

**МЕДНО-ПОРФИРОВАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ ТАЛЬНИКОВОГО РУДНОГО ПОЛЯ
(ОХОТСКИЙ СЕГМЕНТ ОХОТСКО-ЧУКОТСКОГО ВУЛКАНОГЕННОГО ПОЯСА)****Е.Е. Колова, А.Н. Глухов, Г.О. Ползуненков, В.В. Акинин***ФГБУН Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт им. Н.А. Шило ДВО РАН,
ул. Портовая 16, Магадан, 685000; e-mail: kolova@neisri.ru*

Поступила в редакцию 11 мая 2023 г.

Охарактеризовано Тальниковое рудное поле, где предыдущими научно-исследовательскими и геологоразведочными работами была выявлена медно-порфировая минерализация. По полученным нами данным, минерализация приурочена к интрузиям гранодиоритов и кварцевых диоритов туронского возраста (91 млн лет, U-Pb метод), а также сопровождающим их телам гидротермально-эксплозивных брекчий. В пределах рудного поля повсеместно развиты пропилиты биотит-эпидот-хлоритового состава, в южной части выделяется ореол калишпатовых изменений, на которые наложены кварц-серицитовые филлизиты. Руды представлены зонами интенсивного кварцевого, хлорит-эпидот-кварцевого (с халькопиритом и молибденитом), сульфидно-калишпат-кварцевого (с халькопиритом и борнитом) и сульфидно-кварц-серицитового (с халькопиритом) штокверкового прожилкования с молибденово-медной минерализацией. Они характеризуются умеренными концентрациями Cu (0.1–0.3 %, достигая 1.1 %), Mo (до 0.1 %), низкими Au (до 0.1 г/т) и Ag (до 2.6 г/т), а также Cu-Mo-(Au, Ag, Pb, Zn, Sb, As) геохимическим спектром. Термобарогеохимическими исследованиями установлено, что формирование кварца рудоносных прожилков происходило при переходе от постмагматической к гидротермальной стадии, в температурном интервале 430–150 °С при участии как высококонцентрированных (50 мас. % экв. NaCl), так и средне-низкоконцентрированных (от 5 до 18.9 мас. % экв. NaCl) гидротермальных растворов по сценарию охлаждения-разбавления. Значения индикаторных геохимических показателей Cu/Mo (ср. 30–60) и Cu/Au ($> 1 \times 10^5$) позволяют отнести Тальниковое рудное поле к молибден-медно-порфировому геохимическому типу, характерному для окраинно-континентальных вулcano-плутонических поясов, заложенных на фемическом островодужном основании. Геохимические параметры рудоносных гранитоидов указывают на формирование их в обстановке, переходной от субдукции к трансформному скольжению литосферных плит.

Ключевые слова: медно-порфировый, пропилитизация, калишпатизация, филлизиты, штокверк, Охотско-Чукотский вулканический пояс.

ВВЕДЕНИЕ

Месторождения медно-порфировой рудной формации широко распространены в пределах окраинно-континентальных поясов и островных дуг всех возрастов, начиная с архейских. На их долю приходится 75 % мировых запасов меди в недрах [50, 59]. На Северо-Востоке Азии в структурах мезозойских окраинно-континентальных поясов разведаны и осваиваются промышленностью два крупных медно-порфировых месторождения – Песчанка (Баимский рудный район, ЧАО) [25, 26] и Малмыж (Нижнеамурский рудный район, Хабаровский край) [9, 68].

В Охотско-Чаунской металлогенической провинции (ОЧМП), охватывающей два параллельных

и на большей своей протяженности совмещенных в пространстве вулканогенных поясов – Охотско-Чукотский (альб-кампан, ОЧВП) и Удско-Мургальский (титон-альб, УМВП), известен ряд медно-порфировых объектов, размещенных как вдоль простирающихся поясов и современного побережья Охотского моря (Усинское, Оксинское, Осеннее, Уптар, Челябинское, мыс Речной, Антара, Лора, Прямой, Тальниковый, Викинг, мыс Япон, Кейтеван), так и в ортогональных к ОЧВП вулканогенно-магматогенных структурах (Пиритовый, Оттох, Ах-Су, Наяхан, Вечернее, Захаренко), а также вдоль сочленения ОЧВП с Корякско-Камчатским вулканогенным поясом (Ольховка) (рис. 1). Нашими исследованиями

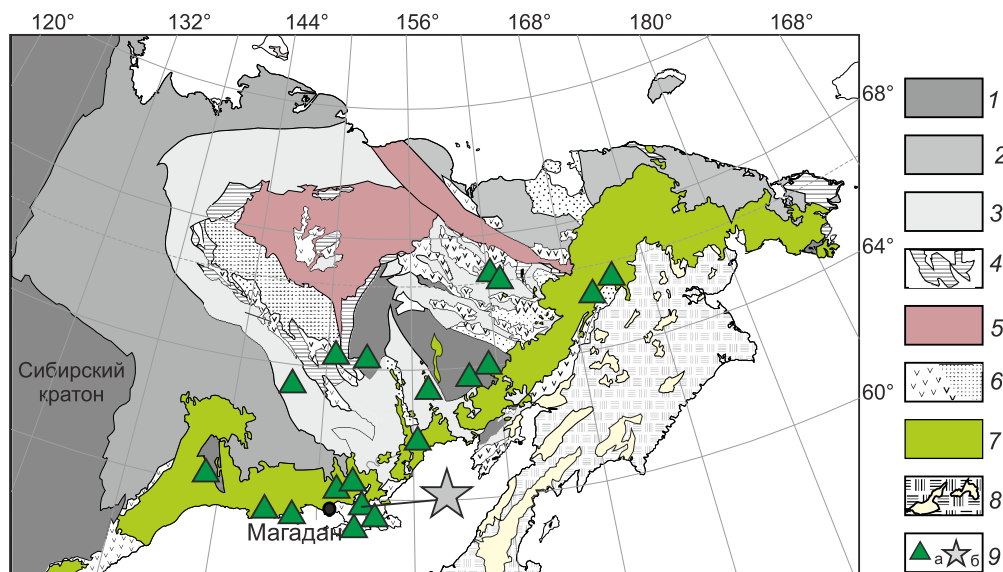


Рис. 1. Размещение медно-порфировых месторождений и рудопроявлений в структурах Северо-Востока России.

1 – докембрийские кратоны и перикратонные террейны; 2 – каменноугольные, пермские и триасовые шельфовые комплексы пассивных окраин Сибирского кратона и Чукотского блока; 3 – триасовые и юрские турбидитовые террейны; 4 – палеозойские террейны пассивной континентальной окраины; 5 – террейны океанические и аккреционной призмы; 6 – юрско-меловые вулканогенные пояса и осадочные бассейны; 7 – Охотско-Чукотский вулканогенный пояс (альб-кампан); 8 – Корякско-Камчатские вулканогенные пояса (палеоген-четвертичные), перекрывающие юрско-меловые аккреционные офиолитовые комплексы; 9 – медно-порфировые месторождения и рудопроявления (а), Тальниковое рудное поле (б).

последних лет охвачены многие из перечисленных объектов [3, 4, 16–21].

Прогнозные ресурсы меди в порфировых объектах Охотско-Чаунской провинции по сумме всех категорий превышают 16 млн т (П.Н. Аноров, 1987 г.; Н.А. Никифоров, 1991 г.; А.М. Пак, 1991 г.; В.И. Родионов, 2004 г., С.А. Шубин, 2005 г.). Однако буровые работы были проведены только на шести рудопроявлениях (Викинг, Лора, Прямой, Тальниковый, Уптар, Пиритовый), а их общий объем не превышает 15 тыс. м. Запасы меди категории C_2 были подсчитаны в авторском варианте только для одного из десяти рудных тел рудопроявления Лора, они составили 131 тыс. т при среднем содержании меди 0.4 % (С.А. Шубин, 2003 г.).

Охотско-Чаунская металлогеническая провинция протягивается вдоль северного побережья Охотского моря на 3500 км от р. Уда, на юго-западе, до крайней восточной оконечности Евразии – мыса Дежнева, при ширине 300–500 км [35]. Ее контуры соответствуют ареалу распространения магматических образований ОЧВП и УМВП. Относительно природы ОЧВП исследователи придерживаются близких воззрений, рассматривая его как окраинно-континентальную магматическую дугу андийского типа [2, 34]. Происхождение УМВП дискуссионно: одни исследователи считают его островной дугой

[12, 32], другие – окраинно-континентальным поясом [24, 30]; В.Ф. Белый вообще отрицал существование такого пояса как единой структуры [6]. В последнее время высказывается точка зрения о непрерывном и унаследованном развитии ОЧВП и УМВП [1, 34]. По изотопно-геохронологическим данным, время формирования ОЧВП охватывает период 106–77 млн лет [2]. Установлено, что магматизм имел прерывистый и импульсный характер с пиками 105, 100, 96, 92–93, 87, 82 и 77 млн лет [2, 3]. По геохимическим критериям магмы ОЧВП преимущественно относятся к группе высокоглиноземистых, высококальциевых известково-щелочных разновидностей. Геохимические индикаторы рудоносности магм (Al_2O_3/TiO_2 , Sr/Y, La/Yb) изученных нами интрузий соответствуют группе магматитов, формировавшихся в условиях, благоприятных для образования медно-порфировых руд [3].

На данный момент, имеющийся у нас комплекс данных о геологии и рудоносности ОЧМП позволяет высоко оценивать потенциал выявления в ее пределах промышленных медно-порфировых месторождений. В данной статье мы рассмотрим наиболее изученный медно-порфировый объект провинции – Тальниковое рудное поле. Минерализация здесь была выявлена научным сотрудником СВКНИИ ДВО РАН Н.Е. Саввой при проведении поисковых работ на золото и серебро (С.А. Шубин, 2005 г.) [31]. Изучение

объекта было продолжено сотрудниками СВКНИИ ДВО РАН в 2020–2022 гг. В процессе полевых работ, кроме площадных изысканий, были осмотрены ранее пройденные (С.А. Шубин, 2005 г.) горные выработки и находившийся здесь керн пробуренных поисковых скважин (В.Н. Чеботарева и др., 2017 г.), который был использован для лабораторных и аналитических исследований.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Минералогический анализ выполнен классическим способом посредством оптического микроскопа AXIOPLAN ZEIS, оснащенного видоокуляром. Составы минеральных фаз определяли с помощью рентгеновского электронно-зондового микроанализатора Camebax с приставкой INCA (г. Магадан, ЦКП СВКНИИ ДВО РАН, аналитик О.Т. Соцкая).

Микротермометрические исследования флюидных включений (ФВ) осуществлены с использованием измерительного комплекса на основе микротермокамеры THMSG-600 фирмы Linkam, микроскопа Motic, снабженного длиннофокусным объективом 50X фирмы Olimpus, и видеокамеры Moticam solution 3M. рх. в соответствии с имеющимися методиками [14, 23, 29] (г. Магадан, ЦКП СВКНИИ ДВО РАН, аналитик М.А. Малиновский). Отнесение ФВ к генетическим типам проводилось в соответствии с предложенной [43] и апробированной при изучении порфировых руд месторождений Малмыж [8] методикой. Коэффициент заполнения (КН), как соотношение объемов жидкой и газообразной частей, рассчитан по методу палетки. Солевой состав растворов определен методом криометрии согласно [7]; концентрация солей рассчитана по [41, 49]; для ФВ, содержащих галит, соленость рассчитана по [69]. Плотность флюида и давление рассчитывалась с помощью программы FLINCOR по системе П. Брауна и У. Лэмба [42].

Химический состав горных пород и руд изучался в лаборатории ООО «Стюарт Геокемикл энд Эссей» (г. Москва). Содержания примесных элементов определялись окислительным разложением в четырех кислотах с последующим определением главных элементов методом атомно-эмиссионной спектроскопии. Пределы обнаружения для Cu, Ni, Co, Pb, Sc, Li – 0.1–0.5 ppm, для Ag, Mo, Cd – 0.01–0.05 ppm. Определение редкоземельных и следовых элементов производилось сплавлением с боратами перед кислотным растворением и последующим ICP-MS анализом. Правильность анализа контролировалась путем измерения международных и российских стандартных образцов GSP_2, BM, СГД_1А, СТ_1. Ошибки определения концентраций составляли от 3 до 5 % для большинства элементов. Содержания главных, а так-

же редких и редкоземельных элементов определялись сплавлением с метаборатом лития с последующим растворением в смеси кислот и атомно-эмиссионной спектроскопией с индуктивно связанной плазмой (ICP-AES). Пределы обнаружения для главных элементов составили 0.01–100 %, для REE, Th, U – 0.01–0.05 ppm, W, Zr, Ba, Sr, Ta, Ce, Ga – 0.1 ppm.

Определение главных петрогенных элементов в горных породах выполнено в ЦКП СВКНИИ ДВО РАН по методике NSAM 313-PC рентгеноспектральным флуоресцентным методом анализа (SPM-25). Обработка петро- и геохимических данных и построение классификационных диаграмм производились посредством свободно распространяемого программного пакета GCDkit.

