

УДК 553.411:553.21/24

## ЭПИТЕРМАЛЬНОЕ Au–Ag-МЕСТОРОЖДЕНИЕ БИРКАЧАН В КЕДОНСКОМ СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКОМ ВУЛКАНИЧЕСКОМ ПОЯСЕ (СЕВЕРО-ВОСТОК РОССИИ)

© 2022 г. А. В. Волков<sup>а, \*</sup>, Н. Е. Савва<sup>б</sup>, В. Ю. Прокофьев<sup>а</sup>, Б. И. Ишков<sup>с</sup>,  
К. Ю. Мурашов<sup>а</sup>, А. А. Долманова-Тополь<sup>а</sup>, Н. В. Сидорова<sup>а</sup>

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

<sup>б</sup>Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН  
ул. Портовая, 16, Магадан, 685010 Россия

<sup>с</sup>ЗАО “Омолонская золоторудная компания”, ул. Транспортная, 1, Магадан, 685000 Россия  
\*e-mail: tma2105@mail.ru

Поступила в редакцию 25.04.2021 г.

После доработки 20.10.2021 г.

Принята к публикации 31.10.2021 г.

Месторождение Биркачан в среднепалеозойском Кедонском вулканическом поясе (КВП) – уникальное на Северо-Востоке России своими штокверковыми эпиптермальными Au–Ag-рудами. Месторождение расположено в северо-восточной части Гурникской вулканотектонической депрессии, в Кедонском сегменте КВП. Месторождение локализовано в лежащем боку крупного субширотного надвига, благодаря которому в юрско-раннемеловое время оно было перекрыто породами аллохтона и поэтому оказалось слабо эродировано, но что указывают сохранившиеся фрагменты аргиллизитовой шляпы. Рудовмещающая гурникская толща сложена туфами и лавами кислого состава с прослоями игнимбритов. Главная рудоносная зона месторождения Биркачан длиной по простиранию 4.5 км, шириной 200–300 м, состоит из нескольких кулисообразно расположенных жильных зон северо-восточного простирания, падающих на юго-восток под углами 55°–70°. Большая часть рудных тел – линейные штокверки. На глубоких горизонтах обнаружены единичные, линзовидные богатые рудные тела, представленные минерализованными брекчиями. В разрезе система рудных тел месторождения Биркачан образует веерообразную структуру. Основные текстуры руд – прожилково-вкрапленная, брекчиевая и ритмично-полосчатая. Руды по сравнению с верхней континентальной корой обогащены довольно узким спектром элементов (Au, Ag, Sb, As, Mo, W, Li) и бедны редкоземельными элементами, среди которых преобладают легкие лантаноиды. Сульфидность руд 0.1–0.5%. Среди жильных минералов в рудах преобладают кварц, серицит и сидерит. Среди рудных минералов доминирует пирит, реже отмечаются блеклые руды, самородное золото и халькопирит, минералы ряда: акантит–Se-акантит–науманнит, пирсеит и Se-пирсеит. Среднее значение пробности самородного золота – 643‰. Параметры минералообразующих растворов соответствуют типичным среднетемпературным флюидам эпиптермальных низкосульфидизированных месторождений: температура гомогенизации 93–291°C, концентрация солей 0.2–7.0 мас. %-экв. NaCl, плотность флюида 0.71–0.99 г/см<sup>3</sup>. Основные показатели состава флюида: CO<sub>2</sub>/CH<sub>4</sub> = 15.8–23.6, Na/K = 2.3–4.3, а K/Rb = 2007. Перспективы увеличения запасов Au и Ag связаны с дальнейшим изучением и разведкой флангов и глубоких горизонтов месторождения.

**Ключевые слова:** Северо-Восток России, Омолонский террейн, Кедонский палеозойский вулканический пояс, эпиптермальное Au–Ag-месторождение Биркачан, геологическое строение, минералогия, геохимия, флюидные включения

**DOI:** 10.31857/S0016777022060065, **EDN:** GAKUPO

### ВВЕДЕНИЕ

Внутри Омолонского кратонного террейна на Северо-Востоке России известен доаккреционный Кедонский вулканический пояс, большая часть которого сформировалась в среднем палеозое на континентальной коре (Шпикерман, 1998;

Горячев и др., 2017). В 90-х годах прошлого века КВП привлек особое внимание, благодаря открытию в нем крупного эпиптермального Au–Ag-месторождения Кубака – одного из самых богатых в мире (Волков и др., 2011). В 1999 г. в 40 км севернее Кубаки, благодаря поисковому бескерновому бурению перекрытой четвертичными от-

ложениями (мощностью 5–30 м) рудоносной структуры, Омолонская золоторудная компания (ОЗРК) выявила второе в КВП, крупное Au–Ag-месторождение Биркачан. В отличие от многих известных эпitherмальных месторождений Северо-Востока России, промышленные рудные тела месторождения Биркачан представлены не только продуктивными кварцевыми жилами, но и штокверковыми залежами.

Месторождение Биркачан расположено в Северо-Эвенском районе Магаданской области на левобережье р. Омолон, в 43 км к северу от Кубакинского ГОКа и в 327 км от п. Эвенск (фиг. 1). Запасы и ресурсы месторождения, по данным ОЗРК (2010 г.), составили 63 т, со средним содержанием золота в рудных телах – 2.4 г/т и около 280 т серебра (10.7 г/т). С конца 2009 г. месторождение разрабатывается; в 2019 г. было добыто ~ 4.0 т золота: около 2.3 т – карьерами и 1.7 т из подземного рудника; средние содержания составили 1.4 (открытая добыча) и 10.6 г/т, (подземная) (“Полиметалл”, Годовой отчет, 2019<sup>1</sup>). Ресурсный потенциал месторождения, по данным авторской оценки, более 100 т золота. Ввод в эксплуатацию месторождения Биркачан (2009 г.) позволил сохранить на десятилетие работоспособность одного из крупных горнорудных предприятий в Магаданской области – Кубакинского ГОКа.

Несмотря на длительную историю изучения месторождения Биркачан, минералого-геохимические особенности руд, состав минералообразующего флюида и его природа современными аналитическими методами были исследованы недостаточно (Наталенко и др., 2002; Наталенко, 2003). Чтобы уточнить представления о генезисе месторождения Биркачан, нами проведено изучение геолого-структурных, минералого-геохимических особенностей руд, а также микротермометрические исследования флюидных включений в продуктивном кварце на современной аппаратуре. Отметим, что изучение состава и параметров рудообразующих флюидов с целью установления их природы на протяжении многих десятков лет остается одной из центральных проблем в теории эндогенного рудообразования (Бортников, 2006; и др.). Рассмотренная в статье информация имеет практическое значение для региональных прогнозно-металлогенических построений, поисков и оценки эпitherмальных Au–Ag-месторождений в КВП.

## МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Раздел “Геология месторождения” подготовлен в ИГЕМ РАН, на основе обобщения фондовых и опубликованных материалов и авторских построений. В СВКНИИ ДВО РАН выполнено

исследование вещественного состава руд (изучены многочисленные аншлифы на микроскопе Axioplan Imaging). Составы рудных минералов определялись с помощью рентгеновского электронно-зондового микроанализатора Camebax с приставкой INCA Oxford Instruments (аналитики Е.М. Горячева, Т.В. Субботникова, СВКНИИ ДВО РАН, г. Магадан и И.А. Брызгалов, МГУ им. М.В. Ломоносова), а также на сканирующем электронном микроскопе (JSM-5610LV, Япония) (СЭМ) с энергодисперсионным аналитическим спектрометром (INCA-Energy 450, Великобритания) (ЭДС) в аналитической лаборатории ИГЕМ РАН (аналитик Л.А. Левицкая). Аналитические линии и эталоны (Camebax, СВКНИИ ДВО РАН): AsL<sub>α</sub> – эталон – FeAsS (43.49 – As; 34.97 – Fe; 21.54 – S); CuK<sub>α</sub> – эталон – CuFeS (34.5 – Cu; 30.5 – Fe; 34.5 – S); FeK<sub>α</sub> – эталон – FeS<sub>2</sub> (46.55 – Fe); PbM<sub>α</sub> – эталон – PbS (86.6 – Pb); SbL<sub>α</sub> – эталон – Sb<sub>2</sub>S<sub>3</sub> (71.38 – Sb); SeK<sub>α</sub> – эталон – PbSe (27.6 – Se); ZnK<sub>α</sub> – эталон – ZnS (67.1 – Zn); AgL<sub>α</sub> – эталоны – сплавы различного состава. Режим проведения анализов “Camebax” (МГУ): CuK<sub>α</sub> – эталон – CuFeS (34.5 – Cu; 30.5 – Fe; 34.5 – S); FeK<sub>α</sub> – эталон – FeS<sub>2</sub> (46.55 – Fe); PbM<sub>α</sub> – эталон – PbS (86.6 – Pb); SbL<sub>α</sub> – эталон – Sb<sub>2</sub>S<sub>3</sub> (71.38 – Sb); SeK<sub>α</sub> – эталон – PbSe (27.6 – Se); TeL<sub>α</sub> – эталон – Bi<sub>2</sub>Te<sub>3</sub> (52.2 – Bi; 47.8 – Te); HgL<sub>α</sub> – эталон – HgS (Hg – 86.2; S – 13.8); AgL<sub>α</sub> – эталоны – сплавы различного состава. В ИГЕМ РАН анализ осуществлялся по стандартной процедуре PhyRoZ, при ускоряющем напряжении пучка электронов 25 kV, угле отбора излучения – 450, с помощью SDD детектора INCAx-sight с разрешением < 133 эВ.

Определение концентрации породообразующих и отдельных примесных элементов в рудах выполнено методом рентгенфлуоресцентного анализа в аналитической лаборатории ИГЕМ РАН на вакуумном спектрометре последовательного действия (с дисперсией по длине волны), модель Axios mAX производства компании PANalytical. При калибровке спектрометра использованы отраслевые и государственные стандартные образцы химического состава горных пород. Анализ выполнен по методике 439-РС НСАМ ВИМС, обеспечивающей получение результатов по ОСТ РФ 41-08-205-04 (аналитик А.И. Якушев). Измерения микроэлементов (ICP-MS) проводили на масс-спектрометре с ионизацией в индуктивно-связанной плазме X-Series II (аналитик Я.В. Бычкова). Пределы обнаружения элементов составляли от 0.1 нг/г для тяжелых и средних по массе элементов с возрастанием до 1 нг/г для легких элементов. Погрешность анализа составляла 1–3 отн. %. Золото в пробах определялось методом атомно-абсорбционной спектрометрии с

<sup>1</sup> www.polymetalinternational.com



Фиг. 1. Положение месторождения Биркачан в Омолонском “хабе” ПАО “Полиметалл”.

электротермической атомизацией на спектрометре “Spectr AA220Z” (аналитик В.А. Сычкова).

Микротермометрическое изучение индивидуальных включений проводилось в лаборатории геохимии ИГЕМ РАН с использованием измерительного комплекса, состоящего из камеры THMSG 600 фирмы Linkam (Англия), установленного на микроскопе Olimpus BX51 (Япония), видеокамеры и управляющего компьютера. Химический состав флюида, захваченного во включениях, оценивался по результатам измерений фазовых переходов и превращений, происходив-

ших при нагревании и охлаждении препаратов. Точность измерений температуры составляет  $\pm 0.2^\circ\text{C}$  в интервале температур от  $-20$  до  $+20^\circ\text{C}$  и понижается при более высоких и низких температурах. Состав солей, преобладающих в водных растворах флюидных включений, оценивался по результатам измерения температур плавления эвтектики (Борисенко, 1977). Суммарная концентрация солей в двухфазовых флюидных включениях оценивалась по температурам плавления льда на основе экспериментальных данных для системы  $\text{NaCl}-\text{H}_2\text{O}$  (Vodnar, Vityk, 1994). Оценки

концентраций солей и плотностей флюида проводились с использованием программы “FLINCOR” (Brown, 1989).

Валовый анализ состава флюидов включений был выполнен из навесок 0.5 г класса  $-0.5 + 0.25$  мм мономинеральных фракций кварца в ЦНИГРИ (аналитик – Ю.В. Васюта) по методике, опубликованной в работе (Кряжев и др., 2006). Включения в кварце вскрывали термически при  $500^{\circ}\text{C}$ , в сфалерите – при  $350^{\circ}\text{C}$ . Методом газовой хроматографии (хроматограф ЦВЕТ-100) определяли количество воды для расчета концентраций элементов в гидротермальном растворе. Анализировались также углекислота, метан и углеводороды. После приготовления водных вытяжек в растворе методом ионной хроматографии (хроматограф ЦВЕТ-3006, чувствительность 0.01 мг/л) определяли Cl,  $\text{SO}_4$  и F, методом ICP MS (масс-спектрометр Elan-6100) – K, Na, Ca, Mg и другие элементы.

### ПОЛОЖЕНИЕ В РЕГИОНАЛЬНЫХ СТРУКТУРАХ

Месторождение Биркачан расположено в северо-восточной части Гурникской вулканотектонической депрессии, в Кедонском сегменте КВП (фиг. 2) и локализовано в узле пересечения субмеридиональной зоны меловой тектономагматической активизации и регионального рудоуправляющего разлома северо-восточной ориентировки (Волков и др., 2014).

КВП перекрывает на Омолонском кратонном террейне породы архейско-раннепротерозойского фундамента и фанерозойского (до девонского) осадочного чехла. КВП состоит из многочисленных обширных полей среднепалеозойских кислых магматических пород. КВП слагают субаэральные покровные образования и синхронные им субвулканические и экструзивные массивы; его возрастной диапазон охватывает девон и низы раннего карбона (Гагиева, 2014; Горячев и др., 2017). Общая площадь, занимаемая среднепалеозойскими вулканитами, составляет около  $40000 \text{ км}^2$  (40% от территории Омолонского террейна). Характерная особенность КВП – отсутствие крупных батолитоподобных интрузивов (Егоров, 2004).

По мнению В.Н. Егорова (2004), КВП представляет собой фрагмент ( $400 \times 80$ – $130$  км) Циркумсибирского окраинно-континентального пояса. Однако палеореконструкции, выполненные В.И. Шпикерманом (1998), показывают, что КВП мог сформироваться на окраине Омолонско-Охотского микроконтинента, отколовшегося от Сибирской плиты. На это указывают фрагменты пояса, сохранившиеся, кроме Омолонского, в пределах Охотского кратонного террейна и на Шантарских островах (Шпикерман, 1998).

Суммарная мощность вулканических покровов наиболее крупного Кедонского сегмента КВП (фиг. 2) достигает  $1500$ – $2000$  м в центральной части, сокращаясь к окраинным частям до  $500$ – $1200$  м. Вулканиты залегают на подстилающих толщах с резким угловым несогласием и слагают моноклинали с углами наклона слоев не более  $5^{\circ}$ – $15^{\circ}$ . Возраст вулканитов кедонского комплекса определен радиологическими методами (Rb–Sr анализ:  $334$ – $377$  млн лет) и сравнительно редкими находками органических остатков (живетские брахиоподы и конодонты, фаменские и раннекаменноугольные конодонты и флора (Егоров, Шерстобитов, 2000).

