карбонаты, хлорит.

С учетом высокого содержания турмалина (около 50%) кварц-турмалиновые метасоматиты можно назвать турмалинитами. Они рассекаются кварцевыми прожилками двух

генераций. Ранние прожилки (первая генерация) мощностью до первых сотен микронов в зальбандах имеют тонкие оторочки из радиально лучистых агрегатов кристаллов турмалина; внутри этих прожилков также развиты радиально-лучистые агрегаты турмалина. В поздних прожилках (вторая генерация) мощностью до 10 мкм нет ни турмалиновых оторочек, ни радиально-лучистых агрегатов внутри.

Микроскопически турмалин сине-зеленый, образует тонкие срастания с кварцем; изредка можно наблюдать замещение кварцем и мелкими радиально-лучистыми агрегатами минералов исходных пород. Турмалин плеохроирует от почти бесцветного или бледно-зеленого до темно-зеленого и синего, что указывает на присутствие в его составе как двух-, так и трехвалентного железа.

При электронно-микроскопических исследованиях в турмалине диагностированы мелкие включения циркона, рутила, кварца, ксенотима, барита, пирита, галенита, буланжерита (?), ковеллина, самородного висмута.

Турмалины метасоматитов и ранних секущих прожилков зональные по химическому составу. Эта зональность вызвана колебаниям содержания железа. Железистость  $[Fe_{общ}/(Fe_{общ} + Mg)]$  турмалинов основной массы варьирует в широких пределах от 0.22 до 0.97; доля вакансии в позиции *X* составляет 0.29-0.60 а.ф.; содержание Ca находится в пределах 0.13-0.33 а.ф.; количество O в позиции *W* изменяется от 0.02 до 1.00 а.ф. Эти параметры в турмалинах прожилков варьируют от 0.44 до 0.95, от 0.49 до 0.54 а.ф., от 0.12 до 0.27 а.ф. и от 0 до 1.00 а.ф. соответственно. Второстепенные компоненты в турмалинах основной массы и прожилков представлены Ti (0-0.14 и 0-0.04 а.ф) и Mn (0-0.05 и 0-0.04 а.ф.). Турмалины обоих типов содержат Cl, до 0.07 и до 0.02 а.ф. соответственно. Приведенные данные свидетельствуют об идентичном составе турмалинов основной массы и прожилков.

На треугольной диаграмме в координатах X-вакансия—Ca—Na(+K) (рис. 1а) большая часть фигуративных точек составов находится в поле вакансационных турмалинов и несколько - в поле щелочных турмалинов, при этом все составы обогащены Ca. На треугольнике в координатах  $Fe_{60}Al_{40}$ -Al- $Mg_{60}Al_{40}$  (рис. 1б) точки составов находятся в поле между линиями окси-фойтит—«окси-магнезио-фойтит» и фойтит—магнезио-фойтит, а также чуть ниже линии фойтит—магнезио-фойтит. Учитывая положения точек на треугольнике и данные расчетов изученные турмалины основной массы и прожилков можно классифицировать согласно работе [11] как промежуточные члены ряда фойтит—окси-фойтит; реже среди турмалинов основной массы встречаются промежуточные члены ряда фойтит—магнезио-фойтит. Отдельные составы

классифицируются как дравит, окси-дравит и окси-шерл. Все турмалины обогащены Ca и содержат Cl.



Рис. 1. Диаграммы в координатах (а) X-вакансия-Ca-Na (а), (б) Fe-Al-Mg и (в)  $Ca + ^TAl - Na + Si$ , иллюстрирующие состав турмалина Терлигхайского месторождения. Красные треугольники – турмалин основной массы; зеленые треугольники – турмалин ранних кварцевых прожилков.

На диаграмме в координатах  $Na + Si - Ca + ^TAl$  (рис. 1в) точки составов расположены вдоль двух обменных векторов  $NaSi(Ca^TAl)_{-1}$  и  $NaO^X\Box^{-1}OH_{-1}$ , которые отвечают замещениям  $Na + Si \leftrightarrow Ca + ^TAl$  и  $Na + O \leftrightarrow X\text{-вакансия} + ^W OH$  соответственно. Учитывая отрицательную корреляцию между Na и Al (коэффициент корреляции -0.75), замещение увитового типа  $Ca + Mg(Fe) \leftrightarrow Na + Al$  в описываемом турмалине отсутствует. Другим возможным механизмом вхождения Ca в структуру турмалина является замещение  $Ca + Mg + ^W O \leftrightarrow X\text{-вакансия} + Al + ^W OH$  [5]. Однако, рассчитанный отрицательный коэффициент корреляции между Ca и  $^W O$  (-0.32) указывает на нереальность такого замещения, а также замещения, которое реализуется в турмалинах ряда люккезиит–магнезио-люккезиит  $Ca + ^W O \leftrightarrow Na + ^W OH$  [9]. В силу низкого содержания лития в описываемом турмалине (9-15 г/т), схема замещения  $Na + ^Y R = Ca + ^Y Li$  ( $R = Fe + Mg + Mn$ ) [6] невозможна. По-видимому, единственным механизмом вхождения Ca в структуру турмалина будет замещение  $Na + Si \leftrightarrow Ca + ^TAl$ , которое реализуется в адачиите. Это предполагает наличие адачитового компонента в составе описываемого турмалина.

Изученный турмалин основной массы беден примесями. Методом ЛА-ИСП-МС были выявлены, г/т: Li 8.72-15.24, V до 1.03, Zn 16.82-30.91, Ga 19.42-38.36, Rb до 0.66, Sr 62.60-152.83, Nb 1.88-10.02, Sn 1.25-6.11, Cs до 0.14.

Хлорсодержащие турмалины описаны в составе аргиллизитов золото-порфирового месторождения Кишладаг в Турции [3]; в составе калиевых метасоматитов (калиевый полевой, биотит, магнетит) золото-порфирового месторождения Белы Врх в Словакии [2] и цементе песчаников на юго-западе Польши [8]. Везде они характеризуются высоким содержанием Al и относятся к системе фойит-окси-фойит-магнезио-фойит-“окси-магнезио-фойит”.

В случае аргиллизитов Кишладага источник хлора неизвестен. Авторы предположили, что им являлись высокосоленые флюиды, захваченные во включениях в раннем кварце и высвободившиеся из него на стадии аргиллизации. Источником хлора в турмалине месторождения Белы Врх послужили практически безводные солевые расплавы, состоящие из хлоридов Fe, Na, K, и сосуществовавшие с водяным паром очень низкой плотности [2]. В третьем случае источником хлора являлись эвапориты [8]. Что касается источника Cl для турмалинов Терлигхайского месторождения, то его можно только предполагать. Возможно, что это были высокохлоридные гидротермальные растворы, чье вероятное существование на телетермальных месторождениях ртути было смоделировано в работе [7].

### Литература

1. Зайков В.В., Лебедев В.И., Тюлькин В.Г., Кужугет К.С., Гречищева В.И. Рудные формации Тувы. Новосибирск: Наука, 1981, 201с.
2. Bačík P., Koděra P., Uher P., Ozdín D., Jánošík M. Chlorine-enriched tourmalines in hydrothermally altered diorite porphyry from the Biely Vrch porphyry gold deposit (Slovakia) // Canad. Mineral., 2015. Vol. 53, pp. 673-691.
3. Bozkaya Ö, Baksheev I.A., Hanilçi N., Bozkaya G., Prokofiev V.Yu., Özta Y., Banks D.A. Tourmaline composition of the Kışladağ porphyry Au deposit, Western Turkey: implication of epithermal overprint // Minerals. 2020, 10, 789; doi:10.3390/min10090789
4. Henry D.J., Novák M., Hawthorne F., Ertl A., Dutrow B., Uher P., Pezzotta F. Nomenclature of the tourmaline-supergroup minerals. // Amer. Mineral., 2011. Vol. 96, pp. 895-913.
5. Henry D.J., Dutrow B.L. Ca substitution in Li-poor aluminous tourmaline // Canad. Mineral., 1990. Vol. 28, pp. 111-124.
6. Lussier A.J., Hawthorne F.C. Oscillatory zoned liddicoatite from Anjanabonoina, Central Madagascar. II. Compositional variation and mechanisms of substitution // Canad. Mineral., 2011. Vol. 49, pp. 89-104.

7. *Obolensky A.A., Gushchina L.V., Borisenko A.S.* Physicochemical models for ore formation processes at mercury deposits // Russ. Geol. Geophys., 2006. Vol. 47, no. 12, pp. 1344-1359.
8. *Pieczka A., Buniak A., Majka J., Harryson H.* Si-deficient foitite with  $^{[4]}Al$  and  $^{[4]}B$  from the 'Ługi-1' borehole, southwestern Poland // J. Geoscie., 2011. Vol. 56, pp. 389-398.
9. *Scribner E.D., Cempírek J., Groat L.A., James Evans R., Biagioni C., Bosi F., Dini A., Hålenius U., Orlandi P., Pasero M.* (2021) Magnesio-lucchesiite,  $CaMg_3Al_6(Si_6O_{18})(BO_3)_3(OH)_3O$ , a new species of the tourmaline supergroup // Amer. Mineral., 2021. Vol. 106, p. 862-871.

ТУРМАЛИН ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ТАЛДЫ-БУЛАК  
ЛЕВОБЕРЕЖНЫЙ, КЫРГЫЗСТАН

Бакшеев И.А.<sup>1</sup>, Пак Н.Т.<sup>2</sup>

<sup>1</sup>*Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова*

<sup>2</sup>*Институт геологии им. М. М. Адышева, НАН Кыргызской Республики*

Турмалин устойчив в широком интервале условий от низкотемпературных гидротермальных до высокоградных и высокобарических метаморфических и магматических условий. Он развит в магнезиальных скарнах, цвиттерах, грейзенах, кварц-турмалиновых метасоматитах месторождений олова кассiterит-силикатно-сульфидной формации, кварц-серицитовых метасоматитах Au-Mo-Cu и Sn порфировых месторождений, аргиллизитах эпимермальных месторождений золота, пропилитах plutоногенных месторождений золота и талька, метасоматитах месторождений золота в докембрийских зеленокаменных поясах, метаморфизованных колчеданных месторождений и др.

Благодаря сложному химическому составу и широким вариациям обстановок формирования, минералы надгруппы турмалина можно рассматривать в качестве индикаторов условий образования месторождений полезных ископаемых.

В этой работе описаны турмалины из золоторудного месторождения Талды-Булак Левобережный в Кыргызстане. Оно находится в 100 км к юго-западу от Бишкека. В строении месторождения участвуют докембрийские метаморфические породы: амфиболиты, биотит-амфиболовые и хлорит-амфиболовые сланцы, мигматиты, слюдистые сланцы и гнейсы. Метаморфические породы прорываются дайками, мелкими штоками и силлами сиенит-порфиров и монцодиоритов силурийского возраста и палеогеновыми дайками долеритов [2]. Формирование золотой минерализации, связано с постмагматической деятельностью интрузивов сиенит-порфиров и монцодиоритов [2].

На месторождении выделяются (1) ранние безрудные биотит-альбит-кварц-калишпатовые метасоматиты, образующиеся по гнейсам и мигматитам, (2) безрудные кварц-турмалиновые, развивающиеся главным образом по сиенит-порфирам и монцодиоритам, (3) рудоносные листвениты и березиты, замещающие соответственно амфиболиты и кварц-карбонатно-магнезиальные породы и гнейсы, сланцы, мигматиты, сиенит-порфиры, монцодиориты. Рудные минералы в березитах, лиственитах и сопряженных кварцевых жилах и прожилках представлены реликтовыми хромитом и магнетитом и новообразованными пиритом, халькопиритом, более редкими блёклыми рудами, галенитом, арсенопиритом.

Кварц-турмалиновые метасоматиты тёмно-серые до чёрных мелко- до микрозернистых. Турмалин слагает агрегаты мелких кристалликов (длиной до первых десятков микронов) в тесном срастании с кварцем, мусковитом. Метасоматиты рассекаются кварцевыми прожилками с сульфидными минералами (пирит, халькопирит, блеклые руды). В пирите, слагающем вкрапленники в метасоматитах, наблюдаются реликты турмалина. Фотография в отраженных электронах свидетельствует, что кристаллы турмалинов зональные по химическому составу (рис. 1а).

По химическому составу турмалин относится в основном к дравиту и окси-дравиту (0.51-0.86 а.ф. Na, 0.13-0.49 X-вакансия, 1.39-2.14 а.ф.  $^Y\text{Mg}$ , 0.42-1.30 а.ф.  $^Y\text{Fe}$ , 0.0-0.69 а.ф.  $^W\text{O}$ , 0.31-1.00 а.ф.  $^W\text{OH}$ ). В некоторых составах отмечается повышенная концентрация хрома (до 0.14 а.ф.), скорее всего указывающая на участие вещества гипербазитов в образовании турмалина. Отдельные составы относятся к ряду магнезио-фойтит—фойтит (0.30-0.44 Na а.ф., 0.54-0.70 X-вакансия, 0.37-1.23 а.ф.  $^Y\text{Mg}$ , 0.93-1.60 а.ф.  $^Y\text{Fe}$ , 0.29-0.44 а.ф.  $^W\text{O}$ , 0.56-0.72 а.ф.  $^W\text{OH}$ ) и шерл—окси-шерл (0.60-0.70 Na а.ф., 0.18-0.36 X-вакансия, 0.95-1.25 а.ф.  $^Y\text{Mg}$ , 1.19-1.66 а.ф.  $^Y\text{Fe}$ , 0.0-0.58 а.ф.  $^W\text{O}$ , 0.42-1.00 а.ф.  $^W\text{OH}$ ). Содержание Ca подавляющем большинстве изученных турмалинов не превышает 0.1 а.ф. Поскольку турмалины представлены мелким иголками в тесном срастании с другими минералами, то выделить монофракции для проведения Мёссбауэрского исследования с целью определения содержания  $\text{Fe}^{3+}$  невозможно. Тем не менее, в некоторых составах по балансу зарядов оказалось возможным рассчитать количество трехвалентного железа, и оно достигает 0.28 а.ф.

