

УДК: 553.411.9

## ШЕЕЛИТ СКАРНОВО-ПОРФИРОВОГО Cu-Au-Fe МЕСТОРОЖДЕНИЯ БЫСТРИНСКОЕ (ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ, РОССИЯ): ГЕНЕТИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ

© 2019 г. В. А. Коваленкер<sup>1,\*</sup>, О. Ю. Плотинская<sup>1</sup>, Г. Д. Киселева<sup>1</sup>,  
Е. А. Минервина<sup>1</sup>, С. Е. Борисовский<sup>1</sup>, О. М. Жиличева<sup>1</sup>, Ю. И. Языкова<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН  
Россия, 119017, Москва, Старомонетный пер., 35

\*E-mail: kva@igem.ru

Поступила в редакцию 8.07.2018 г.

После доработки 4.07.2019 г.

Принята к публикации 19.08.2019 г.

Рассмотрены первые результаты изучения (методы минераграфии, катодолюминесценции (CL), рентгеноспектрального микроанализа (EPMA) и масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой и лазерным пробоотбором (LA-ICPMS)) шеелита из кварц-молибденитовой и кварц-карбонат-сульфидной жильно-прожилковой (порфиновый тип), а также кварц-магнетит-сульфидной гнездово-вкрапленной (скарновый тип) минерализаций скарново-порфинового Cu-Au-Fe-месторождения Быстринское (Восточное Забайкалье) — одного из наиболее крупных золотомедных порфировых объектов России. Установлено, что шеелит, не являясь главным минералом руд месторождения, встречается практически повсеместно, что дает возможность выявлять его ключевые признаки, отражающие специфику генезиса, как разнотипной минерализации, так и месторождения в целом. Показано, что шеелит из разных типов рудной минерализации обладает четко детерминированными индивидуальными характеристиками, отчетливо различаясь распространенностью, ансамблями ассоциированных минералов, цветом катодолюминесценции и флуоресценции в УФ-свете, составом и концентрациями макро- и микроэлементов, а также характером спектров РЗЭ. Эти отличительные особенности свидетельствуют о существенном несходстве условий формирования изученных типов руд и обнаруживают зависимость от физико-химических и композиционных параметров минералообразующей среды, что позволяет рассматривать шеелит как принципиально важный генетический индикатор эволюции обстановок минералообразования. Ключевое значение при этом имеют концентрации в шеелите Mo, тип и форма РЗЭ-спектров, которые в целом определяются как унаследованием химизма минералообразующих флюидов и особенностями изоморфного вхождения РЗЭ в структуру минерала, так и вариациями окислительно-восстановительных свойств минералообразующего флюида.

**Ключевые слова:** шеелит, типоморфизм, генетические особенности, медно-порфиновый тип, золото, REE, лазерная абляция, редкие элементы, Забайкалье, скарны, геохимия

**DOI:** <https://doi.org/10.31857/S0016-777061667-88>

### ВВЕДЕНИЕ

Известно (Hedenquist *et al.*, 1998; Sillitoe, 2010), что порфиновые рудообразующие системы способны генерировать разнообразные типы рудной минерализации: собственно порфиновый, скарновый, эпитермальный, а также метасоматический, развивающийся по карбонат-содержащим породам (carbonate-replacement). Мы такие системы называем порфирово-эпитермальными (Kovalenker, 2003), подчеркивая при этом, что в разных системах экономическая значимость тех или иных типов минерализаций в зависимости от конкретных геологических и физико-химических условий может сильно варьировать, вплоть до

отсутствия некоторых из них. В месторождениях порфировых систем в настоящее время сосредоточена основная доля мировых ресурсов Re, около трех четвертей Cu, половина Mo, пятая часть Au, заметные количества Ag, Pd, Te, Se, Bi, Zn, Pb и других стратегических металлов (Seedorff *et al.*, 2005; Sillitoe, 2010). При этом значительная часть продуцируемых такими системами ресурсов сконцентрирована в относительно небольшом числе крупных и суперкрупных месторождений (Бортников и др., 2016; Коваленкер, 2006; Cooke *et al.*, 2005; Sillitoe, 2002). К таковым относится и расположенное в Восточном Забайкалье скарново-порфиговое Cu-Au-Fe месторождение Быстринское (Быстринское..., 2002; Коваленкер и др., 2016;

Шевчук и др., 2010), которое наряду с месторождениями Малмыж (Приамурье) и Песчанка (Чукотка) принадлежит к числу наиболее крупных Cu-Au-порфировых рудных полей России.

Обнаружение крупных месторождений порфирового семейства рассматривается как одна из ключевых целей геологоразведочных работ (Cooke *et al.*, 2017), поэтому совершенно естественно стремление исследователей выявить их характерные признаки — особенности геодинамического режима, магматизма, минералого-геохимической специфики руд и околорудных метасоматитов, флюидного режима и условий формирования, а также источников флюидов и рудного вещества, которые являются определяющими элементами и генетических, и прогнозно-поисковых моделей (Seedorff *et al.*, 2005; Sillitoe, 2002; 2010). Отличительной тенденцией последнего времени является привлечение для этого результатов изучения особенностей элементного состава (типохимизма) обширного круга минералов, которые могут быть использованы или как регистраторы вариаций условий минералообразования, или как маркеры векторинга и потенциальной продуктивности, или же как прямые индикаторы потенциально продуктивных на порфировые системы магматических комплексов (Cooke *et al.*, 2017).

Одним из таких минералов является шеелит ( $\text{CaWO}_4$ ), многочисленные исследования химического состава которого в разнообразных, включая порфировый и скарновый, типах месторождений показали, что содержания в нем микроэлементов и их вариации находятся в зависимости от источника, состава и физико-химических параметров минералообразующих флюидов. Было также продемонстрировано, что характер распределения РЗЭ в шеелите дает возможность количественно реконструировать изменяющиеся физико-химические условия рудообразования, величина Sr/Mo-отношения может служить в качестве индикатора глубинности формирования месторождений, а высокие концентрации Mo — фиксировать окисленные условия минералообразующей среды (Бортников и др., 2007; Кожугет, Монгуш, 2016; Плотинская и др., 2018; Ghaderi *et al.*, 1999; Dostal *et al.*, 2009; Fu *et al.*, 2017; Hazarika *et al.*, 2016; Kempe, Oberthur, 1997; Poulin *et al.*, 2018; Song *et al.*, 2014; Sun, Chen, 2017; и др.).

Детальные исследования шеелита месторождения Быстринское ранее не проводились. Между тем, не относясь к числу главных рудных минералов этого месторождения, он распространен практически на всех его участках и в разных типах рудной минерализации. Кроме того, месторождение Быстринское является одним из редких мировых примеров сонахождения минералов вольфрама, характеризующихся разновалентным состоянием этого элемента: не только  $\text{W}^{6+}$  в шеелите ( $\text{CaWO}_4$ )

и ферберите ( $\text{FeWO}_4$ ), но и  $\text{W}^{4+}$  — в тунгстените ( $\text{WS}_2$ ), что позволяет использовать эти минералы в качестве индикаторов изменения окислительно-восстановительных условий минералообразования.

Здесь обсуждаются результаты сравнительного комплексного изучения макро- и микроэлементного, включая РЗЭ, состава шеелита месторождения Быстринское, полученные нами с использованием традиционных минераграфических и современных (CL, LA-ICP-MS, EPMA и SEM-EDS) аналитических методов. На наш взгляд, в совокупности с ранее выявленными типоморфными характеристиками молибденита (Коваленкер и др., 2018) рассмотренные здесь разнообразные данные по шеелиту дают возможность акцентировать внимание на ключевых признаках, которые отражают специфику генезиса разнотипной минерализации и месторождения в целом и являются важными элементами генетических и прогнозно-поисковых моделей.

#### КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ О МЕСТОРОЖДЕНИИ БЫСТРИНСКОЕ

Сведения о геотектоническом положении, геологии, магматизме и металлогении региона, а также минералогии и геохимии руд месторождений Восточного Забайкалья ранее были достаточно подробно изложены в ряде публикаций (Берзина и др., 2013; Быстринское..., 2002; Зоненшайн и др., 1990; Зорин и др., 1998; Коваленкер и др., 2011, 2016, 2018; Таусон и др., 1985; Федорова, Чернышева, 2009; Чернышева и др., 2007; Шевчук и др., 2010; Zorin *et al.*, 2001; Berzina *et al.*, 2014; и др.). Поэтому здесь мы ограничимся кратким изложением наиболее существенной информации, касающейся собственно скарново-порфирового Cu-Au-Fe месторождения Быстринское.

Быстринское месторождение расположено в юго-восточной части ( $51^{\circ}32'$  с.ш.,  $118^{\circ}38'$  в.д.) Восточного Забайкалья. Регион характеризуется тектоникой растяжения, развитием высококалийного (шошонитового) магматизма (Таусон и др., 1985) и рассматривается как пространственно совмещенная с ареалом позднемезозойского внутриплитного магматизма окраина Монголо-Охотского пояса, развивавшаяся в зоне палеосубдукции в обстановке коллизии континентов при закрытии Монголо-Охотского океана (Зоненшайн и др., 1990; Зорин и др., 1998; Zorin *et al.*, 2001; Ярмолюк и др., 2013). Металлогения региона определяется многочисленными месторождениями и проявлениями Mo, W, Cu, Au, Ag, Pb, Zn, Sn, F и U, которые пространственно и во времени ассоциировали с мезозойским известково-щелочным и щелочным магматизмом, последовавшим за постколлизийным рифтингом в поздней юре и раннем мелу (Zorin, 1999).

Быстринское месторождение является наиболее экономически важным среди порфировых и эпitherмальных месторождений (Бугдаинское, Шахтаминское, Култаминское, Лугоканское, Новоширокинское и др.) Восточного Забайкалья (Шевчук и др., 2010). Оно локализовано в пределах вулcano-купольной структуры центрального типа. По данным (Быстринское..., 2002; Шевчук и др., 2010), в ее строении принимают участие карбонатные образования нижнего кембрия, терригенно-карбонатные отложения среднего девона, средне-верхнедевонские алевролиты, раннеюрские песчаники, алевролиты и аргиллиты, которые прорваны плутоическими и субвулканическими магматическими телами диоритов, диорит-гранодиоритов, гранитов и их порфировых разновидностей. Центром структуры является интрузивный массив диоритов площадью примерно  $3 \times 4$  км, относимый к ранней фазе шахтаминского комплекса ( $J_{2-3}$ ) (фиг. 1).

Основные разведанные запасы руд месторождения сосредоточены в зоне гранат-пироксеновых и магнетитовых скарнов мощностью до 300–400 м, развитых вдоль контакта магматических и терригенно-карбонатных осадочных пород (Шевчук и др., 2010). В пределах зоны располагаются четыре основных участка месторождения с промышленными рудами: Верхне-Ильдиканский, Малый Медный Чайник, Южно-Родственный и Быстринский-2 (фиг. 1). Наиболее значимыми из них являются Верхне-Ильдиканский и Быстринский-2, чьи комплексные сульфидно-магнетитовые Cu-Au руды в скарнах (0.3–16 мас.% Cu, 42–49 мас.% Fe, 0.12–0.42 мас.%  $WO_3$ , 0.054–0.23 мас.% Mo, 0.1–36 г/т Au, 0.2–34.4 г/т Ag; Быстринское..., 2002) имеют первостепенное промышленное значение и в настоящее время обрабатываются открытым способом. Руды характеризуются массивными, прожилково-вкрапленными и гнездовыми текстурами и преимущественно представлены золото-халькопиритовой с переменными количествами магнетита, пирротина и пирита, а также менее распространенными и развитыми локально молибденовой, вольфрамовой и полиметаллической минерализациями. Этот тип руд мы условно называем скарновым, хотя более позднее по отношению к собственно скарнам время формирования рудной минерализации у нас не вызывает сомнений. Приуроченная, главным образом, к верхней части субвулканических даек и штоков кварц-сульфидная жильно-прожилковая минерализация, отнесенная к порфировому типу, пока недостаточно изучена и вследствие относительно низких концентраций металлов (Cu: 0.2–0.33 мас.%, Au: 0.4–0.7 г/т; Шевчук и др., 2010) играет подчиненную роль. Также к порфировому типу минерализации на основании *PTC*-параметров минералообразующих флюидов (Крылова и др., 2017) мы

причисляем зафиксированные в канавах 12, 40 и 41 малосульфидные кварц-молибденитовые жилы и прожилки, зона развития которых трассируется с СЗ на ЮВ практически через всю площадь месторождения (фиг. 1).

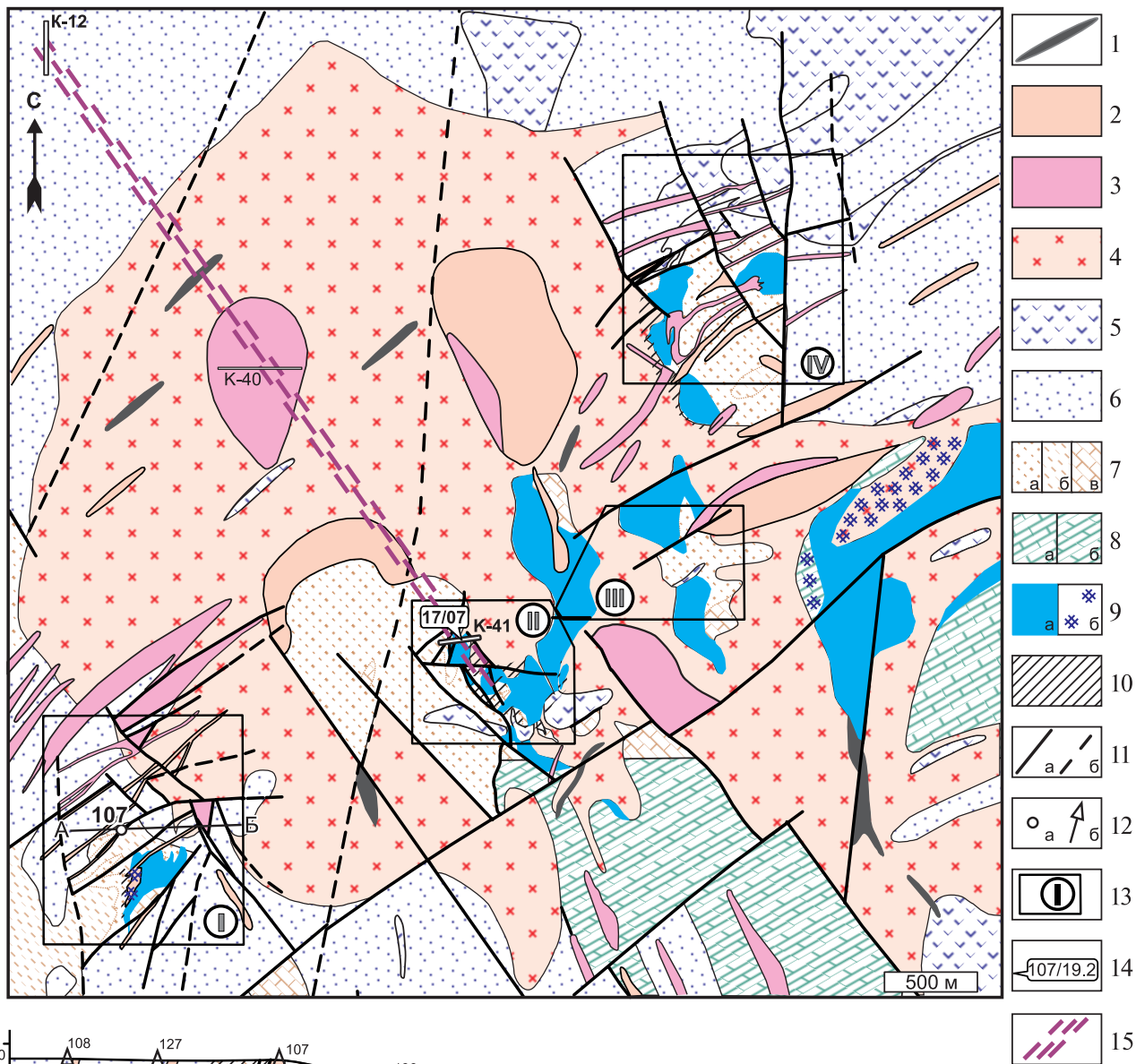
В рудах месторождения установлено более 90 гипогенных рудных минералов (Коваленкер и др., 2016). Наиболее широко распространены магнетит, халькопирит, пирит и пирротин. Менее развиты молибденит, шеелит и вольфрамит (ферберит), хотя в отдельных участках их скопления играют заметную роль. Реже, и обычно в виде мелких включений, отмечаются арсенопирит, марказит, галенит, сфалерит, блеклые руды, валлериит, минералы системы Co-Ni-Fe-As-S, самородное золото, спорадически встречаются микровключения Cu-Pb-Bi-As-Sb-сульфосолей и Bi-сульфотеллуридов, а также тунгстенита, минералов P3Э и U-Th. Наложение сульфидов на скарны, а также формирование руд порфирового типа связывается с внедрением субвулканических порфировых штоков и даек второй фазы шахтаминского интрузивного комплекса, с которым ассоциировали и формирование руд, и развитие апоскарновых тремолит-хлорит-кварц-эпидотовых и кварц-кальцит-хлоритовых изменений.

## МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

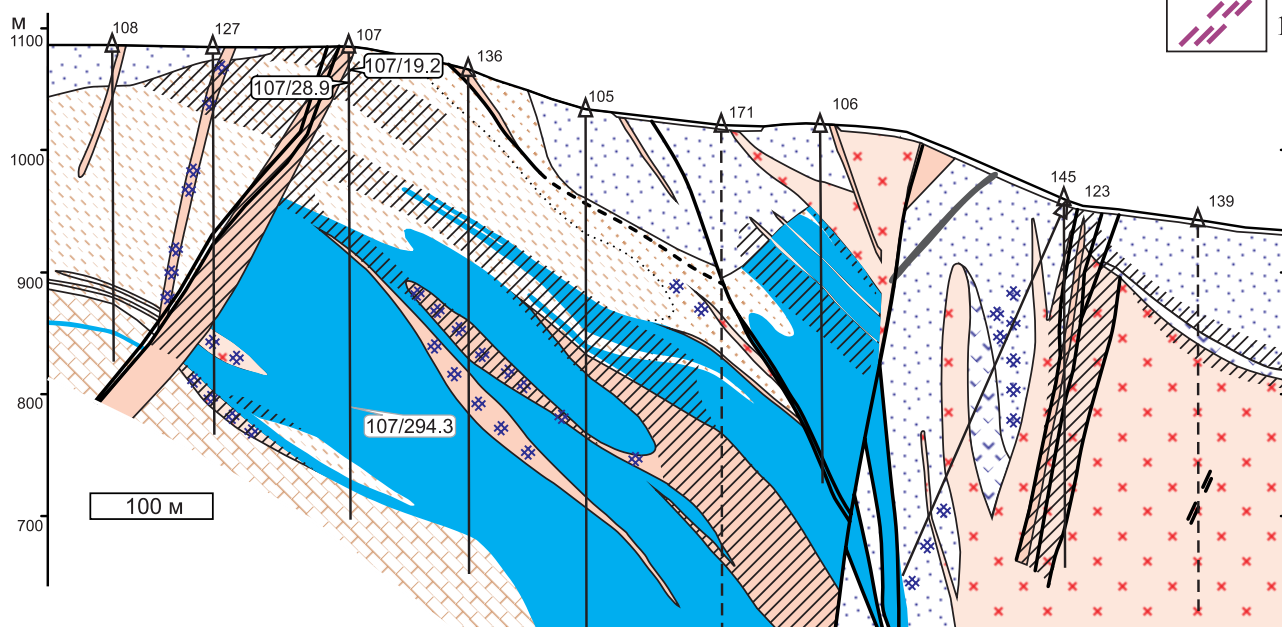
Свойства и элементный состав шеелита Быстринского месторождения исследовались в Центре коллективного пользования (ЦКП) “ИГЕМ-аналитика” методами катодолюминесценции (CL), рентгеноспектрального микроанализа (EPMA) и масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой и лазерным пробоотбором (LA-ICP MS). Предварительно образцы были изучены методами минераграфии, в т.ч. с просмотром и фотографированием в ультрафиолетовом свете под микроскопом. Для определения состава P3Э в валовых пробах привлекался метод масс-спектрометрии с ионизацией в индуктивно-связанной плазме (ICP-MS).

*Катодолюминесценция (CL)* шеелита исследовалась на рентгеновском микроанализаторе MS-46 “Самеса” (аналитик О.М. Жиличева), оптическая система которого модернизирована и адаптирована под CCD-цифровую камеру высокого разрешения фирмы “Видеоскан” (Россия) модель 285/Ц/П-USB (SONY ICX285AQ, цветная, ТЭ-охлаждаемая) с управляющим ПО – “Videoscan Viewer”. Использована разработанная в ООО “Глаукон” (Россия) схема, которая позволяет получать изображения катодолюминесценции в реальных цветах и подвергать их дальнейшей математической обработке. Регистрация ЦКЛ шеелита проводилась в режиме раstra  $300 \times 300$  мкм при ускоряющем напряжении 20 кВ и токе 5 нА.

(а)



(б)



**Фиг. 1.** Схематическая геологическая карта месторождения Быстринское (а) и разрез по линии АБ через участок Верхне-Ильди́канский (б). По (Природные ресурсы..., 2002) с изменениями и дополнениями.

1 – Нерчинскозаводский комплекс, поздняя юра, дайки базальтов, андезитов, лампрофиров; 2–4 – Шахтаминский комплекс, средняя-поздняя юра: 2 – гранодиорит-порфиры, 3 – диоритовые порфириты, 4 – диориты; 5 – Шадоронский комплекс, средняя-поздняя юра, андезибазальты, базальты, их туфы, субвулканические тела андезитов, андезит-дацитов, дацитов; 6 – государственная свита, нижняя юра, песчаники, алевролиты, аргиллиты, конгломераты; 7 – ильди́канская свита, средний девон: а – песчаники, б – алевролиты, в – известняки; 8 – быстринская свита, нижний кембрий: а – известняки, б – доломиты; 9 – скарны (а) и скарнированные породы (б); 10 – зоны калишпатизации; 11 – разломы: а – установленные, б – предполагаемые; 12 – скважины на карте (а) и на разрезе (б); 13 – участки с промышленным оруденением (I – Верхне-Ильди́канский; II – Малый Медный Чайник, III – Южно-Родственный, IV – Быстринский-2); 14 – положение изученных образцов; 15 – предполагаемое положение зоны жильно-прожилковой кварц-молибденитовой минерализации.

Время экспозиции одного кадра в режиме сканирования составляло 50 с.

*Элементный состав* шеелита и ассоциированных с ним минералов определялся на электронно-зондовых микроанализаторах JEOL JXA-8200 (“ЦКП ИГЕМ-аналитика” аналитики С.Е. Борисовский и В.И. Таскаев) и JEOL JXA 8530FE (Институт наук о Земле САН – ESI SAS, Vanská Bystrica, аналитик Т. Мikuš). Анализ проводился по стандартным методикам: ускоряющее напряжение 15–20 кВ. Сила тока зонда (при его диаметре 1 мкм) на цилиндре Фарадея составляла 20 нА. Время экспозиции при анализе основных элементов 10–20 сек, на элементы-примеси – до 50 сек. Аналитическими линиями служили: К $\alpha$ -линия (Si, Na, Mg, Cu, Co, Ni, Mn, Fe, S, Zn, Ca, Al, P, Cl, F), L $\alpha$ -линия (As, Sb, Cd, Sr, Mo, Ag, Te, Se, In, W), M $\alpha$ -линия (Pb, Bi, Ba, Hg). В качестве стандартов применялись чистые элементы, минералы и соединения известного состава. Расчет поправок осуществлялся по методу ZAF с использованием программы фирмы JEOL.

Химический состав сульфидов и других сопровождающих шеелит минералов также анализировался с использованием энергодисперсионного микроанализа (СЭМ JSM-5610LV (JEOL) с ЭДС INCA (Oxford Instruments Analytical) с программным обеспечением INCA Energy 450; аналитик Н.В. Трубкин). Ускоряющее напряжение – 25 кэВ, время измерения – 100 с, время обработки рентгеновского сигнала – 6 с. Внутренние стандарты – минералы и соединения с известным составом. Коррекция учета матрицы проводилась по процедуре XPP, учитывающей достоинства методов ZAF и Phi-Rho-Z. Предел обнаружения: ~0.1 мас.% для легких химических элементов, и 0.01 мас.% – для тяжелых. Точность анализа (при 2 $\sigma$ ) соответствовала вероятности 95%. Результаты анализов нормировались.

Микроэлементный состав шеелита изучался методом масс-спектрометрического анализа с индуктивно-связанной плазмой и лазерным пробоотбором (LA-ICPMS) на квадрупольном масс-спектрометре Thermo XSeries 2 с лазерной приставкой New Wave Research 213 (аналитик Е.А. Ми-

нервина) при следующих параметрах: мощность излучения лазера 15–16 Дж, частота 10 Гц; анализ проводился точками и профилями, диаметр лазера 60–70 мкм. Были проанализированы следующие изотопы: <sup>23</sup>Na, <sup>24</sup>Mg, <sup>29</sup>Si, <sup>43</sup>Ca, <sup>45</sup>Sc, <sup>47</sup>Ti, <sup>51</sup>V, <sup>52</sup>Cr, <sup>55</sup>Mn, <sup>57</sup>Fe, <sup>65</sup>Cu, <sup>85</sup>Rb, <sup>88</sup>Sr, <sup>89</sup>Y, <sup>90</sup>Zr, <sup>93</sup>Nb, <sup>95</sup>Mo, <sup>133</sup>Cs, <sup>137</sup>Ba, <sup>139</sup>La, <sup>140</sup>Ce, <sup>141</sup>Pr, <sup>146</sup>Nd, <sup>147</sup>Sm, <sup>153</sup>Eu, <sup>157</sup>Gd, <sup>159</sup>Tb, <sup>163</sup>Dy, <sup>165</sup>Ho, <sup>166</sup>Er, <sup>169</sup>Tm, <sup>172</sup>Yb, <sup>175</sup>Lu, <sup>178</sup>Hf, <sup>181</sup>Ta, <sup>182</sup>W, <sup>208</sup>Pb, <sup>232</sup>Th, <sup>238</sup>U. В качестве внутреннего стандарта использовался Ca, внешними стандартами служили NIST SRM 612 и 610. Более детально методика охарактеризована в (Плотинская и др., 2018).

Редкоземельные элементы в образцах пород определялись методом масс-спектрометрии с ионизацией в индуктивно-связанной плазме (ICP-MS) на квадрупольном масс-спектрометре Thermo X<sup>II</sup> – Series (аналитик Я.В. Бычкова) по методикам, подробно описанным в (Бычкова и др., 2016).

#### ХАРАКТЕРИСТИКА ИЗУЧЕННЫХ ОБРАЗЦОВ ШЕЕЛИТА

Элементный состав шеелита и его свойства изучены в 4 образцах, локализация и краткие сведения о которых приведены в табл. 1.

Обр. 17/07 представляет наиболее раннюю кварц-молибденитовую жильно-прожилковую минерализацию, отнесенную к порфировому типу на основе данных изучения ФВ (Крылова и др. 2017). Шеелит здесь встречается относительно редко и приурочен к интерстициям, микротрещинам и другим мелким неоднородностям в кварце. Форма кристаллов в основном неправильная, с извилистыми очертаниями, в отдельных случаях с хорошо выраженной гранкой. Размер кристаллов от 10 мкм до 1 мм. В ряде случаев шеелит тесно ассоциирует с повеллитом (фиг. 2а), видимо, имеющим гипергенное происхождение, поскольку обнаружены псевдоморфозы этого минерала по молибдениту с участием гетита. Кроме шеелита в образце 17/07 ранее (Коваленкер и др., 2018) были выявлены фторapatит, барит, ряд минералов PЗЭ, U и Th, из которых только апатит образует относительно крупные (до сотен мкм) выделения.

**Таблица 1.** Характеристика изученных образцов шеелита Быстринского месторождения

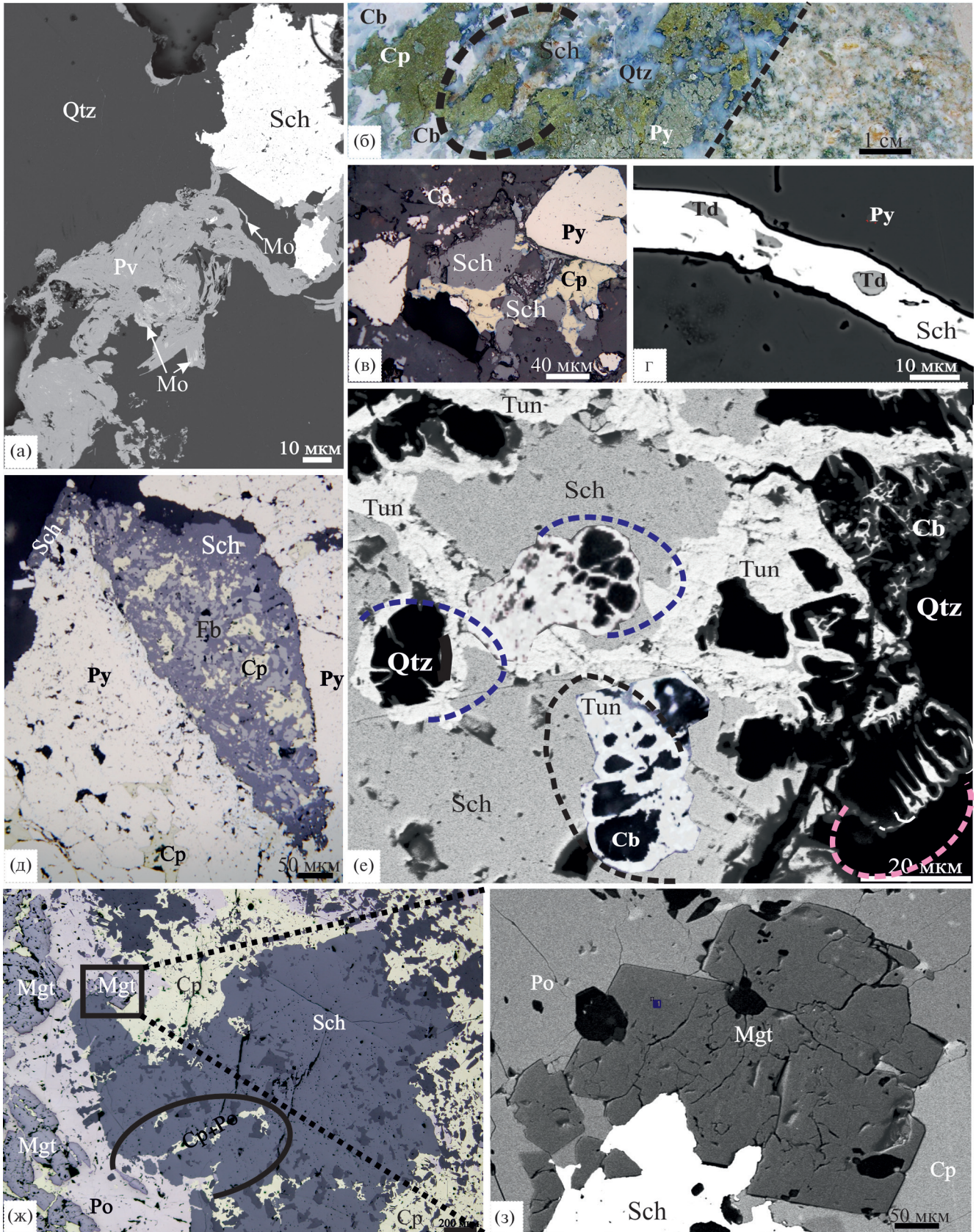
№ п/п	№ обр.	Место отбора образца	Тип минерализации
1	Ву-17/07	Участок Малый Медный Чайник, канава 41	Жильно-прожилковая кварц-молибденитовая минерализация, зона развития которой трассируется с СЗ на ЮВ практически через всю площадь месторождения, представлена редкими гнездовидными скоплениями в кварце молибденита, с которым ассоциируют шеелит, апатит, монацит, циркон, минералы РЗЭ, Pd, V и Te
2	Ву-107/19.2	Участок Верхне-Ильди́канский, скв. 107, гл. 19.2 м	Золотоносные кварц-карбонат-сульфидные (пирит, халькопирит, теннантит, арсенопирит, кобальтин) прожилки и жилы, содержащие шеелит и ферберит
3	Ву-107/28.9	Участок Верхне-Ильди́канский, скв. 107, гл. 28.9 м	Золотоносные кварц-карбонат-сульфидные (халькопирит, пирит, сфалерит, теннантит) прожилки и жилы, содержащие шеелит и тунгстенит
4	Ву-107/294.3	Участок Верхне-Ильди́канский, Скв. 107, гл. 294.3 м	Сульфидная гнездово-вкрапленная пирит-пирротин-халькопиритовая минерализация с магнетитом, шеелитом, молибденитом, Co-Ni-Fe-сульфидами и арсенидами, самородным Au