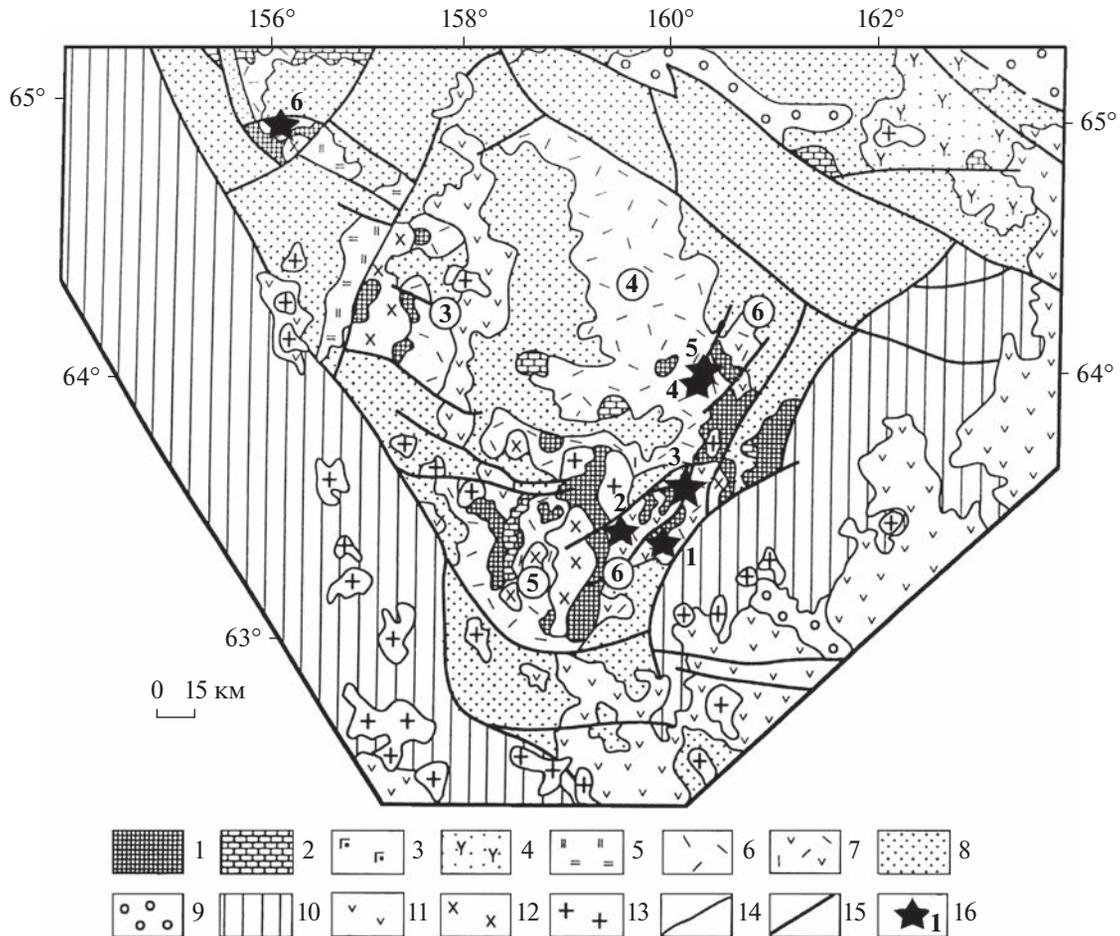
Кедонская серия в целом характеризуется значительным преобладанием пород риолитового и трахириолитового состава (65–80% ее объема), в меньшем количестве присутствуют дациты, трахиандезиты и трахиты (около 35%), редко – трахибазальты и базальты (не более 15%) (Гагиева, 2014). Базальты и трахибазальты кедонской серии по содержанию петрогенных элементов в целом сопоставимы с толеитовыми базальтами рифтовых зон и областей внутриплитного магматизма (Гагиева, 2014).

В КВП формировались рудные месторождения типичные для окраинно-континентальных и островодужных вулканоплутонических поясов (Сидоров, Волков, 2006). В их размещении отмечаются элементы латеральной зональности (в современных координатах) от Cu–Mo-порфирового на востоке, через Au–Ag-эпитермальные к золотоносным джаспероидам на западе (Шпикерман, 1998). Важная металлогеническая особенность КВП – отсутствие оловорудных месторождений, широко развитых в Охотско-Чукотском вулканическом поясе (ОЧВП).

Au–Ag-минерализация в КВП представлена двумя типами: существенно золотым (Au/Ag –  $1 : 1$  –  $1 : 5$ ; Кубака, Биркачан, Бургали и др.) и золото-серебряным (Au/Ag –  $1 : 10$  –  $1 : 50$ ; Ольча, Юный и др.). В КВП количественно преобладают низкосульфидизированные эпитермальные месторождения (Волков и др., 2016; Горячев и др., 2017).

### ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Границы рудного поля месторождения Биркачан определяются контурами тектонического блока в надинтрузивной зоне скрытого гранитоидного массива (Наталенко и др., 2002). Месторождение локализовано в лежачем боку крупного субширотного надвига (фиг. 3, 4). В современном структурном плане рудное поле представляет собой фрагмент тектонической пластины, ограниченной с юга Биркачанским надвигом (фиг. 3), с



**Фиг. 2.** Размещение изученных месторождений и рудопроявлений в пределах КВП на Омолонском кратонном террейне. Тектоническая схема по (Гагиева, 2014), дополненная.

1 – выступы дорифейского фундамента; 2–9 – чехол: 2–3 – нижний структурный ярус: 2 – осадочные отложения (рифей–ордовик), 3 – вулканогенно-осадочные образования (кембрий, визуальнинская и сезамская свиты), 4–7 – средний структурный ярус (девон): 4 – Намындыкано-Моланджинская структурно-фациальная зона, вулканогенно-осадочные образования; 5–7 – Юкагирская структурно-фациальная зона, субаэральные вулканогенные образования (кедонская серия): 5 – трахиандезитобазальты-трахириолиты, 6 – преимущественно лавы, игнимбриты, туфы риолитов, трахириолитов, дацитов, 7 – лавы, игнимбриты, туфы риолитов, трахириолитов, андезиты, трахиандезиты; 8–9 – верхний структурный ярус: 8 – осадочные отложения (нижний карбон–средняя юра), 9 – осадочные и вулканогенные образования (верхняя юра–нижний мел); 10 – структуры складчатого обрамления массива; 11 – меловые вулканогенные образования Охотско-Чукотского вулканогенного пояса; 12–13 – интрузивные комплексы: 12 – палеозойские, 13 – раннемеловые; 14 – геологические границы; 15 – разломы; 16 – Au–Ag-месторождения и рудопроявления: 1 – Кубака, 2 – Магнитный, 3 – Биркачан, 4 – Бургали, 5 – Южное Бургали, 6 – Ольча.

*Цифры в кружках:* 1–5 – вулканические ареалы КВП: 1 – Токур-Юряжский, 2 – Рассошинский, 3 – Абкитский, 4 – Кедонский, 5 – Ольдянинско-Коаргычанский; 6 – Анмандыканская вулканическая зона.

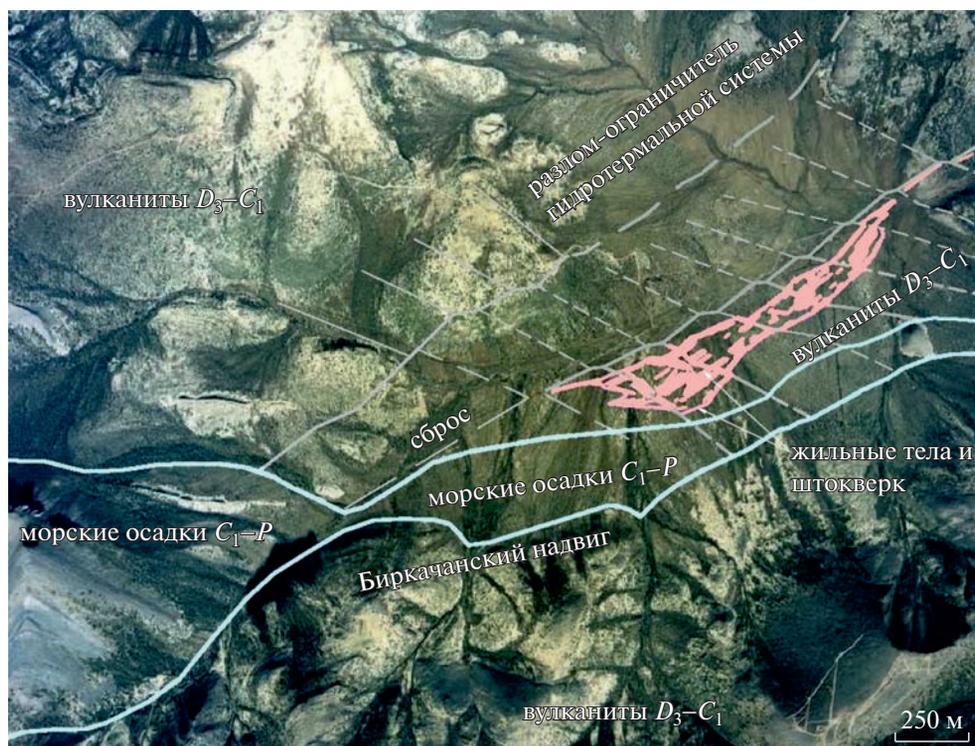
севера сбросом, проходящим под долиной р. Верхний Биркачан, с запада рудное поле не имеет четких границ, оно постепенно погружается под перекрывающие раннекаменноугольные отложения (фиг. 4). Значительная часть рудного поля перекрыта четвертичными аллювиальными отложениями мощностью 5–30 м (фиг. 3–5).

Месторождение приурочено к изгибу рудо-контролирующего разлома – сброса северо-восточного простирания с опущенным южным крылом, в пределах которого размещается основ-

ная масса руды (фиг. 5). При правостороннем сдвиге сформировалась линзообразная область растяжения, в которой локализованы рудные тела. Рудовмещающие породы представлены, главным образом, вулканогенно-осадочным разрезом гурникской толщи, включающим субвулканические тела и дайки риолитов.

#### *Вмещающие породы*

В строении рудного поля месторождения Биркачан принимают участие вулканы очакчан-



Фиг. 3. Схема дешифрирования аэрофотоснимка поверхности месторождения Биркачан.

ской, кубакинской, гурникской толщ и бургалийской свиты кедонской серии, которые перекрываются углисто-глинистыми сланцами корбинской свиты и верхнепермской толщей (фиг. 4). В пределах рудного поля вулканогенно-осадочные породы слагают моноклираль с пологим падением слоев на юго-юго-запад.

*Очакчанская толща* представлена в основном игнимбритами риолитов и риодацитов, а также их кристалло-кластическими туфами. Мощность толщи варьирует в интервале 250–350 м. Очакчанская толща с угловым и стратиграфическим несогласием залегает либо на докембрийских образованиях, либо на раннепалеозойских интрузивах (Егоров и др., 2013).

*Кубакинская толща* сложена дацитами, андезит-дацитами, андезитами и их туфами; со структурным несогласием залегает на вулканитах очакчанской толщи или более древних образованиях и перекрывается породами гурникской толщи. Мощность варьирует от 300 до 700 м. Изотопный Rb–Sr возраст пород среднего состава кубакинской толщи составляет 332.1 млн лет (Егоров и др., 2013).

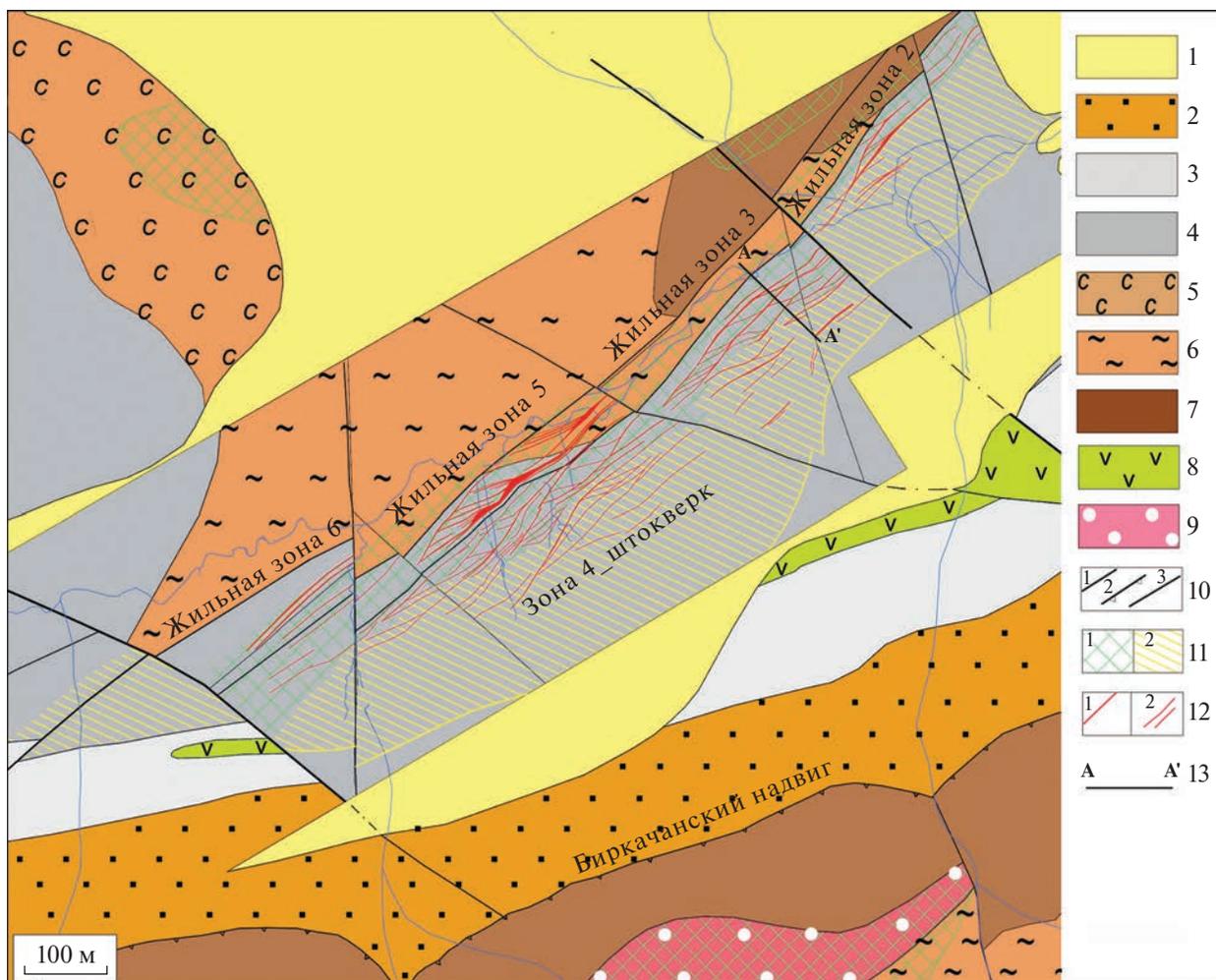
*Гурникская толща* со структурным несогласием залегает на отложениях очакчанской и кубакинской толщ и также с несогласием перекрывается образованиями бургалийской толщи или корбинской свиты (Егоров и др., 2013). Толща

сложена преимущественно вулканогенно-осадочными породами, туфами и лавами кислого состава с прослоями умереннокислых игнимбритов. Ее максимальная мощность не превышает 500 м.

*Бургалийская свита* сложена конгломератами, гравелитами, песчаниками и алевролитами, а также лавами и туфами риолитов. Гальки в конгломератах представлены обычно вулканитами кедонской серии. Свита с несогласием залегает на отложениях кубакинской или гурникской толщ и несогласно перекрывается породами корбинской свиты. Мощность отложений свиты в пределах Гурникской депрессии – 340–360 м.

*Корбинская свита* сложена в основном углисто-глинистыми и глинистыми сланцами с редкими маломощными прослоями серых алевролитов. Мощность свиты изменяется от первых десятков до 200 м.

*Верхнепермская толща* состоит из известковистых битуминозных алевролитов, песчаников с незначительным количеством известняков. Мощность толщи 70–100 м. Породы толщи трансгрессивно залегают на углисто-глинистых сланцах корбинской свиты (Егоров и др., 2013).



Фиг. 4. Геологическая карта месторождения Биркачан (по материалам ОЗРК, 2016 г., модифицирована).