Проба для определения абсолютного возраста была отобрана из керна скважины TL-01, пробуренной в 2015 году, и оставленного на участке. U-Pb датирование индивидуальных кристаллов циркона выполнялось в Лаборатории инструментальных методов анализа ГИН СО РАН, г. Улан-Удэ, с помощью метода масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой в сочетании с лазерной абляцией (LA-ICP-MS). Измерения проводились на магнитно-секторном ICP масс-спектрометре высокого разрешения ThermoScientific Element XR, для лазерного пробоотбора применялась установка UP-213 (New Wave Research), по методике В.Б. Хубанова с соавторами [37]. Анализ каждой пробы цирконов сопровождался измерением эталонных образцов 91500 (1065 млн лет) [70] (337 млн лет), Plešovice [67], которые использовались в качестве внешнего стандарта и контрольного образца. Погрешность измерения этих отношений в контрольном образце не превышала 5 %. Погрешность средневзвешенных значений конкордантных возрастов циркона Plešovice составляла 0.01–0.88 % от его аттестованного возраста. В нашем случае, для оценки возраста фанерозойских цирконов использованы средневзвешенные $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возрасты, а для расчета дискордантности применялась формула $D = 100 \times (\text{Возраст } (^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U})/\text{Возраст } (^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}) - 1)$. Критерием удовлетворительных анализов принят интервал дискордантности (D) от -10 % до 10 %.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

Тальниковое рудное поле является составной частью Накхатанджинского рудного района (рис. 2), включающего несколько медно-порфировых и золото-серебряных проявлений. Все они ассоциируют с интрузиями габбро-гранитной серии, слагающими разномасштабные многофазные интрузивные тела. Разные авторы относят их к различным интрузивным

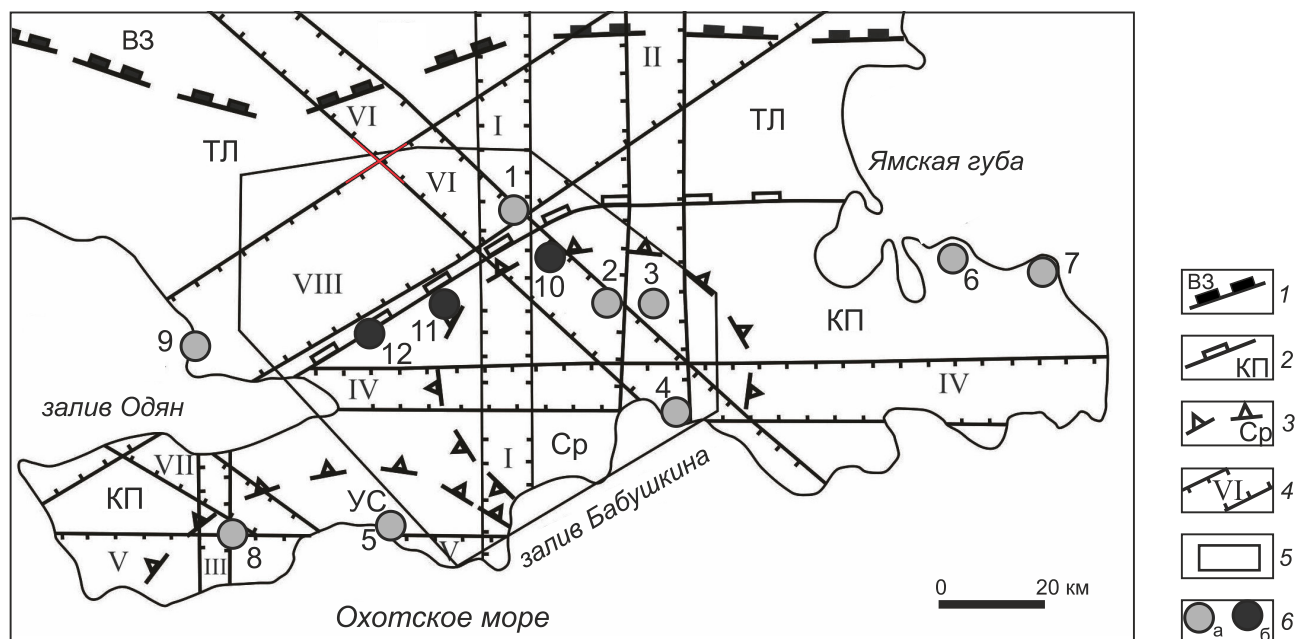


Рис. 2. Тектоно-минерогеническая схема Кони-Пьягинского района (С.А. Шубин, 2005 г., с дополнениями).

1 – граница внешней (ВЗ) и внутренней (по В.Ф. Белому [6]) зон ОЧВП; 2 – граница Кони-Пьягинского поднятия (КП) и Тайско-Ланковской впадины (ТЛ); 3 – магматогенные своды – Среднинский (Ср) и Усть-Сигланский (УС); 4 – глубинные разломы, выделенные по геолого-геофизическим данным: I – Буочахский, II – Среднинский, III – Калькутинский, IV – Одянско-Пьягинский, V – Антаринский, VI – Бабушкинский, VII – Асаткано-Умаринский, VIII – Угулано-Ямский; 5 – контуры Накхатанджинского рудного района, 6 – медно-порфировые (а) и золото-серебряные (б) рудопроявления. Номера рудопроявлений: 1 – Тальниковое, 2 – Лора, 3 – Прямое, 4 – Рябиновое, 5 – Викинг, 6 – Кейтеван, 7 – Мыс Япон, 8 – Антара, 9 – Мыс Речной, 10 – Рыжик, 11 – Крутой, 12 – Горелый.

комплексам из-за отсутствия точных оценок возраста. Контуры Накхатанджинского рудного района определяются Среднинским магматогенным сводом (интрузивно-купольной структурой), в ядре которого обнажен одноименный многофазный плутон, сложенный гранитоидами и габброидами, отнесенными к магаданскому комплексу [5]. Среднинский магматогенный свод наряду с Сигланским являются составными частями Кони-Пьягинского магматогенного поднятия – линейной положительной морфоструктуры, граничащей с Тайско-Ланковским вулканогенным прогибом, сложенным преимущественно меловыми эффузивными толщами. Магматогенные своды рассечены несколькими глубинными разломами субширотной, субмеридиональной и северо-западной ориентировки, среди которых выраженностью в морфоструктуре и приуроченностью рудных проявлений выделяются Бабушкинский, Одянско-Пьягинский и Среднинский. Разломы имеют амплитуды смещения, достигающие сотен метров, и часто сопровождаются полями интенсивных гидротермально-метасоматических изменений.

Наиболее известным объектом рудного района является рудопроявление Лора. Оно связано с гипабиссальными интрузиями диоритов, диоритовых порфиритов и их эксплозивных брекчий, относимых к

поздним фазам магаданского комплекса. На рудопроявлении выявлено 10 рудных тел штокверкового типа, размерами в плане от 50×150 до 150×350 м, прослеженных до глубины 350 м от поверхности (С.А. Шубин, 2003 г.). Средние содержания меди – 0.1–0.6 %; руды также содержат молибден (0.005–0.1 %) и серебро (до 2 г/т). Рудные минералы представлены пиритом, халькопиритом, молибденитом, галенитом, арсенипиритом, самородным золотом, сфалеритом, халькозином, борнитом, акантитом, сульфосолями серебра, шеелитом. К восточному контакту Среднинского плутона приурочено рудопроявление Прямое. Минерализованная зона имеет мощность от 10 до 200 м, протяженность по вертикали более 300 м. Среднее содержание меди 0.21 %. Рудные минералы – пирит, халькопирит, магнетит, гематит, галенит, самородное золото.

Тальниковое рудное поле (рис. 3) сложено вулканогенно-осадочным комплексом пород, состоящим из туфов (преимущественно грубообломочных) среднего состава, туфоконгломератов, туфогравелитов, прослоев лав андезитов и андезибазальтов. В соответствии с имеющейся легендой (С.А. Шубин, 2005 г.) этот комплекс подразделяется на сигланскую (J_3-K_1) и мелдэксскую (K_1) толщи. Отметим, что макроскопи-

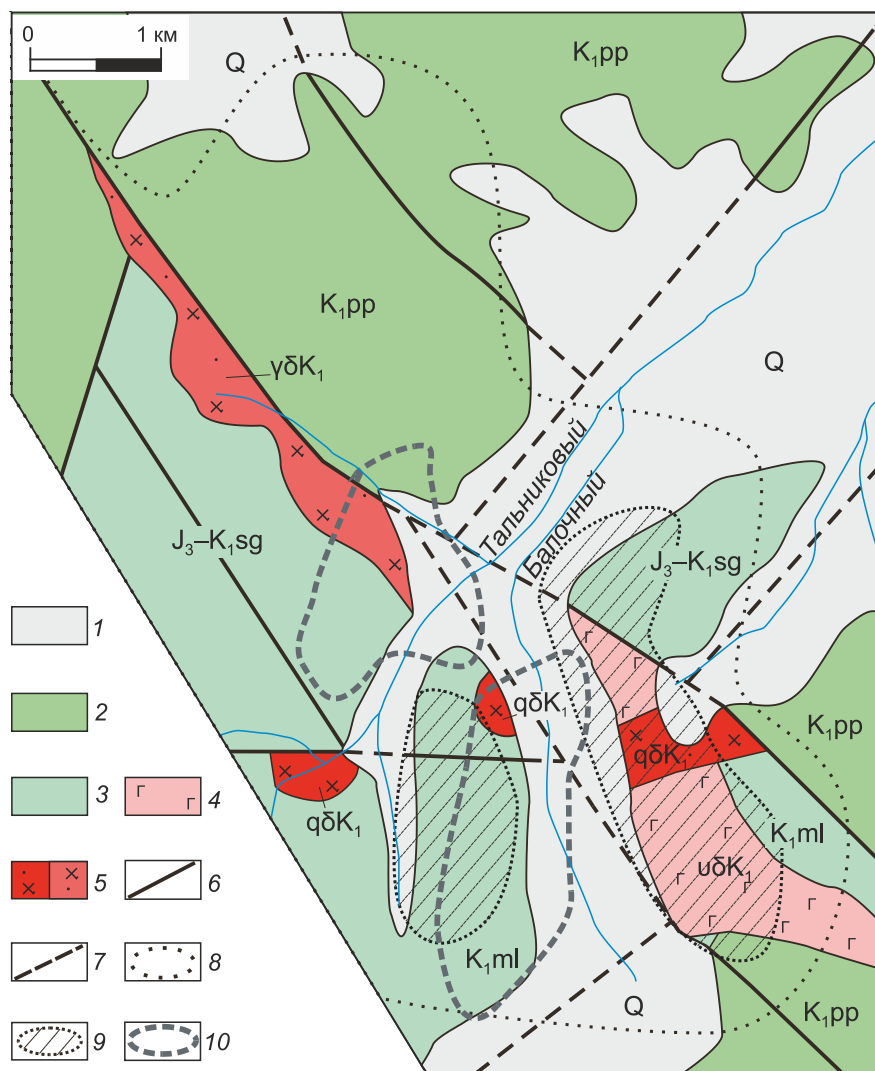


Рис. 3. Схема геологического строения Тальникового рудного поля.

1 – четвертичные аллювиальные отложения; 2 – базальты и андезитобазальты поперечной толщи (K_1pp); 3 – туфы и туффиты сигланской (J_3-K_1sg) и мелдэкской (K_1ml) свит; 4–5 – интрузии магаданского комплекса: 4 – габбродиориты первой фазы ($u\delta K_1$), 5 – кварцевые диориты второй фазы ($q\delta K_1$) и гранодиориты четвертой фазы ($\gamma\delta K_1$); 6–7 – разломы: 6 – установленные, 7 – предполагаемые; 8–9 – контуры ореолов пропицитов: 8 – хлорит-карбонатных; 9 – эпидот-кварцевых; 10 – контуры рудных тел.

чески породы этих двух толщ не различимы. Благодаря своим физико-механическим свойствам, туфы и туффиты являются благоприятной средой для рудоотложения.

Интрузии занимают около 10 % площади рудного поля и играют исключительно важную роль в его структуре, контролируя размещение медной и молибденовой минерализации. Они представлены малыми штоками и дайками, прорывающими вулканогенно-осадочные образования. Предшественниками интрузии отнесены к магаданскому интрузивному комплексу, в составе которого выделено шесть последовательных фаз внедрения, сменяющих друг друга в гомодромной последовательности – от габбро до гранит-порфиров и аплитов. В пределах рудного поля выявлены породы первой, второй и четвертой фаз. Первая фаза представлена габбро и габбродиоритами, вторая фаза – кварцевыми диоритами и диоритовыми порфиритами, четвертая – гранодиорит-

порфирами. Интрузии вытянуты в северо-западном направлении и приурочены к региональному Одяно-Пьягинскому разлому северо-западной ориентировки (С.А. Шубин, 2005 г.). Падение интрузий крутое ($75-90^\circ$) на северо-восток; мощности варьируют от 10 до 200 м. Контакты четкие, извилистой морфологии. К ним часто приурочены крутопадающие тела гидротермально-эксплозивных брекчий, представляющих собой обломки интенсивно окварцованных и сульфидизированных вулканитов и туффитов, размером от первых миллиметров до метров, сцементированных агрегатом калиевого полевого шпата, кварца и сульфидов. Мощность тел гидротермально-эксплозивных брекчий достигает 100–120 м.

ПЕТРОХИМИЯ И ГЕОХИМИЯ ГРАНИТОИДНЫХ ИНТРУЗИЙ

Породы, слагающие интрузивные тела Тальникового рудного поля, представлены гранодиоритами,

Таблица 1. Химический состав рудовмещающих интрузий Тальникового рудного поля.