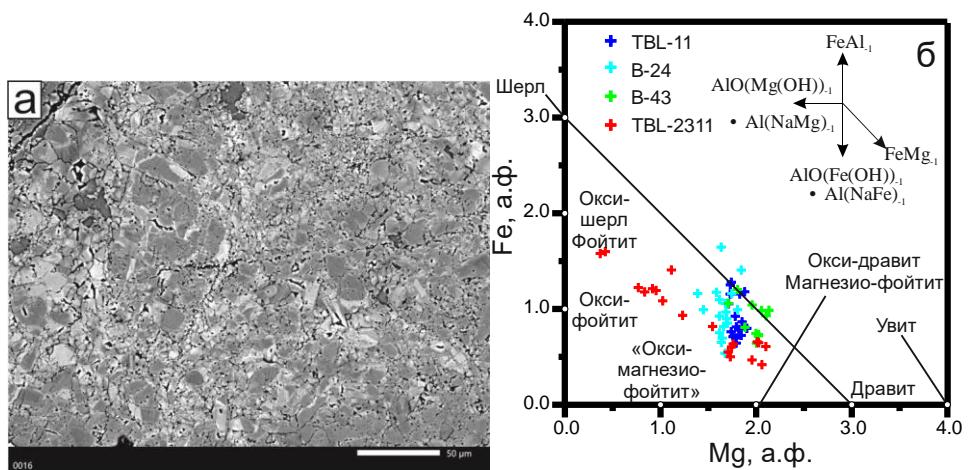


Рис. 1. (а) Агрегаты мелких зональных кристаллов турмалина, фото в отраженных электронах; (б) соотношение Mg и Fe в составе турмалина.

На графике в координатах Mg-Fe<sub>общ</sub> (рис. 1б) видно, что турмалины с изученными составами разбиваются на две группы по характеру замещения. К первой группе относятся

турмалины образцов TBL-11, B-24 и B-43, чьи составы расположены параллельно обменным векторам  $FeAl_{-1}$ ,  $AlO(FeOH)_{-1}$  и  $X\Box Al(NaFe)_{-1}$ . Рассчитанные коэффициенты корреляции между  $Fe_{общ}$  и  $Al$ ,  $(Al + {}^W O)$  и  $(Fe_{общ} + {}^W OH)$ ,  $(X\text{-вакансия} + Al)$  и  $(Na + Fe_{общ})$  составляющие -0.76, -0.91 и -0.76 соответственно, свидетельствуют о ведущей роли вектора  $AlO(FeOH)_{-1}$ , хотя влияния других векторов также сильное. Ведущий вектор отвечает замещению  $Al + {}^W O^{2-} \leftrightarrow Fe^{2+} + {}^W OH^-$ . Ко второй группе принадлежат турмалины образцов TBL-2311; они расположены параллельно вектору  $FeMg_{-1}$  (коэффициент корреляции между  $Mg$  и  $Fe_{общ}$  равен -0.95), отвечающему замещению  $Fe^{2+} \leftrightarrow Mg$ .

Сочетание замещений  $Al + {}^W O^{2-} \leftrightarrow Fe^{2+} + {}^W OH^-$  и  $Fe \leftrightarrow Mg$  ранее было отмечено в турмалинах плутоногенного месторождения Кекура на Чукотке [1]. В тоже время для турмалинов золото-порфировых месторождений характерны замещения  $Fe^{3+} \leftrightarrow Al$  и  $Al + {}^W O^{2-} \leftrightarrow Fe^{2+} + {}^W OH^-$  [3].

Таким образом, турмалины месторождения золота Талды-Булак Левобережный в основном относятся к ряду дравит-окси-дравит, реже к ряду магнезио-фойтит-фойтит и ряду шерл-окси-шерл. Повышенное содержание хрома в некоторых составах турмалина указывает на участие вещества гипербазитов при его формировании. Выявлены два типа ведущих типа замещений  $Al + {}^W O^{2-} \leftrightarrow Fe^{2+} + {}^W OH^-$  и  $Fe \leftrightarrow Mg$ . Такое сочетание встречается в турмалинах плутоногенных месторождений золота и не характерно для турмалинов золото-порфировых объектов.

### Литература

1. *Бакиев И.А., Нагорная Е.В.* Новые данные о химическом составе турмалина золоторудного месторождения Кекура, Западная Чукотка // «Минералогические музеи-2019. Минералогия вчера, сегодня, завтра» Мат-лы научной конференции. СПб: СПбГУ. с. 85-86
2. *Пак Н.Т., Ивлева Е.А., Шатов В.В., Шатова Н.В., Гончаренко А.А.* Кварц-турмалиновые метасоматиты на месторождениях золота в Актюз-Боординском рудном районе (Северный Тянь-Шань, Кыргызстан) // Руды и металлы. 2023. № 3. С. 106–120.
3. *Baksheev I.A., Prokof'ev V.Yu., Zaraisky G.P., Chitalin A.F., Yapaskurt V.O., Nikolaev Y.N. Tikhomirov P.L., Nagornaya E.V., Rogacheva L.I., Gorelikova N.V., Kononov O.V.* Tourmaline as a prospecting guide for the porphyry-style deposits // Eur. J. Mineral. 2012. Vol. 24, no. 6, pp. 957-979.

ИЗМЕНЕНИЯ В БАЗАЛЬТЕ КАК ИНДИКАТОР ОБСТАНОВОК  
МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ В ДРЕВНИХ ФУМАРОЛЬНЫХ СИСТЕМАХ  
ТОЛБАЧИНСКОГО ДОЛА (КАМЧАТКА)

Булах М.О.<sup>1</sup>, Пеков И.В.<sup>1</sup>, Кошлякова Н.Н.<sup>1</sup>, Назарова М.А.<sup>2</sup>

<sup>1</sup>*Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова*

<sup>2</sup>*Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН*

Толбачинский вулканический комплекс относится к юго-западному сектору Ключевской группы вулканов Восточного вулканического пояса Камчатки и включает действующий базальтовый вулкан Плоский Толбачик (3085 м), потухший Острый Толбачик (3682 м) и зону ареального вулканизма площадью 875 км<sup>2</sup>, южная часть которой именуется Толбачинским долом и представляет собой пологий увал, протягивающийся на 45 км к юго-западу от кальдеры Плоского Толбачика. Свод дола, сложенный напластованиями пирокластического материала и лавовых потоков, понижается в рельефе от 3000 м (у кальдеры) до 100 м над уровнем моря. В осевой его части сосредоточено большое количество эруптивных центров в виде шлаковых конусов, формирующих отчетливо выраженную в рельефе вулканическую гряду [1]. Следы древней фумарольной деятельности обнаружены на нескольких конусах Толбачинского дола, сформировавшихся в период 1000–2000 лет назад. В минералогическом аспекте наибольший интерес представляет конус Высота 1004, или гора 1004 (рис. 1), где выявлена разнообразная Cu, Pb, Mo, Se, As, V и силикатная минерализация [3, 4, 5, 7, 8]. На кромках двойного кратера конуса Высота 1004 сохранились реликты трех древних фумарольных полей: Западного, Южного и Юго-Западного; общие сведения о них приводятся в работах [4, 5].



*Рис. 1. Вид на г.1004 с Первого конуса СП БТТИ, Толбачинский дол, Камчатка*

Поверхность этого конуса сложена бомбами, шлаком и пеплом, состоящими из субафирового базальта с единичными фенокристаллами и более многочисленными субфенокристаллами оливина и, реже, диопсид-авгита. Основная масса базальта образована стеклом, микролитами авгита ( $f_e = 20\text{--}30\%$ ) и лабрадора  $An_{70\text{--}60}$  с подчиненным количеством микролитов оливина  $Fo_{85\text{--}70}$  и железистого энстатита (бронзита,  $f_e = 30\text{--}40\%$ ).

В пределах палеофумарольных полей выявлены следующие типы апобазальтовых газовых метасоматитов, развитых в объеме базальтового шлака и вулканических бомб на глубину 0.5–7 см от поверхности образцов:

I. Диопсид-эссенеитовые (рис. 2а). Горчично-желтые и желто-коричневые агрегаты, состоящие из ксеноморфных зерен новообразованного клинопироксена и реликтовых минералов базальта. Состав метасоматического клинопироксена варьирует от  $(Ca_{0.9}Mg_{0.8}Fe^{3+}0.3)_{\Sigma 2.0}[Si_{1.7}Al_{0.3}O_6]$  до  $(Ca_{1.0}Fe^{3+}0.6Mg_{0.3}Mn_{0.1})_{\Sigma 2.0}[Si_{1.4}Al_{0.6}O_6]$ . Встречаются включения анортита  $An_{99\text{--}90}$ .

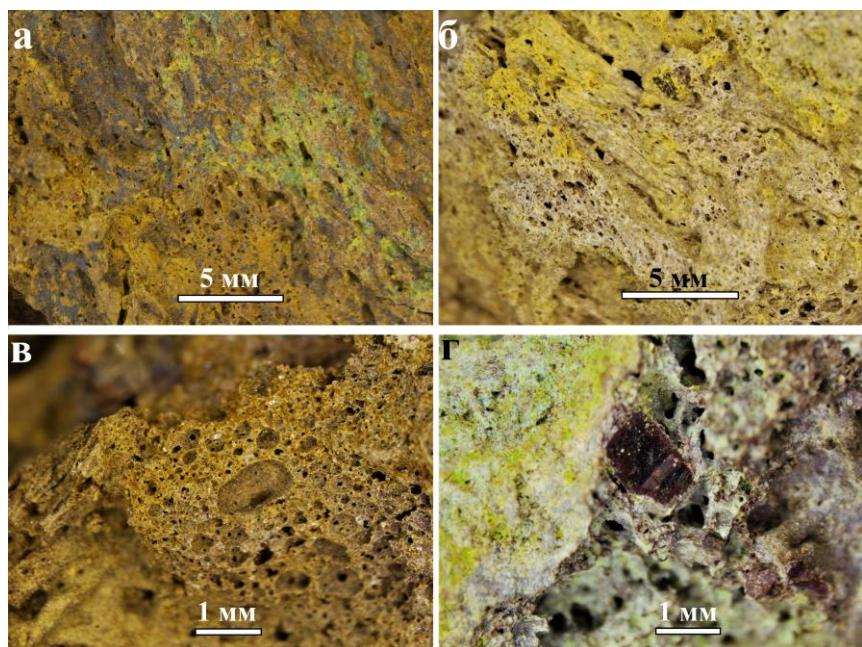


Рис. 2. Измененный вулканический шлак с Южного палеофумарольного поля г. 1004:  
 (а) диопсид-эссенеитовый апобазальтовый агрегат с корочками гематита и фольбортита (зеленый), (б) K-Na-полевошпатовый апобазальтовый агрегат; (в) фторфлогопитовый апобазальтовый агрегат; (г) «окисленный» оливин

II. Щелочнополевошпатовые – санидиновые и Na-санидиновые (рис. 2б). Бледно-желтые и кремово-белые агрегаты, образованные K-Na полевыми шпатами, в которых содержание альбитового компонента  $NaAlSi_3O_8$  меняется в разных образцах от 0 до 53 мол. %.

III. *Фторфлогопитовые и санидин-фторфлогопитовые* (рис. 2в). Агрегаты, состоящие из тонкочешуйчатого высокомагнезиального фторфлогопита, иногда находящегося в срастании с санидином или Na-санидином.

Первичный магматический оливин довольно редок как среди метасоматически преобразованной породы, так и среди незамещенного базальта. Почти все оливиновые вкрапленники имеют густо-красный цвет (рис. 2г), приобретенный вследствие окислительного распада, и полностью состоят из продуктов этого процесса: почти безжелезистого форстерита  $\text{Fo}_{99.98}$  и неоднородных хлопьевидных обособлений, сложенных Fe-Mg оксидами. В образцах с Западного и Юго-Западного палеофумарольных полей в новообразованном форстерите встречены ламелли «магнезиального лайхунита»  $\text{Fe}^{3+}\text{Mg}_{0.5}\square_{0.5}[\text{SiO}_4]$  [2]. Проявления окислительного распада в магматическом оливине свидетельствуют о том, что древние экскальационные системы конуса Высота 1004, как и современные, относились к окислительному типу: для возникновения форстерита  $\text{Fo}_{100-95}$  в процессе субсолидусного окисления железистого оливина требуются очень высокая фугитивность кислорода ( $\log(f\text{O}_2) > -5$ ) и температура не менее  $600^\circ\text{C}$  [6].

Апобазальтовые метасоматические агрегаты, выявленные в образцах из палеофумарол, как по минеральному составу, так и по характеру изменения первичных минералов базальта очень схожи с газовыми метасоматитами, описанными в активных фумаролах Второго шлакового конуса Северного прорыва Большого трещинного Толбачинского извержения 1975–1976 гг. Результаты нашего изучения действующей экскальационной системы фумаролы Арсенатной [3] показали, что в диапазоне температур  $\sim 450$ – $900^\circ\text{C}$  под действием фумарольного газа по базальту развиваются диопсид-эссенеитовые, гаюин-диопсидовые, анортоклазовые, Na-санидиновые, санидиновые и фторфлогопитовые газовые метасоматиты, которые последовательно и закономерно сменяют друг друга в вертикальном разрезе фумарольных камер на глубине  $\sim 4$ – $1$  м по мере постепенного остывания вулканического газа при его движении к поверхности. Фторфлогопитовые метасоматиты наблюдаются на том же гипсометрическом уровне, что и санидиновые; предположительно, их формирование обусловлено кратковременным увеличением концентрации галогенов в газовой смеси, благодаря чему становится возможен перенос Mg и Al в газовой фазе.