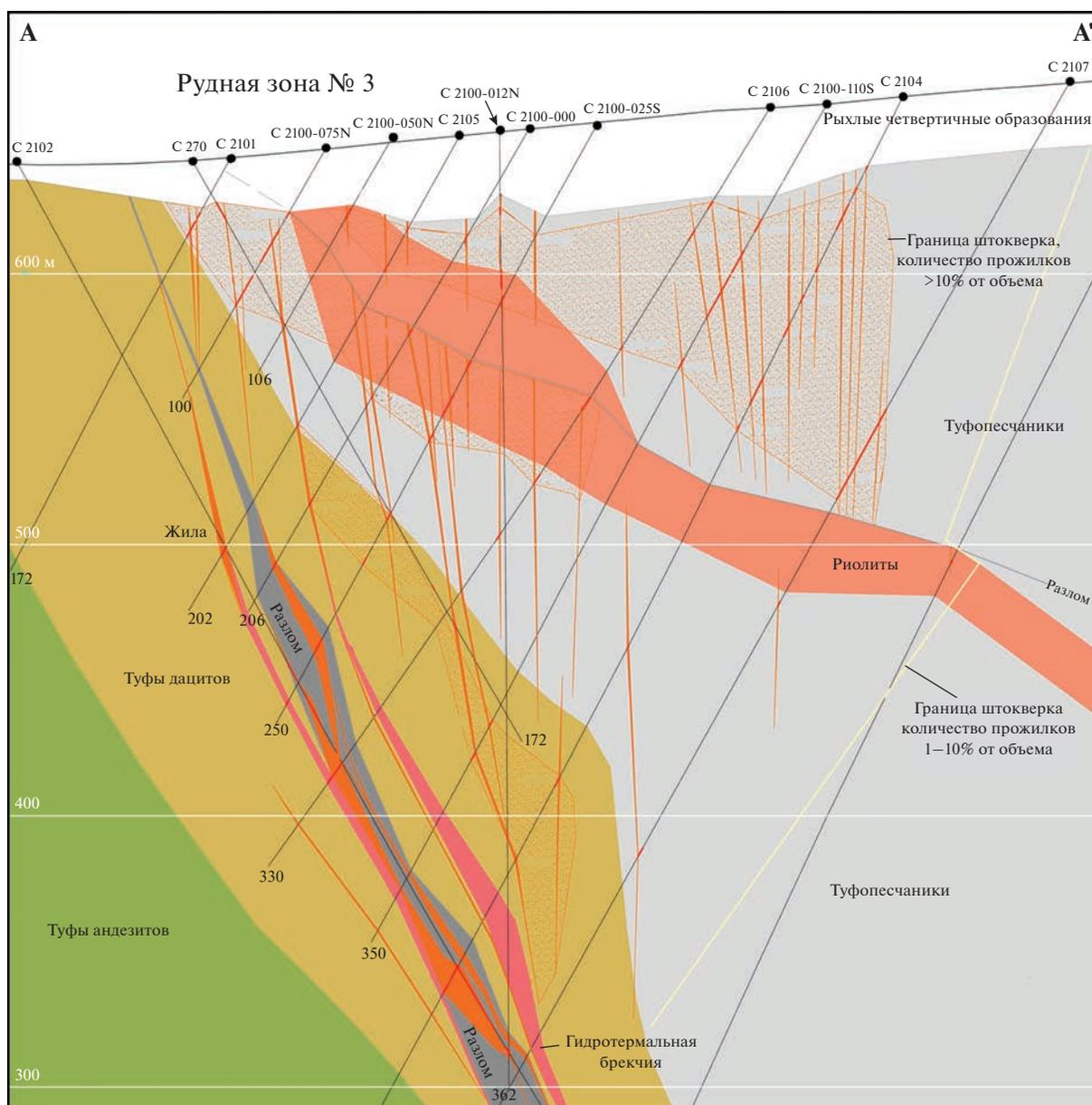
1 – четвертичные отложения: валунники, галечники, пески, суглинки, глины; 2 – объединенные отложения перми: песчаники, алевролиты, известняки; 3 – ранний карбон, корбинская свита, углисто-глинистые сланцы, алевролиты; 4 – поздний девон–ранний карбон, бургалийская свита: конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты, лавы и туфы кислого состава; 5 – поздний девон–ранний карбон, гурниковская толща: лавы, туфы и игнимбриты умеренно кислого состава; 6 – поздний девон, кубакинская толща: лавы и туфы среднего состава; 7 – средний–поздний девон, очакчанская толща: лавы, туфы и игнимбриты кислого состава; 8 – силлы тешенитов омонского комплекса; 9 – силлы и штоки риолитов, трахидацитов кедонского комплекса; 10 – разломы: крутого залегания (1), надвиги (2), скрытые под четвертичными отложениями (3); 11 – метасоматиты: серицит-гидрослюдисто-кварцевые (1), каолинит-гидрослюдисто-кварцевые (2); 12 – жилы (1), зоны прожилкования (2) кварцевого, адуляр-гидрослюдисто-кварцевого состава; 13 – линия разреза.

### Магматизм

В рудном поле месторождения Биркачан широко развиты субвулканические и экструзивные тела кислого состава (преобладают силлы и штоки риолитов, трахидацитов) завершающего этапа кедонского вулканизма, по данным Rb/Sr метода их возраст –  $326 \pm 9.8$  млн лет (Наталенко и др., 2002). Они часто метасоматически преобразованы в серицит-гидрослюдисто-кварцевые породы, содержащие рассеянную минерализацию золота (до первых г/т) (Егоров и др., 2013).

Непосредственно на месторождении крупное пластовое тело раннекаменноугольных риолитов

погружается (угол пад.  $15^\circ$ – $40^\circ$ ) в южном направлении под надвиг (фиг. 4, фиг. 5). Его размеры по простиранию не менее 2200 м, по падению более 300 м (южное погружение не оконтурено бурением), мощность 20–30 м. Местами риолиты образуют раздувы до 55 м. Это массивные породы, фрагментами с признаками флюиальности. Преобладают афировые и редко порфировые с вкрапленниками калиевого полевого шпата и кварца (дымчатый кварц) размером до 1 мм. Встречаются фрагменты, где вкрапленники размером первые мм составляют до 10–30%.



Фиг. 5. Геологический разрез в крест простирания жильной зоны 3 месторождения Биркачан (по материалам ОЗРК, 2016 г., модифицирована).

Вдоль пересекающих тело риолитов тектонических нарушений установлено обилие рвущих линейных тел (мощностью 10–50 см) или неправильной формы (до первых десятков метров в поперечнике) эруптивных брекчий с большим количеством угловатых и сглаженных обломков туфопесчаников, туфов дацитов, туфов риолитов и риолитов. Цементирующей массой служит мелкодробленый материал материнских пород с примесью вулканического материала. Брекчии связаны с эксплозивными каналами. Продуктивные жилы отчетливо пересекают эти брекчии (фиг. 6).

Среди терригенных отложений корбинской свиты обнаружен силл тешенитов (субшелочных габброидов) олонского комплекса (фиг. 4). Мощность силла широко варьирует, достигая 120 м, его протяженность 1 км. Изотопный К–Аг возраст щелочных габброидов –  $124 \pm 2$  млн лет (Егоров и др., 2013).

В южной части рудного поля выявлены крутопадающие дайки позднемиоценовых долеритов, диоритов, кварцевых диоритов и лампрофиров викторианского комплекса (Наталенко и др., 2002). Изотопный К–Аг возраст пород этого комплекса – 97–103 млн лет (Егоров и др., 2013).



Фиг. 6. Адуляр-кварцевая колломорфно-полосчатая жила пересекает эруптивную брекчию.

#### *Морфология рудных тел*

Главная рудоносная зона (ГРЗ) месторождения Биркачан простирается на 4.5 км и имеет ширину 200–300 м. Она состоит из нескольких кулисообразно расположенных жильных зон северо-восточного простирания (фиг. 4), падающих на юго-восток под углами  $55^{\circ}$ – $70^{\circ}$ . ГРЗ приурочена к системе сбросов северо-восточного простирания, вероятно, являющихся составляющими рудоконтролирующего Некучанского разлома (Егоров и др., 2013). В разрезе система рудных тел месторождения Биркачан напоминает такую же веерообразную структуру, как и на месторождении Кубака (Степанов, Шишакова, 1994). Ниже геологическая характеристика жильных зон месторождения Биркачан приводится на основе наиболее удачного описания (Горячев и др., 2017).

На восточном фланге месторождения выделена *жильная зона 2*, протяженностью более 800 м, при средней мощности 2.5 м, среднее содержание золота – 15.1 г/т. Жильная зона представлена несколькими сопряженными гидротермальными брекчиями и жилами, залегающими в игнимбри-тах, туфах дацитов и эруптивных брекчиях.

Западнее расположены жильные зоны 3 и 5, протяженностью 400 и 600 м соответственно. Жильная зона 3 имеет среднюю мощность 6 м со средним содержанием 17.9 г/т и тяготеет к трещинному телу эруптивных брекчий. Жильная зона 5 характеризуется средней мощностью – 10.8 м и средним содержанием 15.5 г/т. Резкое увеличение мощности наблюдается в верхней пачке туфопесчаников гурникской толщи. *Жильная зона 5*

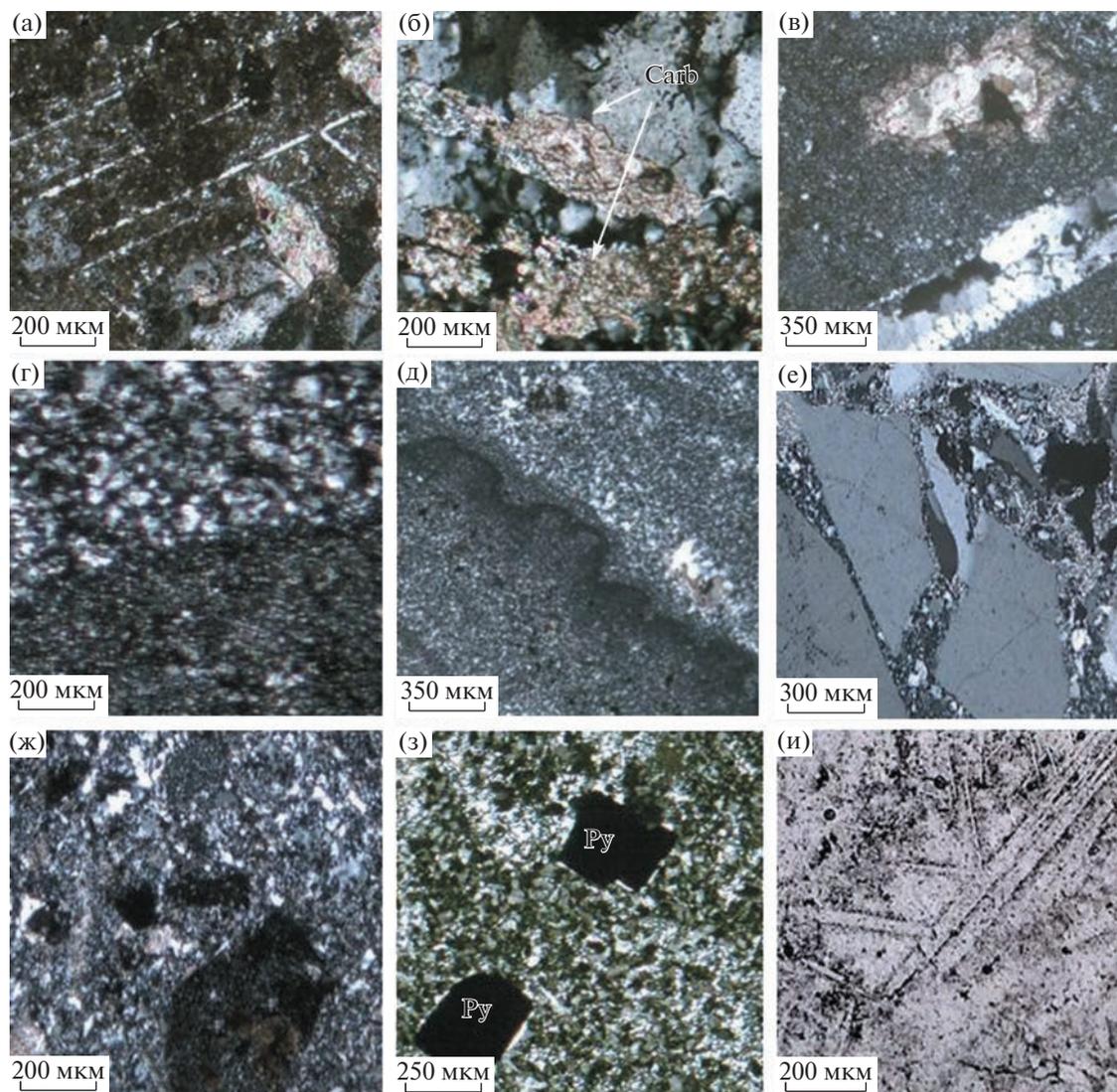
также сопровождается рудовмещающей эруптивной брекчией и трассируется адуляр-кварцевой стержневой жилой.

Жильная зона 6 на западном фланге месторождения наименее изучена. Она образована жилами мощностью в первые метры с содержанием золота первые десятки г/т. Распределение Au–Ag-минерализации в рудных телах носит крайне неравномерный характер. Центральные части рудных тел обычно характеризуются высокими (12–20 г/т) средними содержаниями золота при мощности от 1.5–2.0 м до 10 м, а максимальные содержания золота в стержневых жилах концентрируются в зальбандах.

Оперяющие зоны 3 и 5 системы жил и прожилков по насыщенности гидротермальными образованиями (от 3–10 до 20–30%) образуют линейный штокверк протяженностью 1300 м и шириной 100–250 м, при вертикальном размахе рудного тела 80–150 м, со средними содержаниями золота более 1.0 г/т, который может рассматриваться как самостоятельное большеобъемное рудное тело; в нем выделяются отдельные жилы мощностью 0.3–1.5 м с содержанием золота в десятки г/т (фиг. 4).

#### МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД

Метасоматические изменения вмещающих пород представлены площадной пропилитизацией и последовательно наложенными на нее линейными зонами аргиллизитов и околожильных новообразований (Наталенко и др., 2002). Прак-



**Фиг. 7.** Метасоматические изменения вмещающих пород месторождения Бирчакан:

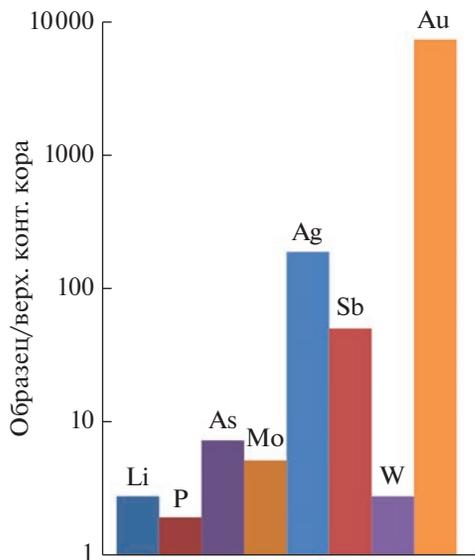
а – окварцевание, поздние прожилки кварца; б – кварц-карбонатные изменения; в – аргиллизация и окварцевание (вторичный кварц обрастает литокластит кварцевого состава; г–д – контакт аргиллизитов с алуниновыми кварцитами; е – брекчирование жильного кварца (цемент кварц-гидрослюдистый); ж – окварцевание брекчии с обломками углистого алевролита; з – хлорит-карбонатный метасоматит с вкрапленностью позднего пирита; и – каркасно-пластинчатая текстура жильного кварца.

тически все вмещающие породы подверглись региональным изменениям пропилитового типа: низкотемпературной карбонат-хлоритовой фации и в меньшей степени среднетемпературной эпидот-хлоритовой фации (фиг. 7).

Низкотемпературные пропилиты слагают крупную область неправильной формы в центральной части рудного поля, которая на периферии и на глубине сменяется среднетемпературной фацией. На месторождении низкотемпературные пропилиты почти нацело замещены дорудными аргиллизитами и известны лишь на флангах и глубоких горизонтах рудовмещающей структуры.

По данным М.Н. Наталенко (2003), зональность метасоматитов от поверхности на глубину представлена следующим рядом: алуниновые вторичные кварциты → диксит-каолиновые аргиллизиты → кварц-гидрослюдистые аргиллизиты → хлорит-карбонатные пропилиты → эпидот-хлоритовые пропилиты. Мощность этих зон 50–70 м.

Диксит-каолиновую зону образуют полого-залегающие тела мощностью 50–100 м в верхней части месторождения, представляющие собой реликты “аргиллизитовой шляпы”, основная часть которой была эродирована (Наталенко, 2003). Сохранились лишь ее юго-западный и северо-во-



**Фиг. 8.** Распределение основных микроэлементов в эпитермальных рудах месторождения Биркачан (среднее по 5 пробам), нормированных по отношению к средним значениям для верхней коры (Тейлор, Мак-Леннан, 1988).