Образцы 107/19.2 и 107/28.9 (фиг. 2б) характеризуют золотоносные *кварц-карбонат-сульфидные* жилы и прожилки, которые приурочены к дайке диоритовых порфиритов и вмещающих ее алевролитов ильди́канской свиты (D<sub>2</sub>II). Эти жилы мы также относим к порфиоровому типу минерализации. Своей золотоносностью эта минерализация обязана микровключениям самородного золота в пирите, реже – в других сульфидах. В *обр. 107/19.2* шеелит или неравномерно распределен среди сульфидов (фиг. 2в), или образует цепочки ксеноморфных, реже хорошо образованных разноразмерных выделений в кварце, или встречается в виде совместных с карбонатом, халькопиритом и, в ряде случаев, тетраэдритом прожилков в пирите (фиг. 2г). Все эти морфологические разновидности шеелита, как будет показано при обсуждении результатов аналитических исследований, обладают практически идентичным составом, а присутствие в шеелите из прожилка в пирите реликтов халькопирита и, особенно, тетраэдрита (фиг. 2г), образующегося на заключительной стадии рудного процесса, указывает на относительно более позднее по отношению к сульфидам отложение шеелита этой генерации. Отметим также тесную пространственную ассо-

циацию с шеелитом кобальтина (фиг. 2в), идиоморфные кристаллы которого дислоцированы, как правило, вблизи от выделений шеелита среди кварц-халькопирит-пиритовых агрегатов.

Находящийся примерно на 10 м ниже по разрезу *обр. 107/28.9* характеризует кварц-карбонат-сульфидную жилу мощностью до 15 см (фиг. 2б), которая по минеральному составу в целом близка к жиле из *обр. 107/19.2*. На контакте с диоритовыми порфиритами жила обогащена кварцем, пиритом и халькопиритом, в котором отмечаются как хорошо образованные кристаллы шеелита, так и его ксеноморфные, округлые и удлиненные зерна, размеры которых редко превышают 1 мм, а также прожилки. Нередко в сростаниях с ним находится ферберит в виде реликтовых, корродированных шеелитом зерен. (фиг. 2д). Центральная часть жилы представлена в основном Са-Mg-(Fe)-карбонатом с подчиненными количествами кварца, выполняющими пространство между пиритом и халькопиритом. Здесь отмечены максимальные количества шеелита, образующего относительно крупные (от десятых долей мм до 1 см) идеальные по форме кристаллы, а ферберит отсутствует (фиг. 3а, б). По трещинкам в шеелите в виде тонких, часто ажурных выделений, а также вокруг

**Фиг. 2.** Характер выделений шеелита и его сростаний в рудах месторождения Быстринское: а – кристалл шеелита в кварце, местами на шеелит нарастает повеллит, в котором видны реликты молибденита; б – кварц-карбонат-сульфидная жила, пересекающая дайку диоритовых порфиритов, максимальное скопление кристаллов шеелита отмечено пунктиром (фото штупа); в – зерна шеелита среди сульфидов в кварце, халькопирит нарастает на шеелит, в верхней части снимка – кобальтин; г – прожилок шеелита поздней генерации, пересекающий пирит и содержащий корродированные реликты тетраэдрита; д – реликты вольфрамита в шеелите в окружении пирита и халькопирита; е – прожилковые, каемчатые, спиралевидные формы выделений тунгстенита в шеелите; ж – шеелит, корродированный халькопиритом и пирротинном, в овале – прожилок этих минералов в шеелите, з – увеличенный фрагмент предыдущего снимка, видно заливообразное вращение шеелита в магнетит; а – *обр. 17/07*; б, д, е – *обр. 107/28.9*; в, г – *обр. 107/19.2*; а, г, е, з – снимки в обратно-рассеянных электронах, в, д, ж – в отраженном свете. Здесь и далее: Qtz – кварц, Sch – шеелит, Pv – повеллит, Mo – молибденит, Py – пирит, Sp – халькопирит, Co – кобальтин, Cb – карбонат, Tun – тунгстенит, Fb – ферберит, Wf – вольфрамит, Mgt – магнетит, Po – пирротин, Dol – доломит, Td – тетраэдрит.



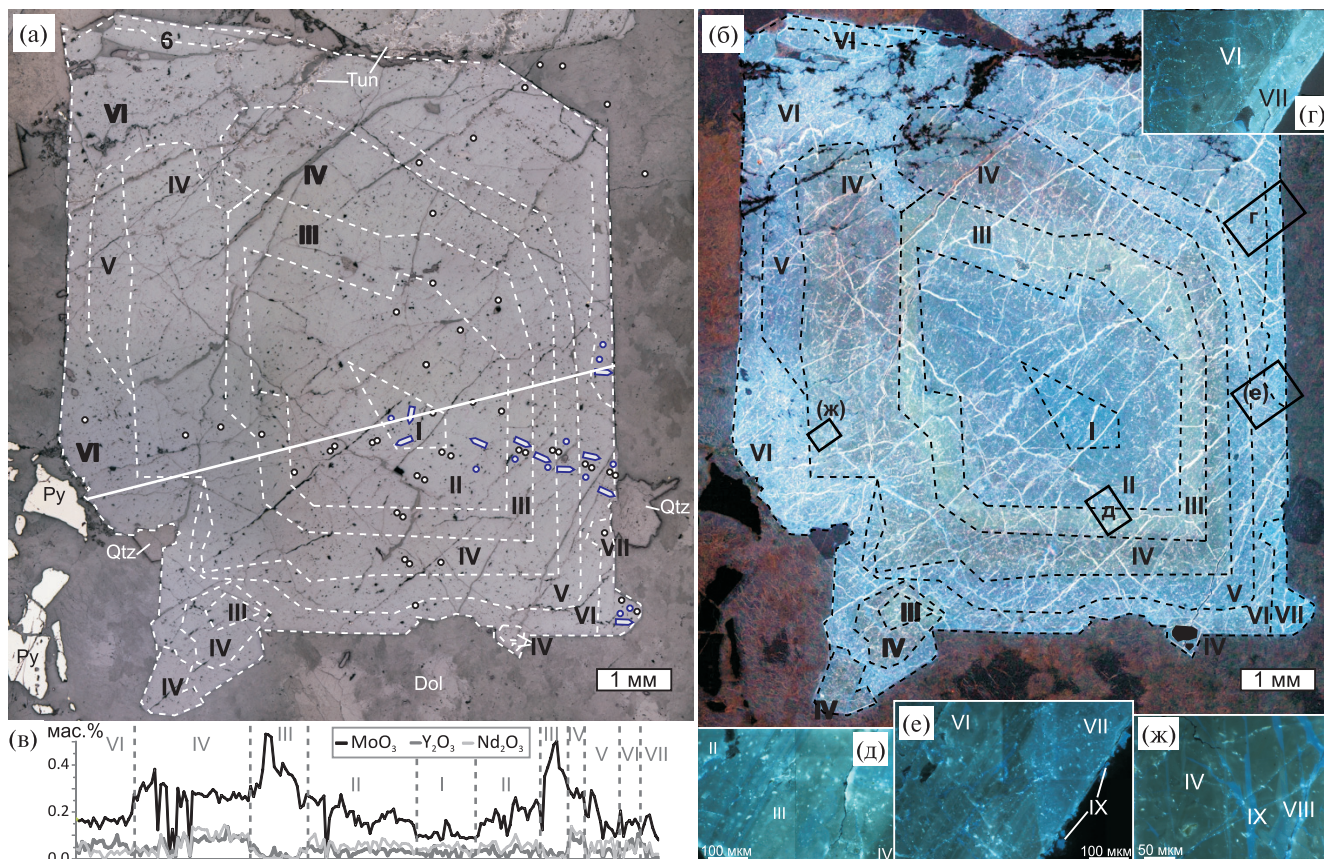
включений в шеелите кварца и карбоната развивается тунгстенит (фиг. 2е).

Обр. 107/294.3 характеризует шеелит из *сульфидной минерализации*, наложенной на скарны. Минерал встречается в виде достаточно крупных (до нескольких мм) выделений неправильной, изометричной или слегка удлинённой формы с неровными очертаниями среди пирротина, халькопирита и магнетита (фиг. 2ж). В этих минералах, как и в самом шеелите, присутствуют многочисленные реликты диопсида, замещенного амфиболами и другими водными силикатами. Текстуры соотношения шеелита с магнетитом и сульфидами проявлены достаточно отчетливо: шеелит вырастает по трещинам в магнетит, корродируя его (фиг. 2з), сам местами частично заливообразно пересекается сульфидами (халькопиритом и пирротинном) (фиг. 2ж). В шеелите отмечено небольшое количество тонких (15–20 мкм по удлинению) чешуек молибденита. На основании взаимоотношений минералов в этом образце, последовательность их образования можно представить следующим образом: диопсид → магнетит → апатит → шеелит ± молибденит(?) → актинолит + пирротин + халькопирит, которые показывают более раннее по отношению к сульфидам отложение шеелита.

## РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

### Особенности зонального строения шеелита (UF-люминесценция, CL-спектроскопия, SEM-EDX и EPMA)

Кристаллы шеелита образца 107/28.9, представляющего обогащенную Fe-Mg-карбонатом центральную часть кварц-карбонат-сульфидной жилы (фиг. 2б), в ультрафиолетовом свете демонстрируют зональное строение, которое выражается в чередовании различных цветовых оттенков синего в разных зонах роста. Наиболее ярко зональность проявлена в самом крупном из отмеченных в данном образце зональном кристалле шеелита, размер которого составляет около 7–9 мм в поперечнике. Таких зон здесь насчитывается семь (фиг. 3а, б). Их ширина составляет первые сотни мкм, иногда достигает 1 мм. От центра кристалла наблюдается плавная смена зон с разными оттенками люминесценции, и только самая внешняя зона (VII), которая нарастает на кристалл в виде прерывистой каймы, имеет с зоной VI четкие контакты. Ярко-синяя окраска характерна для зоны I, зоны II и V имеют густо-синий оттенок цвета, зона III – желто-зеленый, зона IV – темно-



**Фиг. 3.** Строение кристалла шеелита из обр. 107/28.9 в отраженном (а) и в УФ-свете (б). Точки и стрелки – положение анализов LA-ICPMS и их номера; в – изменения содержаний  $\text{MoO}_3$ ,  $\text{Y}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Nd}_2\text{O}_3$  вдоль профиля, проходящего через центр кристалла; г–ж – CL-изображения отдельных участков кристалла, пунктир – границы зон.



Таблица 2. Химический состав шеелита и вольфрамита по данным рентгеноспектрального микроанализа (мас.%)

Шеелит										
Характеристика	Функция	WO <sub>3</sub>	CaO	MoO <sub>3</sub>	Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO		
<i>Обр. Ву-107/28.9</i> , зональный кристалл (1) ~7 мм; профиль через середину с шагом 35 мкм										
Зона 1 (центр) n = 21	min	79.68	19.28	0.08	<п.о.	<п.о.	-	-		
	max	80.60	19.45	0.16	0.06	0.14	-	-		
	сред.	80.13	19.34	0.10	0.02	0.06	-	-		
Зона 2 n = 60	min	79.38	19.20	0.01	<п.о.	<п.о.	-	-		
	max	80.54	19.44	0.27	0.07	0.11	-	-		
	сред.	80.06	19.32	0.18	0.03	0.06	-	-		
Зона 3 n = 28	min	79.38	19.09	0.01	<п.о.	<п.о.	-	-		
	max	80.43	19.53	0.53	0.06	0.05	-	-		
	сред.	79.86	19.40	0.37	-	-	-	-		
Зона 4 n = 47	min	79.29	19.11	0.02	<п.о.	<п.о.	-	-		
	max	80.73	19.48	0.38	0.14	0.14	-	-		
	сред.	79.96	19.26	0.26	0.07	0.08	-	-		
Зона 5 n = 13	min	79.27	19.29	0.09	<п.о.	<п.о.	-	-		
	max	80.57	19.46	0.29	0.04	0.09	-	-		
	сред.	79.97	19.36	0.17	0.03	0.05	-	-		
Зона 6 n = 25	min	79.70	19.19	0.10	<п.о.	<п.о.	-	-		
	max	81.00	19.43	0.18	0.11	0.08	-	-		
	сред.	80.27	19.30	0.16	0.06	0.04	-	-		
Зона 7 (край) n = 7	min	79.83	19.19	0.08	<п.о.	<п.о.	-	-		
	max	80.14	19.48	0.19	0.06	0.07	-	-		
	сред.	79.99	19.35	0.13	0.03	0.04	-	-		
<i>Обр. Ву-107/28.9</i> , кристалл (2) в кварце, около 100 мкм с каймой вольфрамита										
центр n = 4	min	78.60	18.83	0.37	-	<п.о.	<п.о.	<п.о.		
	max	79.66	19.08	0.45	-	0.10	0.10	0.10		
	сред.	79.20	18.94	0.40	-	-	-	-		
край, n = 1	сред.	79.36	18.72	0.10	-	-	0.49	0.00		
<i>Обр. Ву-107/28.9</i> , кристалл (3) в кварце, около 200 мкм										
центр n = 4	min	79.25	18.77	0.39	-	<п.о.	<п.о.	<п.о.		
	max	80.45	19.00	0.53	-	-	-	-		
	сред.	79.80	18.87	0.45	-	-	-	-		
край, n = 1	сред.	78.95	18.77	0.26	-	-	<п.о.	<п.о.		
<i>Обр. Ву-107/28.9</i> , кристалл (4) около 400 мкм, на границе кварца и пирита										
центр n = 5	min	79.67	18.56	0.21	-	<п.о.	<п.о.	<п.о.		
	max	80.08	18.87	0.27	-	0.11	0.11	0.11		
	сред.	79.84	18.77	0.23	-	-	-	-		
<i>Обр. Ву-107/28.9</i> , ксеноморфное зерно (5) около 500 мкм, на границе халькопирита, кварца и пирита										
центр n = 4	min	78.81	18.76	0.29	-	<п.о.	<п.о.	<п.о.		
	max	79.54	19.21	0.40	-	-	-	-		
	сред.	79.25	19.07	0.36	-	-	-	-		
край n = 4	min	79.79	18.97	<п.о.	-	<п.о.	<п.о.	<п.о.		
	max	80.34	19.04	0.11	-	0.65	0.65	0.65		
	сред.	80.07	18.99	0.05	-	0.25	0.25	0.25		
Вольфрамит										
<i>Обр. Ву-107/28.9</i> , кайма шириной 20–40 мкм вокруг кристалла шеелита										
n = 4	min	74.69	<п.о.	<п.о.	<п.о.	<п.о.	23.33	0.05		
	max	75.82	1.12	0.08	-	-	25.47	0.15		
	сред.	75.27	0.41	-	-	-	24.49	0.12		
-/-, реликты (10–60 мкм) среди шеелита										
n = 7	min	74.99	<п.о.	<п.о.	<п.о.	<п.о.	23.44	<п.о.		
	max	75.89	0.99	0.06	-	-	25.12	0.16		
	сред.	75.41	0.18	-	-	-	24.66	0.10		

Примечание. n – количество анализов, п.о. – предел обнаружения, прочерк – элемент не определяется.