Тем не менее, между современными и древними газовыми метасоматитами можно отметить некоторые различия. Во-первых, палеофумарольные диопсид-эссенеитовые метасоматиты отличаются от современных аналогов более высоким содержанием эссенеитового компонента и очень малым – эссенеитового – в составе новообразованного

клинопироксена. В полевошпат-слюдяных апобазальтовых агрегатах с г. 1004 фторфлогопит нередко находится вместе с Na-санидином, что не характерно для метасоматитов из фумаролы Арсенатной. В реликтах инкрустаций здесь тоже зачастую в одной ассоциации встречаются те минералы, которые в активной фумароле кристаллизуются в разных по температуре зонах.

Указанные различия обусловлены, по-видимому, несколько отличающимися параметрами минералообразования в потухших и активных экскальационных системах вулкана Толбачик – прежде всего, вариациями состава вулканического газа и степенью его разбавления атмосферным воздухом [3]. Кроме того, своеобразие минеральных ассоциаций палеофумарол г. 1004 может быть связано с наложением относительно низкотемпературных парагенезисов на сформировавшиеся ранее высокотемпературные.

### Литература

1. Большое трещинное Толбачинское извержение, Камчатка, 1975-1976 / под ред. С.А. Федотова. М.: Наука, 1984. 637 с.
2. Булах М.О., Пеков И.В., Кошлякова Н.Н., Назарова М.А. Изменение базальта в высокотемпературных фумаролах окислительного типа на вулкане Толбачик (Камчатка). Часть 1. Процессы и продукты преобразования оливина // Записки РМО. 2023а. Т. 52. № 3. С. 1–35.
3. Булах М.О., Пеков И.В., Кошлякова Н.Н., Назарова М.А. Изменение базальта в высокотемпературных фумаролах окислительного типа на вулкане Толбачик (Камчатка). Часть 2. Газовые метасоматиты // Записки РМО. 2023б. Т. 52. № 5. С. 14–65.
4. Набоко С.И., Главатских С.Ф. Реликты постэруптивной деятельности на старых конусах Толбачинского дала, Камчатка // Вулканология и сейсмология. 1992. № 5–6. С. 66–86.
5. Серафимова Е.К., Семенова Т.Ф., Сулимова Н.В. Минералы меди и свинца древних фумарольных полей горы 1004 (Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 1994. № 3. С. 35–49.
6. Blondes M.S., Brandon M.T., Reiners P.W., Page F.Z., Kita N.T. Generation of forsterite olivine (Fo<sub>99.8</sub>) by subsolidus oxidation in basaltic flows // Journal of Petrology. 2012. V. 53. P. 971–984.
7. Pekov I.V., Zubkova N.V., Yapaskurt V.O., Polekhovsky Y.S., Britvin S.N., Turchkova A.G., Sidorov E.G., Pushcharovsky D.Yu. Kainotropite, Cu<sub>4</sub>Fe<sup>3+</sup>O<sub>2</sub>(V<sub>2</sub>O<sub>7</sub>)(VO<sub>4</sub>), a new mineral with a complex vanadate anion from fumarolic exhalations of the Tolbachik volcano, Kamchatka, Russia // Canadian Mineralogist. 2020. V. 58. P. 155–165.
8. Shchipalkina N.V., Pekov I.V., Koshlyakova N.N., Britvin S.N., Zubkova N.V., Varlamov D.A., Sidorov E.G. Unusual silicate mineralization in fumarolic sublimes of the Tolbachik volcano, Kamchatka, Russia – Part 1: Neso-, cyclo-, ino- and phyllosilicates // European Journal of Mineralogy. 2020. V. 32. P. 101–119.

## АТАКАМИТ ИЗ ПАЛЕОФУМАРОЛ ВУЛКАНА ТОЛБАЧИК (КАМЧАТКА)

Булах М. О., Гриценко Ю. Д., Огородова Л. П., Вигасина М. Ф.,

Мельчакова Л. В., Ксенофонтов Д. А.

*Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова*

Атакамит  $\text{Cu}_2\text{Cl}(\text{OH})_3$  является одним из самых распространенных минералов древних фумарольных полей конуса Высота 1004 (г. 1004). Впервые на этом объекте атакамит был описан Е.К. Серафимовой в 1990-е гг. [1], но детального изучения его особенностей до сих пор не проводилось. Особый интерес вызывает происхождение атакамитовой минерализации – представляет ли она собой остатки древних фумарольных отложений или является результатом гипергенного изменения экскальационных минералов меди.

Наиболее обильные скопления атакамита наблюдаются на Западном палеофумарольном поле г. 1004, где его тонкокристаллические агрегаты совместно с теноритом, хризоколлой, флюоритом и линаритом цементируют пирокластический материал. На Южном палеофумарольном поле атакамит образует частичные и полные псевдоморфозы по тенориту, ассоциирующему с гематитом, шпинелью, санидином и форстеритом.

Типичный химический состав атакамита из толбачинских палеофумарол соответствует эмпирической формуле  $(\text{Cu}_{1.97}\text{Zn}_{0.01})_{\Sigma 1.98}\text{Cl}_{0.94}(\text{OH})_{3.02}$  (в расчете на 4 заряда). Данные порошковой рентгенографии подтверждают, что этот минерал является ромбической полиморфной модификацией  $\text{Cu}_2\text{Cl}(\text{OH})_3$ ; рассчитанные параметры его элементарной ячейки таковы:  $a = 6.01 \text{ \AA}$ ,  $b = 9.13 \text{ \AA}$ ,  $c = 6.84 \text{ \AA}$ ,  $V = 375.3 \text{ \AA}^3$ . На Западном палеофумарольном поле вместе с атакамитом встречается тригональный паратакамит, содержащий около 13 мас. %  $\text{ZnO}$ ; его типичная эмпирическая формула:  $(\text{Cu}_{1.64}\text{Zn}_{0.36})_{\Sigma 2.00}\text{Cl}_{0.99}(\text{OH})_{3.01}$ .

Для атакамита оказался характерен многостадийный процесс термических преобразований, впервые детально описанный в нашей работе [2]:

I. 300–420°C (максимум эндотермического эффекта 340°C, потеря массы 16.5%) – разложение атакамита с образованием воды, тенорита и меланоталлита:



II. 420–515°C (максимум эндотермического эффекта 470 °C, потеря массы 5.4%) – разложение меланоталлита с кристаллизацией нантокита и выделением  $\text{O}_2$  по реакции



IV. 515–1000°C (потеря массы 37.5%): продолжение распада меланоталлита и возгонка  $\text{CuCl}$ .

Весь процесс термического преобразования атакамина при нагревании до 1000°C описывается реакцией:  $4\text{Cu}_2\text{Cl}(\text{OH})_3 = 4\text{ CuO} + 4\text{ CuCl}\uparrow + \text{O}_2\uparrow + 6\text{H}_2\text{O}\uparrow$  [2].

Характер пространственно-возрастных взаимоотношений между атакамитом и теноритом свидетельствует о том, что образование атакамина на конусе Высота 1004 происходило преимущественно за счет тенорита либо в низкотемпературных условиях в период активности фумарол г. 1004, либо позднее, когда минерализованные полости полностью остывли и стали доступны для атмосферной влаги. В последнем случае источником Cl, по-видимому, служили водорастворимые экскальационные хлориды – галит и сильвин. Не исключено также развитие атакамина по медным хлоридам, например, по толбачиту  $\text{CuCl}_2$ .

Кристаллизация атакамина непосредственно из компонентов вулканического газа менее вероятна, хотя и не исключена. Согласно экспериментальным данным [3, 4], при понижении температуры газа до 400–450°C летучесть соединений Cu сильно снижается и этот элемент «осаждается» в виде различных кристаллических безводных фаз, так что в условиях температур ниже 200°C концентрация Cu в вулканическом газе уже весьма мала для формирования значительных скоплений собственных минералов этого элемента.

### Литература

1. Серафимова Е.К., Семенова Т.Ф., Сулимова Н.В. Минералы меди и свинца древних фумарольных полей горы 1004 (Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 1994. № 3. С. 35–49.
2. Гриценко Ю.Д., Булах М.О., Огородова Л.П., Вигасина М.Ф., Мельчакова Л.В., Ксенофонтов Д.А. Атакамит из палеофумарол конуса Высота 1004 (вулкан Толбачик, Камчатка): термодинамические свойства // Геохимия. 2024. Т. 69. № 2. С. 83–94.
3. Чураков С.В., Ткаченко С.И., Коржинский М.А., Бочарников Р.Е., Шмулович К.И. Термодинамическое моделирование эволюции состава высокотемпературных фумарольных газов вулкана Кудрявый, о. Итуруп, Курильские о-ва // Геохимия. 2000. № 5. С. 485–501.
4. Mizutani Y. Copper and zinc in fumarolic gases of Showashinzan volcano, Hokkaido, Japan // Geochemical Journal. 1970. V. 4. P. 87–91.

МИНЕРАЛЫ ГРУППЫ КОЛУСИТА И ТЕЛЛУРИДЫ МЕДИ И СЕРЕБРА В РУДАХ  
МЕСТОРОЖДЕНИЯ ТЕЛЕВЕЕМ, ЧУКОТКА

Власов Е.А., Малышева Д.С.

*Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова*

Месторождение Телевеем расположено в верховьях р. Анадырь, в центре Чукотского полуострова (рис. 1). Телевеемское рудное поле было открыто в ходе поисковых работ Анадырской геологоразведочной экспедиции (1989–1994 гг.). В геологическом строении рудного поля принимают участие стратифицированные кислые игнимбриты, андезибазальты, андезиты, базальты, туфы среднего-кислого состава, которые прорваны дайками, штоками трахиандезитов, андезитов, субщелочных диоритов и монцонитов. Пространственное положение суббулканических тел, кварцевых жил и полей метасоматитов совпадает с радиально-кольцевым рисунком трещиноватости Маюлервеемской вулканоструктуры. В пределах рудного поля выделены руды двух основных типов – золото-серебро-сульфосольные и золото-серебро-теллуридные [1].

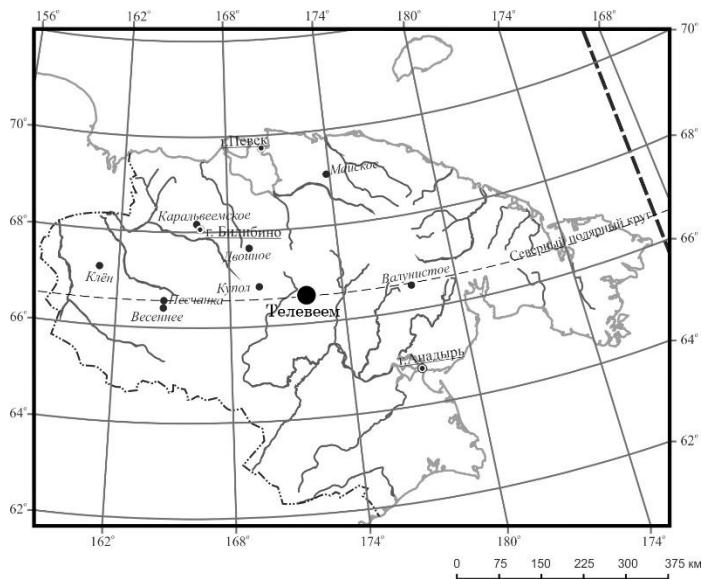


Рис 1. Географическое положение месторождения Телевеем.

Золото-серебро-теллуридные руды месторождения Телевеем представляют собой жилы и прожилки, рудоносные брекчии и метасоматиты. В качестве нерудных минералов выступают кварц, более редкие карбонаты, монтмориллонит, каолинит, серицит, гипс, барит, минералы ряда сванбергит-гинсдалит; в золото-серебро-теллуридных рудах, развитых на юго-восточном фланге рудного поля, распространены пренит, стильбит и ломонтит. Рудные минералы в объеме

рудных тел распределены, как правило, неоднородно, их количество меняется от 1-2 до 30-40 об.%.

В составе золото-серебро-теллуридных руд выделены две главные минеральные ассоциации: сульфидная (пирит, халькопирит, борнит, галенит, сфалерит, блеклые руды, сульфиды меди (халькозин и др.)) и теллуридная (продуктивная) (блеклые руды, энаргит, люценит, самородное золото, самородный теллур, калаверит, костовит, сильванит, петцит, штютцит, гессит, волынскит, сервеллеит, алтант, мелонит, раклиджит, теллуромисмутит, тетрадимит, риккардит, вулканит, вейссит, камеронит, генриит, фаза  $\text{Cu}_6\text{Te}_3\text{S}$ , виттихенит, ходрушит, эмплектит, клаусталит, кавацулит, науманнит, колусит, некрасовит, моусонит, хемусит, вольфсонит, станноидит, борнит, халькопирит, касситерит, гематит).

Сульфидная ассоциация. Пирит является наиболее ранним минералом золото-серебро-теллуридных руд. Халькопирит часто развивается по трещинам в кристаллах пирита или нарастает на них. Особенностью сфалерита золото-серебро-теллуридных руд является низкое содержание примесей Fe, Cd и Cu (первые десятые доли мас.%). Борнит – один из главных минералов ассоциации. Как правило, он образует решетчатые срастания с халькопиритом или медными сульфидами, близкими по составу халькозину. Данные структуры рассматриваются как продукты распада, нередко многоступенчатого, Cu-Fe сульфидных твердых растворов. Для сульфидной ассоциации характерны блеклые руды ряда тенантит-тетраэдрит, которые нередко замещают выделения более ранних сульфидов.