сточный фрагменты, судя по которым можно предположить, что “шляпа” была развита над всем месторождением. “Аргиллизитовые шляпы” – характерные образования в надрудной области эпитермальных месторождений (Сидоров и др., 2015). Присутствие фрагментов аргиллизитовой шляпы позволяет считать месторождение Биркачан слабо эродированным.

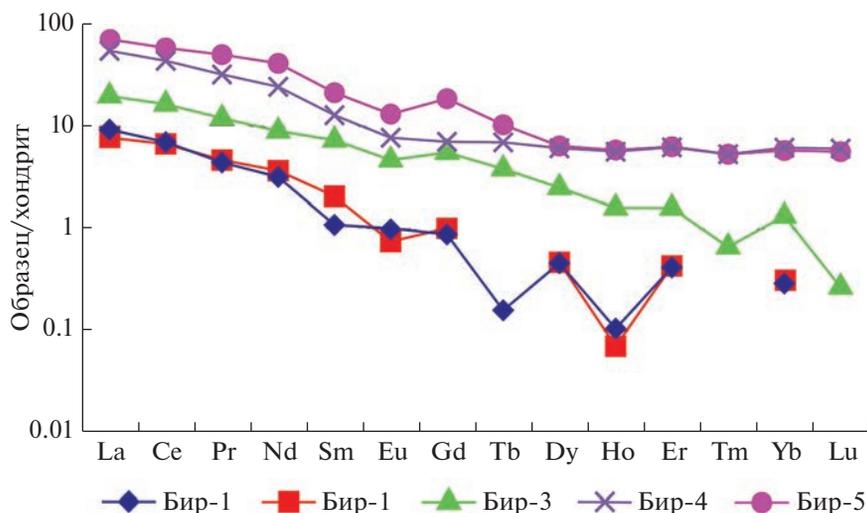
Рудные тела на Биркачанском месторождении приурочены к зоне кварц-гидрослюдистых ар-

гиллизитов, околорудные изменения представлены кварц-сидерит-серицитовыми, кварц-адуляровыми метасоматитами. В этой зоне многочисленные кварцевые и карбонат-кварцевые жилы и прожилковые зоны (фиг. 8а, б) образуют линейный штокверк субширотного простирания, в котором выделены рудные зоны (фиг. 4). В околорудных метасоматитах, сопровождающих рудные прожилки, постоянно присутствует пирит (1–5%). Нередко он имеет зональное строение, которое подчеркивает изменчивость габитуса кристаллов в процессе роста – ранний – кубоктаэдрический (см ниже, фиг. 12и), поздний – кубический (фиг. 7з).

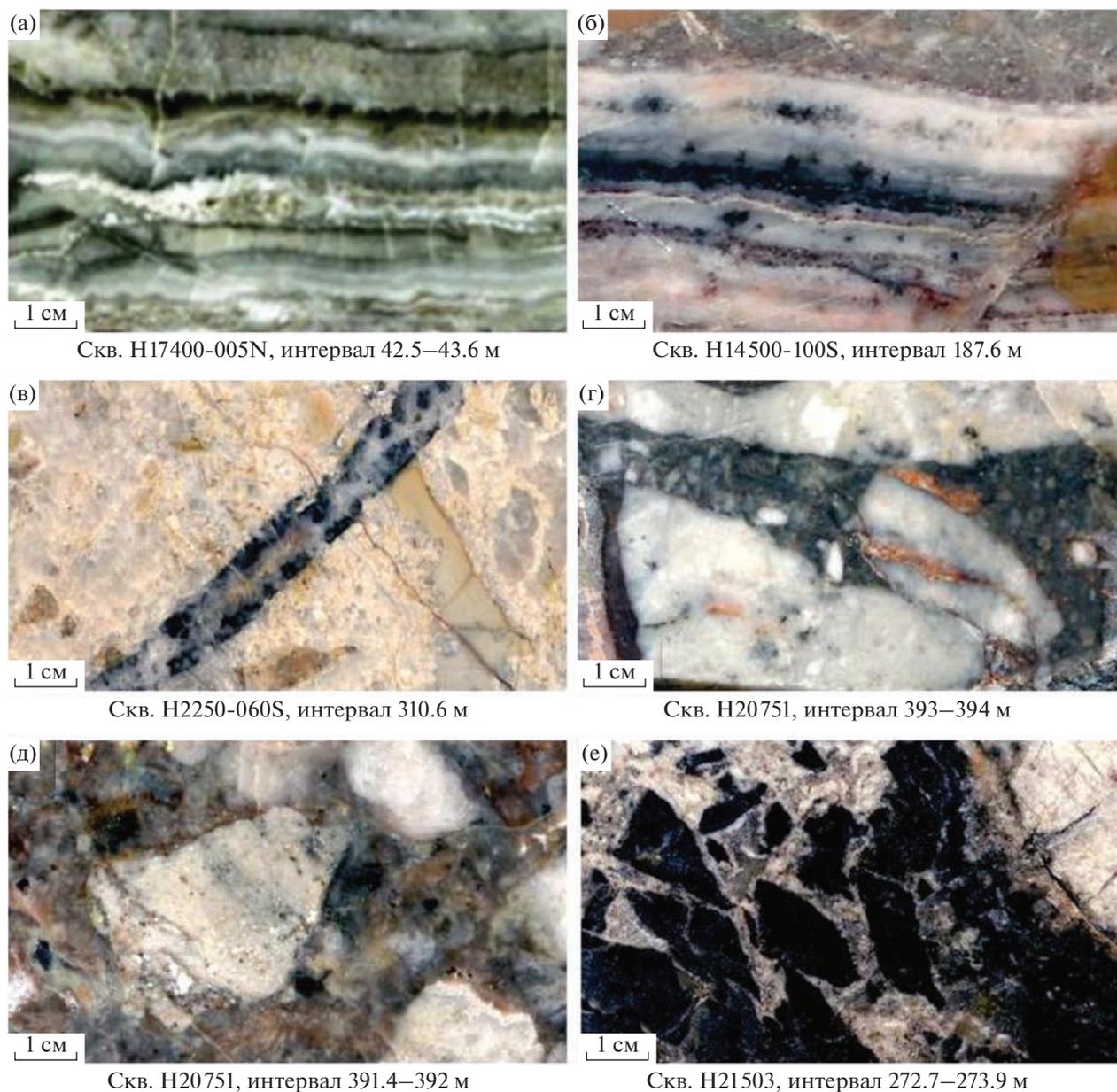
### ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РУД

В составе руд месторождения Биркачан преобладает  $\text{SiO}_2$  (в среднем – 89.77%), присутствуют в заметных концентрациях  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (6.55),  $\text{K}_2\text{O}$  (1.49),  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (1.28) а также  $\text{CaO}$  (0.47) (табл. 1). Следовательно, в составе рудных тел преобладает кварц и присутствует адуляр. Для руд характерны низкие и очень низкие значения  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$  и  $\text{MnO}$  (табл. 1). Содержание  $S_{\text{общ}}$  очень низкое (среднее – 0.16%), что коррелирует с убогосульфидным характером выявленной минерализации (см. ниже), типичной для эпитермальных Au–Ag-руд КВП (Волков и др., 2016).

Руды месторождения Биркачан обогащены довольно узким спектром элементов Au, Ag, Sb, As, Mo, W, Li (табл. 2, фиг. 8) по сравнению со средними значениями их содержаний в верхней коре (Тейлор, Мак-Леннан, 1988). Коэффициенты обогащения варьируют от нескольких раз (Li, W, Mo) до десятков (As, Sb), сотен (Ag) и тысяч (Au) раз (см. табл. 2, фиг. 8).



**Фиг. 9.** Распределение РЗЭ, нормированных по хондритам (McDonough, Sun, 1995), в эпитермальных рудах месторождения Биркачан. Номера проб соответствуют табл. 1, 2.

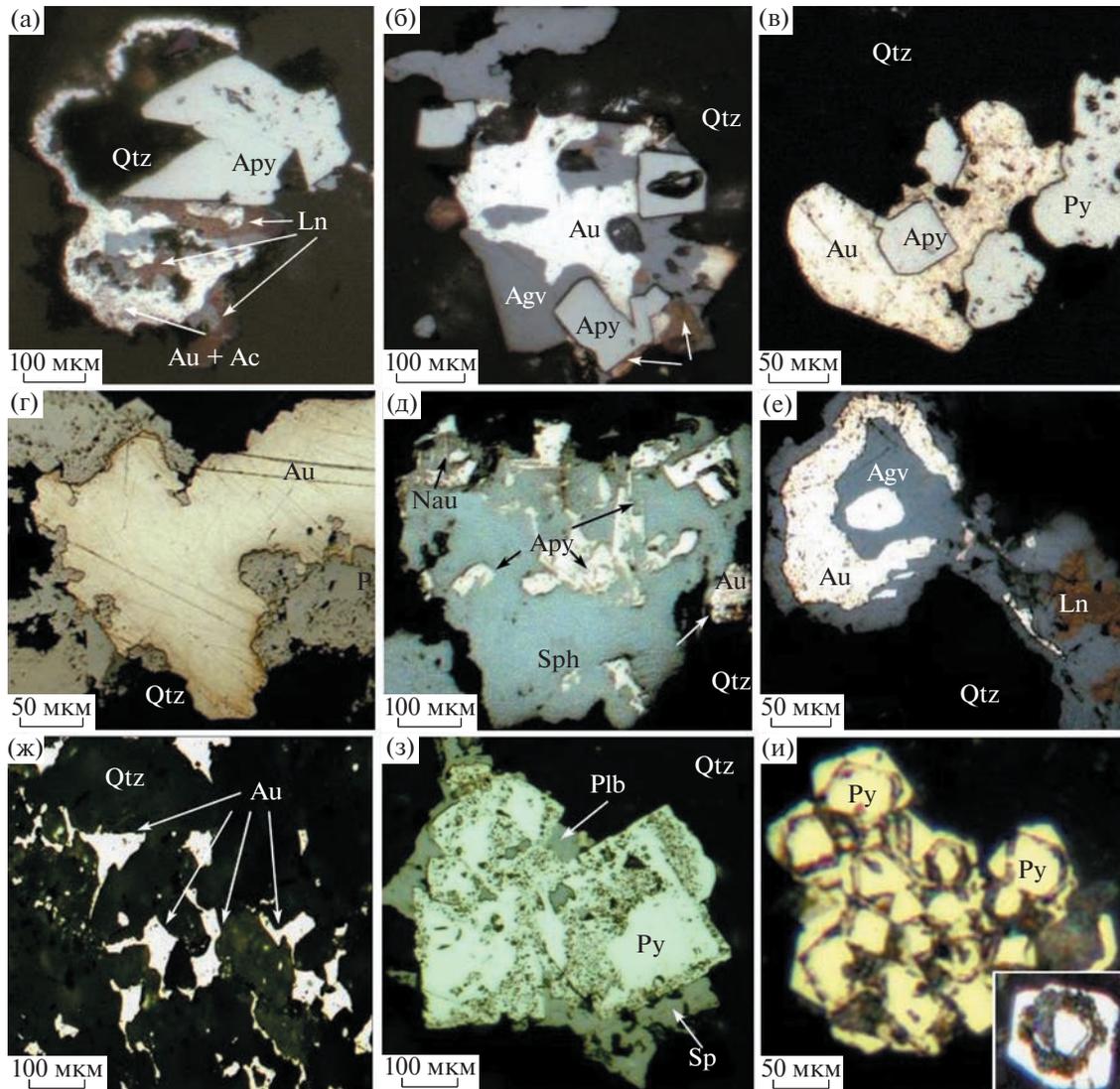


**Фиг. 10.** Текстуры руд месторождения Биркачан.

а–б – колломорфно-полосчатая (тонкое чередование полос адуляра, халцедоновидного кварца и рудных минералов (темное); в – прожилковая (кварцевый прожилок с гнездовыми обособлениями рудных минералов пересекает туф риолита); г–е – брекчиевые: г–д – эруптивная брекчия (обломки раннего продуктивного кварца, сцементированы поздними инъекциями вулканических пород), е – брекчиевая (обломки песчаников и углистых алевролитов в позднем кварце).

Результаты анализа микроэлементов руд месторождения Биркачан представлены в табл. 2; на диаграмме (фиг. 8) они нормированы по отношению к средним значениям для верхней коры (Тейлор, Мак-Леннан, 1988). Спектры РЗЭ, нормированные по отношению к средним значениям для хондритов (McDonough, Sun, 1995), показаны на фиг. 9.

РЗЭ эпитермальных руд образуют слабонаклонные близхондритовые спектры (фиг. 9) без явных европейских максимумов и минимумов, во многом сходные по конфигурации со спектрами РЗЭ вмещающих пород КВП (Волков и др., 2016). Отметим также, что спектры РЗЭ богатых руд (Бир-1, Бир-4 и Бир-5) практически не отличаются по форме от спектров бедных руд (Бир-2, Бир-3)



**Фиг. 11.** Минеральные срращения в рудах месторождения Биркачан (образцы из керна скважин с различных глубин). а–в (357–357.1 м): а – срращание арсенопирита с минералами серебра – самородное золото + акантит + ленаит; б – срращание самородного золота с агвиларитом и ленаитом, идиоморфные кристаллы арсенопирита; в – самородное золото в срращениях с идиоморфным пиритом и ксеноморфным пиритом; г (357–357.1 м) – относительно крупное самородное золото в срращениях с ксеноморфным пиритом; д (354.4–355 м) – зерно стефанита с мелкой вкрапленностью арсенопирита и с единичными включениями науманнита и золота; е (108 м) – самородное золото в обрамлении селенистого акантита, справа – ленаит; ж (174.6–175.1 м) – свободное золото в интерстициях кварца; з (293.5–294.6 м) – срсток идиоморфных кристаллов пирита в обрамлении сфалерита и тонкими включениями галенита в порах; и (41–42 м) – кубоктаэдрический пирит из околорудных метасоматитов. На врезке показаны быстро окисляющиеся срращения минералов серебра (черное) в кристалле пирита (белое). Обозначения: Ас – акантит, Agv – селенистый акантит, Ару – арсенопирит, Ln – ленаит, Nau – науманнит, Plb – полибазит, Py – пирит, Sp –сфалерит, Sph – стефанит, Qtz – кварц.

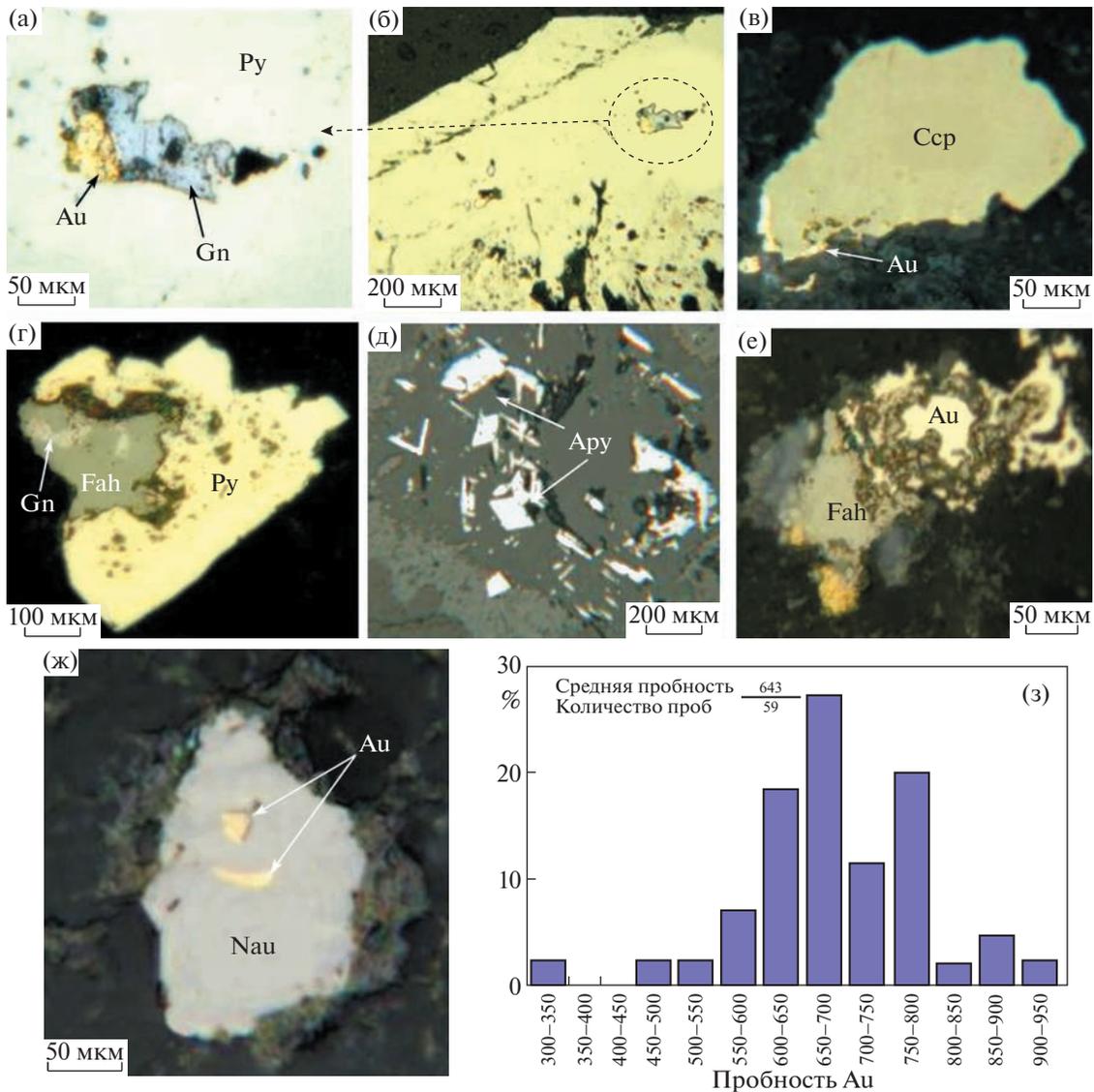
(фиг. 9). Для руд месторождения Биркачан характерны пониженные содержания  $\Sigma$  REE (до 38.48 г/т) (см. табл. 2).

### ТЕКСТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ РУД И ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ РУДООБРАЗОВАНИЯ

Текстуры жил и прожилков месторождения Биркачан характеризуются заметным разнообра-

зием (фиг. 10) и изменяются от стадии к стадии. В истории формирования месторождения выделены четыре стадии (Наталенко и др., 2002).

К первой стадии (дорудной) относятся немногочисленные крупнокристаллические адуляр-кварцевые жилы ритмично-полосчатой текстуры (фиг. 6), представленной чередованием прослоев крупнокристаллического (до 10 мм) адуляра и крупнокристаллического (до 20 мм) кварца. Микротекстура таких прослоев главным образом



**Фиг. 12.** Минеральные срastания и пробность самородного золота в рудах месторождения Биркачан (Горячев и др., 2017; Савва, 2018).

а–б – включения самородного золота и галенита в пирите; в – отложение самородного золота на краю зерна халькопирита; г – включение в пирите сростка блеклой руды с галенитом; д – поздний игольчатый арсенопирит; е–ж – срastания самородного золота: е – с блеклой рудой пиритом и халькопиритом; ж – включения самородного золота в науманните; з – гистограмма пробности самородного золота месторождения Биркачан. Обозначения: Ару – арсенопирит, Сср – халькопирит, Gn – галенит, Fah – блеклая руда, Нау – науманнит, Py – пирит.

гребенчатая, возникшая в результате нарастания друг на друга ритмов кварца или адуляра в свободном пространстве.

Ко второй слабопродуктивной стадии отнесены многочисленные жилы и прожилки адуляр-карбонат-кварцевого состава, в которых преобладает ритмично-полосчатая текстура, обусловленная чередованием кварцевых, адуляр-кварцевых и сидерит-кварцевых зон (фиг. 10а, б). Микротекстуры прослоев колломорфные ритмично-полосчатые и реже массивные. Ритмичная полосчатость обусловлена чередованием маломощных

(1–50 мм) полос кварцевого, адуляр-кварцевого или сидерит-кварцевого состава. Внешне эти прослои выглядят колломорфными в результате интенсивного расщепления кварца вокруг мелких кристаллов адуляра или сидерита. Массивная микротекстура характерна для монокварцевых прослоев, полосчатость в которых местами выявляется лишь под микроскопом. Рудная минерализация представлена редкими зернами пирита. Редко отмечаются выделения высокопробного золота (до 5 мкм) округлой, иногда каплевидной формы.

**Таблица 1.** Химический состав руд (в мас. %) месторождения Биркачан

№ пробы	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe общ.	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	S общ.	Σ
Бир-1	91.84	0.03	4.66	0.44	0.013	<0.10	1.2	0.1	1.58	0.02	0.08	99.96
Бир-2	94.36	0.02	4.66	0.42	0.013	<0.10	0.15	<0.10	0.25	0.02	0.09	99.98
Бир-3	94.4	0.06	2.86	0.63	0.012	<0.10	0.89	<0.10	0.57	0.07	0.49	99.98
Бир-4	83.35	0.14	10.31	3.11	0.015	0.12	0.1	0.1	2.6	0.04	0.09	99.98
Бир-5	84.88	0.16	10.27	1.82	0.012	0.11	<0.10	0.1	2.47	0.05	0.08	99.95
Среднее	89.76	0.08	6.55	1.28	0.013	0.11	0.58	0.1	1.49	0.04	0.16	

Третья продуктивная стадия представлена тремя парагенезисами: серицит-кварцевым, золото-кварцевым и сидерит-серицитовым. Макроскопически участки продуктивной минерализации представляют собой гнезда, линзы и прожилки темно-серого золото-сульфидно-серицит-кварцевого состава, салатново-зеленого золото-серицитового состава или буроватого, кремового золото-сульфидно-сидеритового состава (фиг. 10а–в). Продуктивная минерализация (третьей стадии) наложена на ранние адуляр-кварцевые жилы и прожилки, а также на измененные вмещающие породы.

Для серицит-кварцевых прожилков и линз характерна преимущественно массивная текстура, возникшая в результате заполнения трещин мелкозернистым кварцевым агрегатом с относительно равномерной вкрапленностью серицита, рутила, пирита и редкими выделениями халькопирита.

Для доминирующего в рудных телах золото-кварцевого парагенезиса, развитого в штокверках и накладывающегося на метасоматиты и жилы предшествующих стадий, характерны прожилково-вкрапленные и брекчиевые текстуры (фиг. 10в–д). Прожилково-вкрапленные текстуры распространены преимущественно в пределах штокверковых руд в рудных телах 5 и 3, а брекчиевые текстуры отмечены, главным образом, в пределах рудного тела 2. Прожилково-вкрапленная минерализация представлена маломощными (от долей мм до первых см) прожилками и метасоматическими линзами и гнездами зонального гребенчатого кварца, серицита или сидерита с рудными минералами и золотом. Микротекстура прожилков преимущественно гребенчатая и ритмично-полосчатая, реже массивная. Ритмичность обусловлена чередованием микроскопических зон (0.1–2 мм) адуляра (только вдоль зальбандов), гребенчатого кварца и мелкозернистого серицит-кварцевого агрегата. В центральных частях прожилков и гнезд локализуется основная масса рудных минералов и золота. Здесь же отмечаются друзовые текстуры, возникшие в результате заполнения пустот в кварце сидеритом или серицитом. Микротекстура серицитовых и сидеритовых прожилков и гнезд преимущественно массивная.

Брекчиевые текстуры сформировались в мощной зоне дробления в центральной части месторождения (рудное тело 2). Угловатые обломки размером от долей миллиметра до 10–12 см представлены жильными образованиями I и II этапов и синхронными им метасоматитами (фиг. 10г–е). Обломки местами в значительной степени замещены кварцевым и серицит-кварцевым агрегатом золото-кварцевого парагенезиса с вкрапленностью рудных минералов и золота. Цемент представлен гребенчатым зональным расщепленным кварцем и мелкозернистым серицит-кварцевым агрегатом с вкрапленностью рудных минералов и золота. Наличие обломков жил первого и второго этапов наряду с обломками измененных вмещающих пород в брекчиевых рудах третьего этапа свидетельствует о значительных синрудных тектонических подвижках и подтверждает предложенную последовательность минералообразования.

Сидерит-серицитовый парагенезис представлен тонкими прожилками сидеритового, серицитового или сидерит-серицитового состава преимущественно массивной микротекстуры. Среди массивных выделений серицита и сидерита отмечается вкрапленность рудных минералов и золота.

Четвертая (пострудная) стадия минералообразования представлена кальцитовыми жилами и прожилками массивной, брекчиевой или полосчатой текстуры, развитыми в основном на флангах месторождения. Полосчатость обусловлена наличием в кальцитовых жилах нескольких маломощных (1–10 мм) ритмов с переотложенным кварцем, рудными минералами и золотом.

## МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ РУД

Минеральный состав руд месторождения Биркачан на разведочном этапе был детально изучен сотрудниками ЦНИГРИ (Наталенко и др., 2002), поэтому в настоящей статье приведены основные минералогические особенности руд месторождения, установленные ранее. Кроме того, в разделе рассмотрены новые данные, полученные в СВКНИИ ДВО РАН (Горячев и др., 2017; Савва, 2018) и ИГЕМ РАН, и представлены новые фотографии, выполненные в ИГЕМ РАН в 2021 г.

**Таблица 2.** Элементный состав (г/т) изученных образцов эпитермальных руд месторождения Биркачан

Название № пробы	Биркачан					Среднее
	Бир-1	Бир-2	Бир-3	Бир-4	Бир-5	
Au	33	1.1	0.74	15	18	13.56
Ag	14	8	10.8	5.5	9.9	9.64
As	3.5	11	20	10	12	11.30
Sb	18	8.3	11	4.7	9.4	10.28
Cu	30	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	6.00
Pb	3.6	4.7	5.1	11	12	7.28
Zn	7.5	<ПО	12	13	4.8	7.46
Li	33	75	84	40	52	56.80
Be	0.46	0.53	0.81	0.56	0.64	0.60
Sc	9.4	9.1	11	14	13	11.30
Ti	87	88	243	678	773	373.80
V	5.1	18	9.4	41	42	23.10
Cr	24	30	25	30	12	24.20
Mn	62	75	56	81	54	65.60
Co	0.68	1.3	4.3	0.75	0.36	1.48
Ni	2.2	1.8	3	1.9	0.9	1.96
Bi	0.071	<ПО	<ПО	0	<ПО	0.01
Ga	2.5	2.3	1.9	9.1	9.7	5.10
Se	<ПО	3.6	9.2	15	17	8.96
Rb	36	6.3	16	63	61	36.46
Sr	131	114	167	263	352	205.40
Y	1	0.89	3.9	10	10	5.16
Zr	7	7.3	16	68	61	31.86
Nb	0.017	<ПО	0.43	4	3.5	1.59
Mo	0.109	25	4.4	5.1	5	7.92
Cd	0.006	0.027	0.007	0.068	0.025	0.03
In	<ПО	0.011	<ПО	0.013	0.034	0.01
Sn	1.4	0.55	0.01	<ПО	0.93	0.58
Te	0.2	<ПО	<ПО	<ПО	0.62	0.16
Cs	2.8	2.2	4.4	2	2.4	2.76
Ba	310	54	47	194	376	196.20
La	2.2	1.8	4.7	13	17	7.74
Ce	4.3	4.1	10	27	36	16.28
Pr	0.42	0.43	1.1	3	4.7	1.93
Nd	1.5	1.7	4.1	11	19	7.46
Sm	0.17	0.31	1.1	1.9	3.2	1.34
Eu	0.05	0.04	0.25	0.41	0.69	0.29
Gd	0.18	0.2	1.1	1.4	3.7	1.32
Tb	0.01	0	0.14	0.25	0.38	0.16
Dy	0.11	0.12	0.62	1.5	1.6	0.79
Ho	0.01	0.004	0.089	0.31	0.32	0.15
Er	0.06	0.06	0.26	1	1	0.48
Tm	<ПО	<ПО	0.017	0.13	0.13	0.06
Yb	0.04	0.05	0.21	1	0.92	0.45

Таблица 2. Окончание

Название № пробы	Биркачан					Среднее
	Бир-1	Бир-2	Бир-3	Бир-4	Бир-5	
Lu	<ПО	<ПО	0.007	0.15	0.14	0.06
Hf	<ПО	<ПО	0.06	1.3	1	0.47
Ta	<ПО	<ПО	<ПО	0.12	0.03	0.03
W	2	<ПО	0.79	19	6.6	5.68
Tl	0.2	<ПО	0.09	0.34	0.29	0.19
Th	0.48	0.38	0.86	3.2	2.6	1.50
U	0.15	0.51	3.2	1.3	1	1.23
ΣREE	9.06	8.82	23.69	62.05	88.78	38.48
ΣLREE	8.65	8.38	21.25	56.31	80.59	35.04
ΣHREE	0.41	0.44	2.44	5.74	8.19	3.45
ΣLREE/ΣHREE	20.88	19.00	8.70	9.81	9.84	13.65
Rb/Sr	0.27	0.06	0.10	0.24	0.17	0.17
Sr/Ba	0.42	2.11	3.55	1.36	0.94	1.68
Y/Ho	166.67	222.50	43.82	32.26	31.25	99.30
LaN/YbN	31.80	24.46	15.20	8.83	12.55	18.57
LaN/SmN	8.08	3.63	2.67	4.27	3.32	4.39
GdN/YbN	3.10	3.24	4.24	1.13	3.25	2.99
Co/Ni	0.31	0.72	1.43	0.39	0.40	0.65
U/Th	0.31	1.34	3.72	0.41	0.38	1.23
Au/Ag	2.33	0.14	0.07	2.74	1.83	1.42
Eu/Eu*	1.50	—	0.84	0.80	0.82	0.79
Ce/Ce*	1.07	1.16	1.04	1.08	1.07	1.08
Eu/Sm	0.32	0.13	0.23	0.22	0.22	0.22
ΣCe	8.42	8.03	19.90	54.00	76.70	33.41
ΣY	0.53	0.67	3.30	5.77	9.89	4.03
ΣSc	0.11	0.12	0.49	2.28	2.19	1.04

Примечание. Метод плазменной масс-спектрометрии (ICP-MS), лаборатория ИГЕМ РАН (аналитик Я.В. Бычкова). Золото в пробах определяли методом атомно-абсорбционной спектрометрии с электротермической атомизацией на спектрометре Spectr AA220 Z (аналитик В.А. Сычкова); ПО – предел обнаружения.  $Eu/Eu^* = Eu_N / (Sm_N * (Tb_N * Eu_N)^{1/2})^{1/2}$ ;  $Ce/Ce^* = Ce_N / ((2La_N + Sm_N)/3)$ ; REE – PЗЭ; LREE – легкие PЗЭ; HREE – тяжелые PЗЭ.  $\Sigma Ce = La + Ce + Pr + Nd$ ,  $\Sigma Y = Sm + Eu + Gd + Dy + Ho$ ,  $\Sigma Sc = Er + Yb + Lu$ .

Руды месторождения Биркачан характеризуются сложным минеральным составом, в них установлено около 40 минералов (табл. 3). Однако по набору главных минералов они достаточно просты. Среди жильных минералов преобладают кварц, серицит и сидерит. Среди рудных минералов резко доминирует пирит. Реже отмечаются блеклые руды, самородное золото и халькопирит (фиг. 11). Остальные рудные минералы распространены незначительно. Основная масса из них приходится на сульфосоли, сульфиды и селениды серебра (фиг. 11, 12). Сульфидность руд в среднем 0.1–0.5%.