фиолетовый, зона VI – чуть более темный фиолетовый оттенок, чем зона V, а зона VII – голубоватый оттенок. В участках замещения шеелита тунгستنитом или просто интенсивного развития трещиноватости, зоны сливаются и приобретают светло-голубой цвет.

СЛ-исследования этого крупного кристалла шеелита (обр. 107/28.9; Фиг. 3г–ж) показали, что в целом цветовые оттенки катодолюминесценции в его зонах близки к таковым в ультрафиолетовом свете. В зонах II, V, VI и VII выявляется осцилляторная зональность с периодом первые десятки микрон. Напротив, для зон I, III и IV характерно однородное свечение, причем переходы между всеми зонами постепенные (фиг. 3г). Исключение составляет только граница зон VI и VII – на фиг. 3д, е видно, что шеелит зоны VII “срезает” ростовую зональность зоны VI, то есть между образованием зон VI и VII имело место частичное растворение минерала. Кроме того, кристалл рассечен густой сетью тончайших просечек более позднего шеелита, среди которых можно выделить минимум две генерации – шеелит-VIII с люминесценцией в светло-болотных тонах и ярко-голубой шеелит-IX (фиг. 3ж).

Через центр зерна шеелита был пройден ЕРМА-профиль с шагом 35 мкм (200 точек), анализировались концентрации CaO, WO<sub>2</sub>, MoO<sub>3</sub>, Y<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Gd<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (табл.2, фиг. 3в). Содержания MoO<sub>3</sub> близки к пределу обнаружения (0.1 мас.%) в зонах I и VII. Наиболее высокие содержания MoO<sub>3</sub> характерны для зоны III (преобладают значения 0.3–0.5 мас.%) и это, по-видимому, определяет ее желтовато-зеленый оттенок в УФ-свете, а для зоны IV – наиболее низкие (0.2–0.3 мас.% MoO<sub>3</sub>) значения. В остальных зонах преобладают величины 0.1–0.25 мас.%. Наиболее высокие содержания Nd<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и Y<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (до 0.14 мас.%) приурочены к зоне IV, а в зоне III они в большинстве случаев ниже предела обнаружения. В остальных зонах (I, II, V–VII) содержания Nd<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и Y<sub>2</sub>O<sub>3</sub> близки к пределу обнаружения. По-видимому, именно колебания концентраций этих элементов, прежде всего MoO<sub>3</sub>, определяют возникновение осцилляторной зональности.

Другие, более мелкие выделения шеелита в изученных образцах (107/28.9, 107/19.2: фиг. 4а, б, д) из кварц-карбонат-сульфидных жил и прожилков в УФ имеют относительно однородное строение и люминесцируют в синих тонах. В шеелите из приконтактной части кварц-карбонат-сульфидной жилы в обр.107/28.9 содержания MoO<sub>3</sub> варьируют от 0.2 до 0.5 мас.%, в краевых зонах зерен они снижаются до предела обнаружения и ниже. Также в краевых зонах нередко повышенные содержания FeO, что, по-видимому, является следствием захвата железа при анализе из окружающих пирита и халькопирита. Для шеелита из обр. 107/19.2 ха-

рактерны сравнительно более низкие концентрации MoO<sub>3</sub> (0.1–0.2 мас.%).

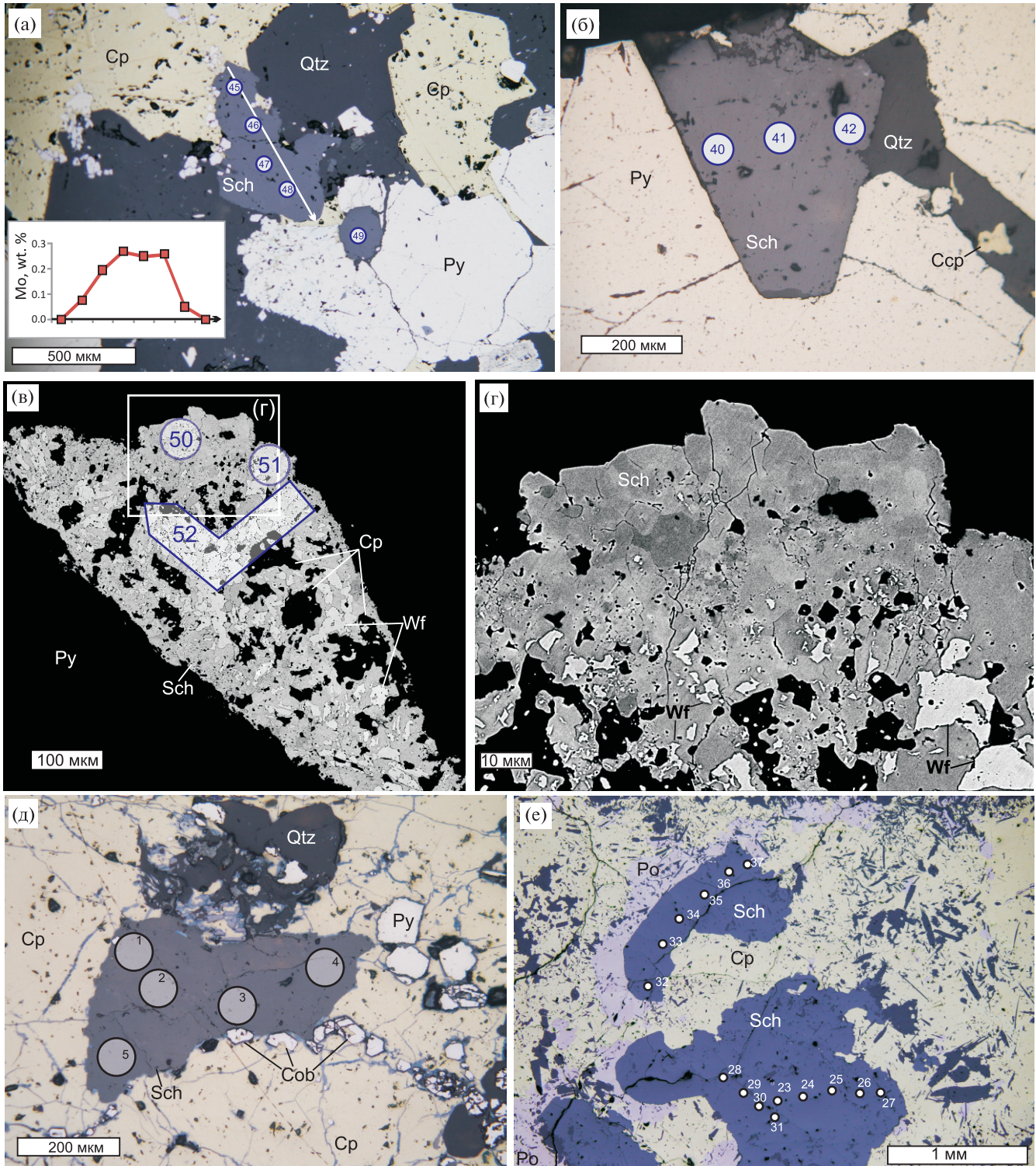
В то же время, шеелит из сростаний с ферберитом (обр. 107/28.9; табл. 2, Suppl. 1, ESM\_1.xls)<sup>1</sup>; фиг. 4в) по составу заметно отличается от рассмотренных выше. В обратно-рассеянных электронах он демонстрирует сложное мозаичное строение (фиг. 4г), которое обусловлено тем, что его слагают ксеноморфные зерна размером первые десятки микрон. Содержания MoO<sub>3</sub> здесь не превышают предела обнаружения, а количества FeO достигают 0.7 мас.%. Ферберит образует реликты среди шеелита размером от первых микрон до первых десятков микрон. Он содержит небольшие количества MnO (до 0.16 мас.%) (табл. 2).

*Шеелит из сульфидной минерализации скарна* (обр. 107/294.3) характеризуется однородной УФ-люминесценцией в синих тонах и высокой однородностью химического состава: содержания MoO<sub>3</sub> варьируют от 0.76 до 0.96 мас.%, т. е. заметно более высокие, чем в шеелите из кварц-карбонат-сульфидной жильно-прожилковой минерализации (табл. 2; Suppl. 1, ESM\_1.xls).

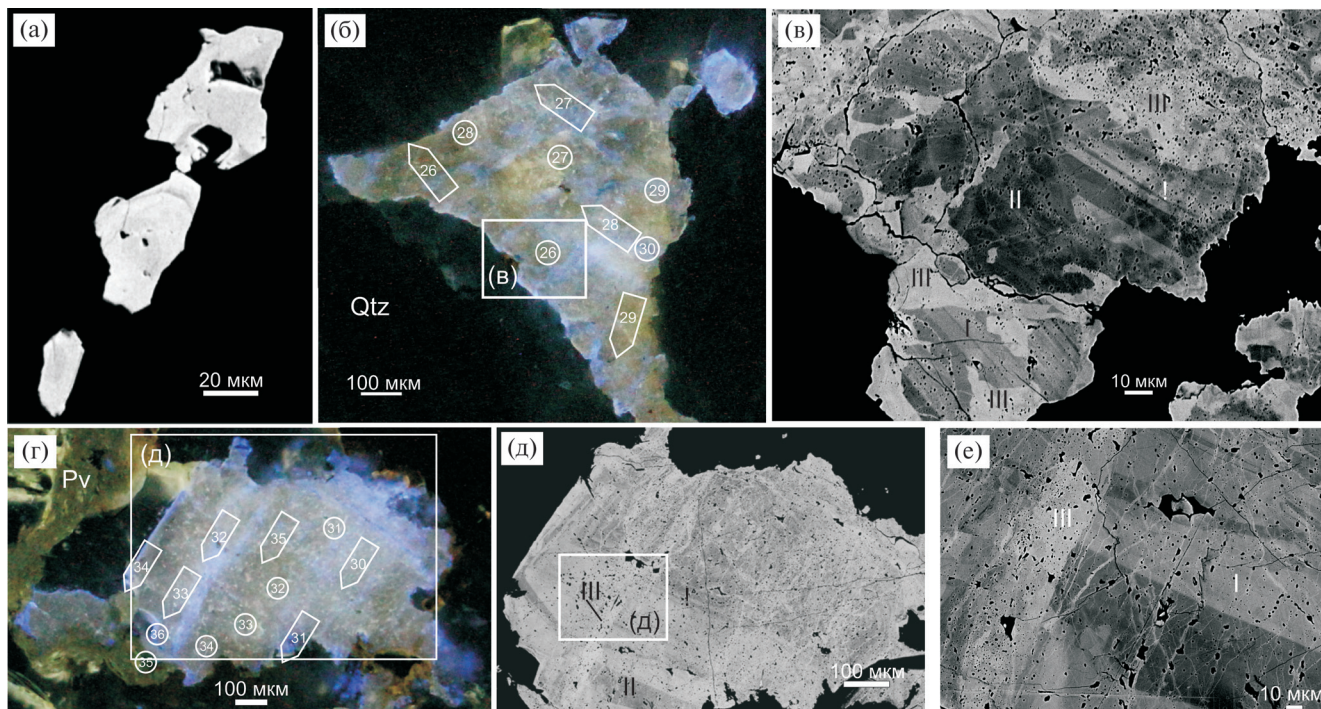
*Шеелит из кварц-молибденитовых жил* (обр. 17/07) представлен или мелкими тонкозональными кристаллами, располагающимися в виде “цепочек” в кварце (фиг. 5а), или относительно более крупными ксеноморфными выделениями, в сростаниях с которыми иногда находится повеллит (фиг. 5б, г). Своими свойствами, строением и составом шеелит из кварц-молибденитовых жил заметно отличается от описанного выше шеелита кварц-карбонат-сульфидной жильно-прожилковой минерализации, также относимой нами к порфиоровому типу минерализации. В ультрафиолетовом свете шеелит этого образца обладает желтовато-коричневым свечением и пронизан многочисленными прожилками более позднего шеелита с люминесценцией в сине-голубых тонах (фиг. 5б, г). При изучении в обратно-рассеянных электронах выявляется более сложное по сравнению с шеелитом из других изученных образцов строение его выделений, представленных агрегатами разновременных генераций (фиг. 5в, д, е).

Можно видеть (табл. 2; Suppl. 1, ESM\_1.xls), что состав шеелита из кварц-молибденитовых жил и прожилков резко контрастирует с составом шеелитов других ассоциаций, отличаясь от них, прежде всего, намного более высоким содержанием Mo. Так, в отдельных зонах (т. е. зарождениях – генерациях) тонкозональных микрокристаллов шеелита (фиг. 5а) содержания MoO<sub>3</sub>

<sup>1</sup> Все составы шеелитов по результатам рентгено-спектрального микроанализа приведены в ESM\_1.xls (Suppl. 1) к английской онлайн-версии статьи на сайте <http://link.springer.com/> и в Приложении 1 к русской версии на сайте <https://journals.eco-vector.com>



**Фиг. 4.** Шеелит из кварц-карбонат-сульфидных жил (образцы 107/28.9 и 107/19.2, а–г) и сульфидной минерализации в скарнах (обр. 107/294.3 д, е); а – ксеноморфное выделение шеелита на границе кварца, пирита и халькопирита, на врезке – вариации содержаний  $\text{MoO}_3$  вдоль линии по данным РМСА; б – идиоморфный кристалл шеелита на границе кварца и пирита; в – шеелит с халькопиритом и вольфрамитом среди пирита; г – увеличенный фрагмент – мозаичное строение шеелита; д – ксеноморфное зерно шеелита среди халькопирита и кварца, рядом – кобальтин и пирит; е – ксеноморфные выделения шеелита среди халькопирита и пирротина; в и г – изображения в обратно-рассеянных электронах, остальные – в отраженном свете; здесь и далее – кружки и стрелки с цифрами – соответственно точки и профили LA-ICPMS и их номера.