Теллуридная (продуктивная) ассоциация. Блеклые руды ассоциации представлены, главным образом, минералами ряда арсеноголдфилдит-стибиоголдфилдит. В кристаллах этих минералов отмечается ритмичная (осцилляционная) зональность, представляющая собой многократное чередование зон, отличающихся соотношением, в первую очередь, As, Sb и Te. В составе минералов ряда арсеноголдфилдит-стибиоголдфилдит резко преобладает Cu, содержание Zn и  $\text{Fe}^{2+}$  нередко оказывается ниже уровня определения электронно-зондового рентгеноспектрального микроанализа. Менее распространены представители ряда тенантит-тетраэдрит, которые могут частично замещать зональные кристаллы арсеноголдфилдита-стибиоголдфилдита. Отличительной чертой блеклых руд теллуридной ассоциации является примесь Se – до 2,4 мас.%. Блеклые руды, как сульфидной ассоциации, так и теллуридной бедны Ag – как правило, его содержание не превышает первых десятых долей мас.%.

Минералами Au в рудах являются самородное золото, калаверит, костовит, сильванит и петцит, Ag – штютцит, гессит, волынскит и сервеллеит. Во многих образцах Au находится преимущественно в теллуридной форме. Наибольшим распространением пользуются

калаверит, костовит и штютцит. Калаверит образует скопления ксеноморфных зерен в жильном кварце, срастается с более ранними сульфидами. Костовит замещает более ранние сульфиды Cu, отлагается по зонам роста в блеклых рудах ряда арсеноголдфилдит-стибиоголдфилдит (часто совместно с теллуридами Cu – риккардитом и камеронитом). Петцит и гессит являются наиболее поздними золото-серебряными теллуридами. Отмечено замещение зерен костовита агрегатами петцита и гессита. Самородное золото в ассоциации с калаверитом, костовитом и штютцитом отличается крайне высокой пробностью (955-997), пробность самородного золота в ассоциации с сильванитом, петцитом и гесситом оказывается существенно ниже (703-872).

Интересной минералогической особенностью золото-серебро-теллуридных руд является развитие в них поздних теллуридов Cu и Ag – риккардита (наиболее распространен), вулканита, вейссита, камеронита и генриита. Чаще всего риккардит, вулканит и камеронит вместе с самородным теллуром замещают медные минералы – халькопирит, борнит и блеклые руды (рис. 2,3).

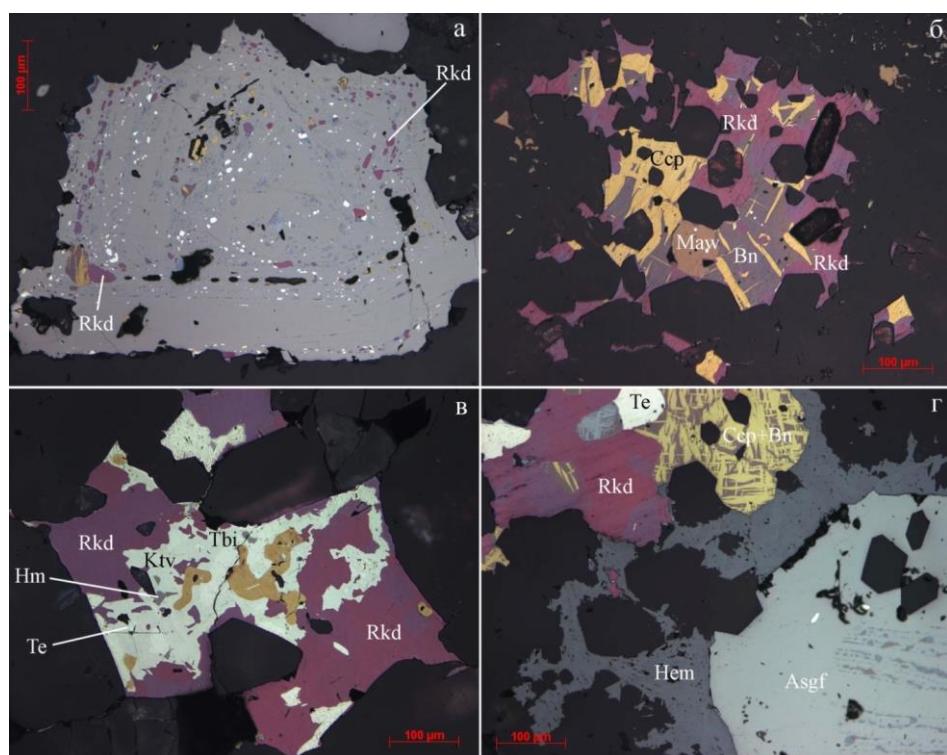


Рис. 2. Риккардит золото-серебро-теллуридных руд месторождения Телевеем.

(а) включения риккардита (Rkd) в зональном кристалле блеклой руды; (б) халькопирит (Ccp)-борнитовый (Bn) агрегат частично замещенный моусонитом (Maw) и риккардитом; (в) зерно халькопирита почти полностью замещенное агрегатом риккардита, костовита (Ktv), хемусита (Hm), теллуробисмутита (Tbi) и самородного теллура (Te); (г) гематит (Hem), развивающийся на границе зерна арсеноголдфилдита (Asgf) и сростка риккардита, самородного теллура, халькопирита и борнита. Фото в отраженном свете при одном николе.

Вейссит псевдоморфно замещает (иногда полностью) метасомы более раннего риккардита в халькопирит-борнитовых агрегатах и блеклых рудах (рис. 3б). Генриит в исследованных образцах редок. Вместе с фазой  $\text{Cu}_6\text{Te}_3\text{S}$  он образует небольшие (до 15 мкм) включения в штютците и гессите (рис. 3г). Составы теллуридов Cu и Ag близки своим теоретическим формулам (рис. 4). Представительные анализы минералов приведены в табл. 1.

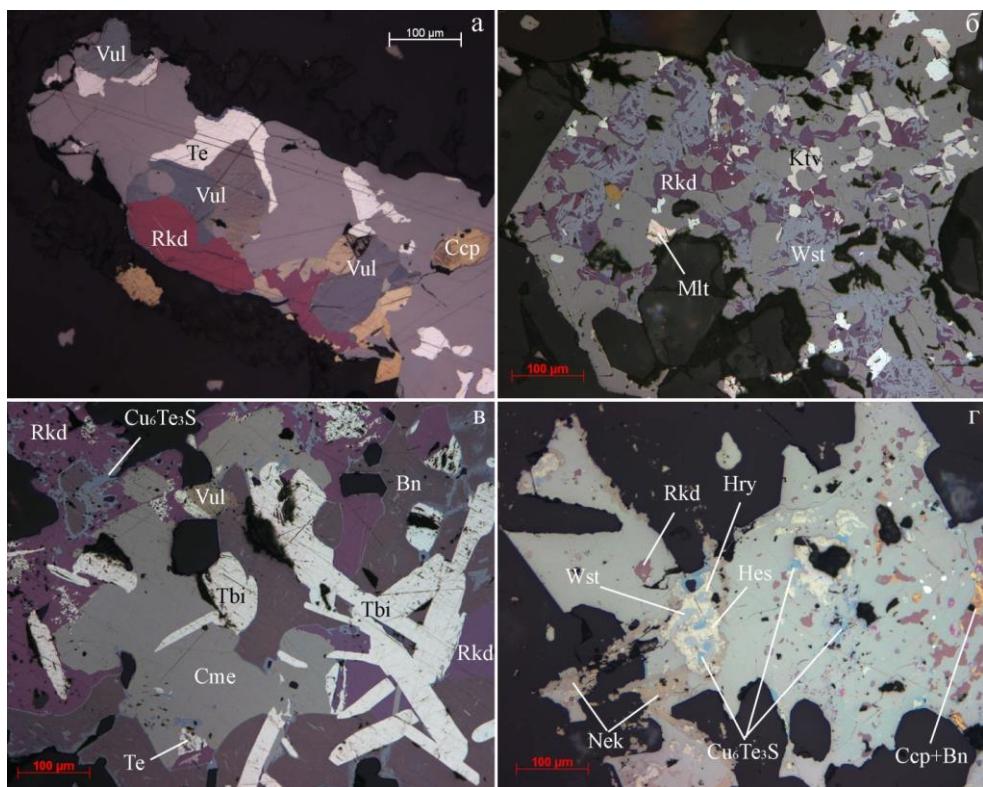


Рис. 3. Теллуриды меди и серебра золото-серебро-теллуридных руд месторождения Телевеем.

(а) вулканит, риккардит и самородный теллур частично замещавшие зерно блеклой руды;  
 (б) вейссит, риккардит, костовит и мелонит в блеклой руде; (в) камеронит, риккардит, вулканит, самородный теллур и теллуровисмутит в борните; (г) некрасовит и агрегаты гессита, вейссита, генриита и фазы  $\text{Cu}_6\text{Te}_3\text{S}$  частично замещающие минералы ряда тетраэдрит-(Zn)-стибиоголдфилдит.

В золото-серебро-теллуридных рудах установлены разнообразные минералы Sn (моусонит (преобладает), хемусит, вольфсонит, станноидит, касситерит, а также минералы ряда колусит-некрасовит), которые развиваются по более ранним борниту и блеклым рудам. Часто минералы ряда колусит-некрасовит ассоциируют с теллуридами – риккардитом, вейсситом, алтаитом и др. В отдельных случаях отмечаются пересечения прожилками минералов ряда колусит-некрасовит зерен риккардита, на основании чего делается предположение о формировании минералов ряда на завершающем этапе отложения руд.

Таблица 1. Химический состав теллуридов меди и серебра золото-серебро-теллуридных руд месторождения Телевеем.

№	Мас.%				Атомов на формулу		
	Cu	Ag	Te	Сумма	Cu	Ag	Te
1	40.75	-	59.28	100.03	6.96	-	5.04
2	40.90	-	59.23	100.13	6.97	-	5.03
3	41.22	-	58.20	99.42	7.05	-	4.95
4	33.33	-	65.79	99.12	1.01	-	0.99
5	32.69	-	65.56	98.25	1.00	-	1.00
6	32.49	-	66.13	98.61	0.99	-	1.01
7	45.46	-	53.98	99.44	5.03	-	2.97
8	44.79	0.58	53.29	98.82	5.00	0.04	2.96
9	43.96	0.62	53.70	98.27	4.95	0.04	3.01
10	24.01	6.61	68.58	99.2	6.96	1.13	9.91
11	24.27	6.33	68.60	99.2	7.03	1.08	9.89
12	24.14	6.73	69.22	100.09	6.95	1.14	9.91
13	22.90	29.38	47.11	99.39	3.96	2.99	4.05
14	22.59	29.59	47.04	99.22	3.92	3.02	4.06

Примечание: анализы 1-3 – риккардит, 4-6 – вулканит, 7-9 – вейссит, 10-12 – камеронит, 13-14 – генриит; «-» - ниже предела обнаружения.

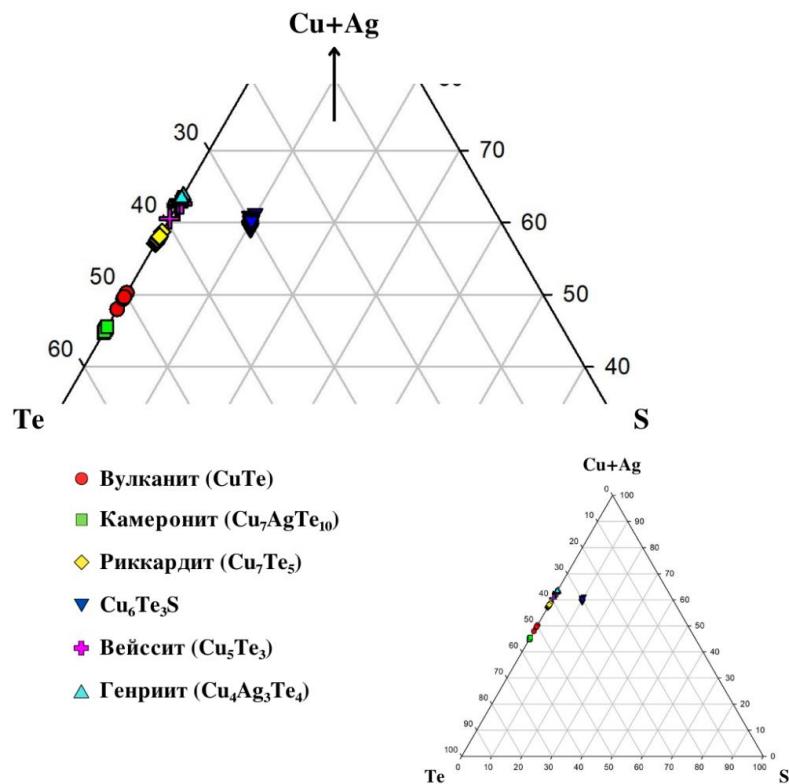


Рис. 4. Диаграмма вариаций химического состава теллуридов меди и серебра золото-серебро-теллуридных руд месторождения Телевеем.