Элемент	Номера образцов											
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	60.32	61.72	62.28	62.72	62.65	62.86	62.65	63.48	64.15	64.39	65.66	65.46
TiO ₂	0.61	0.59	0.61	0.62	0.56	0.54	0.58	0.6	0.59	0.56	0.53	0.5
Al ₂ O ₃	17.79	17.89	17.92	18.06	18.08	18.1	17.87	17.14	18.18	17.03	17.99	17.36
Fe ₂ O ₃ ^{общ}	5.77	4.99	4.62	4.2	4.12	4.41	3.9	4.76	2.89	4.22	3.35	2.94
MnO	0.08	0.08	0.07	0.05	0.04	0.04	0.04	0.09	0.06	0.07	0.04	0.04
MgO	2	2.02	1.86	2.25	1.93	1.88	1.89	1.99	2.14	1.75	1.67	1.68
CaO	4.91	5.58	4.61	4.76	4.61	4.72	4.6	5.13	4.08	4.82	3.63	3.3
Na ₂ O	4.23	3.88	4.6	4.62	4.5	4.61	4.48	4.44	4.09	4.61	5.05	4.69
K ₂ O	0.68	1.09	0.82	0.51	0.7	0.81	0.74	1.41	0.68	1.57	0.84	1.2
P ₂ O ₅	0.17	0.16	0.2	0.17	0.18	0.18	0.17	0.15	0.14	0.13	0.15	0.15
п.п.п.	3.44	1.99	2.41	2.05	2.63	1.85	3.08	0.82	3	0.85	1.09	2.68
Сумма	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
Na ₂ O + K ₂ O	4.91	4.97	5.42	5.13	5.2	5.42	5.22	5.85	4.77	6.18	5.89	5.89
K ₂ O/Na ₂ O	0.16	0.28	0.18	0.11	0.16	0.18	0.17	0.34	0.17	0.32	0.17	0.26
TiO ₂ · 10 ¹	6.1	5.9	6.1	6.2	5.6	5.4	5.8	6	5.9	5.6	5.3	5
FeO ^{общ} / (FeO ^{общ} +MgO)	0.72	0.69	0.69	0.63	0.66	0.68	0.65	0.68	0.55	0.68	0.64	0.61
A/NK ²	2.31	2.37	2.12	2.22	2.22	2.14	2.19	1.83	2.44	1.94	1.95	1.93
ASI ²	1.10	1.03	1.10	1.10	1.12	1.09	1.11	0.94	1.25	0.94	1.16	1.18
R ₁ ³	2196	2338	2191	2296	2293	2236	2296	2164	2573	2187	2286	2327
R ₂ ³	974	1048	937	975	944	953	937	937	899	984	824	777

Примечания. 1–3 – биотит-роговообманковые кварцевые диориты; 4–12 – биотитовые гранодиориты. Содержание породообразующих оксидов приведено в массовых %. Расчетные параметры для дискриминационных диаграмм: 1 – [48], 2 – [47], 3 – [39].

гранодиорит-порфирами и кварцевыми диоритами. Они содержат от 62.5 до 66 мас. % SiO₂, от 4.9 до 6.1 мас. % Na₂O + K₂O (табл. 1) и по химическому составу отвечают кварцевым диоритам и гранодиоритам [28].

Гранодиориты биотитовые – светло-серые, среднезернистые, порфировидного облика. Вкрапленники представлены плагиоклазом (An₄₃₋₃₅), реже кварцем. Их количество не превышает 20 %, а размер 5 мм. Края вкрапленников часто резорбированы (рис. 4, а), что придает породе весьма специфичный облик, характерный для рудоносных порфировых интрузий, который в практике североамериканских геологов-рудников получил наименование «crowded porphyru» – «теснящиеся вкрапленники» (рис. 4, а, б).

Кварцевые диориты роговообманково-биотитовые – породы зеленовато-серой окраски, порфировидного облика с вкрапленниками зонального плагиоклаза (An₆₀₋₅₃, An₅₀₋₄₀), размером до 5–10 мм, реже биотита (рис. 4, в, г). По содержанию анортитовой молекулы вкрапленники главным образом относятся к андези-

ну, реже к битовниту. Во вкрапленниках содержатся редкие включения магнезиальной роговой обманки (A[Na+K] = 0.370 ф. ед., Si = 7 ф. ед., Mg # = 0.9) (рис. 5, д, е). Плагиоклаз в основной массе представлен как андезином (An₃₅₋₄₀), так и олигоклазом (An₂₅₋₁₁).

Параметры кристаллизации рудоносных порфировидных интрузий рассчитаны из составов амфибола [62] и амфибол-плагиоклазового парагенезиса [38]. Значения температуры и давления показали хорошую сходимость: амфиболовый геотермобарометр – 800 °С и 1.4 кбар; амфибол-плагиоклазовый геотермобарометр – 770 °С и 1.4 кбар. Количество H₂O в расплаве и фугитивность кислорода, рассчитанные по амфиболовому гидрооксидбарометру [61], составили: H₂O_{расплав} ~5 мас. %, fO₂ = -11.7, DNNO = 2.1. Согласно полученным значениям давления, при условии нормального геобарического градиента ~2.7 г/см³, глубина формирования порфировидных интрузий оценивается нами в 3.8 км.

Акцессорные минералы гранодиоритов и кварцевых диоритов представлены цирконом, апатитом,

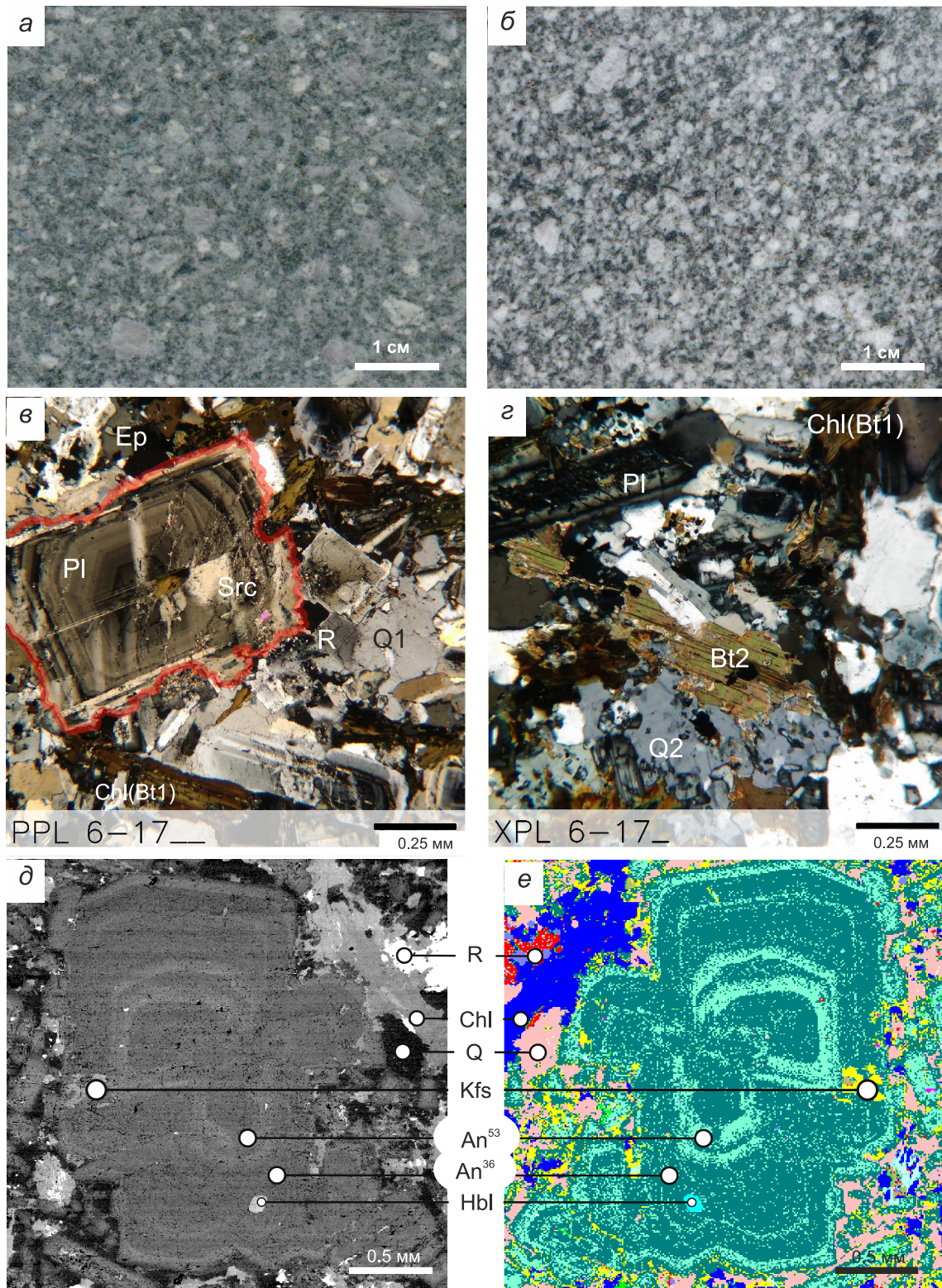


Рис. 4. Порфировидные гранитоиды Тальникового рудного поля.

a-b – текстура «crowded porphyry» – «теснящиеся вкрапленники» в порфировидном кварцевом диорите (*a*) и гранодиорите (*b*); *c-d* – структура и минеральный состав кварцевого диорита. Красная линия подчеркивает резорбированные края фенокристалла плагиоклаза; *d-e* – зональность вкрапленника плагиоклаза и минеральный состав гранодиорита в обратно-рассеянных электронах (*d*) и в режиме минеральной карты «Quantax» сканирующего электронного микроскопа (*e*). Ep – эпидот, Pl – плагиоклаз, Src – серицит, R – рудный минерал, Q1 – кварц первой генерации, Q2 – кварц второй генерации, Bt1 – биотит первой генерации, Bt2 – биотит второй генерации, Chl – хлорит, Hfs – амфибол, An⁵³ – анортит, Hbl – роговая обманка.

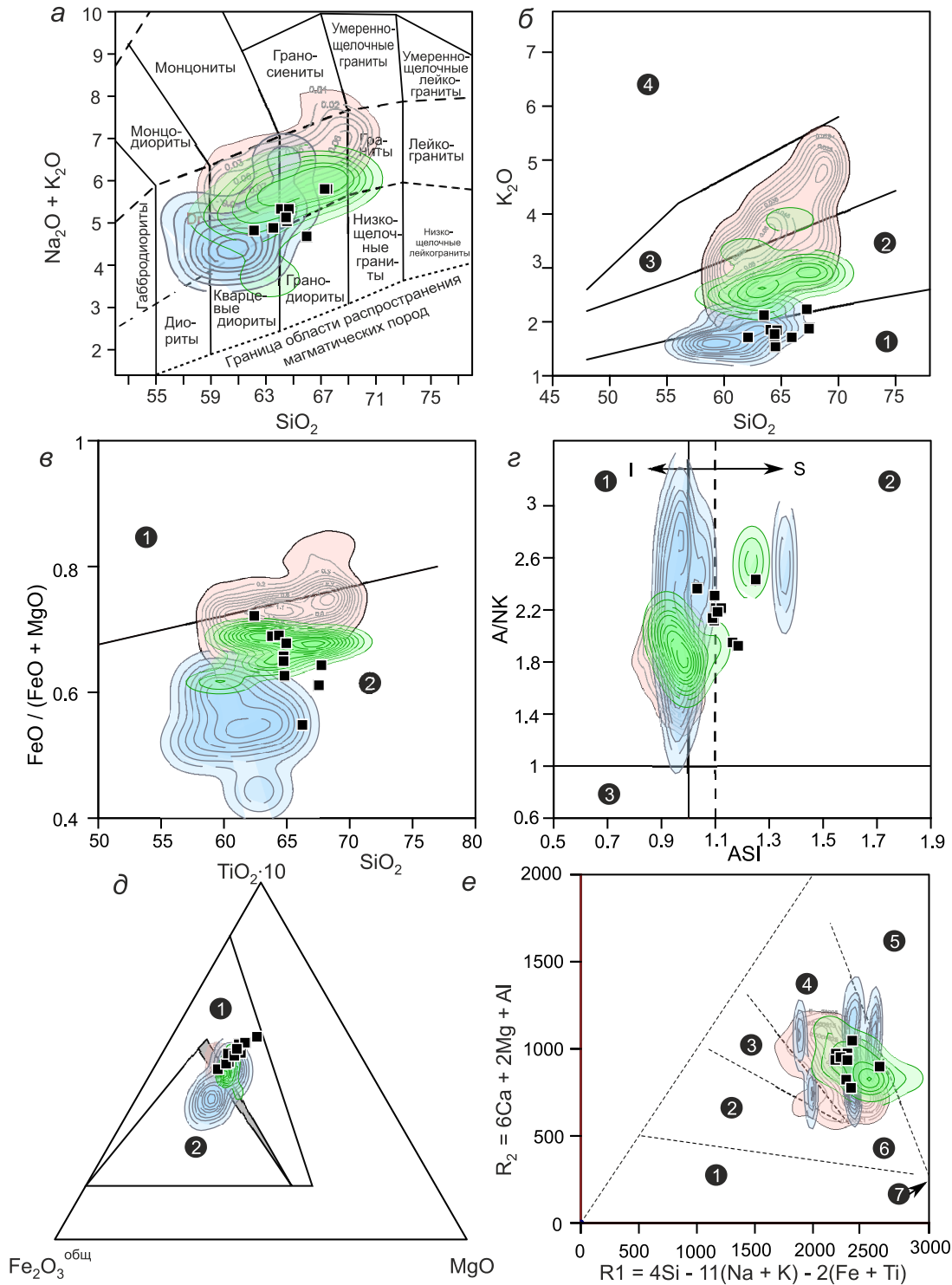


Рис. 5. Составы рудоносных порфировидных интрузий Тальникового рудного поля на дискриминационных диаграммах. *a* – [28]; *б* – [60], цифрами обозначены петрохимические серии: 1 – толеитовая, 2 – известково-щелочная, 3 – высококальциевая известково-щелочная, 4 – шошонитовая; *в* – [47], цифрами обозначены петрохимические серии: 1 – железистая, 2 – магнезиальная; *г* – [47], значения оксидов в молекулярных количествах, цифрами обозначены петрохимические типы гранитоидов: 1 – умеренно-глиноземистые, 2 – высокоглиноземистые ($ASI = Al_2O_3 / (Na_2O + K_2O + CaO - 1.67P_2O_5)$, $AN/K = Al_2O_3 / (Na_2O + K_2O)$ в мольных количествах [47], 3 – перщелочные; *д* – [48], цифрами обозначены геодинамические обстановки: 1 – трансформные окраины, 2 – конвергентные окраины; *е* – [39], в милликатаонах (атомное количество элемента $\times 1000$), цифрами обозначены геодинамические типы гранитоидов: 1 – анорогенные, 2 – позднерожденные, 3 – постколлизиионных поднятий, 4 – надсубдукционные, 5 – продукты мантийного фракционирования, 6 – синколлизиионные, 7 – постколлизиионные. Цветом показаны области составов гранитоидов Магаданского батолита [5] (розовый), Среднинского плутона [3] (зеленый), месторождения Малмыж [68] (голубой).