**Фиг. 5.** Шеелит из обр. 17/07 в обратно-рассеянных электронах (а, в, д, е) и в УФ-свете (б, г). а – обр. 17/07 – тонкозональные кристаллы шеелита в кварце, центральные их части (темное) обогащены Мо; б – ксеноморфное зерно шеелита в кварце; в – увеличенный фрагмент рисунка (б); г – шеелит в сростании с повеллитом; д и е – увеличенные фрагменты (г), хорошо видно секущее положение шеелита-III. Римские цифры – генерации шеелита.

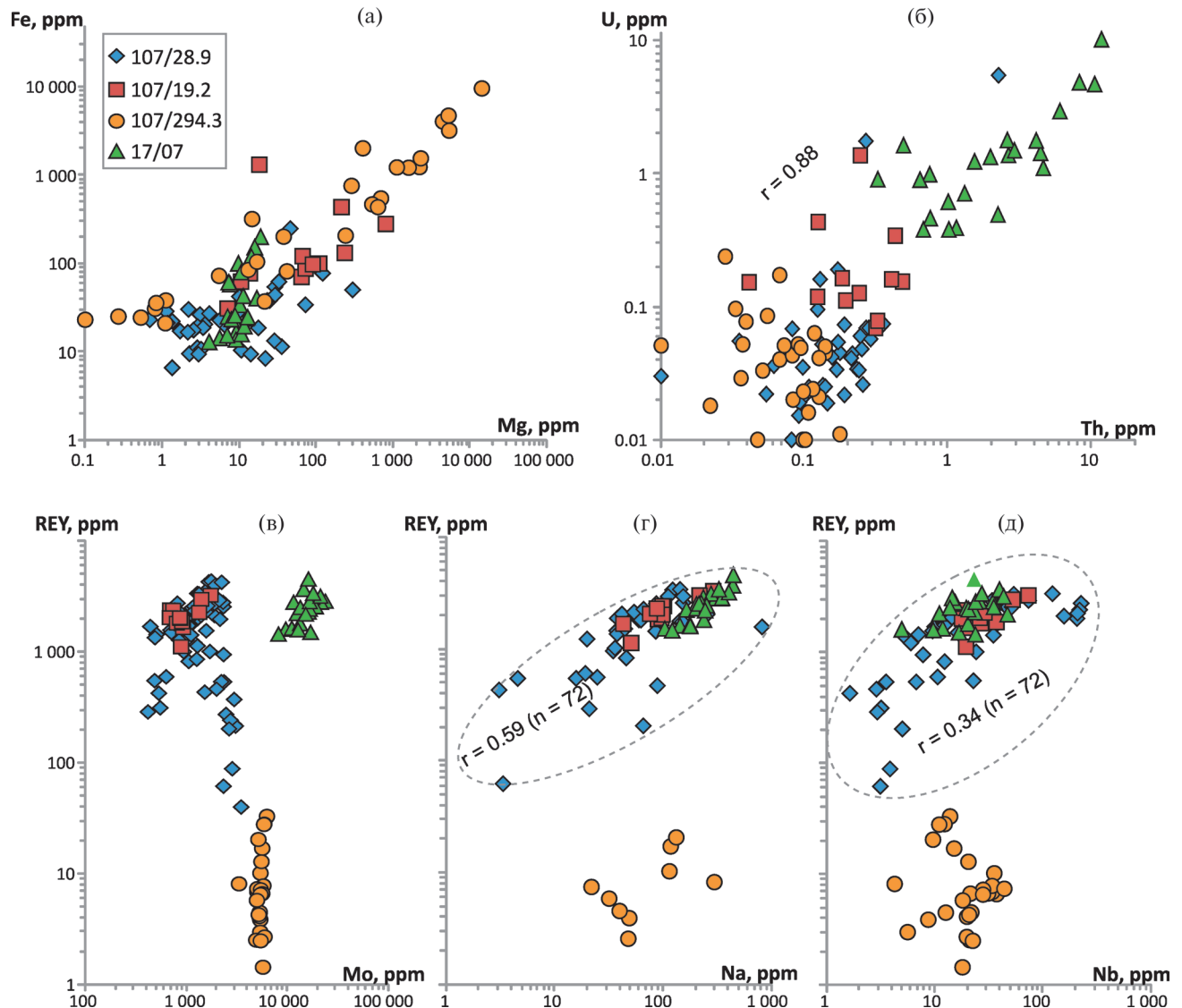
варьируют от 2.2 до 6.22 мас.%, и этот минерал можно отнести молибдошеелиту. В более крупных ксеноморфных выделениях шеелита (фиг. 5б, г) также установлено несколько генераций. Наиболее ранняя из них (шеелит-I) характеризуется осцилляторной зональностью с периодом от 1 до 10 мкм (фиг. 5в), которая выражена в вариациях содержаний  $\text{MoO}_3$  от 0.2 мас.% в светлых зонах до 5.5 мас.% в темных зонах. Более поздний шеелит (II) содержит от 3.8 до 5.6 мас.%  $\text{MoO}_3$ . Шеелит-III обрастает более ранние генерации и пересекает их – он наиболее светлый в обратно-рассеянных электронах (фиг. 5д, е) за счет низких концентраций  $\text{MoO}_3$  (от 0.3 до 0.5 мас.%). Молибден в кристаллах молибдошеелита распределен неравномерно, встречены кристаллы и фрагменты кристаллов с осцилляторной зональностью, где в целом наибольшее концентрирование Мо тяготеет к центральным частям, свидетельствуя о довольно стабильных условиях начала роста кристалла, затем ближе к периферии появляется ритмичная осцилляторная зональность в целом с тенденцией уменьшения содержания Мо, но при наличии отдельных, обогащенных повеллитовым мином зон (фиг. 5б, в). Встречен также кристалл, характеризующийся значительными флуктуациями физико-химических параметров роста с беспорядочным распределением Мо, где фрагменты осцилляторной зональности явно присутствуют или угадываются

в периферических частях кристалла, но имеются и участки с гнездообразным, не подчиняющимся кристаллографическим направлениям, распределением повышенных концентраций Мо (фиг. 5в), местами с признаками внутриростового дробления. Во всех случаях наименьшие содержания Мо наблюдаются вдоль поздних микротрещин и неоднородностей и, местами, по периферии кристаллов в результате перекристаллизации до почти безмолибденового шеелита, который можно считать его поздней генерацией.

#### *Особенности распределения элементов-примесей (LA-ICPMS)*

Исследования микроэлементного состава шеелита (LA-ICPMS, Suppl. 2, ESM\_2.xls<sup>1</sup>) показали присутствие в нем заметных концентраций РЗЭ (десятые доли ppm – первые тысячи ppm), Мо (сотни – десятки тысяч ppm, что хорошо согласуется с данными EPMA), Fe (первые ppm – первые десятки тысяч ppm), Mg (десятые доли ppm – десятки тысяч ppm), Mn, Cu (десятые доли ppm – первые тысячи ppm), Sr (десятки – сотни ppm), Y, Na, Nb (первые ppm – сотни ppm), Pb (десятые

<sup>1</sup> Все результаты анализов методом LA-ICPMS приведены в ESM\_2.xls (Suppl. 2) к английской онлайн-версии статьи на сайте <http://link.springer.com/> и в Приложении 2 к русской версии на сайте <https://journals.eco-vector.com>



Фиг. 6. Вариации основных элементов-примесей в шеелите месторождения Быстринское по данным LA-ICPMS.

доли ppm – сотни ppm), Ti, Ba (до первых десятков ppm), Th, U (до первых ppm), Rb, Ta (до первых десятых ppm). Содержания Sc, Zr, Cs в большинстве случаев не превышают предела обнаружения.

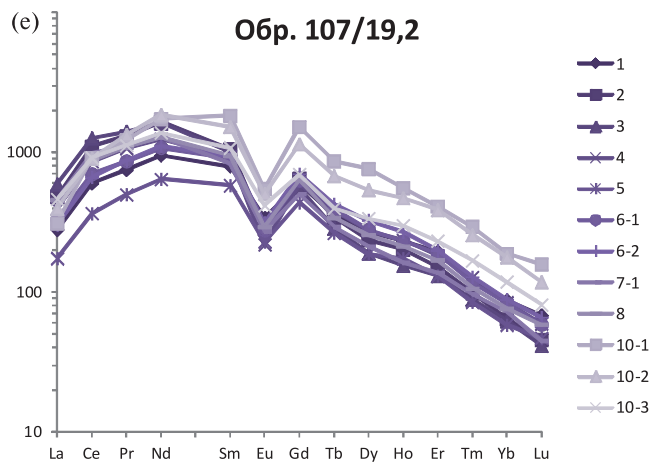
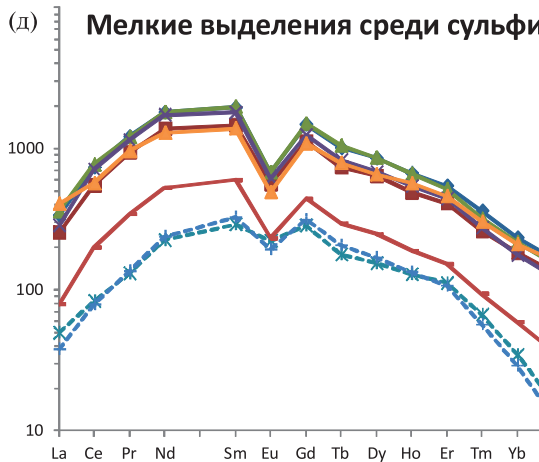
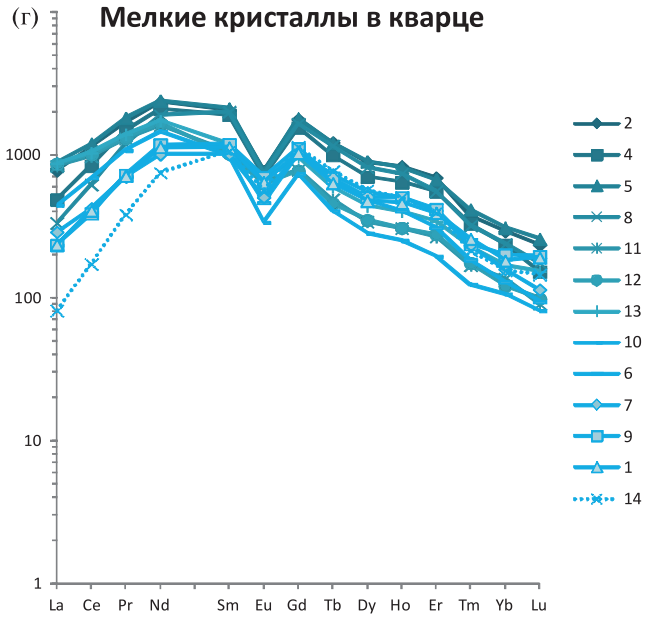
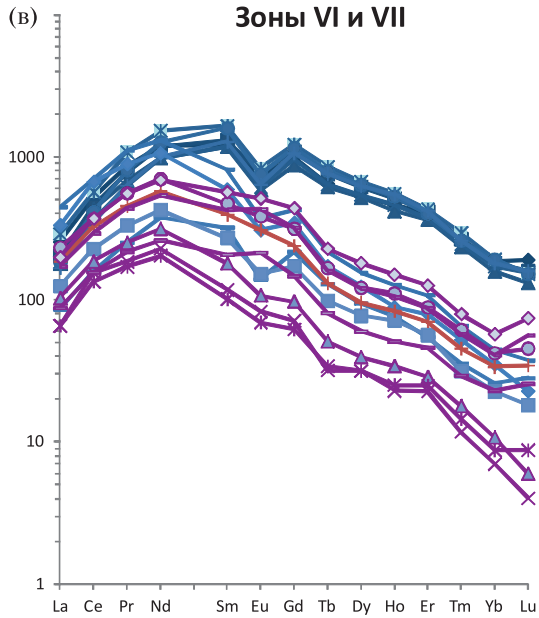
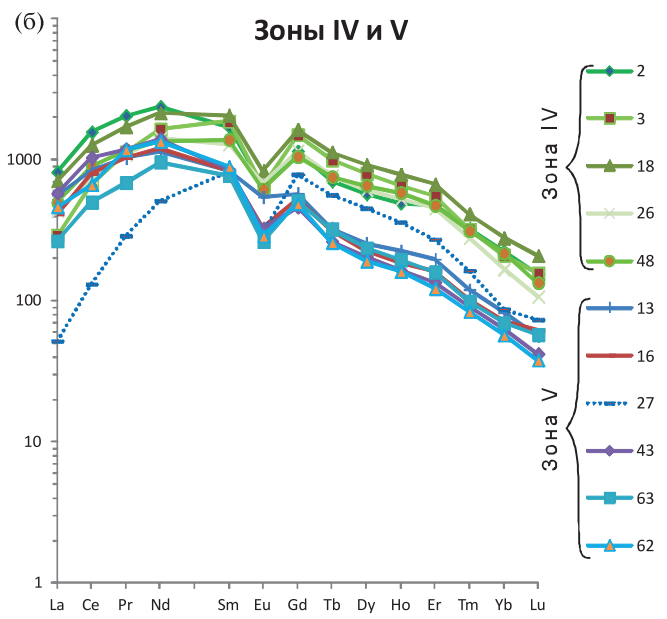
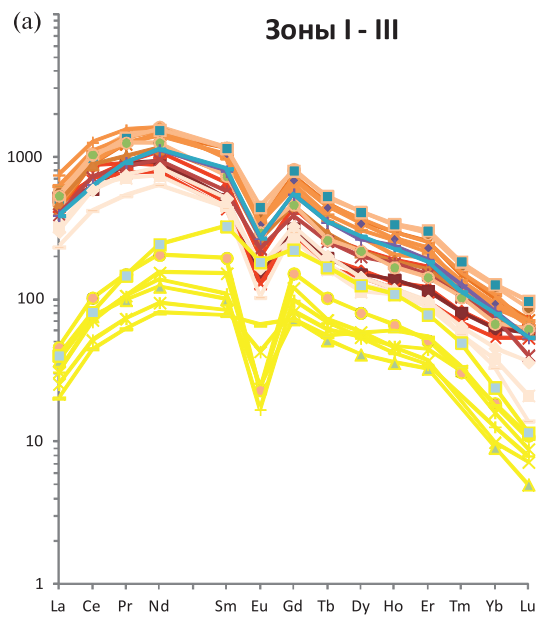
Наиболее высокие содержания Fe и Mg, как и наиболее широкие вариации содержаний этих элементов, установлены в шеелите из обр. 107/294.3, представляющего сульфидную минерализацию в скарнах (фиг. 6а). Высокая положительная корреляция между этими элементами (0.98) указывает на влияние включений силикатов, прежде всего амфиболов. Для него также характерны самые низкие среди изученных в шеелите месторождения Быстринское содержания РЗЭ + Y (1.4–33 ppm) (фиг. 6в). В шеелите из кварц-карбонат-сульфидной жильно-прожилковой минерализации (обр. 107/19.2, 107/28.9) содержания Fe и Mg не превышают 1000 ppm и варьируют в меньшей сте-

пени. При этом он обладает наиболее широкими вариациями содержаний РЗЭ + Y (40–4255 ppm).

Шеелит из малосульфидных кварц-молибденитовых жил (обр. 17/07) отчетливо контрастирует с остальными повышенными содержаниями U и Th (более 1 ppm) (фиг. 6б) и наиболее высокими содержаниями РЗЭ + Y (1450–4540 ppm). Высокая положительная корреляция (0.88) между концентрациями U и Th в шеелите из кварц-молибденитовых жил (обр. 17/07; фиг. 6б) объясняется присутствием в них микровключений ураноторита (Коваленкер и др., 2018).