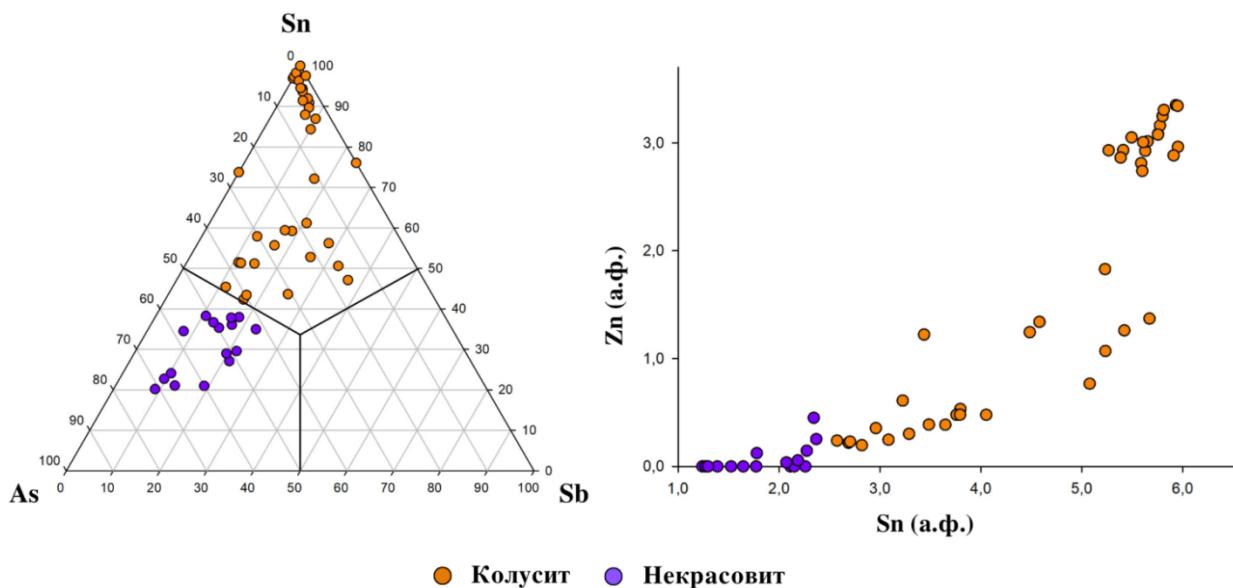


Рис. 5. Диаграмма вариаций химического состава минералов ряда колусит-некрасовит золото-серебро-теллуроидных руд месторождения Телевеем.

Для минералов ряда колусит-некрасовит характерно зональное строение, связанное с замещениями в первую очередь типа Sn-As-Sb, а также Cu-Zn и V-Fe (рис. 5). Представительные анализы химического состава минералов ряда колусит-некрасовит приведены в табл. 2.

В целом, золото-серебро-теллуроидные руды месторождения Телевеем являются типичными эпимеральными образованиями, по минеральному составу которые могут быть отнесены к высокосульфидированному (high-sulfidation) типу [3, 4]. Отложение минералов теллуроидной (продуктивной) ассоциации происходило в изменчивых условиях, но, в целом, в окислительных обстановках в кислой среде при высокой активности Te.

Сульфиды Sn, минералы ряда колусит-некрасовит, а также теллуроиды Cu и Ag имеют реакционную природу. Взаимодействие поздних гидротерм, богатых Te, с минералами Cu (борнит, халькопирит, блеклые руды) приводит к формированию реакционных теллуроидов меди; учитывая низкое сродство Cu к Te, образование этих минералов возможно только в обстановке высокой активности Te. Следует отметить, что подобное разнообразие теллуроидов Cu известно, наверное, только на одном месторождении – Good Hope Mine (шт. Колорадо, США). На этом месторождении были открыты вейссит, вулканит, камеронит, риккардит и

спиридоновит. Обнаружение камеронита в золото-серебро-теллуридных рудах месторождения Телевеем является второй находкой этого минерала в мире.

Таблица 2. Химический состав минералов ряда колусит-некрасовит золото-серебро-теллуридных руд месторождения Телевеем.

№	1	2	3	4	5	6	7
Мас.%							
Cu	45.93	44.78	43.71	40.53	41.49	48.19	49.03
Fe	2.30	2.44	1.16	0.81	1.14	0.46	0.41
Zn	-	0.72	2.51	5.72	5.45	-	-
V	2.21	2.08	2.45	2.87	2.53	2.82	3.01
Sn	11.71	12.34	15.58	19.39	18.26	7.30	5.54
As	3.67	2.91	-	-	0.31	6.48	9.51
Sb	3.59	3.98	5.03	-	-	3.17	2.44
Se	-	-	-	-	0.38	-	-
S	29.51	29.03	29.61	29.29	29.10	29.66	31.71
Сумма	99.19	98.27	100.03	98.61	98.67	98.06	101.65
Атомов на формулу							
Cu	25.07	24.75	24.03	22.50	22.98	26.08	25.23
Fe	1.43	1.53	0.73	0.51	0.72	0.28	0.24
Zn	-	0.39	1.34	3.08	2.93	-	-
V	1.50	1.43	1.68	1.99	1.75	1.90	1.93
Sn	3.42	3.65	4.58	5.76	5.41	2.11	1.52
As	1.70	1.36	-	-	0.15	2.97	4.15
Sb	1.02	1.15	1.44	-	-	0.90	0.66
Se	-	-	-	-	0.17	-	-
S	31.86	31.74	32.20	32.16	31.89	31.75	32.27

Примечание: анализы 1-5 – некрасовит, 6-7 – колусит; «-» - ниже предела обнаружения.

Сульфиды Sn и минералы ряда колусит-некрасовит замещают более ранние борнит и блеклые руды. Источником Sn и V могли являться силикаты вмещающих пород, преобразованных в аргиллизиты и вторичные кварциты. Обилие серы в рудообразующей системе привело к фиксации большей части этих элементов в составе сульфидов.

Вероятно, реакционную природу имеет и костовит. Образование костовита в рудах месторождения Челопеч (Болгария) связывают с воздействием растворов с Au на голдфилдит, который явился источником Cu и части Te [2]. Видимо, аналогичный механизм реализовался и при образовании костовита золото-серебро-теллуридных руд месторождения Телевеем.

## Литература

1. Власов Е.А., Прокофьев В.Ю., Николаев Ю.Н., Калько И.А. Новая находка золототеллуридной минерализации на Чукотке: минералогия и условия формирования рудопроявления Телевеем // Руды и металлы. 2016. №4. С. 48-59.
2. Спиридонов Э.М. Костовит Au(Cu,Ag,Au)Te<sub>4</sub> и условия его образования в вулканогенных месторождениях золота. В кн.: Современные проблемы теоретической, экспериментальной и прикладной минералогии. Сыктывкар. 2014. С. 135-136.
3. White N.C., Hedenquist J.W. Epithermal environments and styles of mineralization: variations and their causes, and guidelines for exploration // Journ. Geochem. Explor. 1990. V. 36. P. 445–474.
4. White N.C., Hedenquist J.W. Epithermal gold deposits: Styles, Characteristics, and Exploration: Resource geology special publication. SEG Newsletter // SEG Newsletter. 1995. № 23. P. 1–13.

# КАМЕРНЫЕ ГРАНИТНЫЕ ПЕГМАТИТЫ С САМОЦВЕТНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИЕЙ НА ВОСТОЧНОМ ПАМИРЕ – ПЕГМАТИТ АМИГО

Гриценко Ю.Д.<sup>1,2</sup>, Хайрулина А.Э.<sup>3</sup>

<sup>1</sup>*Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова*

<sup>2</sup>*Минералогический музей имени А.Е. Ферсмана РАН*

<sup>3</sup>*Сколковский институт науки и технологий*

На Восточном Памире (Горно-Бадахшанская область, Таджикистан) известно множество пегматитовых жил, содержащих богатую самоцветную минерализацию. Данный район можно рассматривать как как крупную уникальную камнесамоцветную провинцию. Наиболее значительными по запасам камнесамоцветного сырья являются пегматиты Рангкульского (Кукуртского) пегматитового поля [3, 6, 7, 8, 9]. Если пегматиты Рангкульского поля изучены достаточно полно, то пегматит Амиго остается во многих аспектах малоизученным, его изучению посвящены единичные работы [4]. Он расположен в 150 км к западу от Рангкульского поля, на приводораздельной цирковой части сая Джалан (рис. 1).

Среди разнообразных и многочисленных пегматитов Памира пегматит Амиго расположен несколько обособлено. Он был открыт З. Т. Джураевым в 1988 году, однако в силу его труднодоступности (пегматит расположен на высоте 4900 м) и отсутствию промышленного количества камнесамоцветного сырья, по сей день данное проявление остается во многих аспектах малоизученным и является интересным минералогическим объектом. Пегматит внедрился в необычные породы – гипсовые и доломитовые породы (рис. 2), в результате взаимодействия в приконтактовой зоне пегматита, а также в миароловых полостях образовались необычные и не очень характерные для пегматитов ассоциации, а также необычен состав типичных для кристаллоносных пегматитов минералов, таких как берилл, скаполит, апатит.



Рис. 1. Долина р. Джалан. Подъем к пегматитовому проявлению Амиго

Пегматитовое тело Амиго – линзовидное, мощностью до 2 м, в раздуве центральной части до 5 м, общей протяженностью до 40 м. На контактах ангидритов с пегматитовой жилой наблюдается актинолит-диопсидовая оторочка мощностью до 10 см, в которой развиты светло-серые прозрачные длинно-призматические кристаллы скаполита – мариалита размером до 1.5 см состава  $Na_{2.55}Ca_{1.45}Al_{3.12}Si_{7.88}O_{24}[Cl_{0.75}(SO_4)_{0.16}(CO_3)_{0.1}]$  в оторочке мелкочешуйчатого зеленого флогопита (рис. 3).



Рис. 2. Выходы пегматитовой жилы Амиго в долине р. Джалан среди песчано-ангидритовых пород



Рис. 3. Длиннопризматические прозрачные бесцветные кристаллы мариалита в оторочке светло-зеленого флогопита в мелкозернистом альбит-доломитовом агрегате.  
Краевая зона пегматитовой жилы

Жила представляет собой кварц-микроклин-олигоклазовый пегматит графической и апографической структуры с многочисленными небольшими миароловыми полостями, содержащими горный хрусталь, ортоклаз, альбит, мусковит, шерл и др. Отличительная особенность данного пегматита – все полости заполнены крупнокристаллическим прозрачным гипсом. В результате образуются эффектные образцы, состоящие из альбита, микроклина, шерла и других минералов в гипсе (рис. 4).

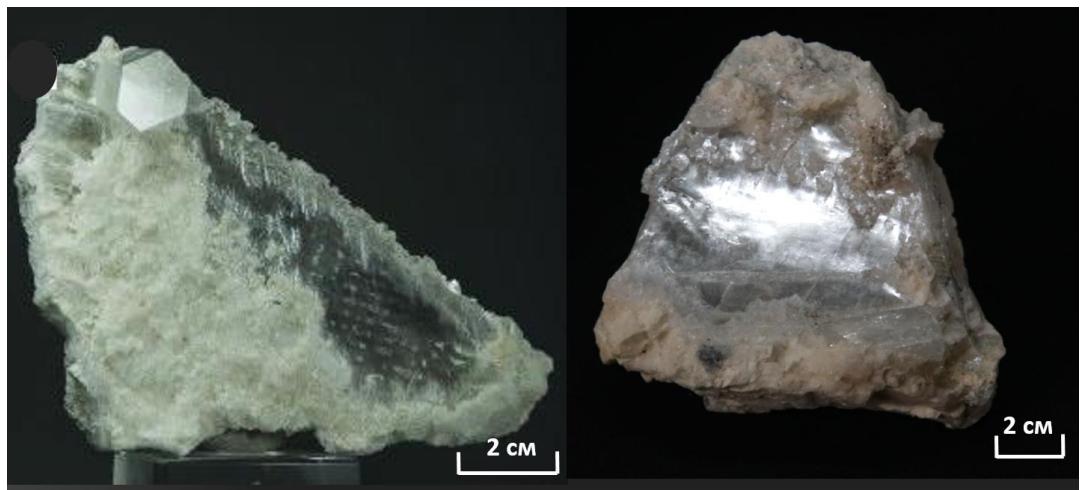


Рис. 4. Образцы из миароловых полостей пегматитовой жилы Амиго, сложенные белым тонкозернистым альбитом, бериллом – 1, представленным бесцветным кристаллом с гексагональным сечением, и пластинчатым прозрачным бесцветным гипсом

Минералогический состав пегматита Амиго стандартный для гранитных пегматитов: КПШ, кварц, гипс, шерл, флюорит, топаз, биотит, берилл, пирит, кридит, прозопит, кальцит. Некоторые исследователи отмечают нахождение самородного золота [4]. КПШ представлен микроклином, часто с зеленоватым оттенком, иногда встречаются непрозрачные кристаллы размером 4×3×3 см. Альбит светло-голубого цвета состоит из мелко- и среднезернистых выделений клевеландита, развитого по микроклину. Кварц редко образует хорошо образованные кристаллы. Цвет от слабо-дымчатого до бесцветного. Кристаллы его обычно нарастают на стенки полостей и включены в гипс.

Шерл широко распространен в пегматите, он образует длиннопризматические до игольчатых зональные кристаллы, наиболее крупные до 10 см образуются в полостях, заполненных поздним гипсом (рис. 5). Центральные части содержат до 3 % MnO, состав отвечает  $\text{Na}_{0.91}\text{Fe}^{2+}_{2.45}\text{Mn}^{2+}_{0.44}\text{Al}_6[\text{Si}_6\text{O}_{18}](\text{BO}_3)_3(\text{OH})_4$ , краевая часть  $\text{Na}_{0.7}\text{Fe}^{2+}_{2.07}\text{Mn}_{0.03}\text{Mg}_{0.03}\text{Al}_{0.5}\text{Li}_{0.5}\text{Al}_6[\text{Si}_6\text{O}_{18}](\text{BO}_3)_3(\text{OH})_4$ .



Рис. 5. Длинноприматические черные кристаллы шерла с белым тонкозернистым альбитом, светло-желтым микроклином, коротко призматическим голубоватым бериллом и бесцветным гипсом

В бесцветных кристаллах берилла турмалин образует тонкоигольчатые, часто зональные кристаллы, зональность которых хорошо проявляется на фотографиях в отраженных электронах (рис. 6). Центральные части кристаллов в большей степени обогащены железом, краевые части кристаллов содержат до 0.3 а.ф. Al и Li.