В большинстве рудных минералов, включая самородное золото, встречена примесь ртути от

0.1 до 1.50 мас. % (Наталенко и др., 2002; Савва, 2018). В рудах присутствуют минералы ряда акантит–науманнит –  $Ag_2(S,Se)$  (фиг. 11, 12). Среди мышьяковистых сульфосолей серебра установлены пирсеит и Se-содержащий пирсеит (Наталенко и др., 2002; Савва, 2018). В настоящее время в серии пирсеит – полибазит  $[(Ag,Cu)_{16}(As,Sb)_2S_{11}]$  выделено четыре минеральных вида: пирсеит-Тас, полибазит-Тас, пирсеит-Т2ас и пирсеит-М2а2b2с, объединенных в семейство политипов (Bindi et al. 2007). Рентгеновское исследование не проводилось из-за малого размера зерен, поэтому в статье используется название – пирсеит. На фиг. 11 представлены наиболее характерные минеральные сростания в рудах по скважинам с раз-

**Таблица 3.** Минеральный состав руд месторождения Биркачан

Группы минералов	Главные	Второстепенные	Редко встречающиеся
Жильно-метасоматические	Диккит, каолинит серицит, кварц, адуляр, сидерит	Кальцит Хлорит	Эпидот Апатит*
Рудные	Пирит Марказит Аг-тетраэдрит	Низкопробное самородное золото Se-полибазит* Se-пирсеит Стефанит Сфалерит Халькопирит Галенит Арсенопирит Рутил	Hg-самородное серебро Hg-самородное золото Se-акантит Se-стефанит Se-пираргирит Фрейбергит* Ленаит, ялпаит Науманнит, гессит* Алтаит*, кубанит* Полиаргирит* Пирротин*
Гипергенные	Лимонит Ярозит	Малахит Азурит	Пирролизит Ютенбогаардит

Примечание: \*минералы, установленные микрозондовым анализом (Наталенко и др., 2002).  
Остальные минералы подтверждены нашими определениями.

личных глубин. Примесь селена в галените, в блеклых рудах и сульфосолях серебра характерна для месторождения в целом, однако собственные минералы селена (клаусталит и науманнит) обнаружены на нижних горизонтах рудных тел 2 и 5. Области распространения галенита и клаусталита, а также сонахождения галенита и сфалерита, в значительной степени совпадают с контурами рудных тел и локальными участками повышенных содержаний золота.

*Самородное золото* месторождения Биркачан имеет среднее значение пробности 643‰ с полимодальным распределением и максимумом в области 650–700‰ (фиг. 12з). Оно преимущественно мелкое, 0,1–0,25 мм – около 70%; около 20% представлено тонким золотом (<0,1 мм). Отмечается как “свободное” золото в кварц-гидрослюдистом материале (фиг. 12ж), так и “связанное” – в сростании с пиритом, халькопиритом, агвиларитом и науманнитом (фиг. 11, 12). Агвиларит (Ag<sub>4</sub>SSe) диагностирован предположительно на основании химического состава. Для точной его диагностики необходимы рентгеноструктурные данные для этого минерала, т. к. в системе Ag<sub>2</sub>S–Ag<sub>2</sub>Se предполагается существование двух серий твердых растворов: 1) моноклинная “акантит-подобная” серия (от Ag<sub>2</sub>SAg<sub>2</sub>S<sub>0,4</sub>Se<sub>0,6</sub>) и 2) ромбическая “науманнит-подобная” (от Ag<sub>2</sub>S<sub>0,3</sub>Se<sub>0,7</sub>Ag<sub>2</sub>Se) (Bindi, Pingitore, 2013).

В ранних адуляр-кварцевых жилах и околожильных метасоматитах была установлена продуктивная рудная минерализация (Горячев и др.,

2017; Савва, 2018). В пирите отмечены каплевидные включения низкопробного золота и галенита (фиг. 12а, б).

### МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ РУДНЫХ ТЕЛ

В строении и составе рудных тел месторождения Биркачан установлена вертикальная минералогическая зональность (Наталенко и др., 2002). *Надрудный уровень* характеризуется развитием диккит-каолинитовых метасоматитов (аргиллизитовой шляпы). Для *верхне-среднерудного уровня* типичны: околожильные серицит-кварцевые метасоматиты, которым сопутствуют акантит, сульфосоли серебра, серебристые блеклые руды, тесная ассоциация сфалерита с галенитом, повышенное количество сидерита (3–15%), золото-серебряное отношение – Au/Ag < 1. Для *нижне-рудного-подрудного уровня* характерны: низкотемпературные эпидот-хлоритовые пропилиты, присутствие арсенопирита, марказита, сфалерита (без сопутствующего галенита), низко-серебристые блеклые руды, золото-серебряное отношение – Au/Ag > 1. При документации керн скважин месторождения Биркачан (в интервале от 40 до 400 м) нами была отмечена вертикальная минералогическая зональность, выражающаяся в повышении роли сульфидов железа – на глубоких горизонтах, а минералов сурьмы и мышьяка – на верхних.

## ФЛЮИДНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ

Изучено 20 образцов минерализованных прожилков месторождения Биркачан, представляющих гидротермальную минерализацию эпипермального типа. В 9 образцах удалось обнаружить пригодные для микротермометрических исследований флюидные включения.

Среди флюидных включений в соответствии с известными критериями (Реддер, 1987) были выделены первичные, первично-вторичные и вторичные флюидные включения. К первичным отнесены флюидные включения, равномерно распределенные в объеме минерала-хозяина, либо приуроченные к зонам роста. Вторичными считались включения, приуроченные к секущим минерал-хозяин трещинам. Первично-вторичные флюидные включения приурочены к трещинам, не достигающим внешних границ кристаллов и зерен, а по фазовому наполнению аналогичны первичным включениям.

Встречены флюидные включения, по фазовому составу относящиеся к одному типу (фиг. 13а): двухфазовые газовой-жидкие включения водно-солевых растворов. Для термо- и криометрических исследований выбирались прежде всего флюидные включения, равномерно распределенные по объему отдельных зерен кварца и отнесенные нами к первичным включениям. Однако по первично-вторичным и вторичным включениям также были получены параметры фазовых переходов.

Данные термо- и криометрических исследований более 300 индивидуальных флюидных включений в кварце рудных жил месторождения Биркачан приведены в табл. 4 и на фиг. 13б, в. Рудообразующий флюид содержал хлориды Na, Mg и K. Об этом свидетельствуют хлоридные эвтектики растворов включений (от  $-26$  до  $-31^{\circ}\text{C}$ ). Двухфазовые газовой-жидкие флюидные включения в кварце гомогенизируются в жидкость при температурах от  $93$  до  $291^{\circ}\text{C}$ , концентрация солей изменяется от  $0.2$  до  $7.0$  мас. %-экв. NaCl, плотность флюида составляет  $0.74$ – $0.99$  г/см<sup>3</sup>.

Валовый химический состав флюидов из флюидных включений в кварце приведен в табл. 5 и на диаграмме фиг. 13г. Во флюиде среди катионов главную роль играют (г/кг H<sub>2</sub>O): Na ( $0.9$ – $5.0$ ) и K ( $0.4$ – $1.2$ ), а Ca ( $0.1$ ) и Mg ( $0.001$ – $0.04$ ) находятся в подчиненном количестве. Установлены заметные количества таких компонентов, как (г/кг H<sub>2</sub>O): SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> ( $3.2$ ), Cl ( $0.9$ – $3.4$ ), HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> ( $9.9$ ), CO<sub>2</sub> ( $8.7$ – $14.8$ ) и CH<sub>4</sub> ( $0.55$ – $0.63$ ).

Кроме того, в составе флюида выявлены микрокомпоненты (мг/кг H<sub>2</sub>O): Br ( $1.4$ – $19.6$ ), As ( $450$ – $1263$ ), Li ( $2.7$ – $11.1$ ), B ( $2.3$ – $1106$ ), Rb ( $0.6$ ), Cs ( $0.01$ ), Sr ( $0.12$ ), Mo ( $5.2$ ), Sb ( $712$ ), Pb ( $0.12$ ), Bi ( $0.01$ ), Th ( $0.02$ ), Ge ( $0.6$ – $1.2$ ), Mn ( $0.24$ ), V ( $0.09$ ),

Cr ( $0.8$ ), Zr ( $0.07$ – $0.15$ ), Sn ( $0.15$ ), W ( $0.03$ – $17.7$ ), Au ( $0.10$ – $0.41$ ), Hg ( $0.18$ ), Tl ( $0.02$ ) и REE ( $0.01$ – $0.02$ ). Основные показатели состава флюида: CO<sub>2</sub>/CH<sub>4</sub> =  $15.8$ – $23.6$ , Na/K =  $2.3$ – $4.3$ , а K/Rb =  $2007$ . Реальная соленость флюидов составляет  $0.5$ – $2.0$  мас. %, что практически совпадает с диапазоном данных, полученных микротермометрическим методом.

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

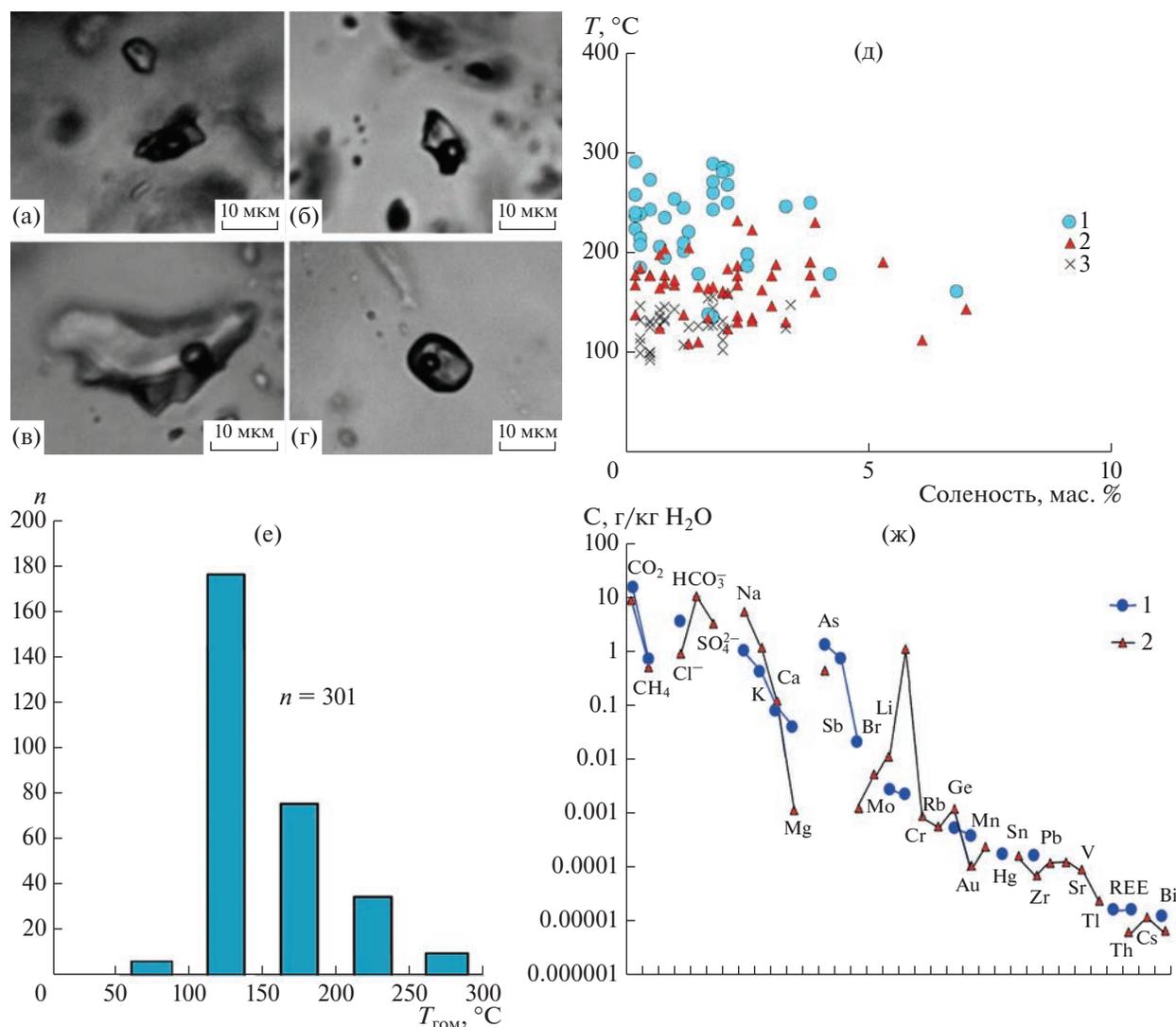
### *Проблема возраста месторождения*

Проблема возраста Au–Ag-эпипермальной минерализации имеет в КВП важнейшее металлогеническое значение (Сидоров и др., 2021). Сторонники палеозойского возраста считают, что эпипермальные месторождения КВП, включая Биркачан, образовались на границе девона и карбона (Котляр и др., 2001; Акинин и др., 2020). По Биркачанскому рудному полю Rb–Sr методом получены три изохроны (млн лет):  $324 \pm 6$  – ранний карбон (по четырем анализам);  $172.6 \pm 2.8$  – средняя юра (по семи анализам);  $159.4 \pm 4.5$  – поздняя юра (по трем анализам), которые соответствуют упомянутым выше трем основным стадиям минералообразования: первой (дорудной), второй (слабопродуктивной) и третьей (продуктивной) (Наталенко и др., 2002).

На основании полученных изотопных датировок М.В. Наталенко и др. (2002) полагают, что месторождение Биркачан юрского возраста ( $170$ – $150$  млн лет) и время его образования совпадает с Яно-Колымским орогенезом. Однако, как упоминалось ранее, нами была установлена золотоносная минерализация в ранних (дорудных) кварц-адуляровых жилах месторождения Биркачан.

Следует отметить, что в модели образования эпипермальных месторождений вулканизм и рудообразование сближены во времени. Рассмотрим в качестве примера детально изученное эпипермальное Au–Ag-месторождение Хишикари (Япония) – одно из крупнейших в мире, которое образовалось в течение плейстоцена. K–Ar возраст указывает на то, что вулканическая активность на месторождении продолжалась от  $1.78$  до  $0.51$  Ma (Izava et al., 1990), а минерализация отложилась между  $1.25$  и  $0.66$  Ma (Izava et al., 1993; Sekine et al., 2002). Данные <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar возраста адуляра показали, что интервалы формирования между отдельными продуктивными жилами варьировали приблизительно от  $40000$  до  $130000$  лет, а общая продолжительность минерализации в жиле составляла около  $250000$  лет (Sanematsu et al., 2003).

Таким образом, генетические построения М.В. Наталенко и др. (2002), основанные на данных Rb–Sr изотопного датирования, противоречат модели эпипермального рудообразования.



**Фиг. 13.** Результаты изучения флюидных включений в кварце рудных жил и прожилков месторождения Биркачан. а–г – двухфазовые флюидные включения в кварце рудных жил и прожилков; д – диаграмма “температура–соленость” для минералообразующих флюидов: разными значками показаны разные типы включений (1 – первичные, 2 – первично-вторичные, 3 – вторичные); е – гистограмма температур гомогенизации флюидных включений; ж – химический состав минералообразующего флюида: 1 – проба 1408-138-78.6, 2 – проба Бир-2.

Отмеченное выше противоречие еще раз ставит вопрос о надежности радиометрических методов датирования возрастов парагенетически “непозиционных” минералов.

#### *Роль надвига в формировании месторождения*

В мезозойской версии геолого-генетической модели (Наталенко и др., 2002) месторождение Биркачан локализовано в автохтонной плите перед фронтом надвига позднеюрского времени (см. фиг. 3), рудоэкранирующая роль которого усилена вовлечением в подошву углисто-глинистых сланцев нижнего карбона.