#### Особенности распределения РЗЭ

В крупном зональном кристалле шеелита из кварц-карбонат-сульфидных жил (обр. 107/28.9) сумма РЗЭ практически во всех выделенных нами зонах составляет от 1 до 2 тыс. ppm, и только



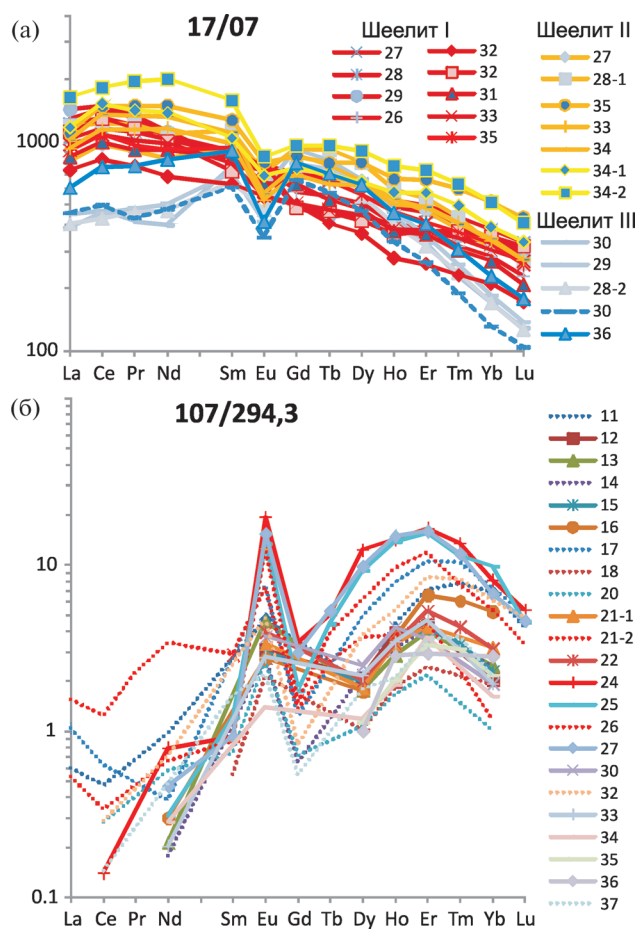
**Фиг. 7.** Спектры распределения РЗЭ в шеелите из образцов 107/28.9 (а–д) и 107/19.2 (е). Нормировано на хондрит по (Sun, McDonough, 1989). Номера спектров соответствуют анализам в Приложении 2 (см. Дополнительные материалы к русской версии статьи на сайте <https://journals.eco-vector.com>, а также к английской версии на сайте <http://link.springer.com/> (файлы ESM\_2.xls, Suppl. 2).

в зоне III снижается до 200–400 ppm, а в зоне IV – возрастает до 2–3 тыс. ppm. Аналогичным образом меняются и содержания Y (15–107 ppm в зоне III, 663–953 ppm в зоне IV и первые сотни ppm в остальных зонах). При этом сумма РЗЭ снижается от зоны I к зоне III, затем снова скачкообразно увеличивается в зоне IV и снижается в зоне V, снова увеличивается в зоне VI и снижается в зоне VII (фиг. 7а–в). Во всех зонах спектры РЗЭ имеют сходную форму, с преобладанием легких РЗЭ над тяжелыми: в зонах I, II, V и VII величина  $(La/Yb)_n$  составляет от 3 до 10. В зонах III, IV и VI спектры РЗЭ более симметричны – величина  $(La/Yb)_n$  составляет 0.5–4, 1.4–3.7 и 0.9–1.5 соответственно. Все спектры РЗЭ имеют ассиметрично выгнутую форму за счет повышенных содержаний легких РЗЭ (Ce, Pr, Nd), с выраженной отрицательной Eu-аномалией. Величина  $Eu/Eu^*$  варьирует от 0.3 до 0.8, а в зоне 3 снижается до 0.1. Слабая положительная Eu-аномалия (до 1.2) возникает во внешней кайме крупного зонального кристалла (зона VII), которая также отличается несколько более высокими содержаниями Sr (до 400 ppm и более по сравнению с 100–300 ppm в остальных зонах).

В других проанализированных выделениях шеелита из этого же образца распределение РЗЭ в целом сходное с таковым во внешних зонах крупного кристалла. В идиоморфных кристаллах шеелита псевдооктаэдрического габитуса концентрации и распределение РЗЭ (фиг. 7г) аналогично таковому в зонах IV–VI крупного кристалла (фиг. 7б–в). В ксеноморфных выделениях шеелита, образующих реликты среди сульфидов (пирита и халькопирита), общее содержание РЗЭ обычно не превышает 500 ppm, а форма спектров более симметричная за счет более низких содержаний La и Ce (фиг. 7д). Симметричные спектры иногда отмечаются или в самых краевых зонах идиоморфных кристаллов, или в участках повышенной трещиноватости. Такие спектры, видимо, связаны с присутствием здесь сети нитевидных прожилков более позднего шеелита (фиг. 2б–ж). Спектры РЗЭ, аналогичные таковым в зонах IV–VI крупного кристалла, выявлены также в шеелите, располагающемся среди кварца и пирита в обр. 107/19.2 (фиг. 7е), хотя зональное распределение редкоземельных элементов в них не зафиксировано.

В шеелите из кварц-молибденитовых жил (обр. 17/07) все три его генерации характеризуются близкими значениями суммы РЗЭ + Y

(1585–2884 ppm в шеелите I, 2495–4540 ppm в шеелите II и 1449–2193 ppm в шеелите III). Однако конфигурация спектров распределения РЗЭ в них существенно различается (фиг. 8а). РЗЭ-спектры шеелита I пологие, с небольшим преобладанием легких РЗЭ над тяжелыми (величина  $(La/Yb)_n$  составляет от 2.7 до 4.6, а  $(La/Sm)_n$  от 1.2 до 1.8) со слабо выраженной положительной или отрицательной Eu-аномалией ( $Eu/Eu^*$  от 0.9 до 1.3). РЗЭ-спектры шеелита II ассиметрично выпуклые за счет повышенных содержаний



**Фиг. 8.** Спектры распределения РЗЭ в шеелите из образцов 17/07 (а) и 107/294.3 (б). Нормировано на хондрит по (Sun, McDonough, 1989). Пунктиром показаны спектры, в которых возможен захват других минералов. Номера спектров соответствуют анализам в Приложении 2 (см. Дополнительные материалы к русской версии статьи на сайте <https://journals.eco-vector.com>, а также к английской версии на сайте <http://link.springer.com/> (файлы ESM\_2.xls, Suppl. 2).

Ce, Pr и Nd, с выраженной отрицательной Eu-аномалией ( $(La/Yb)_n = 21-3.7$ ,  $(La/Sm)_n = 0.9-1.0$ ,  $Eu/Eu^* = 0.6-0.8$ ). Шеелит III заметно обеднен легкими РЗЭ по сравнению с двумя предыдущими ( $(La/Yb)_n$  от 2.1 до 3.5,  $(La/Sm)_n = 0.6-0.7$ ) и имеет чуть более выраженную отрицательную Eu-аномалию ( $Eu/Eu^* = 0.5-0.7$ ).

Шеелит из сульфидной минерализации в скарнах (обр. 107/294.3) обладает самыми низкими среди всех изученных образцов суммарными содержаниями РЗЭ + Y ( $0.6-11.2$  ppm). Он также характеризуется на 1–3 порядка более низкими содержаниями Y ( $1-22$  ppm) и Sr ( $64-102$  ppm). При этом содержания некоторых РЗЭ оказались ниже предела обнаружения и, кроме того, обилие в “скарновом” шеелите микровключений амфибола и карбоната затрудняет получение сигналов “чистого” шеелита. Все это осложняет оценку особенностей распределения примесей в шеелите из скарновой минерализации. Тем не менее, “полные” спектры (фиг. 8б), которые удалось получить, показывают, что шеелит из скарнов обогащен тяжелыми РЗЭ, обладает выгнутыми в области Ho, Er, Yb спектрами и резко выраженной положительной Eu-аномалией ( $Eu/Eu^* = 2.3-10.9$ ), т. е. кардинально отличается от шеелита из кварц-молибденитовых и кварц-карбонат-сульфидных жил.

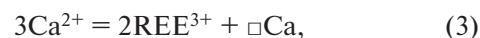
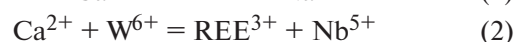
## ГЕНЕТИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ

### Элементы-примеси

Высокие содержания Mo, установленные в шеелите месторождения Быстринское, обычны для шеелита из скарнов и грейзенов (Poulin *et al.*, 2018). Значительные концентрации Mo (до 10 мас.% и более) в сочетании с пологими РЗЭ-спектрами с “обратным” наклоном, близкие к таковым в шеелите I из кварц-молибденитовых жил (обр. 17/07), были установлены для ранних генераций шеелита Au-порфинового месторождения Юбилейное (Плотинская и др., 2018). Выгнутые асимметричные РЗЭ-спектры с преобладанием легких и средних РЗЭ над тяжелыми, подобные спектрам шеелита II и III из обр. 17/07 и шеелитов из образцов 107/19.2 и 107/28.9, известны на скарновом W-Mo месторождении Джитошан (Jitoushan) (Song *et al.*, 2014), Au-скарново-порфиновом месторождении Бейя (Fu *et al.*, 2017) и в позднем шеелите Au-порфинового месторождения Юбилейное (Плотинская и др., 2018). Большинство авторов сходится в том, что преобладание тяжелых РЗЭ над легкими в шеелите было унаследовано от рудообразующего флюида, который на перечисленных месторождениях, скорее всего, имел магматическое происхождение и наследовал химизм магматических пород. Вероятно, подобное объяснение пригодно и для интерпретации спектров РЗЭ месторож-

дения Быстринское, поскольку для минимально измененных диоритовых порфиритов этого месторождения (табл. 3) также характерно обогащение легкими РЗЭ и слабо выраженная Eu-аномалия ( $(La/Yb)_n = 21$ ,  $Eu/Eu^* = 0.96$ ) (фиг. 9).

Кроме того, форма РЗЭ-спектров шеелита может определяться особенностями изоморфного вхождения РЗЭ в структуру минерала. В литературе (Nassau, Loiacono, 1963; Ghaderi *et al.*, 1999 и др.) предложены следующие схемы вхождения РЗЭ в кристаллическую решетку шеелита:



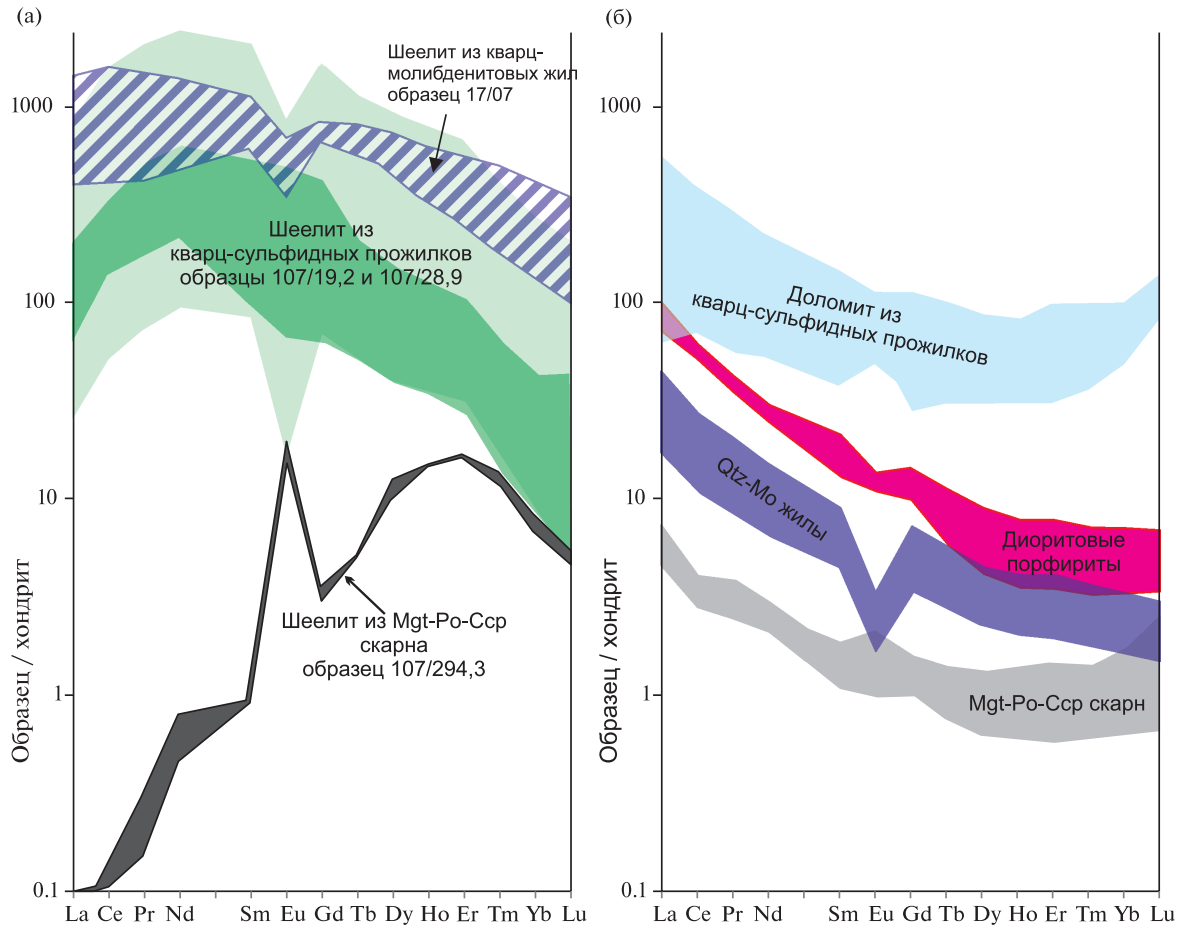
где  $\square$  – вакансия.

Известно, что изоморфизм с участием Na (1) способствует обогащению шеелита средними РЗЭ (Ghaderi *et al.*, 1999), поэтому для шеелита часто характерны симметричные выгнутые спектры (Poulin *et al.*, 2018 и цитируемая литература). В шеелите образцов 17/07, 107/19.2 и 107/28.9 между суммой РЗЭ + Y и содержаниями Na установлена высокая положительная корреляция (0.72), а между суммой РЗЭ + Y и содержаниями Nb – хотя и слабая, но значимая положительная корреляция (0.34). Это позволяет говорить о том, что механизмы (1) и (2) имели место и в нашем случае. Однако, судя по составу изученного шеелита (Suppl. 2, ESM\_2.xls), имеющиеся количества Na (первые сотни ppm) и Nb (первые десятки ppm) могут компенсировать менее половины присутствующих в этом минерале РЗЭ (более двух тысяч ppm). Поэтому можно предполагать, что при реализации изоморфного вхождения РЗЭ в шеелит месторождения Быстринское механизм (3) преобладал. В этом случае шеелит наследует распределение РЗЭ во флюиде (Nassau, Loiacono, 1963 и др.), и имеющееся разнообразие формы РЗЭ-спектров объясняется комбинацией механизмов (1) и (3).

Спектры распределения РЗЭ доломита из образца 107/28.9 (фиг. 9) по отношению к спектру шеелита имеют “зеркальную” форму, т. е. вогнутую в области средних РЗЭ и со слабо выраженной положительной Eu-аномалией ( $Eu/Eu^* = 0.9-2.2$ ). Можно предположить, что РЗЭ-спектр карбоната отражает состав остаточного флюида, который был обеднен средними РЗЭ после кристаллизации шеелита.