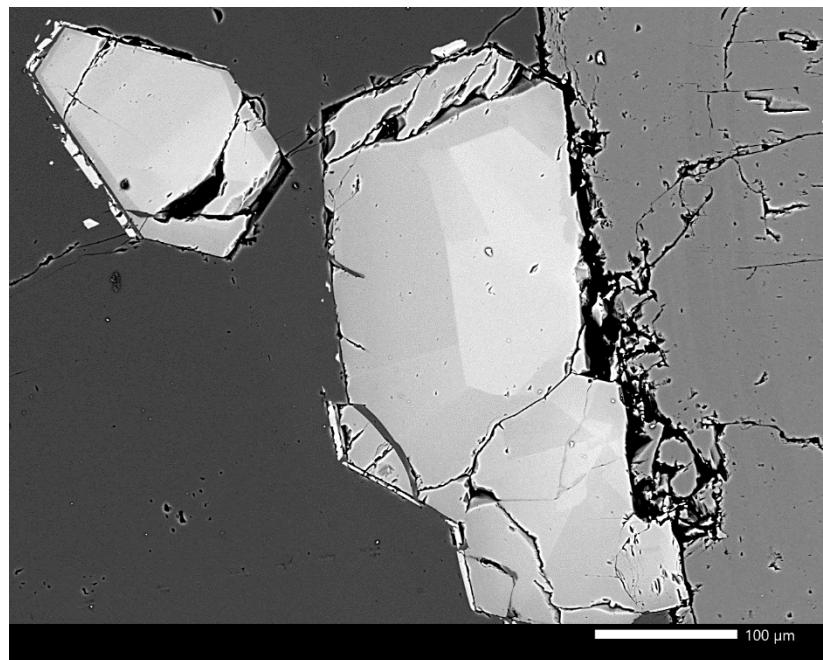


Рис. 6. Зональные кристаллы турмалина – шерла, наросшие на альбит (светло-серое в правой части снимка) в берилле (темно-серое). Фотография в отраженных электронах

Топаз встречается нескольких типов: короткопризматические идеально прозрачные кристаллы чайного цвета размером до 4 см в полостях с флюоритом, бериллом, клевеландитом в гипсе (рис. 7); уплощенные кристаллы размером до 0.5 см в срастании с флюоритом и прозопитом; также описан жильный непрозрачный топаз в блоковой зоне пегматита [4].



Рис. 7. Кристалл топаза чайного цвета с голубоватым непрозрачным альбитом и бесцветным гипсом

Берилл образуется в трех различных ассоциациях. Светло-зеленые призматические кристаллы берилла-1 размером до 2 см в альбит-микроклиновой зоне. Берилл-II бесцветный, идеально прозрачный образует не зональные длиннопризматические кристаллы в ассоциации с мусковитом, шерлом, клевеландитом, флюоритом в полостях, заполненных гипсом (рис. 4, 5). Он характеризуется низким содержанием всех примесей, в том числе щелочей, содержание железа и магния (менее 0.4 мас. %), его состав отвечает формуле  $Na_{0.05}Be_3(Al_{2.04}Mg_{0.05}Fe_{0.01})Si_{5.91}O_{18}$ . Берилл-III встречается в ассоциации с шерлом, альбитом и кальцитом, он образует таблитчатые кристаллы до 2 см, с соотношением толщины к ширине 1:3 (рис. 8). Границы пинакоида слабо расщеплены. Этот берилл имеет ярко синюю зонально-секториальную окраску, грани пинакоида окрашены менее интенсивно, грани призмы – сильнее. Центральная часть кристаллов в большей степени обогащена железом, магнием и щелочами. Содержание железа в центральных частях колеблется от 2.5 до 4.5 мас. % FeO, в краевых частях – 0.4–1 мас. % FeO. Средний состав берилла центральной части отвечает  $Na_{0.26}Be_3(Al_{1.8}Mg_{0.25}Fe_{0.28})Si_{5.91}O_{18}$ , краевой части  $Na_{0.13}Be_3(Al_{1.8}Mg_{0.03}Fe_{0.03})Si_{5.91}O_{18}$  (табл. 1).

Таблица 1. Состав берилла пегматита Амиго, Восточный Памир.

№ анализа	весовые % оксидов						формульные коэффициенты в расчете на 8 катионов				
	Na <sub>2</sub> O	MgO	FeO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>	сумма	Na	Mg	Fe	Al	Si
1	1.28	1.5	0.44	17.3	65.6	86.12	0.22	0.21	0.03	1.84	5.92
2	0.71	0.27	3.12	16.95	65.4	86.44	0.12	0.04	0.24	1.81	5.92
3	1.33	1.74	0.41	16.92	64.77	85.16	0.24	0.24	0.03	1.82	5.91
4	0.85	0.28	3.87	16.26	64.83	86.1	0.15	0.04	0.30	1.75	5.92
5	0.75	0.22	4.53	16.04	65.03	86.57	0.13	0.03	0.34	1.72	5.91
6	0.45	0.14	2.41	17.83	65.51	86.34	0.08	0.02	0.18	1.89	5.90
7	0.67	0.22	1.06	18.98	66.39	87.32	0.12	0.03	0.08	1.99	5.90
8	1.73	2.23	0.43	16.01	65.18	85.58	0.31	0.31	0.03	1.72	5.94
9	0.94	0.25	4.47	15.94	64.97	86.57	0.17	0.03	0.34	1.71	5.91
10	0.29	0.35	0.11	19.54	66.74	87.02	0.05	0.05	0.01	2.04	5.91

*Примечание. Содержание Mn, Cs, Sc, Rb, V, Cr ниже предела обнаружения. Be – не определялся, его содержание принималось равным 3 а.ф. Анализы 1-8 – берилл 3-го типа, анализ 10 берилл 2-го типа.*

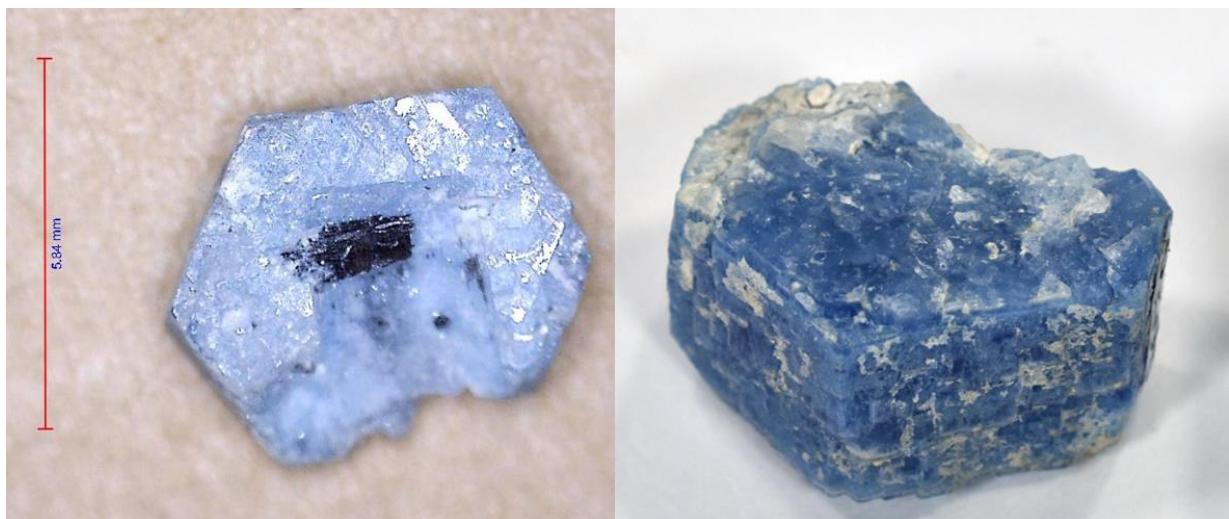


Рис. 8. Таблитчатые кристаллы берилла 3-го типа. Размер кристаллов 5 и 12 мм

Берилл был изучен на дериватографе «Q-1500D» (Венгрия), скорость нагревания 20 К/мин, масса образца составляла 0,3 г. На кривой ТГ при температуре 700 °C появляется перегиб, который указывает на начало потери массы за счет выхода летучих, который продолжается до 850 °C. Таким образом, с помощью термогравиметрического анализа определено содержание воды в берилле, которое составляет 0,3 мас. % H<sub>2</sub>O. Средний состав берилла-3, с учетом определенного содержания воды имеет следующую кристаллохимическую формулу: Na<sub>0.26</sub>Be<sub>3</sub>(Al<sub>1.8</sub>Mg<sub>0.09</sub>Fe<sup>3+</sup><sub>0.25</sub>Fe<sup>2+</sup><sub>0.04</sub>)Si<sub>5.91</sub>O<sub>18</sub>\*0.09 H<sub>2</sub>O.

Спектры инфракрасного поглощения темно-синего берилла (берилл-3) близки к спектрам, описанным в работе [1]. На спектре образца присутствуют линии поглощения молекулы воды в диапазонах частоты 3596 – 3699 см<sup>-1</sup> и 1632 см<sup>-1</sup> (рис.9). Выделяют два типа воды в структурных каналах. Согласно работе [16] молекулам I типа соответствуют линии частот 1542 см<sup>-1</sup>, 3555 см<sup>-1</sup> и 3694 см<sup>-1</sup>. Молекулам II типа соответствуют колебания 1628 см<sup>-1</sup>, 3592 см<sup>-1</sup> и 3655 см<sup>-1</sup>. У молекул I типа ось симметрии 2-го порядка перпендикулярна оси 6-го порядка берилла, а у молекул II типа параллельна ей.

Таблитчатые кристаллы, сильно уплощенные по  $L_6$ , подобные тем, что мы относим к бериллу 3-го типа, характерны для щелочных бериллов, содержащих обычно Li<sub>2</sub>O до 2%, Na<sub>2</sub>O до 4%, K<sub>2</sub>O до 2%, Rb<sub>2</sub>O до 1.3% и Cs<sub>2</sub>O до 4.6%, образующиеся преимущественно в литиевых пегматитах в ассоциации с розовым сподуменом, клевеландитом, лепидолитом, полихромными турмалинами, амблигонитом, поллуцитом [2, 5]. Изученный берилл из пегматита Амиго происходит из пегматитов другого типа, бедных Li, Cs, Rb, содержания этих элементов в берилле низкие, хотя повышенные концентрации натрия отмечаются.

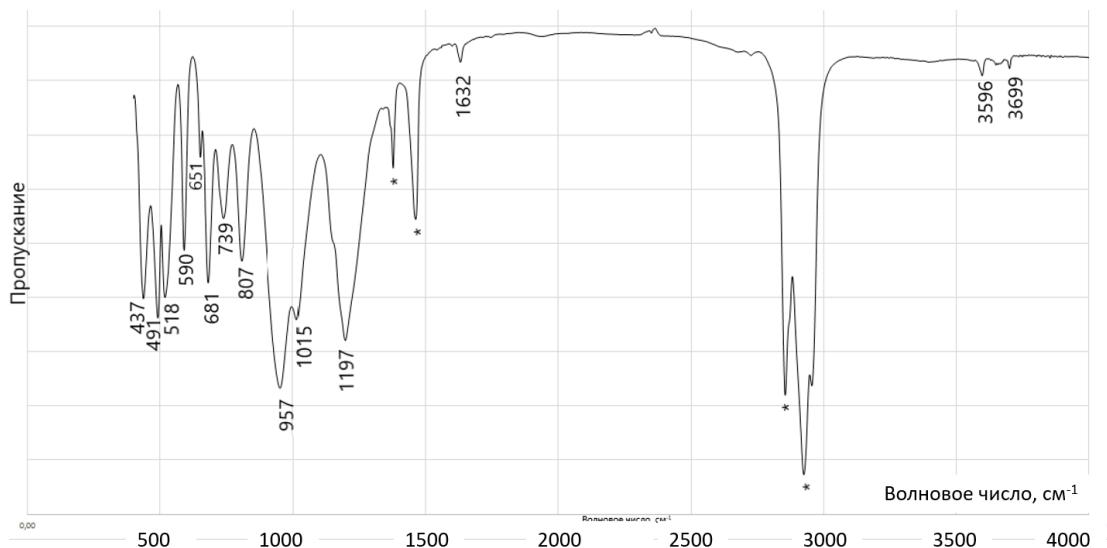


Рис. 9. ИК спектр берилла-3. \* - полосы поглощения вазелинового масла

Бериллы насыщенного синего цвета с высоким содержанием железа обычно имеют стандартный для аквамарина призматический габитус. Они известны на территории Южного Юкона [11], где его кристаллы образуются в кварц-сидерит-флюорит-алланитовых жилах, секущих сиенитовый шток. Размер кристаллов Южно-Юконского берилла варьируется от нескольких мм до 5×2,5 см, а цвет варьируется от бледного и до умеренно-зеленого, и от бледного до темно-синего. Некоторые кристаллы, особенно те, которые встречаются с алланитом, имеют синюю центральную часть и зеленую краевую часть [11]. Редкие темно-синие минералы аквамарина были описаны из пегматита на руднике Tatu, Минас-Жерайс, Бразилия, а также из берилл-колумбит-содержащего пегматита Амбозитра на Мадагаскаре.

В 400 км к югу от пегматита Амиго в Бадахшанской области на территории Афганистана на месторождении Deo Darrah были найдены похожие призматические кристаллы ярко синего цвета. Впервые на рынок коллекционных образцов они поступили в 2014 году как воробьевит. Однако анализ этого синего берилла не показал заметного содержания Cs и Li (но с более высокими содержаниями Na и Ca), так что это по существу берилл, богатый щелочами. Weerth и Weiß (2016), показали, что помимо Na, данный берилл содержит повышенные концентрации железа (~ 1,5 масс. % FeO) и цезия (~ 0.15 мас. % Cs<sub>2</sub>O), плюс следы скандия (~ 0.01 мас. % Sc<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) [14].