сфеном, магнетитом. Вторичные изменения в породах развиты в виде хлоритизации, распространения новообразованного биотита и серицитизации по плагиоклазу, карбонатизации, биотитизации и сульфидизации с окварцеванием основной массы (рис. 4, з). В наиболее измененных разновидностях содержание сульфидов достигает 10 %. Гидротермальный хлорит содержит $\text{FeO}^{\text{общ}} = 17.20\text{--}19.70$ мас. %, $\text{MgO} = 19.19\text{--}20.66$ мас. %, $\text{SiO}_2 = 25.67\text{--}27.01$ мас. %, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 20.71\text{--}22.06$ мас. % и $\text{MnO} = 0.42\text{--}0.62$ мас. %. Все проанализированные хлориты относятся к категории I типа ($X_{\text{Mg}} + X_{\text{Fe}^{\text{ct}}} > X_{\text{Al}} + X_{\square}$) [72], магнезиальным разновидностям – рипидолиту [51] и клинохлору [40]. Стехиометричность составов хлоритов (согласованность между содержаниями Al_{IV} и $\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg})$) [55], сумма щелочей ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{CaO}$) (< 0.5 мас. %) и формульное количество $\text{Ca} < 0.10$ [63] позволяют их использовать для термометрических исследований. Для богатых магнием хлоритов ($\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg}) < 0.5$) Тальникового рудного поля подходят геотермометры Е. Джетта [54] и М. Кателлино [45]. Рассчитанный по этим геотермометрам диапазон температур образования хлорита составил $360\text{--}340$ °С, что согласно термобарогеохимическим исследованиям (ТБГ) соответствует началу гидротермальной стадии.

По химическому составу гранитоиды Тальникового рудного поля соответствуют умеренно-щелочным гранодиоритам и кварцевым диоритам (рис. 5, а) толеитовой и известково-щелочной серий (рис. 5, б). Породы высокомагнезиальные (рис. 5, в), I- и S-типа (рис. 5, з); на дискриминационных геодинамических диаграммах точки их состава соответствуют как гранитоидам трансформных окраин (рис. 5, д), так и надсубдукционным (рис. 5, е). Сопоставление их с породами Магаданского батолита [5] и Среднинского плутона [3] с одной стороны, и гранитоидами медно-порфирового месторождения Малмыж [68], с другой, показывает близость к последним (рис. 5, а–е). Преобладание составов с толеитовой характеристикой может быть объяснено выносом калия при хлоритизации биотита.

РЕЗУЛЬТАТЫ U-Pb (LA-ICP-MS) ДАТИРОВАНИЯ ЦИРКОНОВ ИЗ РУДОНОСНЫХ ИНТРУЗИЙ

Из пробы биотитового порфировидного гранодиорита были извлечено 23 кристалла циркона, которые датированы U-Pb методом локального анализа LA-ICP-MS. Из 30 полученных датировок, 25 дат были исключены из подсчета средневзвешенного значения возраста по причине высокой дискордантности ($-10\% \leq D \leq 10\%$).

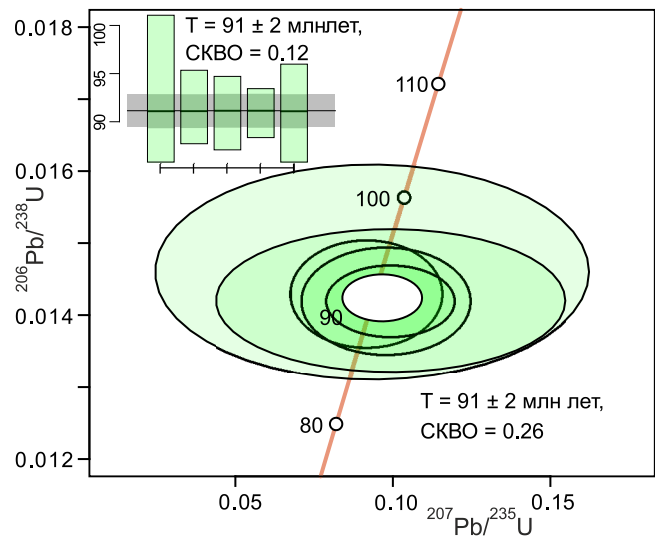


Рис. 6. Результаты U-Pb датирования цирконов из рудоносных гранитоидов Тальникового рудного поля: диаграмма с конкордией и диаграмма средневзвешенных $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возрастов, для цирконов из порфировидного биотитового гранодиорита.

Эллипсы и планки погрешностей на уровне 2σ .

Для 5 цирконов с конкордантными датами получен узкий возрастной интервал от 90 до 93 млн лет (рис. 6, табл. 2). Все эти зерна циркона образуют на диаграмме кластер с конкордантным возрастом 91 ± 2 млн лет (2σ , $\text{SKBO} = 0.26$), соответствующий туронскому возрасту (рис. 6). Скорректированный по ^{207}Pb средневзвешенный $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраст имеет аналогичное значение – 91 ± 2 млн лет (2σ , $\text{SKBO} = 0.12$). Большинство значений Th/U в изученных цирконах более 0.3 (табл. 2), что указывает на их магматическое происхождение [46, 53], а, следовательно, их U-Pb возраст отражает время кристаллизации.

ГИДРОТЕРМАЛЬНО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ И ОРУДЕНЕНИЕ

Контуры Тальникового рудного поля определяются обширным (площадь 6.5×4 км), вытянутым в северо-западном направлении ореолом гидротермально-метасоматических изменений, отвечающих фациям биотит-кварц-КПШ, пропицитизации, филлитизации (березиты), аргиллитизации (рис. 4, 7). Очертания ореола контролируются разломами северо-западной ориентировки, размещением интрузий гранитоидов, а также геологическими границами вулканогенно-обломочных пород сигланской и мелдэжской толщ.

Строение метасоматического ореола зональное. В центральной его части на высоких (500–600 м)

Таблица 2. Результаты U-Pb датирования циркона из порфиридного гранодиорита Тальникового рудного поля.

№ пробы	Содержание элементов, г/т			Th/U	Изотопные отношения, абс					Rho	Возраст, млн лет					207Pb кор. возраст				
	Pb	Th	U		$\frac{207Pb}{206Pb} \pm 1\sigma$	$\frac{207Pb}{235U} \pm 1\sigma$	$\frac{206Pb}{238U} \pm 1\sigma$	$\frac{207Pb}{206Pb} \pm 1\sigma$	$\frac{207Pb}{235U} \pm 1\sigma$		$\frac{206Pb}{238U} \pm 1\sigma$	D	$\frac{206Pb}{238U} \pm 1\sigma$	$\frac{207Pb}{235U} \pm 1\sigma$						
11	0	8	21	0.34	0.0508	0.0115	0.0993	0.0223	0.0142	0.0004	0.00	233	452	96.2	21	90.8	2.5	6	90.4	2.8
7	1	26	42	0.57	0.0500	0.0056	0.0979	0.0108	0.0142	0.0003	0.00	196	242	94.9	10	91.0	1.9	4	90.7	2.0
21	1	65	79	0.76	0.0505	0.0042	0.0993	0.0082	0.0142	0.0002	0.00	219	183	96.1	8	91.2	1.6	5	90.8	1.6
22	1	8	69	0.10	0.0466	0.0050	0.0917	0.0097	0.0143	0.0003	0.01	28	239	89.1	9	91.3	1.8	-2	91.5	1.9
5	0	10	23	0.39	0.0465	0.0140	0.0934	0.0277	0.0146	0.0006	0.00	26	596	90.6	26	93.2	4.0	-3	93.3	4.4

Примечание. Rho – коэффициент корреляции между ошибками изотопных отношений $\frac{207Pb}{235U}$ и $\frac{206Pb}{238U}$; (D – дискордантность = $(\frac{207Pb}{235U} - \text{возраст}) / [\frac{206Pb}{238U} - \text{возраст}] - 1) \cdot 100$. $\frac{207Pb}{235U}$ кор. возраст – $\frac{206Pb}{238U}$ возрасты, скорректированные на $\frac{207Pb}{235U}$.

участках водоразделов ручьев Тальниковый–Балочный, Тальниковый–Халанчига, Балочный–Поворотный по мелкообломочным туффитам мелдэкской толщи интенсивно и полно проявлены пирит-кварцевые метасоматиты. Содержание пирита в них составляет 0.5–3 %. Местами гидротермалиты содержат повышенные концентрации Cu (до 0.02 %), Pb (до 0.17 %) и Zn (до 0.03 %) (табл. 3). Эти образования формируют надрудную «шапку» («lithosар» [65]). Ниже, в интервале абсолютных отметок 300–500 м, грубо-обломочные туфы и туффиты умеренно и сильно эпидотизированы, хлоритизированы с кварцевыми, кварц-эпидотовыми, кварц-сульфидными прожилками и тонкой вкрапленностью рудных минералов. В южной части рудного поля выделяется изометричный ореол интенсивной калишпатизации, диаметром до 600 м. Количество новообразованного калиевого полевого шпата достигает 50 %. На эти образования наложены локальные зоны кварц-серицитовых филлизитов мощностью от первых метров до 10–20 м. Наиболее интенсивные серицит-кварцевые изменения и сульфидизация наблюдаются в гидротермально-эксплозивных брекчиях, вскрытых в долине ручья Балочный (юг рудного поля). К ним же приурочено наиболее интенсивное штокверковое прожилкование (рис. 7). Гидротермалиты всех типов содержат от 1 до 15 % сульфидов (главным образом пирита) в виде вкрапленности и просечек. Наиболее интенсивные серицит-кварцевые изменения и сульфидизация наблюдаются в гидротермально-эксплозивных брекчиях. Здесь же наблюдается наиболее интенсивное кварцевое (с молибденитом), сульфидно-калишпат-кварцевое (с халькопиритом) и сульфидно-кварц-серицитовое (с халькопиритом) штокверковое прожилкование с молибденово-медной минерализацией.

В пределах рудного поля выделены два рудных тела штокверкового морфологического типа, разделенных разломом субширотного простирания. Их размеры в плане составляют 300 × 500 и 600 × 1100 м, соответственно. Содержания меди в среднем составляют 0.1–0.3 %, достигая 1.1 %, молибдена в среднем ниже 0.01 %, достигая 0.14 %.