Весьма примечательно, что спектры распределения РЗЭ шеелита из сульфидной минерализации скарна (обр. 107/294.3) не имеют никаких общих черт с РЗЭ-спектрами шеелита из кварц-молибденитовых (обр. 17/07) и кварц-карбонат-сульфидных жил (обр. 107/19.2 и 107/28.9) месторождения Быстринское. Судя по имеющимся в литературе сведениям, нет полной аналогии



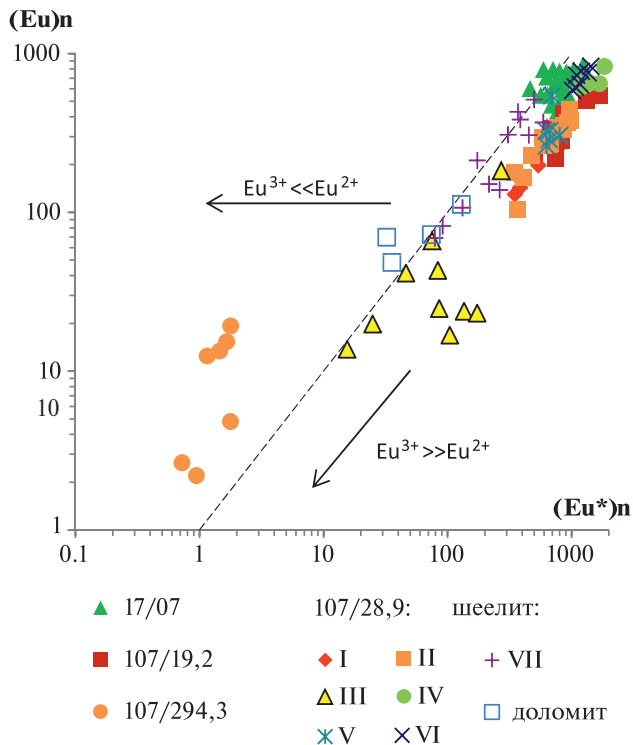


**Фиг. 9.** Сравнение РЗЭ-спектров шеелита и спектров карбонатов с таковыми порфировых пород месторождения Быстринское. Темно-зеленым выделена зона VII шеелита из обр. 107/28.9.

**Таблица 3.** Результаты определения РЗЭ в образцах диоритовых порфиритов месторождения Быстринское методом ICP MS

РЗЭ, ppm	107/5	107/36-6	422/174.5	422/203.7	7-Б	В-1	Среднее
La	9.6	7.0	2.6	12	12	22	8.5
Ce	24	21	5.6	27	30	37	22
Pr	3.3	3.2	0.67	3.4	4.5	4.0	3.0
Nd	13	14	2.72	13	19	14	12
Sm	2.7	3.2	0.51	2.6	4.0	2.3	2.6
Eu	0.79	0.76	0.11	0.80	1.2	0.77	0.72
Gd	2.6	2.9	0.56	2.2	3.7	2.5	2.4
Tb	0.32	0.41	0.071	0.20	0.46	0.27	0.29
Dy	1.8	2.3	0.41	0.75	2.4	1.4	1.5
Ho	0.35	0.44	0.089	0.11	0.47	0.27	0.29
Er	1.0	1.3	0.30	0.32	1.3	0.79	0.8
Tm	0.14	0.18	0.054	0.037	0.18	0.11	0.12
Yb	0.93	1.2	0.42	0.24	1.1	0.75	0.79
Lu	0.14	0.17	0.072	0.03	0.15	0.11	0.11

и со спектрами РЗЭ шеелита из других месторождений мира, хотя в некоторых из них может быть отмечено то или иное частичное сходство с РЗЭ-спектрами шеелита из сульфидной минерализации скарна Быстринского месторождения. Так, в шеелитах W-Sb месторождений Kempe, Oberthür (1997) описали сходные, но более пологие спектры. В шеелите орогенного золоторудного месторождения Хатти были описаны похожие спектры, выгнутые в области тяжелых РЗЭ, но с отрицательной Eu-аномалией и с более высокой суммой REE (Hazarika *et al.*, 2016). В шеелите золотоносных кварцевых жил Новой Шотландии Dostal *et al.* (2009) описали сходные спектры, но без выраженной Eu-аномалии и с более высокой суммой РЗЭ. Возникновение таких спектров цитированные авторы связали с особенностями состава минералообразующего флюида. Поскольку вольфрамиты W-Sn- и W-жильных месторождений (Goldmann *et al.*, 2013; Xiong *et al.*, 2017; Zhang *et al.*, 2018) и W-Cu-Mo-полиметаллического месторождения Шименси (Shimensi) (Sun, Chen, 2017) имели спектры, обогащенные тяжелыми РЗЭ (при низком суммарном количестве РЗЭ), мы полагаем, что распределение РЗЭ в шеелите



**Фиг. 10.** Диаграмма  $(Eu^*)_n - Eu_n$  для шеелита и доломита месторождения Быстринское. Римские цифры – №№ зон в обр. 107/28.9.

могло быть унаследовано от вольфрамитов, который был полностью замещен шеелитом при отсутствии заметного привноса РЗЭ из флюида. Вполне допустимо, что подобная интерпретация применима для объяснения специфики РЗЭ-спектров шеелита месторождения Быстринское, особенно представляющих жильно-прожилковую кварц-карбонат-сульфидную минерализацию (обр. 107/28.9), где зафиксировано замещение шеелитом вольфрамитов (ферберитов) (см. фиг. 4в, г). Однако она не может быть использована для объяснения резкого отличия РЗЭ-спектров шеелита из сульфидной минерализации скарна, поскольку присутствие вольфрамитов в ней не установлено. Мы полагаем, что решение этого вопроса требует дополнительных исследований, тем более что были изучены выделения шеелита в единственном образце, представляющем только один участок месторождения (табл. 1).

#### Условия образования

Резко выраженная отрицательная Eu-аномалия, установленная в шеелите кварц-карбонат-сульфидных жил и прожилков (0.1–0.8, обычно 0.4–0.5 в обр. 107/28.9 и 0.4–0.5 в обр. 107/19.2) не могла быть унаследована от вмещающих пород, где она составляет 0.8–0.9). Значения  $Eu/Eu^*$  0.1–0.3, характерные для зоны 3 в кристалле шеелита

из обр. 107/28.9, по-видимому, свидетельствуют о преобладании  $Eu^{3+}$  над  $Eu^{2+}$ , то есть о наличии окислительных условий. Для этой же зоны характерны повышенные содержания Мо (до 3 и более тыс. ppm), который при окислительных условиях входит в структуру шеелита в форме  $Mo^{6+}$ , замещая  $W^{6+}$  (Song *et al.*, 2014; Rempel *et al.*, 2009). В целом для шеелита из обр. 107/28.9 между содержаниями Мо и величиной  $Eu/Eu^*$  существует слабая, но значимая отрицательная корреляция (–0.39). Это подтверждает наличие окислительных условий при формировании шеелита в кварц-карбонат-сульфидных жилах (обр. 107/28.9). Присутствие реликтов гематита в этом образце также указывает на высокоокислительную обстановку.

Для внешней каймы зонального кристалла шеелита (обр. 107/28.9, зона VII; фиг. 4), напротив, характерна слабая положительная Eu-аномалия (1–1.2; фиг. 7в). Близкие значения  $Eu/Eu^*$  установлены и в окружающем шеелит доломите (0.9–2). Это свидетельствует о том, что в позднем флюиде  $Eu^{2+}$  начал преобладать над  $Eu^{3+}$ , то есть о смене окислительных условий на восстановительные (фиг. 10).

Смена окислительного режима восстановительным четко фиксируется появлением в обр. 107/28.9 тунгстенита ( $WS_2$ ), который по краям и трещинкам развивается по шеелиту (фиг. 2е). Согласно (Hsu, 1977), это может происходить при снижении  $fO_2$  на фоне постоянной активности серы. Резко выраженная положительная Eu-аномалия в шеелите из сульфидной минерализации в скарне (обр. 107/294.3; фиг. 8б) в сочетании с широким развитием в этом образце пирротина (фиг. 4е) также свидетельствует в пользу восстановительных условий при формировании шеелита. В этом плане показательна позиция точек, характеризующих шеелит этого образца, на диаграмме  $(Eu^*)_n - Eu_n$  (фиг. 10), отчетливо регистрирующих восстановительную обстановку при отложении этого минерала. Примечательно, что содержания в нем  $MoO_3$  (3380–6400 ppm) существенно превышают таковые в шеелите жильно-прожилковой кварц-карбонат-сульфидной минерализации, испытывающие широкие (447–3550 ppm) вариации благодаря зональности его зерен (см. Suppl. 2, ESM\_2.xls), рассмотренные выше при обсуждении результатов исследований. Однако наиболее высокими концентрациями  $MoO_3$  (8330–15490 ppm) обладает шеелит (молибдошеелит) ранних кварц-молибденитовых жил (обр. 17/07), который характеризуется ярко выраженной отрицательной Eu-аномалией, хотя и образовался из окисленного флюида. По-видимому, в целом высокие содержания Мо в нем могут быть обусловлены общей высокой концентрацией этого элемента во флюиде, формировавшем кварц-молибденитовые жилы.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Комплексные (методы минераграфии, УФ, CL, EPMA, SEM-EDS, LA-ICPMS) исследования шеелита крупного Cu-Au месторождения Быстринское показали, что, не относясь к числу широко распространенных минералов месторождения, этот минерал встречается во всех изученных (кварц-молибденитовые и кварц-карбонат-сульфидные жилы, сульфидные массивные пирротин-пирит-халькопиритовые руды в скарнах) типах рудной минерализации, образуя в ряде случаев экономически значимые концентрации. Установленные в каждом типе минерализации его разновременные генерации, различающиеся морфологией, размером и строением выделений, обладают близкими свойствами и элементным составом. При этом в целом шеелит разнотипной минерализации существенно различается цветами катодолюминесценции и в УФ-свете, особенностями внутреннего строения кристаллов, содержаниями и характером распределения молибдена, редких и редкоземельных элементов, распространенностью и ансамблями ассоциированных с ним минералов.

Так, в наиболее ранних *кварц-молибденитовых жилах*, относимых к порфировому типу минерализации месторождения Быстринское, шеелит встречается относительно редко. Он обычно приурочен к интерстициям и микротрещинам в кварце и присутствует как в форме мелких (первые десятки мкм) хорошо ограненных зональных микрокристаллов, так и в виде относительно крупных (до 1 мм) ксеноморфных выделений. И те и другие обладают желтовато-коричневым цветом люминесценции и в целом характеризуются высокими (от 6.22 до 2.2 мас.%, соответственно в ранних и поздних генерациях) концентрациями  $\text{MoO}_3$ , вследствие чего минерал кварц-молибденитовых жил можно отнести к молибдошеелиту. При этом концентрации Fe и Mg в нем практически отсутствуют, в то время как суммы  $\text{P3Э} + \text{Y}$  (1449 – 4540 ppm) и  $\text{U} + \text{Th}$  (> 1 ppm) являются наиболее высокими среди шеелитов месторождения Быстринское, что объясняется присутствием в тесной ассоциации с ним микровключений редкоземельных минералов и ураноторита. Примечательно, что конфигурация спектров распределения  $\text{P3Э}$  в разных генерациях шеелита существенно варьирует в зависимости от соотношений в минерале HREE и LREE, зависящих от окислительно-восстановительной обстановки. В ассоциации с шеелитом в этом типе минерализации отмечаются F-апатит, барит, монацит, минералы REE и U-Th. В ряде случаев по шеелиту фиксируются псевдоморфозы повеллита, вероятно гипергенного.

В золотоносных *кварц-карбонат-сульфидных жилах и прожилках*, которые также принадлежат порфировому типу минерализации, шеелит рас-

пространен значительно шире, чем в относительно более ранних кварц-молибденитовых жилах. Он в виде отдельных ксеноморфных, реже идиоморфных, разноразмерных (от десятков – сотен мкм до первых мм) выделений неравномерно распределен или образует скопления среди пирита, халькопирита, доломита и кварца. Взаимоотношения с ними показывают, что шеелит в ассоциации с доломитом образовался позднее сульфидов и кварца. В этом типе минерализации также отмечено несколько генераций шеелита. Более ранние характерны для околозальбандной кварц-пирит-халькопиритовой части жил, где шеелит образует как хорошо оформленные кристаллы, так и ксеноморфные, округлые и удлиненные выделения, часто находящиеся в сростаниях с ранее отложившимся ферберитом. Более поздние генерации шеелита приурочены к тяготеющим к центральной части жил существенно карбонатным участкам, где отмечаются его максимальные скопления. Минерал образует здесь преимущественно крупные (до 1 см) хорошо ограненные кристаллы, в которых по трещинкам развивается тунгстенит, а сростания с ферберитом отсутствуют. В УФ-свете шеелит из кварц-карбонат-сульфидных жил демонстрирует зональное строение, которое выражается в чередовании в разных зонах роста разнообразных цветовых оттенков синего. Минерал характеризуется близким уровнем (0.1 до 0.6 мас.%) концентраций  $\text{MoO}_3$  во всех морфологических типах выделений из разных участков жил. Сумма  $\text{P3Э} + \text{Y}$  в шеелите из кварц-карбонат-сульфидных жил в основном находится на уровне 1–2 тыс. ppm, снижаясь в отдельных зонах до 200–400 ppm и возрастая в других до 2–3 тыс. ppm. Спектры  $\text{P3Э}$  преимущественно имеют ассиметрично выгнутую форму за счет повышенных содержаний легких  $\text{P3Э}$  (Ce, Pr, Nd), с выраженной отрицательной Eu-аномалией, и лишь в позднем шеелите внешней зоны крупного кристалла, которая также отличается более высокими содержаниями Sr (до 400 ppm и более) по сравнению с 100–300 ppm в остальных зонах, отмечается слабая положительная Eu-аномалия. Обращает на себя внимание тесная ассоциация шеелита с кобальтином.

Шеелит из *сульфидной минерализации в скарнах образует* наиболее значимые скопления, достигающие в ряде случаев промышленных значений. Он встречается в виде относительно крупных (до нескольких мм) выделений неправильной, изометричной или слегка удлиненной формы с неровными очертаниями среди пирротина, халькопирита и магнетита. В этих минералах, как и в самом шеелите, присутствуют многочисленные реликты диопсида, замещенного амфиболами и другими водными силикатами. Текстурные соотношения шеелита с магнетитом и сульфидами свидетельствуют о его формировании до сульфидов

в ряду следующей последовательности: диопсид → магнетит → апатит → шеелит ± молибденит(?) → актинолит + пирротин + халькопирит. Минерал характеризуется равномерной УФ-люминесценцией в синих тонах и высокой гомогенностью распределения содержания  $\text{MoO}_3$  (0.76–0.96 мас.%). В отличие от шеелита из других типов минерализации для него характерны высокие содержания Fe и Mg и их существенные вариации, а также самые низкие для шеелита месторождения Быстринское содержания  $\text{P3Э} + \text{Y}$  (1.4–33 ppm). Спектры  $\text{P3Э}$  шеелита из скарнов выгнуты в области  $\text{Ho}$ ,  $\text{Er}$ ,  $\text{Yb}$ , показывают обогащение тяжелыми  $\text{P3Э}$  и характеризуются резко выраженной положительной  $\text{Eu}$ -аномалией ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 2.3\text{--}10.9$ ).