Также о кристаллах берилла с высоким содержанием железа сообщалось из Calcaferro в Италии (3.83 мас. % FeO, 6.22 мас. % Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>); Монте Сервадон в Италии (4.62 мас. % FeO); рудник Лассур, Арьеж, Франция (3.23 мас. % Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и 0.22 мас. % FeO); пегматит «Bountiful

Beryl», Mohave, Аризона (2.24 мас. % FeO и 2.08 мас. % Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) [11]. Все эти образцы берилла синего цвета.

Темно-синий цвет берилла, вероятно, связан с повышенной концентрацией двух и трехвалентного железа в разных соотношениях.

Высокие содержания магния и железа в берилле (до 2.5 и 5 мас. % MgO и FeO+Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> соответственно) могут свидетельствовать об приоткрытии системы на этапе образования берилла и участии вещества вмещающих пород в образовании минеральных ассоциаций пегматита Амиго, что свидетельствует о его принадлежности к пегматитам скрещения.

Необычен и состав апатита данного пегматита. Гидроксил-апатит образует короткопризматические кристаллы размером от 10 до 20 мкм в периферической зоне бесцветных прозрачных кристаллов берилла. Содержания Sr, REE, Si, F – ниже предела обнаружения микрозондовыми методами. Данный апатит содержит довольно высокие концентрации серы – до 4.42 мас. % SO<sub>3</sub> (табл. 2). Такие высокие концентрации сульфат-иона не характерны для апатитов гранитных пегматитов.

Похожие высоко сернистые апатиты обнаружены в скарнированном ксенолите в префектуре Тадано, Япония [10], состоящем из волластонита, гроссуляра, андрадита, геленита и высоко сернистого гидроксил-апатита. Данный гидроксил-апатит образует зональные кристаллы: центральная часть которых характеризуется низким содержанием кремния, а краевые части – более высоким. Обедненные кремнием зоны кристаллов гидроксилапатита содержат SO<sub>3</sub> ≤ 1.18 мас. %, а зоны с высоким содержанием SiO<sub>2</sub> имеют широкий диапазон содержания SO<sub>3</sub>: 1.44-7.32 мас. %. Типичный состав японского высоко сернистого гидроксил-апатита имеет следующую формулу: Ca<sub>5</sub>[(PO<sub>4</sub>)<sub>1.3</sub>(SiO<sub>4</sub>)<sub>0.9</sub>(SO<sub>4</sub>)<sub>0.4</sub>(CO<sub>3</sub>)<sub>0.5</sub>](OH<sub>0.6</sub>Cl<sub>0.3</sub>F<sub>0.1</sub>).

Также богатые серой апатиты, содержащие 3.02-4.12 мас. % SO<sub>3</sub>, описаны на Заостровском месторождении девонских бокситов в боксит-фосфоритовых залежах, простирающихся с юго-востока до северо-запада Тиманского складчатого пояса, граничащего с Восточно-Европейской платформой [12].

В изученном апатите из кристаллоносного пегматита Амиго содержание кремния ниже предела обнаружения микрозондовыми методами. Однако наблюдается повышенное содержание натрия (до 1.7 мас. % Na<sub>2</sub>O), которое положительно коррелирует с содержанием сульфат-иона. Вероятно, изоморфизм в изученном апатите протекает по цезанитовой схеме изоморфизма, при которой пара ионов – кальций и фосфор замещаются на натрий и серу согласно следующей схеме:

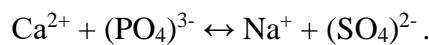


Таблица 2. Состав гидроксилапатита пегматита Амиго

№	Весовые % оксидов					Формульные коэффициенты в расчете на 8 катионов			
	CaO	Na <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	SO <sub>3</sub>	сумм а	Ca	Na	P	S
1	53.8	0.9	37.96	2.51	95.17	4.91	0.15	2.74	0.20
2	53.31	1.15	37.9	2.97	95.33	4.85	0.19	2.72	0.24
3	52.41	1.3	37.53	3.31	94.55	4.76	0.24	2.72	0.27
4	53.46	0.67	38.85	1.3	94.28	4.94	0.11	2.84	0.11
5	52.2	1.71	36.35	4.42	94.68	4.75	0.28	2.61	0.34
6	53.8	0.84	37.98	3.03	95.65	4.85	0.19	2.73	0.23

Примечание: анализ выполнен на микроанализаторе «Сатевах-microbeam» (Франция), в лаборатории Минералогического музея имени А.Е. Ферсмана РАН (г. Москва), при ускоряющем напряжении 20 кВ; содержания Sr, REE, Si, F ниже пределов обнаружения.

Вероятно, источником сульфатной серы для образования апатита служили вмещающие пегматитовую жилу ангидритовые породы. Наличие сульфат-иона в составе апатита может служить показателем того, что это «инверсионный» апатит, и образовался при участии вещества вмещающих пород (ангидритовые толщи).

В СВ части пегматита довольно крупные участки мощностью до 0.5 м сложены частично измененным топазом, флюоритом, прозопитом и каолинитом. Прозопит состава Ca<sub>1.01</sub>Al<sub>1.99</sub>F<sub>4.25</sub>(OH)<sub>3.75</sub> образует мелкозернистый агрегат, вместе с каолинитом, кридитом и флюоритом замещающий топаз, а также образует розетки и сферолитовые бесцветные агрегаты в полостях размером до 0.3 см.

### Литература

1. Бидный А. С., Бакшеев И. А., Попов М. П., Аносова М. О. Сравнительная характеристика берилла из месторождений Уральской изумрудоносной полосы по данным ЛА-ИСП\_МС и ИК-спектроскопии. Вестн. Моск. Ун-та. Сер. 4. Геология. 2011. С 34-41.
2. Дир У.А, Хауи Р.А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Берилл. 1982. С. 15-62.
3. Дмитриев Э.А. Гранитные пегматиты Восточного Памира и особенности их камнесамоцветной минерализации // Изв. АН ТаджССР. Серия геол. и физ.-техн. наук. 1983. № 3 (89). С. 73-81.

4. *Искандаров Ф.Ш., Салихов Ф.С., Мираков М.А.* Находка самородного золота в пегматитовой жиле Амиго (Восточный Памир) // Наука и инновация. Серия геологических и технических наук. 2019. №. 26. С. 36-42.
5. Минералы. Справочник. Том 3. Выпуск 2. Силикаты с линейными трехчленными группами, кольцами и цепочками кремнекислородных тетраэдров. М.: Наука. 1981 г. 614 с.
6. *Мираков М.А., Паутов Л.А., Шодибеков М.А., Файзиев А.Р., Хворов П.В.* Скандий-содержащий спессартин из пегматитов Кукуртского пегматитового поля (Восточный Памир) // Доклады Академии наук Республики Таджикистан. 2018. Т. 61. № 5. С. 491-495.
7. *Паутов Л.А., Карпенко В.Ю., Мираков М.А., Алиназаров У.С., Шодибеков М.А., Искандаров Ф.Ш.* О висмутоколумбите из миароловых гранитных пегматитов на Восточном Памире // Новые данные о минералах. 2020а. Т. 54. Вып.1. С. 26–37.
8. *Россовский Л.Н., Морозов С.А., Скригитиль А.М.* Особенности формирования миароловых пегматитов Восточного Памира // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 5. С. 92-103.
9. *Скригитиль А.М.* Драгоценные камни в пегматитах Восточного Памира // Мир камня. 1996. №11. С. 11-17.
10. *Banno Y., Miyawaki R., Momma K., Bunno M.* A CO<sub>3</sub>-bearing member of the hydroxylapatite - Hydroxylellestadite series from Tadano, Fukushima Prefecture, Japan: CO<sub>3</sub>-SO<sub>4</sub> substitution in the apatite-ellestadite series // Mineralogical Magazine. 2016. V. 80(2). P. 363-370.
11. *Groat L. A., Rossman G. R., Dyar M. D., David T., Paula M. B. Piccoli and Arthur J. Schultz., Lusia Ottolini.* Crystal Chemistry of dark blue aquamarine from the true blue showing, Yukon territory, Canada // The Canadian Mineralogist. 2010. V. 48. pp. 597-613.
12. *Mordberg L. E., Stanley C. J., Antonov A. V.* Polystage apatite recrystallization and svanbergite formation during weathering in an acid karstic environment // Mineralogical Magazine. 2008. V. 72(1). P. 95-99.
13. *Pare X., Ducros P.* Etude par resonance magnetique nucleaire du 1 'eau dans le bery Bull. // Soc. franc, miner, crist. 1964. V. 87. N 3.
14. *Weerth, A., Wiß, S.* Neues aus der Grenzregion Pakistan/Afghanistan. Lapis. 2016. V. 41. N. 10. pp. 30-39 (in German).
15. *Wickershaim K. A., Buchanan R. A.* The near infrared spectrum of beryl // Amer. Miner. 1959. V. 44. N 44.
16. *Wood D., Nassau K.* Infrared spectra of foreign molecules in beryl // J. Chem. Phys. V. 47. N 7. P. 2220-2228.

МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ КАРБОНАТНЫХ БРЕКЧИЙ ВОРОНЦОВСКОГО  
МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЗОЛОТА (СЕВЕРНЫЙ УРАЛ)

Сандалов Ф.Д., Рассомахин М.А., Степанов С.Ю., Белогуб Е.В.

*Южно-Уральский федеральный научный центр минералогии и геоэкологии УрО РАН*

Воронцовское Au-Hg-S месторождение находится в Краснотурьинском районе Свердловской области (Северный Урал, Россия), в 13 км к югу от города Краснотурьинска и около 310 км к северу от Екатеринбурга. Месторождение открыто в 1985 году и расположено в пределах Туринско-Ауэрбахской металлогенической провинции, которая включает несколько средних по размеру медно-железо-скарновых месторождений и небольшие золотоносные скарновые, а также среднегабаритные рудные и кварцевые штокверковые месторождения золота с залежами, изменёнными по типу "березитов". Рудный район охватывает две магмато-гидротермальные системы: Воронцовско-Песчанскую и Туринскую (D1–2). Воронцовско-Песчанская система содержит в основном железо-скарновые и золоторудные месторождения, тогда как Туринская включает средние медно-скарновые месторождения и небольшие порфировые залежи меди.

В пределах Воронцовского месторождения было выявлено несколько типов руд [2], связанных с различными типами метасоматитов – с известковыми золото-магнетит-сульфидными скарнами, кварц-серицитовыми метасоматитами, золото-пирит-реальгаровыми брекчиями. Часть рудного золота находится в зоне гипергенеза. Золоторудные брекчии являются наиболее богатыми и продуктивными типами руд. В брекчиях золото ассоциирует со специфическими и редкими сульфосолями таллия, ртути, меди, свинца, что отличает золотоносное оруденение Воронцовского месторождения от всех ранее известных золоторудных месторождений России.

Изучение геологии и минералогии Воронцовского месторождения ведётся уже на протяжении почти 40 лет [2, 3, 7, 8, 10, 11]. Тем не менее, некоторые вопросы остаются нерешёнными и дискуссионными. Так, неясен вопрос о происхождении специфичной таллиево-сульфосольной минерализации, достоверно не установлен источник Tl в золоторудных брекчиях Воронцовки. Кроме того, нетривиальной и горячо обсуждаемой является проблема установления генетического типа данного месторождения: оно сочетает в себе как черты месторождений Au типа Карлин [2, 3, 8], так и эпигенетических систем [5].

Всего на Воронцовском месторождении описано 210 минеральных видов [7], из которых 41 – впервые найдены в РФ, а 9 – это новые минералы (табл. 1). Наиболее разнообразная специфичная Tl–Hg–Mn–As–Sb–S минерализация приурочена именно к золоторудным

апокарбонатным брекчиям. В таких брекчиях установлено более 70 редких сульфидов, теллуридов и сульфосолей, из которых 31 – это минералы таллия, 12 – ртути, 9 – марганца. Стоит отметить, что характерная особенность данного месторождения заключается в марганцевой специализации минеральных ассоциаций брекчий. Так, Mn охотно входит в состав редчайших сульфосолей в качестве видаобразующего элемента (табл. 1).

Таблица 1. Новые минеральные виды\*, установленные в образцах брекчий Воронцовского месторождения.

Минерал	Формула	Сингония (тип)**
Ауэрбахит	$MnTl_2As_2S_5$	Ромб. (синтетич.)
Воронцовит	$(Hg_5Cu)_{\Sigma 6}TlAs_4S_{12}$	Куб. (галхайт)
Гладковскиит	$MnTlAs_3S_6$	Триг. (новый)
Гунгерит	$TlAs_5Sb_4S_{13}$	Ромб. (новый)
Клерит	$MnSb_2S_4$	Ромб. (бертьерит)
Люборжакит	$Mn_2AsSbS_5$	Мон. (павонит)
Походяшинит	$Cu_2Tl_3Sb_5As_2S_{13}$	Мон. (новый)
Ферроворонцовит	$(Fe_5Cu)_{\Sigma 6}TlAs_4S_{12}$	Куб. (галхайт)
Цыганкоит	$Mn_8Tl_8Hg_2(Sb_{21}Pb_2Tl)_{\Sigma 24}S_{48}$	Мон. (новый)

\*Список публикаций по этим минералам см. в работе [7].

\*\*Графа «тип» указывает на структурный тип соединения: синтетич. – известен синтетический аналог, новый – среди природных и неорганических соединений не известны аналоги, в иных случаях указан изоструктурный минерал.