Геохимический спектр минерализации Cu-Mo-(Bi, Sb) – (Au, Ag, W, Zn, As). Корреляционным анализом в рудах выделяются три геохимические ассоциации: 1) Cu–Ag, 2) Pb–Zn–Mn, 3) As–Sb. Важно отметить, что Cu и Mo не связаны значимой корреляционной связью, а повышенные концентрации этих элементов разнесены в пространстве; значения отношения Cu/Mo колеблются в диапазоне 10–55. Крайне низкие (на уровне кларковых) концентрации золота в рудах отражаются высокими значениями Cu/Au. Данные о содержаниях рения в молибдените отсутствуют,

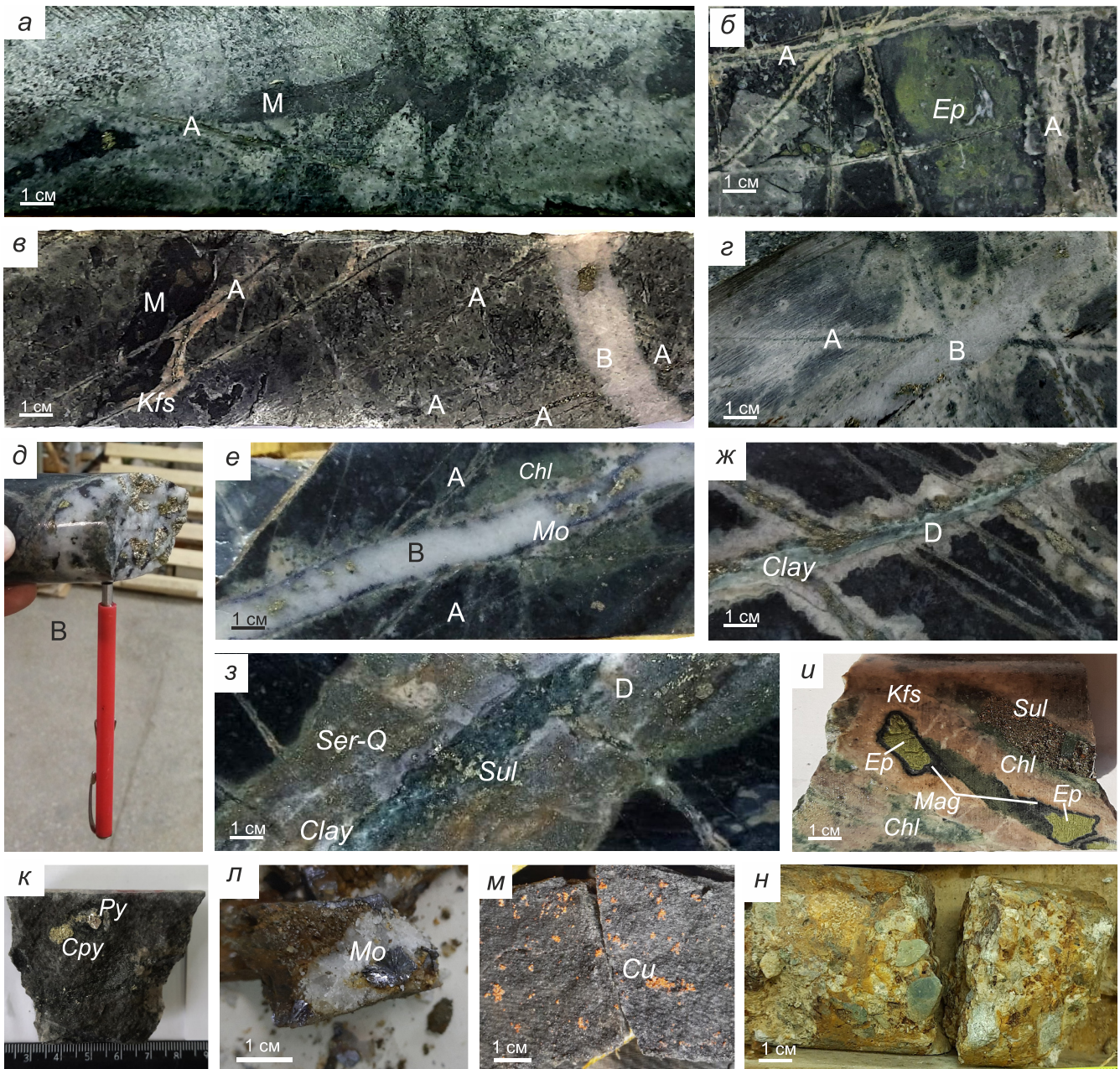


Рис. 7. Разновидности минерализованных образований Тальникового рудного поля.

a – биотит-магнетитовый прожилок типа М пересекается сульфидно-кварцевым прожилком типа А; *б* – распространение эпидотизации и штокверк прожилков типа А; *в* – взаимное пересечение со сдвигом более раннего прожилка типа М калишпат-сульфидно-кварцевыми прожилками типа А и их сечение кварц-сульфидными прожилками типа В; *г* – сечение кварц-сульфидным прожилком типа В; *д* – магнитность кварц-сульфидных прожилков типа В; *е* – развитие хлоритизации, прожилок типа В с характерным облик «железной дороги» (зальбанды выполнены молибденитом); *ж-з* – система сульфидно-кварц-серицитовых прожилков типа D, центральная часть выполнена глинистыми минералами; *и* – прожилок типа А, сложенный калиевым полевым шпатом с гнездами сульфидов и эпидота, края которых выполнены магнетитом; *к* – гнездовая вкрапленность халькопирита и пирита; *л* – гнезда молибденита в прожилке типа В; *м* – самородная медь на плоскостях скола; *н* – феррикриты (устье скважины в долине руч. Балочный). Py – пирит, Cpy – халькопирит, Mo – молибденит, Mag – магнетит, Sul – сульфиды, Cu – самородная медь, Clay – гидрослюда. Остальные обозначения см. на рис. 4.

Таблица 3. Содержание главных рудообразующих компонентов в штоковке Тальникового рудного поля.

Скважина	Глубина, м	КР	Сu, %	Мо, г/т	Au, г/т×10 ⁻²	Ag, г/т	Pb, г/т	Zn, г/т	Cu/Mo	Cu/Au	AuAg×10 ³ /CuMo	PbZn×10 ³ /CuMo
СВ-115	176	0.3	$\frac{0.1-0.3}{0.2}$	$\frac{0.5-1015}{161}$	$\frac{0.1-0.9}{3}$	$\frac{0.25-2.1}{0.7}$	$\frac{6-18}{10.2}$	$\frac{54-192}{121.9}$	10	>5×10 ⁵	0.4	77
СВ-114	182	0.15	$\frac{0.1-0.3}{0.2}$	$\frac{7-387}{71}$	$\frac{0.005-1.2}{0.3}$	$\frac{0.25-1.6}{0.95}$	$\frac{1-10}{5}$	$\frac{55-366}{156}$	23	>5×10 ⁵	0.55	93
Ц-112	306	0.21	$\frac{0.1-0.5}{0.2}$	$\frac{3-105}{28}$	$\frac{0.05-1.8}{0.5}$	$\frac{0.25-1.2}{0.34}$	$\frac{1-111}{19}$	$\frac{54-232}{125}$	55	>3×10 ⁵	0.22	92
Ц-109	270	0.53	$\frac{0.1-1.1}{0.3}$	$\frac{0.5-524}{50}$	$\frac{0.05-5}{1}$	$\frac{0.25-2.4}{0.67}$	$\frac{1-79}{7.5}$	$\frac{18-273}{50.9}$	54	>2×10 ⁵	0.25	21
Ц-108	300	0.1	$\frac{0.1-0.3}{0.2}$	$\frac{4-105}{33}$	$\frac{0.05-0.3}{0.1}$	$\frac{0.25-0.6}{0.29}$	$\frac{1-56}{9.8}$	$\frac{84-259}{124}$	45	>1×10 ⁵	0.19	88
Ц-106	410	0.87	$\frac{0.1-1.1}{0.3}$	$\frac{2-944}{99}$	$\frac{0.05-13}{2}$	$\frac{0.25-2.6}{0.55}$	$\frac{1-23}{6.8}$	$\frac{17-171}{58.9}$	30	>1×10 ⁶	0.18	21
Ю-104	422	0.11	$\frac{0.1-0.7}{0.2}$	$\frac{0.5-47}{9}$	$\frac{0.2-3.4}{1}$	$\frac{0.5-1.6}{0.58}$	$\frac{4-38}{14.5}$	$\frac{36-88}{59.7}$	228	>2×10 ⁵	0.28	35
Ю-103	300	0.17	$\frac{0.1-0.8}{0.2}$	$\frac{2-220}{48}$	$\frac{0.5-49.7}{3}$	$\frac{0.25-0.25}{0.25}$	$\frac{6-175}{30.3}$	$\frac{94-681}{207.9}$	35	>5×10 ⁴	0.16	139

однако концентрации этого элемента в рудопроявлениях Лора и Прямой [31] невысокие (0.7–6 г/т) и близки к медно-порфировым месторождениям Урала [10]). По значению индикаторных геохимических показателей Тальниковое РП соответствует молибден-медно-порфировому (по А.И. Кривцову и др., [22]) геохимическому типу, характерному для окраинно-континентальных вулcano-плутонических поясов, заложенных на фемическом островодужном основании.

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ РУД

Прожилки, слагающие штоковку Тальникового рудного поля, в соответствии с классификацией Р. Силлитоу [66], разделяются на несколько генераций (табл. 4; рис. 7). Медная минерализация (халькопирит, в единичных случаях борнит) и соответственно интервалы с промышленными содержаниями меди в большинстве случаев приурочены к прожилкам типа А сульфидно-полевошпат-кварцевого состава, интенсивно проявленные в южной части рудного поля (рис. 7, а–г). Напротив, молибденит в подавляющем большинстве случаев встречается в малосульфидных кварцевых прожилках типа В, наиболее широко развитых в восточной части рудного поля (рис. 7, в–е). Для молибденита характерна приуроченность к зальбандам кварцевых прожилков, что определяет специфичную текстуру, в практике североамериканских геологов получившую наименование «railroad» («железная дорога») рис. 7, е). В контраст, сульфидно-кварц-серицитовые прожилки типа D, как правило, наложены на А- и В-, пересекая их (рис. 7, ж, з). Самостоятельную позицию на периферии рудного штоковка занимают наиболее ранние биотит-хлорит-магнетитовые прожилки типа М и поздние прожилки крупнозернистого друзовидного кварца и карбоната.

Рудная минерализация в штоковках распространена в виде тонкой, преимущественно равномерной вкрапленности, реже в виде гнезд, просечек и тонких прожилков. Количество варьирует от 1 до 40 %, в среднем 10 %. Размер минеральных агрегатов не превышает 1 мм, преимущественно 0.1–0.6 мм. Наиболее распространенными текстурами рудных образований являются вкрапленные, в южной части рудного поля – прожилково-вкрапленные, штоковковые. Крайне редки деформационные текстуры.

Минеральный состав руд прост и типичен для медно-порфировых месторождений: кварц, калиевый

Примечание к таблице 3. Буква в названии скважины обозначает расположение в рудном поле: Ц – центральная часть; Ю – южная часть; СВ – северо-восточная часть; КР – коэффициент рудоносности, рассчитанный по бортовому содержанию меди 0.1 %. В числителе указан минимум-максимум, в знаменателе – среднее.

Таблица 4. Генетические типы прожилков Тальникового рудного поля.

Тип	Условное обозначение (по [66])	Возрастной этап, состав и текстурные особенности
биотит-хлорит-магнетитовые	М	Наиболее ранние.
сульфидно-калишпат-кварцевые	А	Маломощные, до 5 мм. Изредка могут содержать кварц, эпидот и сульфиды. Более поздние по отношению к типу М.
кварцевые малосульфидные	В	Мощность до первых сантиметров. Характерна сложная морфология, неровные очертания, часто не прямолинейные и извилистые. Контакты как правило четкие. Содержат пирит, халькопирит, иногда магнетит и молибденит.
сульфидно-кварц-серицитовый	Д	Более поздние по отношению к типу В. Маломощные, до 1–2 см. Простые прямолинейные очертания. Осевые части сложены преимущественно пиритом, редко с халькопиритом, фланговые – мелкозернистым кварцем. Характерная черта – интенсивно осветленные зальбанды с расплывчатыми границами.
кварцевый		Прожилки и жилы крупнозернистого друзовидного кварца, часто с мусковитом. Мощности до 5 см.
кальцитовый		Маломощные прожилки белесого кальцита, секущие все ранние прожилки.

полевой шпат, эпидот, хлорит, серицит, магнетит, пирит (преобладает среди рудных минералов), пирротин, халькопирит, борнит, сфалерит, галенит, молибденит (рис. 8), гипергенные минералы железа и меди. Основные минералы меди – халькопирит и борнит.

Пирит – наиболее распространенный минерал, его относительное количество в общей массе рудной минерализации составляет около 70 %. Он редко идиоморфен, имеет кавернозную (рис. 8, а, б), редко массивную структуру (рис. 8, е, ж). Каверны иногда выполнены пирротином, халькопиритом, редко борнитом, галенитом, сфалеритом. Часто наблюдается в ассоциации с магнетитом, который его корродирует, иногда формирует вокруг него каймы. Зачастую пирит сцементирован халькопиритом.

На долю халькопирита приходится до 20 % рудной минерализации. Он часто наблюдается в ассоциации с магнетитом, пирротинном, борнитом, сфалеритом и галенитом (рис. 8, д–о). Выполняет кавернозную вкрапленность в пирите (рис. 8, а, б, ж), часто совместно с пирротинном, обрастает пиритом и редко образует обособленную ксеноморфную вкрапленность по массе руды. По химическому составу (табл. 5) близок к стехиометрическому, с незначительным снижением Си и более высокими содержаниями Fe и S.

Третьим по распространенности минералом является магнетит. На его долю в общей массе руд-

ных минералов приходится до 10 %. Он распространен повсеместно. Часто наблюдается в ассоциации с халькопиритом и пирротинном, совместно с которыми выполняет вкрапленность в пирите (рис. 8, б–г); в сростании с халькопиритом имеет равновесные контакты. Магнетит корродирует и цементирует пирит, иногда формируя вокруг него каймы (рис. 8, б, в). В породе встречаются агрегаты более раннего магнетита со структурой магнетит-ильменитового распада. Количество железа в составе магнетита, по данным микрорентгеноспектрального анализа, близко к теоретическому.

Борнит, халькозин, галенит, сфалерит и пирротин в общем составляют не более 1 % рудной минерализации. Совместно с халькопиритом выполняют мелкую вкрапленность в пирите (рис. 8, з, и). Химический состав (табл. 5) борнита близок к стехиометрическому, так же как и халькопирит, он характеризуется снижением содержания Си и более высокими содержаниями Fe и S. В составе галенита установлена примесь Se до 2.73 вес. % (табл. 5). Сфалерит по химическому составу неоднороден, в нем установлены примеси Fe до 16.48 вес. % и более высокое количество S по сравнению с теоретическим составом, а содержание Zn варьирует от 44.28 до 62.86 вес. %.