Таким образом, полученные в ходе исследований и рассмотренные выше результаты продемонстрировали, что шеелит разнотипной рудной минерализации месторождения Быстринское отчетливо различается распространенностью, ансамблями ассоциированных минералов, цветом катодолюминесценции и флуоресценции в УФ-свете, составом и концентрациями макро- и микроэлементов, а также характером спектров  $\text{P3Э}$ . Эти отличительные особенности свидетельствуют о существенном несходстве условий формирования изученных типов руд, что позволяет рассматривать шеелит как принципиально важный генетический индикатор эволюции обстановок минералообразования. Ключевое значение при этом имеют такие показатели, как концентрации в шеелите Mo, тип и форма  $\text{P3Э}$ -спектров, которые в целом определяются как унаследованием химизма минералообразующих флюидов, так и особенностями изоморфного вхождения  $\text{P3Э}$  в структуру минерала и вариациями окислительно-восстановительных свойств минералообразующего флюида.

#### БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарят В.И. Таскаева, Н.В. Трубкина и Т. Микуша (Т. Mikuš) за проведение исследований на микрозонде, Я.В. Бычкову – за анализ пород методом ICP-MS, а также В.Ю. Алексеева, А.В. Волкова, Б.И. Гонгальского и В.Ю. Прокофьева за предоставленные образцы пород и руд месторождения Быстринское. Выражаем глубокую признательность рецензентам, конструктивные замечания которых способствовали совершенствованию текста статьи.

#### ФИНАНСИРОВАНИЕ

Исследования проводились в рамках тематического плана НИР ИГЕМ РАН, тема № 0136-2019-0009 “Типоморфные характеристики рудообразующих систем магматогенных месторождений в геолого-тектонических обстановках с

многометальной специализацией (Au, Ag-Cu, Pb, Zn-Mo, Sn, W, TR)” при финансовой поддержке проектов РФФИ № 18-05-00673 и № 19-05-00476.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

*Берзина А.П., Берзина А.Н., Гимон В.О., Крымский Р.Ш., Ларионов А.Н., Николаева И.В., Серов П.А.* Шахтаминская Мо-порфировая рудно-магматическая система (Восточное Забайкалье): возраст, источники, генетические особенности // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 6. С. 764–786.

*Бортников Н.С., Волков А.В., Галямов А.Л., Викентьев И.В., Аристов В.В., Лаломов А.В., Мурашов К.Ю.* Минеральные ресурсы высокотехнологичных металлов в России: состояние и перспективы развития // Геология руд. месторождений. 2016. Т. 58. № 2. С. 97–119.

*Бортников Н.С., Гамянин Г.Н., Викентьева О.В., Прокофьев В.Ю., Алпатов В.А., Бахарев А.Г.* Состав и происхождение флюидов в гидротермальной системе Нежданнинского золоторудного месторождения, Саха – Якутия, Россия // Геология руд. месторождений. 2007. Т. 49. № 2. С. 99–145.

Быстринское месторождение / Харитонов Ю.Ф. (ред.). Природные ресурсы Читинской области и Агинского бурятского автономного округа. Атлас инвестиционных предложений. Чита, 2002. С. 60–63.

*Бычкова Я.В., Сеницын М.Ю., Петренко Д.Б. и др.* Методические особенности многоэлементного анализа горных пород методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой // Вестник Московского университета. Серия 4: Геология. 2016. № 6. С. 56–63.

*Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М.* Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. Кн. 1. 327 с.

*Зорин Ю.А., Беличенко В.Г., Рутштейн И.Г., Зорина Л.Д., Спиридонов А.М.* Геодинамика западной части Монголо-Охотского складчатого пояса и тектоническая позиция рудных проявлений золота в Забайкалье // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 111. С. 1578–1586.

*Коваленкер В.А.* Условия формирования и факторы крупномасштабного концентрирования золота порфировых и эпitherмальных месторождений // Крупные и суперкрупные месторождения рудных полезных ископаемых. Том 2. Стратегические виды рудного сырья. М.: ИГЕМ РАН, 2006. С. 143–214.

*Коваленкер В.А., Киселева Г.Д., Крылова Т.Л., Андреева О.В.* Минералогия и условия образования золотоносного W-Mo-порфирового Бугдаинского месторождения, Восточное Забайкалье, Россия // Геология руд. месторождений. 2011. Т. 53. № 2. С. 107–142.

*Коваленкер В.А., Абрамов С.С., Киселева Г.Д. и др.* Крупное Быстринское Cu-Au-Fe месторождение (Восточное Забайкалье) – первый в России пример ассоциированной с адакитами скарново-порфировой рудообразующей системы // ДАН. 2016. Т. 468. № 5. С. 547–552.

*Коваленкер В.А., Трубкин Н.В., Абрамова В.Д., Плотинская О.Ю., Киселева Г.Д., Борисовский С.Е., Языкова Ю.И.* Типоморфные характеристика молибденита

Cu-Au-Fe-порфиново-скарнового месторождения, Восточное Забайкалье, Россия // Геология руд. месторождений. 2018. Т. 60. № 1. С. 68–90.

*Кожугет Р.В., Монгуш А.А.* О типохимизме шеелита разнотермических проявлений золота западной Тувы // Успехи современного естествознания. 2016. № 12. С. 178–183.

*Крылова Т.Л., Коваленкер В.А., Языкова Ю.И., Киселева Г.Д.* Крупное Cu-Au-Fe месторождение Быстринское (Восточное Забайкалье) – РТД-параметры и состав флюидов при формировании руд в скарново-порфировой рудообразующей системе // Новые идеи в науках о Земле: XIII Междунар. науч.-практ. конф. Москва: Российский государственный геологоразведочный университет, 5–7 апреля, 2017 г. М.: МГРИ-РГГУ, 2017. Т. 2. С. 442–443.

*Плотинская О.Ю., Бакшеев И.А., Минервина Е.А.* Распределение РЗЭ в шеелите золото-порфирового месторождения Юбилейное (Ю. Урал) по данным LA-ICPMS // Геология руд. месторождений. 2018. Т. 60. № 4. С. 401–410.

*Тасон Л.В., Баумштейн В.И., Зорина Л.Д.* Геохимические поля Быстринского рудного узла // Геология руд. месторождений. 1985. № 5. С. 34–43.

*Федорова А.А., Чернышева Н.Е.* Особенности формирования метасоматических образований и руд на Быстринском золото-железо-медном месторождении Восточного Забайкалья // Вестник ЧитГУ 2009. № 1 (52). С. 136–143.

*Шевчук Г.А., Харитонов Ю.Ф., Карманов А.Б.* Перспективы развития минерально-сырьевой базы Юго-Восточного Забайкалья // Горный журнал. 2010. № 5. С. 34–37.

*Ярмолюк В.В., Кузьмин М.И., Воронцов А.А.* Конвергентные границы Западно-Тихоокеанского типа и их роль в формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 12. С. 1831–1850.

*Berzina A.P., Berzina A.N., Gimon V.O.* Geochemical and Sr–Pb–Nd isotopic characteristics of the Shakhtama porphyry Mo–Cu system (Eastern Transbaikalia, Russia) // J. Asian Earth Sci. 2014. Vol. 79. P. 655–665.

*Cooke D.R., Hollings P., Walshe J.* Giant porphyry deposits – Characteristics, distribution and tectonic controls // Econ. Geol. 2005. Vol. 100. P. 801–818.

*Cooke D.R., Agnew P., Hollings P. et al.* Porphyry indicator minerals (PIMS) and porphyry vectoring and fertility tools (PVFTS) – Indicators of mineralization styles and recorders of hypogene geochemical dispersions halos // Proceedings of Exploration 17: Sixth Decennial International Conference on Mineral Exploration. Edited by V. Tschirhart and M.D. Thomas. 2017. P. 457–470.

*Dostal J., Kontak D.J., Chatterjee A.K.* Trace element geochemistry of scheelite and rutile from metatubidite hosted quartz vein gold deposits, Meguma Terrane, Nova Scotia, Canada: Genetic implications // Mineralogy and Petrology. 2009. Vol. 97. P. 95–109.

*Fu Y., Sun X., Zhou H. et al.* In-situ LA-ICP-MS trace elements analysis of scheelites from the giant Beiya gold-polymetallic deposit in Yunnan Province, Southwest China and its metallogenic implications // Ore Geol. Rev. 2017. Vol. 80. P. 828–837.

*Ghaderi M., Palin J.M., Campbell I.H., Sylvester P.J.* Rare Earth element systematics in scheelite from hydrothermal gold

deposits in the Kalgoorlie–Norseman Region, Western Australia // Econ. Geol. 1999. Vol. 94. P. 423–438.

*Goldmann S., Melcher F., Gäbler H.-E., Dewaele S., De Clercq F., Muchez P.* Mineralogy and trace element chemistry of ferberite/reinite from tungsten deposits in Central Rwanda // Minerals. 2013. Vol. 3. P. 121–144.

*Hazarika P., Mishra B., Pruseth K.L.* Scheelite, apatite, calcite and tourmaline compositions from the Late Archean Huttu orogenic gold deposit: Implications for analogous two stage ore fluids. Ore Geol. Rev. 2016. Vol. 72. P. 989–1003.

*Hedenquist J.W., Arribas, A.J., Reynolds, J.R.* Evolution of an intrusion-centered hydrothermal system: Far Southeast-Lepanto porphyry and epithermal Cu-Au deposits, Philippines // Econ. Geol. 1998. Vol. 93. P. 373–404.

*Hsu L.C.* Effects of Oxygen and sulfur fugacities on the scheelite-tungstenite and powellite-molybdenite stability relations // Econ. Geol. 1977. Vol. 72. P. 664–670.

*Kempe U., Oberthür Th.* Physical and geochemical characteristics of scheelite from gold deposits: A reconnaissance study // Proc. IV Biennial SGA Meeting. Turku, Finland. Balkema, Rotterdam. 1997. P. 209–212.

*Kovalenker V.A.* Porphyry-epithermal ore-forming systems: contours of problem // Problems of ore deposits and maximizing the prospecting efficiency. Tashkent: IMR. 2003. P. 148–149.

*Nassau K., Loiacono, G.M.* Calcium tungstate-III: trivalent rare earth substitution // J. Phys. Chem. Solids. 1963. Vol. 24. P. 1503–1510.

*Poulin R.S., Kontak D.J., McDonald A., McClenaghan M.B.* Assessing scheelite as an ore-deposit discriminator using its trace-element and REE chemistry // Can. Mineral. 2018. Vol. 56. P. 265–302. DOI: 10.3749/canmin.1800005

*Rempel K.U., Williams-Jones A.E., Migdisov A.A.* The partitioning of molybdenum (VI) between aqueous liquid and vapour at temperatures up to 370 °C // Geochim. Cosmochim. Acta. 2009. Vol. 73 (11). P. 3381–3392.

*Seedorff E., Dilles J.H., Proffett J.M. Jr., et al.* Porphyry deposits: Characteristics and origin of hypogene features // Econ. Geol. 2005. 100th Anniversary Volume. P. 251–298.

*Sillitoe R.H.* Some metallogenic features of gold and copper deposits related to alkaline rocks and consequences for exploration // Mineralium Deposita. 2002. Vol. 37. P. 4–13.

*Sillitoe R.H.* Porphyry-copper systems // Econ. Geol. 2010. Vol. 105. P. 3–41.

*Song G., Qin K., Li G. et al.* Scheelite elemental and isotopic signatures: implications for the genesis of skarn-type W-Mo deposits in the Chizhou area, Anhui Province, eastern China // Am. Mineral. 2014. Vol. 99. No 2–3. P. 303–317.

*Sun K., Chen B.* Trace elements and Sr-Nd isotopes of scheelite: Implications for the W-Cu-Mo polymetallic mineralization of the Shimensi deposit, South China // Am. Mineral. 2017. Vol. 102. P. 1114–1128.

*Sun S.S., McDonough W.F.* Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle compositions and processes // Magmatism in the Ocean Basins. 1989. Vol. 42. P. 313–345.

*Xiong Y.-Q., Shao Y.-J., Zhou H.-D., Wu Q.-H., Liu J.-P., Wei H.-T., Zhao R.-C., Cao J.-Y.* Ore-forming mechanism of quartz-vein-type W-Sn deposits of the Xitian district in

SE China: Implications from the trace element analysis of wolframite and investigation of fluid inclusion // *Ore Geol. Rev.* 2017. Vol. 83. P. 152–173.

Zhang Q., Zhang R.-Q., Gao J.-F., Lu J.-J., Wu J.-W. In-situ LA-ICP-MS trace element analyses of scheelite and wolframite: Constraints on the genesis of veinlet-disseminated and vein-type tungsten deposits, South China // *Ore Geol. Rev.* 2018. Vol. 99. P. 166–179.

Zorin Yu.A. Geodynamics of the western part of the Mongolia–Okhotsk collisional belt, Trans-Baikal region Russia and Mongolia // *Tectonophysics.* 1999. Vol. 306. P. 33–56.

Zorin Yu.A., Zorina L.D., Spiridonov A.M., Rutshtein I.G. Geodynamic setting of gold deposits in Eastern and Central Trans-Baikal-Chita Region, Russia // *Ore Geol. Rev.* 2001. Vol. 17. P. 215–232.

## Scheelite of the Bystrinsky Skarn-Porphyry Cu-Au-Fe Deposit (Eastern Transbaikalia, Russia): Genetic Implications

**V.A. Kovalenker<sup>1,\*</sup>, O.Yu. Plotinskaya<sup>1</sup>, G.D. Kiseleva<sup>1</sup>, E.A. Minervina<sup>1</sup>,  
S.E. Borisovskii<sup>1</sup>, O.M. Zhilicheva<sup>1</sup>, Yu.I. Yazykova<sup>1</sup>**

<sup>1</sup>*Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy, and Geochemistry,  
Russian Academy of Sciences, Moscow, 119017, Russia*

*\*E-mail: kva@igem.ru*

The first results of the study (methods of mineragraphy, cathodoluminescence (CL), electron-probe microanalysis (EPMA) and laser-ablation inductively-coupled plasma-mass spectrometry (LA-ICPMS)) of scheelite from quartz-molybdenite and quartz-carbonate-sulfide vein-veinlet (porphyry type) are considered, as well as the magnetite-sulfide massive, veinlets and disseminated (skarn type) mineralization of the skarn-porphyry Cu-Au-Fe deposit of Bystrinskoye (East Transbaikalia) – one of the largest gold-copper porphyry ore-fields in Russia. It has been established that scheelite, being not the main mineral of the deposit ores, is found almost everywhere, which makes it possible to identify its key features reflecting the specific features of the genesis, both of different types of mineralization and the deposit as a whole. It is shown that scheelite from different types of ore mineralization has clearly determined individual characteristics, differing in prevalence, ensembles of associated minerals, color of CL and fluorescence in the UV-light, composition and concentrations of macro- and microelements, as well as the nature of REE-spectra. These distinctive features testify to a significant difference in the conditions for the formation of the studied ore types and reveal the dependence on the physicochemical and compositional parameters of the mineral-forming medium, which makes it possible to consider scheelite as a fundamentally important genetic indicator of the evolution of mineral formation patterns. Concentrations of Mo in scheelite, the type and form of REE-spectra, which are generally, determined both by the inheritance of the mineral-forming fluid chemistry and the peculiarities of isomorphic occurrence of REE in the structure of the mineral, and variations in the redox properties of the mineral-forming fluid, are of key importance.

*Keywords:* scheelite, typomorphism, genetic feature, copper-porphyry type, gold, REE, laser-ablation, trace-elements, Transbaikalia, skarn, geochemistry

**DOI:** <https://doi.org/10.31857/S0016-777061667-88>