По части разнообразия таллиевой минерализации Воронцовское месторождение занимает первое место в России и одно из ведущих мест среди остальных мировых геологических объектов. Всего в мире известно 89 минеральных видов с Tl в качестве видаобразующего катиона (по данным КНМНК ММА на март 2024 г), из которых на долю сульфидов и сульфосолей приходится 69, кислородных соединений – 11, остальных – 9 (в их число входят галогениды (4) и селениды (3) таллия, 1 теллурид и 1 интерметаллид). Четыре зарубежных проявления таллиевой минерализации заслуживают внимания в этом аспекте: Ленгенбах (Швейцария), Алшар (Северная Македония), Жа-Ру (Верхние Альпы, Франция) и Монте Арсиччо Майн (Апуанские Альпы, Италия). Воронцовское занимает второе место по числу описанных минералов с таллием (30), уступая лишь Ленгенбаху (37), и третье место (7) по числу открытых новых минералов таллия (type locality), следуя за Алшаром (11) и упомянутым Ленгенбахом (27).

Указанные богатые таллием месторождения или рудопроявления в целом приурочены к двум геологическим обстановкам, в которых источником таллия служили: 1) гидротермальные системы месторождений Au–Tl–As–Hg–Sb карлинского типа – Алшар, Ланьмучанг (Китай) и др.; 2) низкотемпературные метаморфогенные флюиды, разгруженные в карбонатных (кальцит–доломитовых) толщах – Ленгенбах, Монте Арсиччо Майн и др.

Минеральные ассоциации карбонатных брекчий в ходе настоящей работы были исследованы методами оптической микроскопии, электронной сканирующей микроскопии (СЭМ) и электронно-зондового микроанализа (ЭДС) на материале коллекции, содержащей 198 образцов размером от 4 см до 15 см.

Образцы представляют собой рудные брекчии мелко-крупнощебневой структуры (средний размер обломков 2 см), в составе обломков которых преобладает кальцит, окрашенный сульфидами мышьяка – реальгаром и, в меньшей степени, аурипигментом. Цемент брекчий сложен преимущественно пиритом, кальцитом, кварцем, реальгаром, аурипигментом, мусковитом, пренитом и другими минералами. В некоторых образцах присутствуют оранжево-красные реальгаровые гнезда размером до нескольких сантиметров, в которых фиксируется сульфидно-сульфосольная вкрапленность в виде пирита, сфалерита, метациннабарита и киновари, акташита, различных сульфосолей таллия (парапьерротита, кристита, рутьерита, минералов группы шабурнита и неидентифицируемых фаз). Размер сульфидов и сульфосолей в этих гнездах как правило не превышает 5 мм, в среднем – 1 мм. В редких образцах в кальцит–пирит–реальгаровой ассоциации отмечается высокопробное золото (1000 ‰).

Одной из наиболее интересных находок в ходе исследования образцов являются зональные метациннабаритовые агрегаты, ядро которых сложено сфалеритом, а кайма – низкоцинкистым метациннабаритом (рис. 1). Метациннабаритовые зёрна имеют сложное строение: в ядре отмечены сингенетические включения более ранней генерации метациннабарита и сфалерита, реальгара, сульфосолей таллия (рутьерита, кристита); в кайме фиксируются редкие протогенетические включения сростков идиоморфного пирита и кальцита. В химическом составе метациннабарита в небольших количествах отмечен Mn (до 1.0 мас. % эл.), однако наиболее интересна примесь Zn – в образцах из брекчий нами впервые в природе зафиксирован непрерывный твердый раствор между метациннабаритом и сфалеритом: от низкоцинкистого метациннабарита до высокортутистого сфалерита. Более того, получены составы минералов ряда сфалерит–метациннабарит в области  $Zn_{0.752}Hg_{0.248}S–Hg_{0.539}Zn_{0.461}S$ , где ранее отмечался разрыв смесимости для природных образцов [1]. Существование полной смесимости в системе ZnS–HgS (куб.) отмечено в экспериментальных работах при  $t > 350$  °C [6].

Кроме того, в образцах встречена киноварь в виде обособленных зёрен в реальгаре (сильно анизотропных в поляризованном свете), а также на периферии метациннабаритовых агрегатов в виде тонких тесных срастаний с низкортуистым сфалеритом.

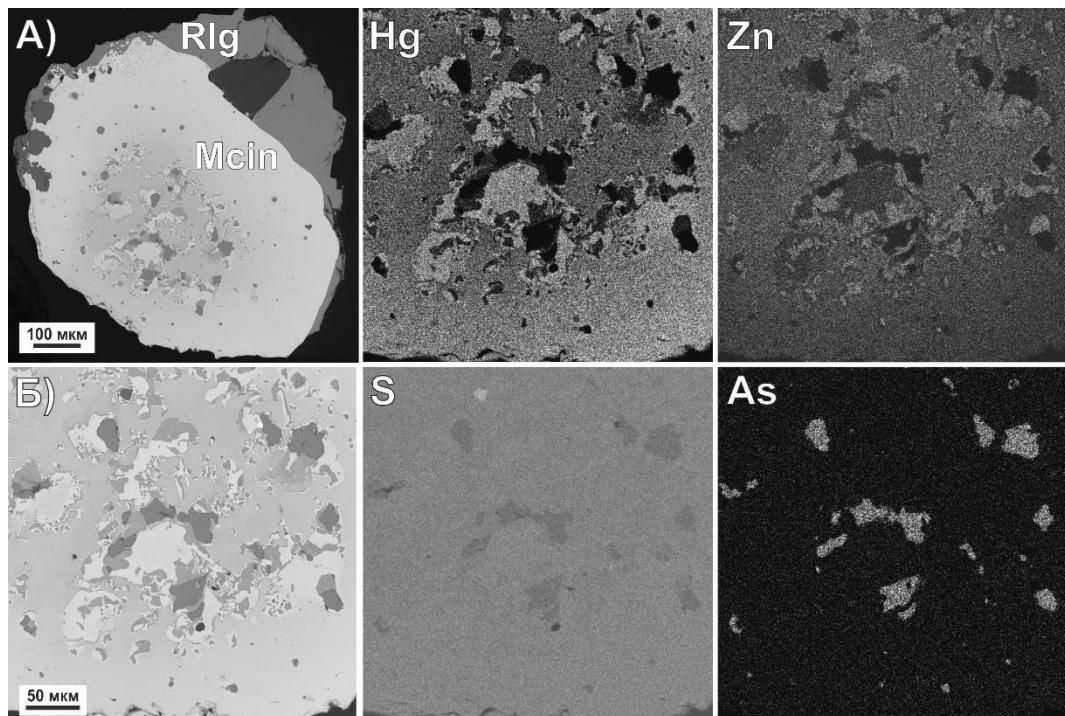


Рис. 1. Зональный кристалл метациннабарита (Mcin, А-Б) со сфалеритовым ядром и включениями реальгара (Rlg) и метациннабарита более ранней генерации (Б, светлые участки). Также представлены карты распределения элементов (Hg, Zn, S, As) в таком агрегате. РЭМ-изображения в отражённых электронах.

Среди сульфосолей одним из самых распространённых минералов является акташит  $\text{Cu}_6\text{Hg}_3\text{As}_4\text{S}_{12}$ , который был ранее описан в карбонатных брекчиях месторождения [2, 7]. Нами выявлены три морфологические разновидности акташита в исследованных образцах: в виде ксеноморфных зёрен (размером до 2 мм), идиоморфных (иногда с тригональной призмой в сечении, до 1 мм) и изометрических (до 0.1 мм). Во всех зафиксированы примеси Zn и Sb (< 1 мас. % обоих эл.), в последнем типа акташита также отмечена примесь Fe – до 0.3 мас. %. Все разновидности акташита находятся в схожих минеральных ассоциациях – с кальцитом, пиритом, аурипигментом, флюоритом, кварцем, реальгаром, однако только в ксеноморфной разновидной встречаются включения рутьерита. Кроме того, акташит нередко обнаруживается в виде включений (десятки микрон) совместно с реальгаром в других сульфосолях в системе

Pb-As-Sb-S и Tl-Pb-As-Sb-S, в т.ч. таллиевых и таллийсодержащих (например, в твинните  $Pb_{0.66}Tl_{0.22}Sb_{1.48}As_{0.70}S_{3.94}$ ).

Из таллиевых минералов в данных ассоциациях наиболее распространён парапьерротит  $TlSb_5S_8$  в виде зерен неправильной формы размером до 150 мкм. Стоит отметить, что структура этого минерала была впервые расшифрована на кристалле из Воронцовского месторождения [9]. Также нами обнаружены кристит  $TlHgAsS_3$  в виде кристаллов до 100 мкм, по составу практически отвечающих идеализированной формуле, лишь с небольшой примесью Sb (до 1.2 мас. %); рутьерит  $TlCuHg_2As_2S_6$  в виде тесных срастаний с криститом и серия минеральных фаз, отнесённая к группе шабурнита.

Кроме того, были установлены серебросодержащие бесталлиевые сульфосоли в системе Ag-Pb-As-Sb-S, некоторые из них относятся к сенандориту  $AgPbSb_3S_6$ , другие же идентифицировать не удалось ввиду малых размеров минеральных зёрен и высокой погрешности химического анализа из-за наложения аналитических линий элементов (Tl, Pb, As, S) и отсутствия подходящих эталонных матриц для ЭДС-анализа. Сенандорит установлен в виде включений (до 20 мкм) в кальците. Зафиксирована обогащённая марганцем (до 1.7 мас. % Mn) разновидность этого минерала с эмпирической формулой  $Ag_{0.93}Pb_{0.74}Mn_{0.24}Sb_{2.47}As_{0.55}S_{6.07}$ . Неидентифицируемая фаза обнаружена в виде псевдоморфоз по длиннопризматическим кристаллам размером до 80 мкм серебросодержащей сульфосоли, а также в виде ксеноморфных зёрен в кальците, состав такой фазы хорошо рассчитывается на сумму атомов равную 9 (это может указывать на её принадлежность к группе сарторита):  $Ag_{0.04}Pb_{1.06}(Sb_{2.05}As_{0.80})_{\Sigma 2.85}S_{5.05}$  и  $Ag_{0.03}Pb_{1.02}(Sb_{2.00}As_{1.02})_{\Sigma 3.02}S_{4.93}$ .

Таким образом, несмотря на высокую степень изученности минералогии различных типов руд, в т.ч. карбонатных брекчий, Воронцовского месторождения, при исследовании «свежего» каменного материала были получены новые данные. Так, для минералов системы метациннабарит-сфалерит впервые установлен непрерывный твёрдый раствор, обнаружены потенциально новые сульфосоли в системе (Ag)-Tl-Pb-As-Sb-S. В дальнейшем планируется провести более детальные исследования этих минералов в первую очередь методами рентгеновской дифракции (включая монокристальную дифрактометрию и метод дифракции обратно рассеянных электронов), а также исследовать материал при помощи рамановской спектроскопии.

## Литература

1. Васильев И.В. Новые данные о составе метациннабарита и ртутистого сфалерита с изоморфной примесью кадмия // Геология и геофизика. 2011. Т. 52(7). С. 896–905.

2. Викентьев И.В., Тюкова Е.Э., Мурzin В.В., Викентьева О.В., Павлов Л.Г. Воронцовское золоторудное месторождение. Геология, формы золота, генезис. Екатеринбург, 2016. Форт Диалог-Исеть, 206 с.
3. Сазонов В.Н. Мурzin В.В., Григорьев Н.А. Воронцовское золоторудное месторождение – пример минерализации карлинского типа на Урале, Россия // Геология рудных месторождений. 1998. Т. 40(2). С. 157–170.
4. Сазонов В.Н., Мурzin В.В., Григорьев Н.А., Гладковский Б.А. Эндогенное оруденение девонского андезитоидного вулкано–плутонического комплекса (Урал). Свердловск, 1991. УрО АН СССР, 184 с.
5. Степанов С. Ю., Паламарчук Р. С., Черепанов А. В., Проскурин В. Ф. Геологогенетический тип Воронцовского месторождения золота (Северный Урал) // Уральская минералогическая школа. 2019. Вып. 25. С. 163–168.
6. Таусон В.Л., Абрамович М.Г. Исследование системы ZnS-HgS гидротермальным методом // Геохимия. 1980. № 6. С. 808–820.
7. Kasatkin A. V., Stepanov S. Y., Tsyganko M. V., Skoda R., Nestola F., Plasil J., Makovicky E., Agakhanov A.A., Palamarchu R. S. Mineralogy of the Vorontsovskoe gold deposit (Northern Urals) // Mineralogy (Russia). 2022. Т. 8(1). С. 5–93.
8. Murzin V.V., Naumov E.A., Azovskova O.B., Varlamov D.A., Rovnushkin M.Yu., Pirajno F. The Vorontsovskoe Au–Hg–As ore deposit (Northern Urals, Russia): geological setting, ore mineralogy, geochemistry, geochronology and genetic model // Ore Geology Reviews. 2017. Т. 85. С. 271–298.
9. Plâsil J., Kasatkin A., Skoda R., Stepanov S. Y. Parapierrotite from the Vorontsovskoe gold deposit, Northern Urals, Russia: Crystal structure and chemical composition // Zapiski RMO (Proceedings of the Russian Mineralogical Society). 2018. Т. 147(1). С. 68-78.
10. Stepanov S. Y., Palamarchuk R. S., Varlamov D. A., Kiseleva D. V., Sharpyonok L. N., Škoda R., & Kasatkin A. V. The features of native gold in ore-bearing breccias with realgar-orpiment cement of the Vorontsovskoe deposit (Northern Urals, Russia) // Minerals. 2021. Т. 11(5). С. 541.
11. Vikentyev I.V., Tyukova E.E., Vikent'eva O.V., Chugaeva A.V., Dubinina E.O., Prokofiev V.Yu., Murzin V.V. Vorontsovka Carlin-style gold deposit in the North Urals: mineralogy, fluid inclusion and isotope data for genetic model // Chemical Geology. 2019. Т. 508. С. 144–166.