Молибденит редок, установлен в северо-восточной части рудного поля. Выполняет зальбанды

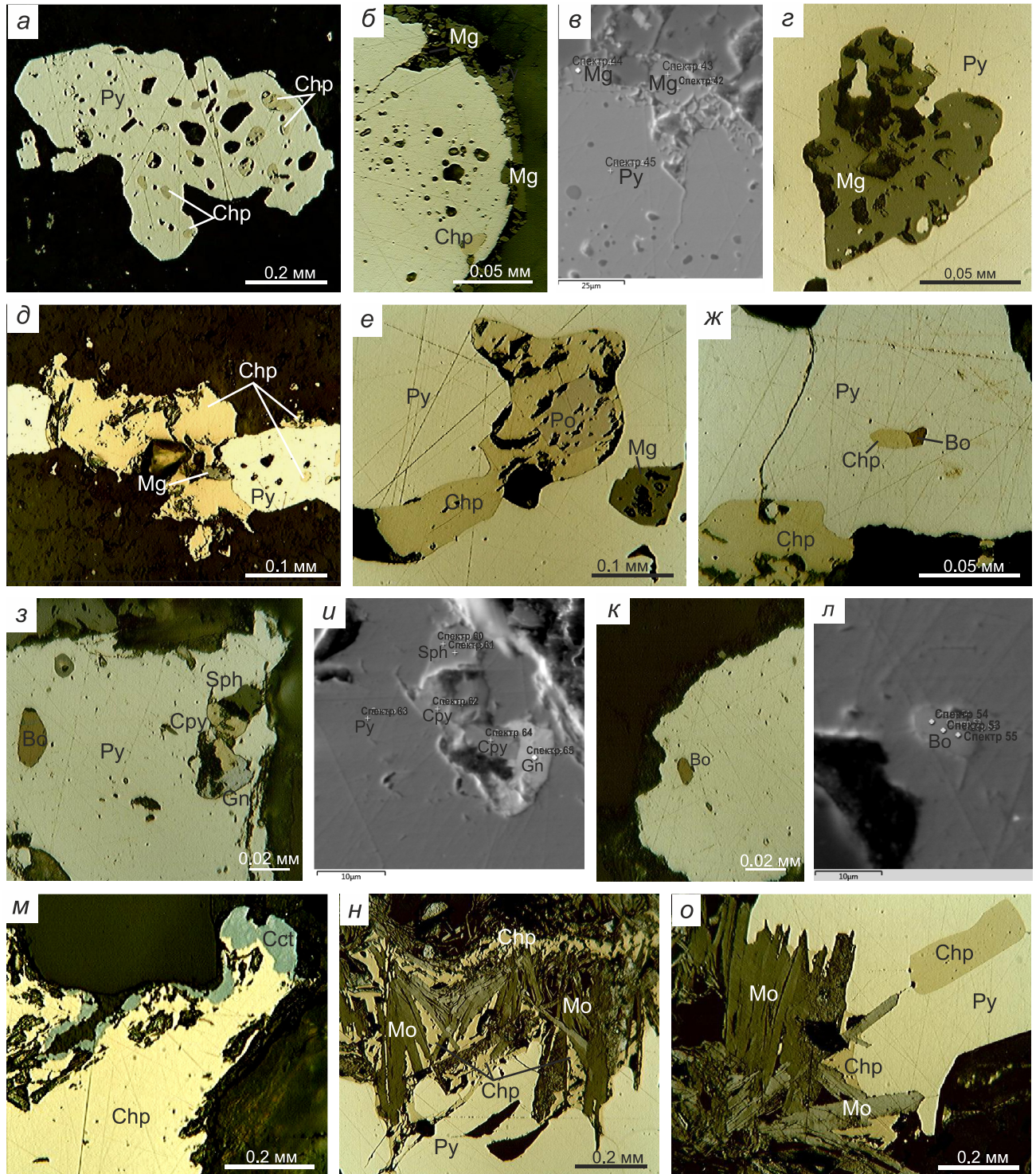


Рис. 8. Морфология рудных минералов Тальникового рудного поля.

а – пирит кавернозной структуры, каверны выполнены халькопиритом; *б–з* – распространение магнетита (*б*), корка по пириту (*в*) вкрапленность в пирите с его частичной цементацией (*з*); *д* – пересечение пиритового прожилка крупным агрегатом халькопирита в сростании с магнетитом; *е–л* – совместное выполнение каверн в пирите халькопиритом с пирротинном, борнитом, галенитом и сфалеритом; *м* – выполнение халькозином кайм вокруг халькопирита; *н–о* – молибденит в сростании с халькопиритом. Bo – борнит, Gn – галенит, Cst – халькозин. Остальные см. на рис. 4, 7.

Таблица 5. Результаты микрорентгеноспектрального анализа минеральных фаз в рудах проявления Тальниковый.

№ спектра	Cu, вес. %	Fe, вес. %	S, вес. %	Сумма		
Пирит						
51		47.14	53.6	100.77		
52		46.77	53.6	100.41		
41		47.12	54	101.14		
48		47.37	53.7	101.1		
Халькопирит						
62	32.87	31.44	35.6	99.94		
64	33.5	31.36	36.4	101.23		
68	32.97	31.75	36.2	100.92		
69	33.25	31.43	36	100.65		
72	33.1	31.49	35.7	100.25		
39	31.83	31.65	35.6	99.06		
40	32.71	31.32	35.1	99.16		
Борнит						
49	59.2	13.54	26.3	99.03		
53	58.33	13.34	26.8	98.44		
54	59.24	13.68	26.4	99.29		
55	59.34	13.55	26.3	99.15		
56	60.18	13.01	26.5	99.67		
57	60.86	12.97	26.6	100.42		
Сфалерит						
Спектр	Zn	Pb	Fe	Se	S	Сумма
61	62.9		3.38		33.6	99.82
Галенит						
71		83.1		2.48	11.1	96.72
Магнетит						
Спектр	Fe	O	FeO	Fe ₂ O ₃	Сумма	
42	66.67	23.0	27.97	61.70	89.67	
43	65.85	23.8	27.90	61.75	89.65	
44	69.69	22.4	28.83	63.26	92.09	
46	66.47	23.4	28.01	61.86	89.87	
47	70.81	21.9	29.08	63.63	92.71	

кварцевых, реже сульфидных прожилков, ассоциирует преимущественно с кварц-хлоритовыми изменениями, образует тесные сростания с халькопиритом (рис. 8, *н, о*), на контакте с пиритом врастает в него.

Гипергенные минералы имеют небольшое распространение, представлены лимонитами, малахитом, ковеллином и самородной медью (рис. 7, *м*). Наличие последней указывает на существование зоны окисления и вторичного сульфидного обогащения, что подтверждает мнение о распространении в Кони-Пьягинском районе кор выветривания палеоген-неогенового возраста [13].

Характерной особенностью морфологии минералов является отсутствие признаков пострудного катаклаза. Также к особенностям руды относится форма выделения минералов меди – они редко образуют ми-

неральные индивиды, в подавляющем большинстве сокрыты матрицей пирита. Обращает на себя внимание пространственное разделение ореолов медной и молибденовой минерализации, а также тесная ассоциация халькопирита с магнетитом.

Стадийность и последовательность рудного и гидротермально-метасоматического минералообразования приведена в табл. 6.

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ РУД

В кварце 9 образцов рудоносных прожилков Тальникового РП было изучено 115 индивидуальных флюидных включений (ФВ). По фазовому составу при комнатной температуре в образцах обнаружены ФВ двух типов (рис. 9): I – двухфазовые, газовой-жидкие; II – трехфазовые, газовой-жидкие с твердой фазой. По соотношению «жидкой» и «газовой» фаз все ФВ имеют коэффициент заполнения от 60 до 92 (табл. 7). Размер ФВ варьирует от 40 до 5 мкм, подавляющее большинство ФВ имеет размер от 30 до 10 мкм. Минеральная фаза зачастую представлена бесцветными, хорошо ограниченными кристаллами – предположительно галитом, более округлыми прозрачными кристалликами – вероятно сильвинитом (КС), иногда темными рудными минералами.

По примеру Д.С. Бухановой и П.Ю. Плечова [8], применивших классификацию Е. Кампоса [43] при изучении ФВ в кварце руд месторождения Малмыж, ФВ в кварце рудопроявления Тальниковый нами были разделены на следующие типы: В2 тип – газовой-жидкие, первичные ФВ с относительно высокой концентрацией солей, содержащие дочерние фазы; В1 тип – газовой-жидкие, первичные ФВ, КН 60–80; W2 тип – газовой-жидкие, первично-вторичные ФВ, КН > 80.

По соотношению разных типов ФВ весь изученный кварц был разделен на три группы: 1 – образцы в которых наблюдались ФВ всех типов; 2 – образцы в которых наблюдались ФВ только В1 типа; 3 – образцы в которых наблюдались ФВ В1 и W2 типов (рис. 9). Сопоставляя с типами прожилков (табл. 4), эти группы соотносятся с прожилками типов А (первая группа), В (вторая группа), D (вторая и третья группы).

ФВ типа В2 наблюдались только в одном образце среднезернистого белого кварца с гнездовой вкрапленностью рудных минералов (рис. 9). ФВ В2 типа локализуются в центре кристалла, имеют неизометричную форму (рис. 9), размер не превышает 18 мкм (табл. 7). В среднем 20–30 % объема занимает газовая фаза, примерно столько же, приходится на дочернюю фазу, которая представлена полупрозрачным кристаллом кубической формы. Плавление кристал-

Таблица 6. Минеральные ассоциации руд Тальникового рудного поля.

Этап	Минеральная ассоциация		Хлорит	Биотит	КПСШ	Кварц	Эпидот	Мусковит	Серицит	Кальцит	Глинистые	Магнетит	Пирит	Пирротин	Халькопирит	Борнит	Халькозин	Молибденит	Сфалерит	Галенит
	Мета-соматическая	Рудных минералов																		
I	Хлорит-биотит-калишпатовая	Магнетитовая	■	■	■	■						■	■							
	Пропилитовая	Халькопирит-молибденитовая	■	■	■	■	■	■				■	■	■	■	■		■		
	Филлизитовая	Пиритовая				■			■				■	■	■	■			■	
		Полисульфидная				■			■				■	■	■	■		■	■	■
	Аргиллизитовая	Безрудная				■				■	■									■
II	Вторичного обогащения		Гипс, ковеллин																	
	Зоны окисления		Лимониты, малахит, самородная медь																	

ла происходило при температуре 430–450 °С, исходя из чего расчетная соленость, по системе KCl [69], 65–68 мас. % экв. KCl (табл. 7). ТБГ параметры ФВ этого типа отвечают постмагматической, порфировой стадии [43, 71].

ФВ типа В1 установлены во всех типах прожилков, как правило имеют форму, близкую к изометрической, расположены в центральных частях кристаллов. Газовая фаза в среднем занимает 30 % вакуоли (табл. 7; рис. 9). Крайне редко наблюдаются мелкие дочерние включения, представленные округлыми полупрозрачными кристалликами или темными непрозрачными фазами, предположительно рудными. Размер ФВ типа В1 варьирует от 8 до 42 мкм (табл. 7). Гомогенизация проходит при температурах от 313 до 369 °С в жидкую фазу, не более 10 % ФВ – в газовую. Температура плавления льда от -3 до -9.9 °С. Эвтектика наблюдается в интервале от -25 до -10 °С. По набору ТБГ параметров ФВ типа В1 разделяются на три группы (табл. 7): высококонцентрированные, высокотемпературные (здесь и далее сравнительно относительно всей выборки); среднеконцентрированные, среднетемпературные; низкоконцентрированные, среднетемпературные. Эволюция ТБГ параметров ФВ В1 типа отвечает гидротермальной стадии и имеет тренд охлаждения [71] (рис. 10).

ФВ типа W2 без труда идентифицируются. Они обычно приурочены к краям кристаллов, образуют скопления, которые часто вытянуты вдоль граней. Форма редко бывает изометрической, эти ФВ обычно плоские (рис. 9). Количество газовой фазы мень-

ше 15 %. Температура гомогенизации ниже 230 °С. Температуры плавления льда от -13 до -4 °С. По комплексу ТБГ параметров вся совокупность ФВ W2 типа разделяется на две группы (табл. 7): среднетемпературные, среднеконцентрированные; низкотемпературные, среднеконцентрированные. Причем для второй группы характерна более высокая соленость. Эволюция ТБГ параметров ФВ этого типа отвечает гидротермальной стадии и имеет тренд разбавления [71] (рис. 10).

В целом, по всей выборке ТБГ параметров ФВ, распределение температур гомогенизации имеет одномодальный характер (рис. 10), с пиком 300–350 °С. Соленость растворов в ФВ, захваченных в гидротермальную стадию – от 5 до 18.9 мас. % экв. NaCl. Изменение солености по мере уменьшения температуры имеет до 200 °С тренд охлаждения, ниже – разбавления. Порфировая стадия в изученном кварце отражена слабо, в этот период температура была не ниже 400–430 °С, растворы преимущественно KCl соленостью до 65–68 мас. % экв. KCl. Эвтектика растворов во ФВ всех типов отмечается от -30 до -8 °С, что позволяет оценить состав растворов как преимущественно H₂O-NaCl-KCl (рис. 10).

Наличие ФВ трех типов, согласно модельным построениям [56, 65], указывает на дифференциацию рудообразующего флюида, источником которого служит локализованный на малой (< 3 км) глубине расплав диоритового состава, богатый Fe, Cl, H. В результате его охлаждения до температур около 600–700 °С во вмещающих породах создаются усло-

Таблица 7. Данные термобарогеохимического анализа индивидуальных флюидных включений в кварце рудных образований рудопроявления Тальниковый.