В палеозойской версии модели надвиг играет другую, но также заметную роль (Волков и др., 2014). Мы полагаем, что благодаря надвигу это среднепалеозойское месторождение в юрско-раннемеловое время, по-видимому, было перекрыто породами аллохтона и таким образом захоронено, и поэтому оказалось слабо эродировано, на что указывают сохранившиеся над рудными телами реликты аргиллизитовой шляпы (Наталенко и др., 2002). Естественно, что юрско-раннемеловая и последующая позднемеловая тектоно-магматические активизации могли привести к структурным и минералого-геохимическим изменениям захороненных палеозойских эпитеpmальных месторождений, ремобилизации и пере-

**Таблица 4.** Результаты термо- и криометрических исследований индивидуальных флюидных включений в кварце месторождения Биркачан

№ пробы	Тип включений*	<i>n</i>	$T_{\text{гом}}, ^\circ\text{C}$	$T_{\text{эвт}}, ^\circ\text{C}$	$T_{\text{пл. льда}}, ^\circ\text{C}$	<i>C</i> , мас. % экв. NaCl	<i>d</i> , г/см <sup>3</sup>
214/ <i>n</i> 99	1 П	3	289	–29	–1.1	1.8	0.74
	1 П-В	20	109–178	–26...–31	–0.5...–0.8	0.8–1.3	0.90–0.96
202.7/4	1 П	19	136–139	–28	–1.0...–1.1	1.7–1.8	0.94–0.95
	1 П-В	7	111	–27	–0.9	1.5	0.96
215/2 <i>n</i> 99	1 П	18	162–243	–27...–28	–0.2...–4.3	0.3–6.8	0.81–0.96
	1 П-В	26	113–147	–26...–27	–0.4...–4.4	0.7–7.0	0.94–0.99
215/1 <i>n</i> 99	1 П	16	179–199	–27...–28	–0.9...–1.5	1.5–2.5	0.89–0.90
	1 П-В	3	138	–28	–0.1	0.2	0.93
Б-243-81.0	1 П	12	210–291	–27...–28	–0.1...–1.2	0.2–2.0	0.71–0.86
	1 П-В	9	168–204	–26...–27	–0.1...–1.3	0.2–2.1	0.87–0.91
	1 В	14	93–147	–25...–27	–0.2...–0.5	0.3–1.0	0.93–0.97
Б-243-98	1 П	9	240–273	–27...–29	–0.1...–0.3	0.2–0.5	0.75–0.80
	1 П-В	11	131–168	–26...–28	–0.6...–1.6	1.0–2.6	0.91–0.96
	1 В	13	101–125	–26...–27	–0.2...–2.0	0.3–3.3	0.95–0.97
Б-244-112.6	1 П	15	235–260	–28...–29	–0.1...–2.3	0.2–3.8	0.78–0.83
	1 П-В	17	177–198	–26...–27	–0.1...–3.3	0.2–5.3	0.87–0.92
	1 В	4	133–135	–25...–27	–0.2...–0.4	0.3–0.7	0.94
Б-2102-338.0	1 П	16	179–215	–27...–29	–0.2...–2.6	0.3–4.2	0.85–0.92
	1 П-В	19	160–173	–26...–28	–0.4...–2.4	0.7–3.9	0.90–0.94
	1 В	11	126–158	–25...–28	–0.4...–1.3	0.7–2.1	0.93–0.95
Б-2102-340	1 П	10	243–283	–26...–29	–1.1...–1.3	1.8–2.1	0.76–0.82
	1 П-В	16	163–232	–26...–27	–0.8...–2.4	1.3–3.9	0.84–0.93
	1 В	13	123–148	–25...–27	–0.9...–2.1	1.5–3.4	0.94–0.96

Примечание. \* П – первичные, П-В – первично-вторичные, В – вторичные. 1 – двухфазовые газово-жидкие включения. *n* – количество изученных включений. *d* – плотность флюида. Всего *n* = 301.

отложению части минерализации, что объясняет различные изотопные возрастные датировки (Сидоров и др., 2021).

Следует отметить, что рассмотренные выше версии не противоречат друг другу в прогнозно-поисковом отношении, хотя они по-разному трактуют благоприятную в целом для рудообразования роль крупных надвигов. Наличие последних в вулcano-структурах КВП и других вулканических поясах может служить важным прогнозно-поисковым критерием, указывающим на возможность обнаружения крупных эпитеpмальных месторождений, в том числе и не выходящих на поверхность.

#### Геохимические особенности руд

Микроэлементы и РЗЭ активно реагируют на окислительно-восстановительную среду природных обстановок. Изучение распределения микроэлементов и РЗЭ в рудах месторождения позволя-

ет получить дополнительную информацию об условиях рудообразования.

Легкие РЗЭ при повышении давления переходят в водный флюид, а тяжелые удерживаются в магме, что позволяет считать первые “гидрофильными”, а вторые “магмафильными” элементами (Жариков и др., 1999). Кроме того, РЗЭ были разделены на три группы: цериевые – La, Ce, Pr, Nd, иттриевые – Sm, Eu, Gd, Dy, Ho, скандиевые – Er, Yb, Lu (Минеев, 1974). Табл. 2 показывает, что в спектре РЗЭ изученных руд и вмещающих пород преобладают легкие “гидрофильные” лантаноиды “цериевой” группы. Повышенные содержания W, Li, As, Mo и довольно высокие значения Sr/Ba, Y/Ho, по-видимому, свидетельствуют об участии в рудообразовании магматического флюида (Волков и др., 2016).

Eu- и Ce-аномалии обычно рассматриваются как маркеры окислительно-восстановительного потенциала среды рудообразования (Jones, Manning, 1994). В рудах месторождения Биркачан зна-

**Таблица 5.** Состав рудообразующих флюидов месторождения золота Биркачан

Компонент	1408-138-78,6	Бир 2
Макрокомпоненты, г/кг воды		
CO <sub>2</sub>	14.8	8.7
CH <sub>4</sub>	0.63	0.55
Cl <sup>-</sup>	3.4	0.9
SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	—	3.2
HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	—	9.9
Na	0.9	5.0
K	0.4	1.2
Ca	0.1	0.1
Mg	0.04	0.001
Микрокомпоненты, 10 <sup>-3</sup> г/кг воды		
Br	19.62	1.36
As	1263.35	449.61
Li	2.73	11.14
B	2.26	1105.86
Rb	—	0.58
Cs	—	0.01
Sr	—	0.12
Mo	—	5.20
Sb	711.69	—
Pb	—	0.12
Bi	0.01	0.01
Th	0.02	—
Ge	0.55	1.18
Mn	—	0.24
V	—	0.09
Cr	—	0.82
Zr	0.15	0.07
Sn	—	0.15
W	0.03	17.66
Au	0.408	0.10
Hg	0.18	—
Tl	—	0.02
REE	0.02	0.01
Na/K	2.3	4.3
CO <sub>2</sub> /CH <sub>4</sub>	23.6	15.8
K/Rb	—	2007
Соленость, мас. %	0.5	2.0

Примечание. Прочерк — компонент не обнаружен.

чения Ce/Ce\* в основном слабо положительные, а Eu/Eu\* — варьируют от слабо-положительных значений в образце Бир-1 до слабо отрицатель-

ных в других образцах (см. табл. 2). Такое сочетание Ce/Ce\* и Eu/Eu\* указывает на окислительные условия, существовавшие при отложении эпиптермальных руд месторождения (Jones, Manning, 1994).

Характер распределения и форма кривых на графиках спектров РЗЭ (фиг. 9), а также сочетание отношений Eu/Eu\* и Ce/Ce\* (см. табл. 2) изученных руд обладают большим сходством с вмещающими породами кедонской серии (Волков и др., 2016). Эти факты позволяют сделать предположение, что вмещающие вулканиты и андезитовые магмы — наиболее вероятные источники рудного вещества для рудообразующих флюидов.

Сравнительный анализ средних содержаний микроэлементов и РЗЭ руд эпиптермальных Au—Ag-месторождений КВП Кубака, Биркачан и Бургали показывает почти полную аналогию в составе и спектрах распределения, что свидетельствует о сходных условиях рудообразования этих месторождений (Волков и др., 2021). В отличие от других изученных месторождений КВП, в спектре распределения РЗЭ руд месторождения Биркачан отсутствуют ярко выраженные положительные европиевые аномалии.

Сопоставление полученных данных с опубликованными примерами (Винокуров и др., 1999; Кравцова, 2010; Волков и др., 2018) свидетельствует о том, что установленные закономерности — бедность руд редкоземельными элементами, преобладание легких лантаноидов над тяжелыми — типичны для эпиптермальных рудообразующих систем КВП.

#### Особенности минерального состава руд

Проведенное изучение показало, что руды месторождения Биркачан относятся к классу убогосульфидных (сульфидность — 0.1–0.5%), что типично для эпиптермальных Au—Ag-месторождений КВП (Волков и др., 2016; Горячев и др., 2017) и указывает на региональную распространенность этого достаточно необычного для эпиптермальных месторождений явления. Сульфиды по составу характеризуются резким дефицитом серы, которая нередко компенсируется селеном, реже мышьяком. Низкой сульфидностью месторождение Биркачан резко отличается от позднемезозойских эпиптермальных месторождений ОЧВП (Савва, 2018). Отсутствие сульфидов в рудах месторождения, по-видимому, обусловлено обедненными серой архейскими кристаллическими породами Омолонского кратонного террейна — фундамента КВП (Волков и др., 2011).

В рудах месторождения Биркачан достаточно широко распространены селен-содержащие минералы. Н.Е. Савва (2005) показала, что накопление Se происходит в углефицированных осадоч-

ных толщах при прорыве их вулканическими телами. Эти толщи служат промежуточными коллекторами Se. В последующие стадии Se возгоняется и обогащает эпиптермальные руды. В данном случае высоко углефицированы отложения корбинской свиты, которые прорываются поздними кварц-карбонатными продуктивными жилами месторождения Биркачан.

#### *Уровень эрозии месторождения*

Расстояние между месторождениями Кубака и Биркачан по прямой – 25 км. Эти месторождения образовались в сходной тектонической обстановке, имеют сходное геологическое строение и вещественный состав, запасы золота и серебра (табл. 6). Для них характерна низкая сульфидность руд и низкое золото-серебряное отношение в них (табл. 6).

Однако среднее содержание золота в рудах месторождения Кубака (19.1 г/т) почти в 8 раз выше, чем в биркачанских рудах (2.4 г/т). Кроме того, месторождение Кубака отличается высокими средними содержаниями золота в рудах, более высокой средней пробностью золота, меньшим вертикальным размахом промышленной минерализации (см. табл. 6).

Месторождение Биркачан менее эродировано, чем Кубака. Это отразилось как в составе метасоматитов Биркачана (надрудные аргиллизиты), так и в минералогии руд (широко распространены ртутистые и селенитные фазы минералов золота и серебра). Можно предположить, что бедные штокверковые руды были полностью эродированы и сохранилась только богатая часть месторождения Кубака.

Таким образом, месторождение Биркачан слабо эродировано, что позволяет прогнозировать выявление новых рудных тел на глубоких горизонтах.

#### *Сопоставление с аналогичными месторождениями*

Сравнительный анализ показал, что определенным сходством с Биркачаном, учитывая его штокверковые и брекчиевые руды, обладает суперкрупное низкосульфидизированное месторождение Раунд Маунтин (Невада, США), с суммарной добычей (1906–2020 гг.) около 500 т и запасами более 600 т золота. Средние содержания золота и серебра в руде в настоящее время варьируют от 0.7 до 0.4 г/т и от 11.4 до 5.9 г/т соответственно<sup>2</sup>. Вмещают месторождение Раунд Маунтин олигоценые, фельзитовые вулканические породы (мощностью 1 км) и палеозойские метаосадочные толщи. Вмещающие риолитовые туфы

датируются  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  методом 26.5–26.0 млн лет (Henry et al., 1997). Вмещающие породы были сильно изменены от пропицитов до аргиллизитов; от кварц-серицитовых и кварц-адуляровых метасоматитов до кварцитов.

Месторождение расположено над крутым контактом между палеозойскими и гранитными породами фундамента и вышележащими вулканическими образованиями. Рудная залежь – штокверк 1800 × 1500 м в плане, вытянута в северо-западном направлении и прослежена на глубину не менее 400 м. Минерализация контролируется кольцевой зоной разлома в краевой части палеокальдеры, западная часть которой скрыта четвертичными отложениями. Месторождение сформировалось в течение около 0.1 млн лет в конце вулканизма, после коллапса кальдеры (Henry et al., 1997). Большая часть минерализации содержится в риолитовых туфах, в которых первичные сульфиды (преимущественно пирит) в результате выветривания окисляются до гетита, гематита и ярозита. Ранние безрудные прожилки в туфах представлены хлоритом, пиритом ± кальцитом, поздние продуктивные прожилки сложены кварцем, адуляром и пиритом. Минерализация в блоке Стеббинс-Хилл, в центральной части рудной залежи, накладывается на окремненные и аргиллизированные брекчии. Преобладает низкопробное самородное золото, с которым ассоциируют в основном кварц, калиевый полевой шпат (адуляр), пирит, смектит и оксиды железа. В восточной части месторождения в зонах разломов установлен супергенный алунит, изотопный возраст которого по данным K-Ar датирования – 10–12 млн лет (Sander, Einaudi, 1987). Вполне вероятно, что алунит, отмечающийся на верхних горизонтах месторождения Биркачан (Наталенко, 2003), также супергенного происхождения. Физико-химические параметры минералообразующих флюидов: температуры гомогенизации 220–280°C, концентрация солей 0.6–1.1 мас. %-экв. NaCl, плотность флюида 0.76–0.85 г/см<sup>3</sup> (Nash, 1972; Lindblom, 1991) близки к таковым месторождения Биркачан (см. ниже).

#### *Условия рудообразования и возможная генетическая модель*

Параметры минералообразующих флюидов месторождения Биркачан (температуры гомогенизации 93–291°C, концентрация солей 0.2–7.0 мас. %-экв. NaCl, плотность флюида 0.71–0.99 г/см<sup>3</sup>) соответствуют типичным среднетемпературными флюидам эпиптермальных низкосульфидизированных месторождений с низкой соленостью (Simmons et al., 2005). Отсутствие существенно-газовых включений и других признаков вскипания рудоносных растворов позволяет исключить это явление, характерное для многих

<sup>2</sup> Home – Kinross Gold Corporation.

**Таблица 6.** Сравнительная характеристика эпитермальных Au–Ag-месторождений КВП Биркачан и Кубака

Биркачан	Кубака
<i>Состав вмещающих пород</i>	
1) D <sub>2-3</sub> ggn (гурникская толща) – андезидациты; 2) D <sub>3</sub> субвулканические тела – дациты; 3) C <sub>1</sub> krb (корбинская свита) – туфы и углистые алевролиты; 3) (C <sub>3</sub> -K <sub>1</sub> ?) – дайки, силлы и штоки гранодири- тов, кварцевых диоритов, силлы и штоки риолитов	1) D <sub>2-3</sub> kd (кедонская свита) – андезиты и их туфы; 2) C <sub>1</sub> krb (корбинская свита) – туфы и углистые алевро- литы; 3) (J <sub>3</sub> -K <sub>1-2</sub> ) дайки долеритов, базальтов и риолитов
<i>Возраст оруденения</i>	
Оруденение полихронное: *** I – 324 млн лет. II – 172 млн лет III – 159 млн лет	Оруденение полихронное:* I – 330 ± 9 млн лет * II – 169 ± 9 млн лет * III – 125 ± 6 млн лет, (113,7 млн лет)**
<i>Морфология рудных тел</i>	
1. Жильно-прожилковые зоны. Аз. пр. 60°–65°, мощ- ность 2.6–12 м, протяженность 0.4–0.8 км. 2. Линейный штокверк 1800 × 250 × 150 м	Жилы и штокверковые зоны. Аз. пр. 35°–45°, мощ- ность 1–3 м, раздувы до 20 м, протяженность 0.8 км
<i>Текстуры руд</i>	
Преобладание прожилково-вкрапленных и брекчиевых	Преобладание брекчиевых и кокардовых в сложном сочетании с колломорфно-полосчатыми и каркасно- пластинчатыми
<i>Основные жильные минералы (на 100%)</i>	
Кварц, халцедон – 75 Адуляр – 10 Гидрослюда – 5 Карбонат – 5 Диксит, каолинит, алунит – 5	Кварц, халцедон – 50 Адуляр – 15 Гидрослюда – 5 Карбонат – 30 Флюорит – 5
<i>Основные рудные минералы (на 100%)</i>	
Золото самородное – 70 Науманнит, селенистый акантит – 5 Арсенопирит, пирит, марказит – 10 Ag-тетраэдрит – 3	Золото самородное – 85 Халькопирит – 5 Гематит – 15
<i>Экзотические минералы</i>	
Ртутистые золото и серебро (Hg до 3%), гессит, алтаит, штернбергит, ленаит, ялпаит, ютенбогаардтит	Самородные Fe, Sn, Cu; стистаит, графит. ютенбога- ардтит
<i>Пробность самородного золота, %</i>	
300–950; Средняя – 643	300–800; Средняя – 680
<i>Сульфидность руд, %</i>	
0.1–0.5	0.01–0.5
<i>Золото-серебряное отношение</i>	
0.4–1.5	0.01–0.3
<i>Запасы (т)</i>	
63 (потенциал >100)	100 (потенциал >125)
<i>Средние содержания (г/т)</i>	
2.4	19.7
<i>Вертикальный размах промышленного оруденения (м)</i>	
350–400	100–150

Примечание: \* Сидоров и др., 2021; \*\*Степанов, 2021; \*\*\*Наталенко и др., 2002.