Группа образцов	Тип ФВ	n	Размер, мкм	Расчетные данные		Аналитические данные			Генерализованные данные	
				КН, %	ω, мас. % экв. NaCl	Т гом., °С	Тэвт., °С	Тпл. льда, °С	Т гом., °С	ω, вес. % экв. NaCl
1	B2	2	<u>18..12</u> 15	<u>80..67</u> 73	<u>65..68*</u> 48.9	<u>430..400</u> 415			430..400	50..47
2	B1	4	<u>30..7</u> 16.3	<u>75..66</u> 71	<u>18.9..15.7</u> 17.3	<u>369..313</u> 332	<u>-24..-17</u> -20	<u>-15.4..-11.7</u> -13.4	369..313	19..16
3	B1	7	<u>30..9</u> 19	<u>87..60</u> 74.8	<u>13.8..10.5</u> 12.4	<u>360..320</u> 341	<u>-25..-16</u> -19.7	<u>-9.9..-7</u> -8.6		
2	B1	9	<u>42..9</u> 19	<u>83..71</u> 74	<u>13.9..10.8</u> 12.2	<u>349..290</u> 319	<u>-23..-12</u> -16	<u>-14.5..-7.3</u> -9	360..263	14..10
1	B1	3	<u>22..16</u> 19	<u>80</u> 80	<u>11.1..10.1</u> 10.4	<u>306..263</u> 291.7	<u>-12</u> -12	<u>-7.5...-6.7</u> -7		
3	B1	7	<u>16..9</u> 12	<u>75..66</u> 70	<u>9.2..6.2</u> 8.2	<u>360..299</u> 325	<u>-19..-10</u> -13.8	<u>-6...-3.8</u> -5.2		
2	B1	15	<u>30..9</u> 16.5	<u>83..60</u> 73	<u>7.8..5.7</u> 6.8	<u>340..237</u> 309	<u>-25.3..-8.2</u> -13.5	<u>-5...-3.5</u> -4.3		
3	B1	7	<u>20..8</u> 12	<u>80..70</u> 73	<u>6.8..5</u> 6.1	<u>338..314</u> 325	<u>-15..-10</u> -13	<u>-4.2...-3</u> -3.7	360..237	10.5..5
1	B1	14	<u>50..5</u> 18.4	<u>83..60</u> 75	<u>9.5..5</u> 6.8	<u>332..272</u> 302	<u>-19..-10</u> -12.8	<u>-6.2...-3</u> -4.2		
2	B1	11	<u>24..6</u> 13	<u>80..71</u> 77	<u>10.2..8</u> 8.9	<u>315..245</u> 284	<u>-19..-10.4</u> -14.7	<u>-6.8...-5.1</u> -5.8		
3	B1	3	<u>14..8</u> 10.6	<u>80..75</u> 78	<u>10.5..6.5</u> 8.6	<u>265..252</u> 259	<u>-17..-14</u> -15.5	<u>-7...-4</u> -5.6		
3	W2	7	<u>13..7</u> 9.7	<u>89...78</u> 84	<u>13.9..8.1</u> 10.8	<u>234..200</u> 217	<u>-25..-10</u> -15.6	<u>-10...-4.5</u> -6.6	234..200	13.9..8.1
1	W2	2	<u>20..16</u> 18	<u>89..87</u> 87.7	<u>11.5..10.1</u> 10.8	<u>204..201</u> 202.5	<u>-11..-10.5</u> -10.7	<u>-7.8...-6.7</u> -7.3		
3	W2	9	<u>16..8</u> 11.4	<u>92..82</u> 86	<u>19.5..9.2</u> 14.7	<u>200..152</u> 174.6	<u>-24.8..-14.6</u> -19.4	<u>-13...-6</u> -10.2	200..152	19.5..9.2

Примечание. Группа 1 – образцы, в которых наблюдались ФВ B2, B1 и W2 типов; группа 2 – образцы, в которых наблюдались ФВ только B1 типа; группа 3 – образцы в которых наблюдались ФВ B1 и W2 типов; n – количество учтенных ФВ в выборке; КН – соотношение жидкой и газовой фаз; ω – концентрация растворимых компонентов; * – рассчитанная по системе [69] для KCl растворов.

вия для открытия первых трещин; при дальнейшем охлаждении до температур от 580–330 °С происходит захват включений типа В, сингенетичных основной стадии формирования руд месторождения. Слабоминерализованные, преимущественно жидкие, включения типа W захватываются при температурах менее 300 °С и соответствуют завершающей стадии притока флюида в систему.

Установленные физико-химические условия формирования кварца, слагающего рудоносные про-

жилки Тальникового РП, соответствуют условиям образования медно-порфировых руд [29, 43, 66, 71]. Преобладание ФВ, гомогенизирующихся в среднем-температурном диапазоне (300–350 °С), свидетельствует о незначительном эрозионном срезе порфировой системы.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Нами установлено, что минерализация Тальникового рудного поля приурочена к интрузиям пор-

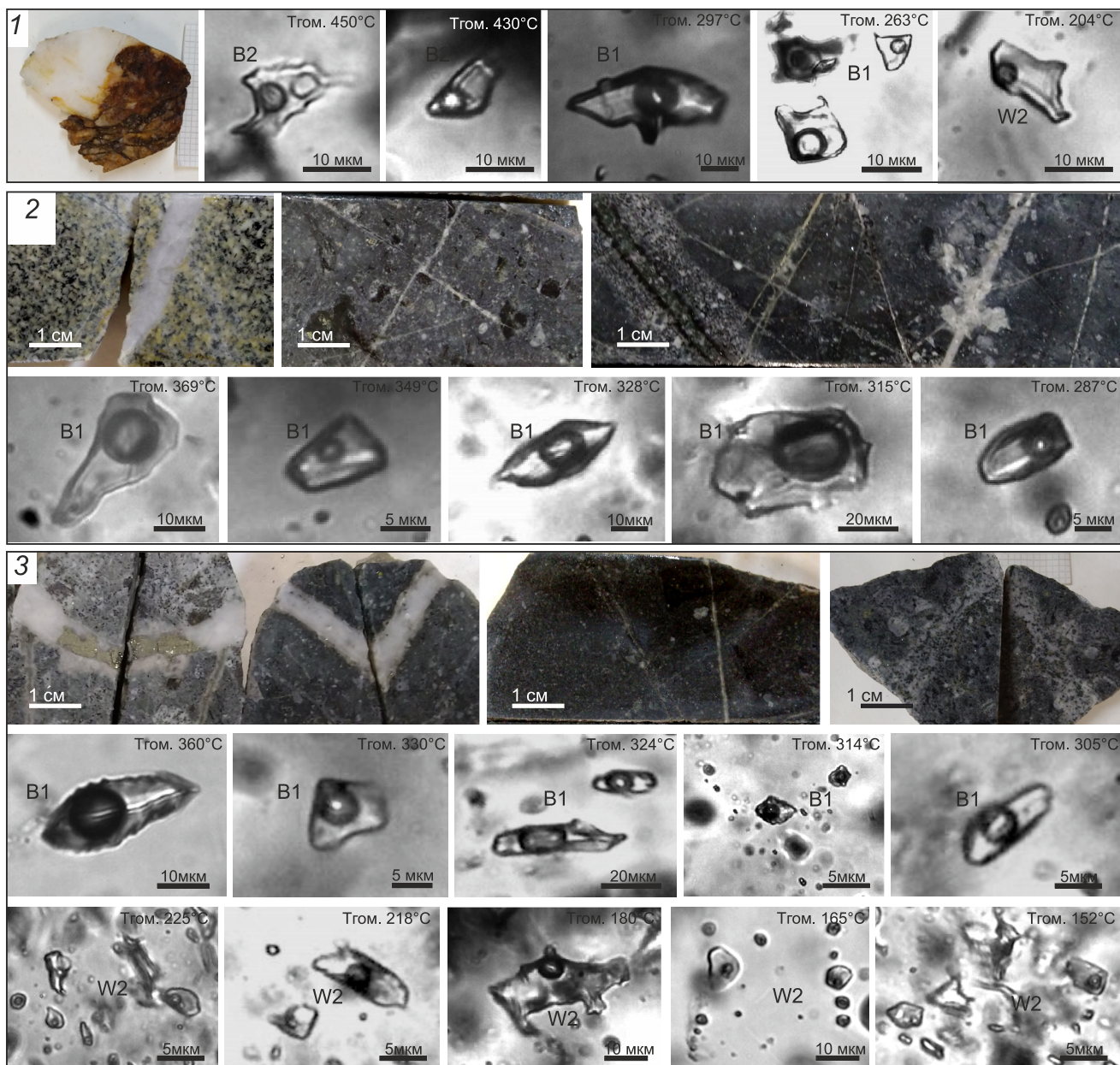


Рис. 9. Классификация флюидных включений в кварце прожилков Тальникового рудного поля.

Ряд 1 – кварц-лимонитовый агрегат, содержащий ФВ типа В2 с твердой фазой, плавление которой произошло при 450 и 430 °С; ФВ типа В1, Тгом. =297 и 263°С; ФВ типа W2, Тгом. = 204 °С. Ряд 2 – кварцевые и кварц-КПШ прожилки в гранодиоритах и туфах, содержащие ФВ типа В1, Тгом. от 369 до 287 °С; Ряд 3 – кварц-сульфидные прожилки и кварцевые прожилки, содержащие ФВ типа В1 Тгом. от 360 до 305 °С и ФВ типа W2, Тгом. от 225 до 152 °С.

фиридных кварцевых диоритов и гранодиоритов с возрастом около 91 млн лет, сопровождающихся гидротермально-магматическими брекчиями и зонально развитыми ореолами гидротермалитов пропилитового, калишпатового и филлизитового состава. В отличие от гранитоидов Среднинского и Магаданского батолитов (возраст которых около 100 млн лет), рудоносные интрузии Тальникового рудного поля магнезиальные, высокоглиноземи-

стые и относятся к толеитовой серии, что может быть следствием выноса калия при хлоритизации биотита [64]. По соотношению главных породообразующих элементов изученные магматиты наиболее близки к гранитоидам Малмыжского месторождения. Гранитоиды имеют геохимические метки, характерные как для образованных в надсубдукционных обстановках, так и в условиях трансформной окраины.

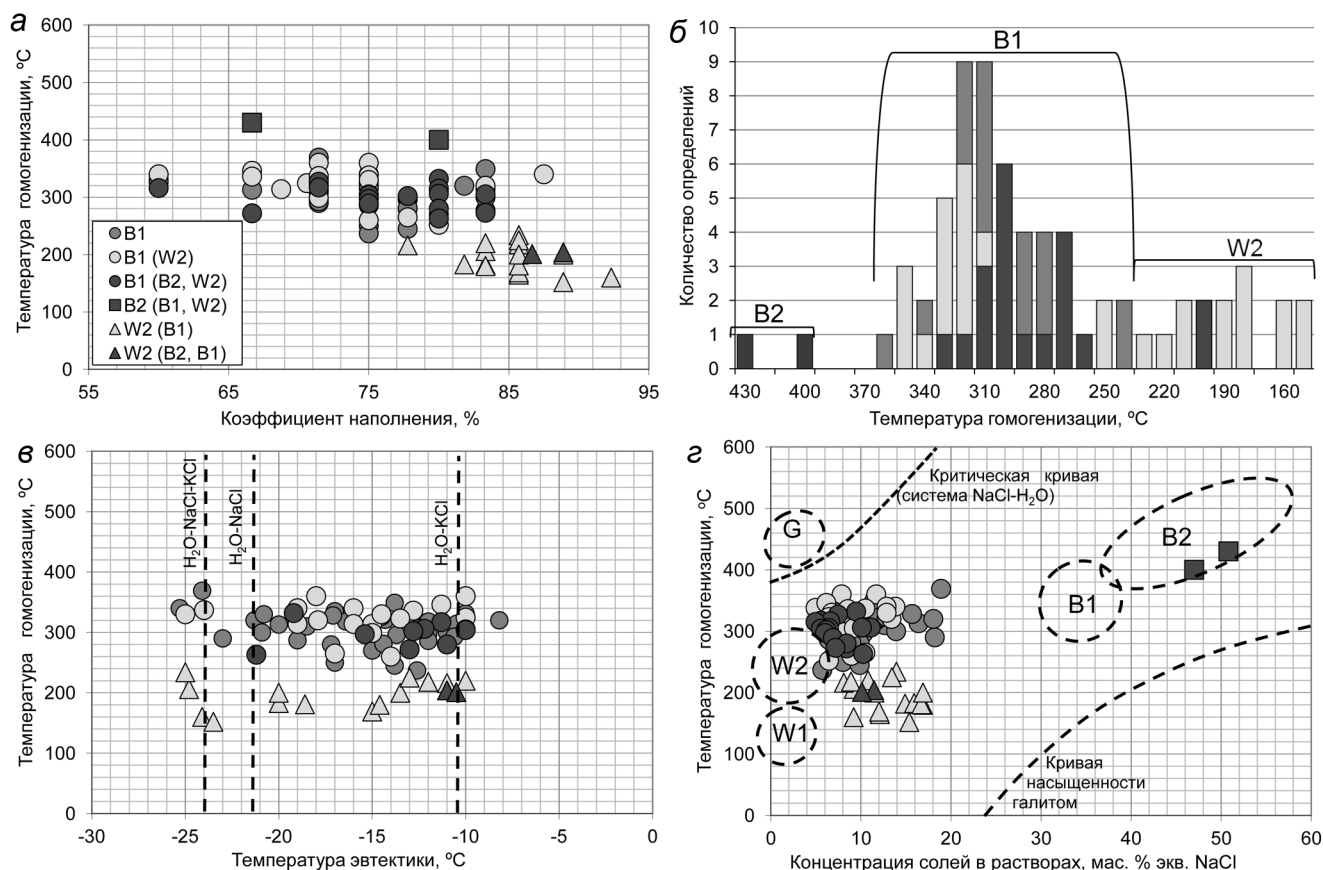


Рис. 10. Диаграммы эволюции физико-химических параметров флюидной системы Тальникового рудного поля по данным ТБГ ФВ.