золото-серебряных месторождений, в качестве ведущего механизма рудоотложения. Однако, как отмечалось выше, в образовании руд месторождения Биркачан могли участвовать магматические флюиды, смешение которых с метеорной водой и определяло резкую смену pH среды рудоотложения. Анализ полученных М.В. Наталенко и др. (2002) данных изотопного состава кислорода также позволяет предположить, что в течение минералообразования рудоносные флюиды характеризовались смешанным метеорно-магматическим составом. Наблюдается отчетливое увеличение доли метеорной воды в процессе минералообразования: на первой стадии – 6.3%, второй – 7.3...–8.9% и третьей – 11.8...–13.2% (Наталенко и др., 2002).

Геохимические и изотопные данные позволяют предложить следующую модель. Рудоносные флюиды двигались вдоль рудоносного разлома (основной рудной зоны) по восстанию вмещающих пород. При смешении рудоносных магматогенных растворов и метеорных вод происходило их разбавление, резкая смена кислотности-щелочности и окислительно-восстановительных условий. В результате из растворов осаждались рудные компоненты. Вдоль горизонта метеорных вод формировались штокверковые залежи с бедными рудами. Богатые рудные тела, представленные минерализованными брекчиями, трассируют пути потоков рудоносных флюидов.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Биркачан представляет собой достаточно крупное эпитеpмальное месторождение – уникальное на Северо-Востоке России своими штокверковыми Au–Ag-рудами. Анализ геологоструктурных особенностей месторождения показал, что наличие региональных надвигов в вулканоструктурах КВП и других вулканических поясах может служить важным прогнозно-поисковым критерием, указывающим на возможность обнаружения крупных эпитеpмальных месторождений, в том числе и не выходящих на поверхность.

Выполненные исследования позволили установить геохимические особенности руд месторождения Биркачан: низкие содержания  $S_{\text{общ}}$ , узкий спектр основных элементов-индикаторов; повышенные содержания W, Li, As и Mo, отрицательные Eu- и слабо положительные Ce-аномалии, высокие значения отношений Au/Ag, Sr/Ba, Y/No, U/Th и низкие значения – Rb/Sr, Co/Ni. Повышенные содержания W, Li, As, Mo и довольно высокие значения Sr/Ba, Y/No, по-видимому, свидетельствуют об участии в рудообразовании магматического флюида. Характер распределения РЗЭ, а также сочетание отношений Eu/Eu\* и Ce/Ce\* в изученных рудах, позволяют считать вмещающие вулканы и андезитовые магмы –

наиболее вероятными источниками рудного вещества. Установленное сочетание Ce/Ce\* и Eu/Eu\* соответствует окислительным условиям, существовавшим при рудоотложении.

Основные текстуры руд месторождения Биркачан – прожилково-вкрапленная, брекчиевая и ритмично-полосчатая. В линейных штокверках продуктивным золото-серицит-кварцевым парагенезисом сложены тонкие, многочисленные прожилки. На глубоких горизонтах разведаны богатые рудные тела, представленные минерализованными брекчиями, цемент которых практически нацело выполнен продуктивным золото-серицит-кварцевым парагенезисом.

Низкой сульфидностью месторождение Биркачан резко отличается от позднемезозойских аналогов в ОЧВП. В практическом отношении низкая сульфидность Au–Ag-руд месторождения обеспечивает почти 100-процентную долю свободного золота, что создает благоприятные условия для высокого процента его извлечения, в том числе и по технологии кучного выщелачивания.

Параметры минералообразующих флюидов месторождения Биркачан соответствуют типичным среднетемпературным флюидам эпитеpмальных низкосульфидизированных месторождений с низкой соленостью (Simmons et al., 2005).

Геохимические и изотопные данные указывают на формирование месторождения в результате смешения рудоносных магматогенных флюидов и метеорных вод. В результате резкой смены окислительно-восстановительных условий из растворов осаждались рудные компоненты. Вдоль горизонта метеорных вод формировались штокверковые залежи с бедными рудами. Богатые рудные тела, представленные минерализованными брекчиями, трассируют пути потоков рудоносных флюидов.

Сравнительный анализ полученных результатов с данными по соседнему месторождению Кубака позволил предположить, что месторождение Биркачан слабо эродировано, что позволяет прогнозировать выявление новых рудных тел на глубоких горизонтах.

Выявленное сходство в геологическом строении, околорудных изменениях и вещественном составе руд и физико-химических параметрах минералообразующих флюидов с гигантским низкосульфидизированным месторождением Раунд Маунтин (Невада, США) показывает возможность значительного увеличения запасов месторождения Биркачан за счет увеличения объема штокверковых руд при уменьшении бортового содержания.

## БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарны руководству и геологам ОЗРК и Магаданского филиала ПАО «Полиметалл» за помощь в проведении исследований. Авторы благодарят анонимных рецензентов за критические замечания ранней версии рукописи.

## ФИНАНСИРОВАНИЕ

Исследования выполнены при финансовой поддержке Госзадания ИГЕМ РАН.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Акинин В.В., Глухов А.Н., Ползуненков Г.О., Альшевский А.В., Алексеев Д.И. Возраст эпитермального золото-серебряного оруденения на месторождении Кубака (Омолонский кратонный террейн, Северо-Восток России): геологические и изотопно-геохронологические (U-Pb, <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar) ограничения // Тихоокеанская геология. 2020. Т. 39. № 1. С. 37–47.  
<https://doi.org/10.30911/0207-4028-2020-39-1-37-47>
- Борисенко А.С. Изучение солевого состава газово-жидких включений в минералах методом криометрии // Геология и геофизика. 1977. № 8. С. 16–27.
- Бортников Н.С. Геохимия и происхождение рудообразующих флюидов в гидротермально-магматических системах в тектонически активных зонах // Геология руд. месторождений. 2006. Т. 48. № 1. С. 3–28.
- Винокуров С.Ф., Коваленкер В.А., Сафонов Ю.Г., Керзин А.Л. Лантоноиды в кварцах эпитермальных золоторудных месторождений: распределение и генетическое значение // Геохимия. 1999. № 2. С. 171–180.
- Волков А.В., Савва Н.Е., Сидоров А.А. Металлогения золота и серебра кедонского (D<sub>2-3</sub>) вулканоплутонического пояса (Северо-Восток России) // ДАН. 2011. Т. 439. № 5. С. 460–484.
- Волков А.В., Ишков Б.И., Савва Н.Е., Сидоров А.А. Роль надвигов в формировании Au–Ag эпитермальных месторождений в палеозойском Кедонском вулканическом поясе (Северо-восток России) // ДАН. 2014. Т. 457. № 6. С. 682–686.  
<https://doi.org/10.7868/S0869565214240219>
- Волков А.В., Сидоров А.А., Савва Н.Е., Прокофьев В.Ю., Колова Е.Е., Мурашов К.Ю., Земскова М.И. Особенности эпитермального рудообразования в Кедонском палеозойском вулканоплутоническом поясе Северо-Востока России по данным геохимических исследований Au–Ag оруденения // Вулканология и сейсмология. 2016. № 6. С. 3–21.  
<https://doi.org/10.7868/S0203030616060079>
- Волков А.В., Сидоров А.А., Прокофьев В.Ю., Савва Н.Е., Колова Е.Е., Мурашов К.Ю. Геохимические особенности эпитермальных Au–Ag месторождений Охотско-Чукотского вулканоплутонического пояса (Северо-Восток России) // Вулканология и сейсмология. 2018. № 6. С. 1–20.  
<https://doi.org/10.1134/S0203030618060093>
- Волков А.В., Савва Н.Е., Ишков Б.И., Сидоров А.А., Колова Е.Е., Мурашов К.Ю. Палеозойское Au–Ag эпите-  
мальное месторождение Бургали (Северо-восток России) // Геология руд. месторождений. 2021. Т. 63, № 1. С. 40–61.  
<https://doi.org/10.31857/S0016777020060088>
- Гагиева А.М. Среднепалеозойский вулканизм Омолонского массива (Северо-Восток Азии): особенности химического состава и проблемы геодинамической интерпретации // Вестник ОНЗ РАН. 2014. Т. 6. С. 1–12. DOI., 2014  
<https://doi.org/10.2205/2014NZ000122>
- Горячев Н.А., Егоров В.Н., Савва Н.Е., Кузнецов В.М., Фомина М.И., Рожков П.Ю. Геология и металлогения фанерозойских комплексов юга Омолонского массива. Владивосток: Дальнаука, 2017.
- Егоров В.Н. Строение, магматизм и металлогения среднего палеозоя юга Омолонского массива // Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2004.
- Егоров В.Н., Шерстобитов П.А. Кедонская вулканоплутоническая ассоциация юго-восточной части Омолонского массива // Магматизм и метаморфизм Северо-Востока Азии. Материалы IV регионального петрографического совещания по Северо-Востоку России. Магадан: Кн. изд-во, 2000. С. 23–29.
- Егоров В.Н., Ермоленко В.Г., Грищенко Ш.Г. Государственная геологическая карта. Масштаб 1 : 200000 (новая серия). Лист Р-57-IV. Объяснительная записка. М.: МФ ВСЕГЕИ, 2013.
- Жариков В.А., Горбачев Н.С., Латфутт П. и др. Распределение редкоземельных элементов и иттрия между флюидом и базальтовым расплавом при давлениях 1–12 кбар (по экспериментальным данным) // ДАН. 1999. Т. 366. № 2. С. 239–241.
- Котляр И.Н., Жуланова И.Л., Русакова Т.Б., Гагиева А.М. Изотопные системы магматических и метаморфических комплексов Северо-Востока России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2001.
- Кравцова Р.Г. Геохимия и условия формирования золотосеребряных рудообразующих систем Северного Приохотья. Новосибирск: Академическое издательство «ГЕО», 2010.
- Кряжев С.Г., Прокофьев В.Ю., Васюта Ю.В. Использование метода ICP MS при анализе состава рудообразующих флюидов // Вестник МГУ. Серия 4 Геология. 2006. № 4. С. 30–36.
- Наталенко М.В., Стружков С.Ф., Рыжов А.Б., Вакин М.Е., Ишков Б.И., Гиллес Б., Карчавец В.П., Устинов В.И., Шергина Ю.П. Геологическое строение и минералогия руд месторождения Биркачан, Магаданская область // Руды и металлы. 2002. № 6. С. 37–52.
- Наталенко М.В. Гидротермально-метасоматические изменения вмещающих пород Биркачанского золото-серебряного месторождения, Магаданская область // Руды и металлы, 2003. № 3. С.35–42.
- Минеев Д.А. Лантаноиды в рудах редкоземельных и комплексных месторождений. М.: Наука, 1974.
- Реддер Э. Флюидные включения в минералах. М.: Мир, 1987. Т. 1, 2.
- Савва Н.Е. О возможном источнике селена в вулканогенных месторождениях // Наука Северо-Востока России – начало века: Матер. Всеросс. научн. конф., посвящ. памяти академика К.В. Симакова и в честь его

- 70-летия (Магадан, 26–28 апреля 2005 г.). Магадан: СВНЦ ДВО РАН, 2005. С. 208–210.
- Савва Н.Е.* Минералогия серебра Северо-Востока России. М.: Изд-во “Триумф”, 2018.
- Сидоров А.А., Волков А.В.* О металлогении кратонных террейнов Северо-Востока России // Геология и геофизика. 2006. № 12. С. 1242–1257.
- Сидоров А.А., Волков А.В., Савва Н.Е.* Вулканизм и эпиптермальные месторождения // Вулканология и сейсмология. 2015. № 6. С. 1–10.  
<https://doi.org/10.7868/S0203030615060085>
- Сидоров А.А., Савва Н.Е., Ишков Б.И., Волков А.В., Степанов В.А., Шишакова Л.Н.* Возраст эпиптермального золото-серебряного оруденения на месторождении Кубака (Омолонский кратонный террейн, Северо-Восток России): геологические и изотопно-геохронологические (U–Pb, <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar) ограничения – дискуссия // Тихоокеанская геология 2021. Т. 40. № 2. С.90–97.  
<https://doi.org/10.30911/0207-4028-2021-40-2-90-97>
- Степанов В.А.* О геологическом и изотопном возрасте золоторудных месторождений на примере золото-серебряного месторождения Кубака (Северо-Восток России) // Вестник СВНЦ. 2021. №1. С. 3–13.  
<https://doi.org/10.34078/1814-0998-2021-1-3-12>
- Степанов В.А., Шишакова Л.Н.* Кубакинское золото-серебряное месторождение. Владивосток: Дальнаука, 1994.
- Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М.* Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988.
- Шпикерман В.И.* Домеловая минерация Северо-Востока Азии. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1998.
- Bindi L., Pingitore N.E.* On the symmetry and crystal structure of aguilarite, Ag<sub>4</sub>SeS. Mineralogical Magazine: 2013, 77, 21–31.  
<https://doi.org/10.1180/minmag.2013.077.1.03>
- Bindi L., Evain M., Spry P.G., Menchetti S.* The pearceite-polybasite group of minerals: Crystal chemistry and new nomenclature rules. Amer. Mineral. 2007. 92. P. 918–925.
- Bodnar R.J., Vityk M.O.* Interpretation of microthermometric data for H<sub>2</sub>O–NaCl fluid inclusions // Fluid inclusions in minerals: methods and applications. Pontignano: Siena, 1994. P. 117–130.
- Brown P.* FLINCOR: a computer program for the reduction and investigation of fluid inclusion data // Amer. Mineral. 1989. V. 74. P. 1390–1393.
- Izawa E., Urashima Y., Ibaraki K., Suzuki R., Yokoyama T., Kawasaki K., Koga A., Taguchi S.* The Hishikari gold deposits: high-grade epithermal veins in Quaternary volcanic of southern Kyushu, Japan // Epithermal gold mineralization of the Circum-Pacific. Elsevier, 1990. P. 1–56.
- Izawa E., Kurihara M., Itaya T.* Ar ages and the initial Ar isotopic ratio of adularia-quartz veins from the Hishikari gold deposit, Japan // Resource Geology. 1993. Special Issue 14. P. 63–69.
- Jones B., Manning D.A.C.* Comparison of geochemical indices used for the interpretation of palaeoredox conditions in ancient mudstones // Chem. Geol. 1994. V. 111. P. 111–129.
- Henry C.D., Elson H.B., McIntosh W.C., Heizler M.T., Castor S.B.* Brief duration of hydrothermal activity at Round Mountain, Nevada, determined from <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar geochronology // Economic Geology. 1997. V. 92. P. 807–826.
- Lindblom S.* Organic matter and gold deposition in disseminated gold deposits in Nevada // Source, Transport and Deposition of Metals. Rotterdam: Balkema, 1991. P. 553–556.
- McDonough W.F., Sun S.S.* The Composition of the Earth // Chem. Geol. 1995. V. 120. P. 223–253.
- Nash J.T.* Fluid inclusion studies of some gold deposits in Nevada. Denver: U.S. Geol. Survey, 1972. Prof. Paper. 800.
- Sander M.V., Einaudi M.T.* The Round Mountain gold-silver mine, Nye County, Nevada // Bulk Mineable Precious Metal Deposits of the Western United States / Johnson J L (Ed.) – Guidebook for Field Trips Geol. Soc. Nevada, 1987. P. 130–135.
- Sanematsu K., Watanabe K., Duncan R., Izawa E.* Duration of mineralization and timing of vein at the Hishikari epithermal gold deposit, southern Kyushu, Japan, determined by <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar dating // Proceedings 25<sup>th</sup> NZ Geothermal Workshop, 2003. P. 45–48.
- Sekine R., Izawa E., Watanabe K.* Timing of fracture formation of mineralization at the Hishikari deposit, southern Kyushu, Japan // Resource Geology. 2002. V. 52. P. 395–404.
- Simmons F.A., White N.C., John D.A.* Geological Characteristics of Epithermal Precious and Base Metal Deposits // Economic Geology 100th Anniversary Volume. 2005. Society of Economic Geologists, Inc. P. 485–522.