На диаграмме (г) областями с пунктирной линией показаны результаты ТБГ ФВ разных типов в кварце месторождения Малмыж [8]. Цвет маркеров указывает на принадлежность ФВ к группе кварца, имеющего определенный набор типов ФВ: серый – кварц, в котором установлены только ФВ типа В1; светло-серый – кварц, в котором установлены ФВ типа В1 и типа W2; темно-серый – кварц, в котором установлены ФВ типов В2, В1, W2. Вид маркера указывает на тип ФВ: круглый – ФВ В1, квадрат – ФВ В2, треугольник – ФВ W2 типа.

Текстурно-минеральные разновидности прожилков и реконструируемая по их взаимоотношениям последовательность формирования рудоносного штокверка близки к таковым медно-порфировых месторождений Cu-Mo геохимического типа, развивающихся по, так называемой, «монцитовой» модели [58], таких как Эль-Сальвадор (Чили), Каджаран (Армения) и Моренси (США). По некоторым индикаторным геохимическим показателям (Sr/Y, V/Sc, La/Yb) диориты и кварцевые диориты, с которыми ассоциирует медная минерализация Примагаданья (в том числе Тальникового рудного поля), близки породам шошонит-латитового ряда, с которыми часто связано медно-порфировое оруденение [33] – так называемым «адакитам» [3, 57]. Однако породы монцит-латитового ряда среди гранитоидов Накхатанджинского рудного района отсутствуют. Это может объясняться составом основания ОЧВП во внутренней (в понимании В.Ф. Белого

[6]) его зоне, которое сложено деформированными вулканогенно-терригенными (преимущественно граувакковыми) комплексами Кони-Мургалского островодужного террейна позднепалеозойско-раннемезозойского возраста [11]. Как известно, для образования калиевых моцонитоидных магм необходима ассимиляция мантийными магмами значительных объемов силикатического корового субстрата [36, 44], который здесь отсутствовал.

Минеральный состав руд Тальникового типичен для медно-порфировых месторождений. Основные минералы меди – халькопирит, борнит, в малой степени халькозин, гипергенные минералы меди. Медная минерализация проявляет признаки парагенетической связи с магнетитом. Кварц, слагающий рудный штокверк, сформировался в две стадии: постмагматическую (430–400 °) и гидротермальную (369–150 °C) из гидротермальных растворов, насы-

ценных KCl. Граница двух стадий маркируется формированием хлорита, который развивался по биотиту. Гидротермальная стадия проходила до температуры 230 °С по сценарию охлаждения, далее тренд сменился на разбавление. Кварц рудного штокверка содержит незначительное количество ФВ, фиксирующих постмагматическую стадию, что предположительно является свидетельством незначительного эрозионного среза.

Руды Тальникового характеризуются умеренными содержаниями Cu (0.1–1.1 %), низкими содержаниями Mo (~0.01 %, редко до 0.1 %), крайне низкими Au (< 0.1 г/т) и Ag (< 1 г/т), что не позволяет отнести его к так называемой золото-медно-порфировой диоритовой («базальтоидной») формационной группе месторождений, развивающихся по «диоритовой» модели В. Холлистера [52], как это делает В.С. Звездов [15]. Индикаторные геохимические показатели руд (Cu/Mo и Cu/Au), наряду с составом рудоносных прожилков и их взаимоотношениями, указывают на принадлежность к «андезитоидной» группе. С учетом всех изложенных обстоятельств наиболее целесообразно, на наш взгляд, относить минерализацию Тальникового рудного поля к молибден-медно-порфировому типу, развивавшемуся по «гранодиоритовой» модели [22] на терригенно-вулканогенном субстрате Кони-Мургальского островодужного террейна позднепалеозойско-раннемезозойского возраста.

Не подтверждается также ставшее традиционным мнение о том, что медно-порфировая минерализация Примагаданского района, как и гранитоиды, с которыми она ассоциирует, относятся к УМВП [12, 27]. U-Pb возраст биотитовых гранодиоритов Тальникового рудного поля составляет 91 млн лет; а U-Pb и Re-Os возрасты всех продатированных медно-порфировых рудопоявлений Примагаданья (Тальниковый, Лора, Уптар, Усинское) укладываются в диапазон от 103 до 91 млн лет [4, 21]. Ранее нами уже отмечалось, что периоды формирования медно-порфировых руд Охотско-Чаунской металлогенической провинции совпадают с основными пиками магматической активности ОЧВП, а признаков связи медно-порфирового оруденения с УМВП, как и вообще с доальбскими магматическими комплексами, не установлено [21].

ВЫВОДЫ

Тальниковое рудное поле по своему геологическому строению, составу минерализации и магматических ассоциаций, зональности, параметрам флюидных включений относится к медно-порфировым рудным системам.

Состав руд, последовательность их формирования, индикаторные геохимические показатели позволяют отнести минерализацию к молибден-меднопорфировому типу, развивавшемуся по «гранодиоритовой» модели [22] на терригенно-вулканогенном субстрате Кони-Тайгоносской островной дуги (PZ₂–MZ₁).

Туронский возраст (91 млн лет) рудоносных кварцевых диоритов Тальникового рудного поля, наряду с изотопно-геохронологическими данными по другим медно-порфировым рудопоявлениям Примагаданья, указывают на их принадлежность к ОЧВП.

Работа выполнена при поддержке комплексной программы фундаментальных исследований ДВО РАН 2017–2019 гг (руководитель Ханчук А.И.), Гранта Губернатора Магаданской области молодым ученым 2023 г (руководитель Ползунов Г.О.) и НОЦ «Север, территория устойчивого развития».

Изотопно-геохронологические работы выполнены при поддержке гранта РФФИ № 20-17-00169

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абрамович И.И., Вознесенский С.Д., Маннафов Н.Г. Геодинамическая эволюция и металлогения Охотско-Колымского сегмента Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Тихоокеан. геология. 2001. Т. 20, № 2. С. 3–12.
2. Акинин В.В., Миллер Э.Л. Эволюция известково-щелочных магм Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Петрология. 2011. Т. 19, № 3. С. 249–290.
3. Акинин В.В., Бердников Н.В., Ползунов Г.О., Глухов А.Н., Колова Е.Е. Геохимические критерии известково-щелочных интрузивных магм, перспективных на обнаружение медно-порфировых месторождений на Северо-Востоке России // Вестн. СВКНИИ ДВО РАН. 2020. № 1. С. 3–10.
4. Аленичева А.А., Акинин В.В., Колова, Е.Е., Веселовский П.И., Касаткин Н.С., Беликова О.А., Ползунов Г.О. Новые данные о U-Pb возрасте, петрохимических особенностях и металлогенической специализации магматических образований в зоне сочленения Кони-Тайгоносской островодужной системы и Охотско-Чукотского вулканоплутонического пояса // Петрология и рудоносность магматических формаций. Новосибирск: ИГМ СО РАН, 2022. С. 12–14.
5. Андреева Н.В., Пономарева А.П., Крук Н.Н. и др. Магаданский батолит: строение, состав и условия формирования. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1999. 264 с.
6. Белый В.Ф. Проблемы геологического и изотопного возраста Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2008. Т. 16, № 6. С. 64–75.
7. Борисенко А.С. Изучение солевого состава газовой фазы включений в минералах методом криометрии // Геология и геофизика. 1977. № 8. С. 16–27.
8. Буханова Д.С., Плечов П.Ю. Условия формирования Au-Cu-порфирового месторождения Малмыжское, Хабаровский край (по данным исследования флюидных включений) // Вестн. КРАУНЦ. Серия: Науки о Земле. 2017. № 2. С. 61–71.

9. Буханова Д.С. Минералого-геохимические особенности Малмыжского золото-медно-порфирового месторождения, Хабаровский край: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Петропавловск-Камчатский: ИВС ДВО РАН, 2020. 26 с.
10. Грабежев А.И. Рениеносные медно-порфировые системы Урала: геологическое положение, изотопно-петрогеохимическая и возрастная латеральная зональность // Литосфера. 2012. № 4. С. 190–207.
11. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России: в 2 кн. / Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. 572 с.
12. Горячев Н.А. Удско-Мургальская магматическая дуга: геология, магматизм, металлогения // Проблемы металлогении рудных районов Северо-Востока России: Сб. науч. трудов. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2005. С. 17–38.
13. Гриненко О.В., Сергеев А.И., Белолобский И.Н. Стратиграфия палеогеновых и неогеновых отложений Северо-Востока России // Отеч. геология. 1997. № 8. С. 14–20.
14. Ермаков Н.П., Долгов Ю.А. Термобарогеохимия. М.: Недра, 1979. 271 с.
15. Звездов В.С. Модели медно-порфировых рудно-магматических систем и месторождений для прогноза, поисков и оценки: Автореф. дис. ... докт. геол.-минер. наук. М.: ЦНИГРИ, 2022. 52 с.
16. Колова Е.Е. Золотая минерализация Кони-Пьягинской металлогенической зоны: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. М.: ИГЕМ РАН, 2009. 24 с.
17. Колова Е.Е., Савва Н.Е. Соотношение медно-молибден-порфирового и золотого оруденения на п-вах Кони и Пьягина (Северное Приохотье) // Вестн. СВНЦ ДВО РАН. 2008. № 4. С. 2–15.
18. Колова Е.Е. Геологические и физико-химические факторы образования Си и Мо-порфировых руд Северо-Западной части Тихоокеанского пояса: XVIII Всерос. конф. по термобарогеохимии. г. Москва, 24–28 сентября 2018 г. М.: Изд-во Первого МГМУ им. И.М. Сеченова. 2018. С. 57–58.
19. Колова Е.Е., Глухов А.Н. Потенциал выявления медно-порфировых руд на территории Магаданской области // Наука Северо-Востока России: фундаментальные и прикладные исследования в Северной Пацифике и Арктике: Материалы форума. г. Магадан, 5–6 марта 2020 г. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2020. С. 92–96.
20. Колова Е.Е., Глухов А.Н. Потенциал выявления медно-порфировых руд на территории Магаданской области // Форум «Наука Северо-Востока России: фундаментальные и прикладные исследования в Северной Пацифике и Арктике». Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2020. С. 92–95.
21. Колова Е.Е., Глухов А.Н., Акинин В.В., Ползуненков Г.О., Аленичева А.А., Прийменко В.В., Касаткин Н.С., Шпикерман В.И. Возрастные рубежи формирования медно-порфирового оруденения Охотско-Чаунской металлогенической провинции // Научно-методические основы прогноза, поисков, оценки месторождений алмазов, благородных и цветных металлов: Сб. тезисов докл. XI Междунар. науч.-практ. конф., 12–15 апреля 2022 г., ФГБУ «ЦНИГРИ». М.: ЦНИГРИ, 2022. С. 101–104.
22. Кривцов А.И., Звездов В.С., Минина О.В., Мигачев И.Ф. Медно-порфировые месторождения // Серия «Модели месторождений цветных и благородных металлов». М.: ЦНИГРИ, 2001. 232 с.
23. Мельников Ф.П., Прокофьев В.Ю., Шатагин Н.Н. Термобарогеохимия. М.: Акад. проект, 2008. 222 с.
24. Мишин Л.Ф., Чжао Чунцзин, Солдатов А.И. Мезозойско-кайнозойские вулcano-плутонические пояса и системы в континентальной части Востока Азии // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22, № 3. С. 28–49.
25. Нагорная Е.В. Минералогия и зональность молибден-медно-порфирового рудного поля, Находка, Чукотка: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. М.: МГУ, 2013. 27 с.
26. Николаев Ю.Н., Бакшеев И.А., Прокофьев В.Ю., Нагорная, Е.В., Марущенко Л.И., Сидорина Ю. Н., Калько И.А. Au–Ag минерализация порфирово-эпитермальных систем Баимской зоны (Западная Чукотка, Россия) // Геология руд. месторождений. 2016. Т. 58, № 4. С. 319–345.
27. Петров О.В., Киселёв Е.А., Шпикерман В.И., Змиевский Ю.П. Прогноз размещения месторождений золото-медно-порфирового типа в вулcano-плутонических поясах восточных районов России по результатам работ составления листов Госгеолкарты-1000/3 // Регион. геология и металлогения. 2019. № 80. С. 50–74.
28. Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2009. 200 с.
29. Рёддер Э. Флюидные включения в минералах. М.: Мир, 1987. Т. 1. 560 с.
30. Русакова Т.Б. Позднеюрско-неокомовый вулканизм Северного Приохотья: геология, тектоническая обстановка, рудоносность // Тихоокеан. геология. 2011. Т. 30, № 5. С. 53–66.
31. Савва Н.Е. Медно-порфировые металлогенические пояса Северо-Западной окраинно-морской провинции Тихого океана // Проблемы металлогении рудных районов Северо-Востока России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2005. С. 38–59.
32. Соколов С.Д. Очерк тектоники северо-востока Азии // Геотектоника. 2010. № 6. С. 60–78.
33. Соловьев С.Г. Металлогения шохонитового магматизма, в 2-х т. Т. 1. М.: Науч. мир, 2014. 528 с.
34. Тихомиров П.Л. Меловой окраинно-континентальный магматизм Северо-Востока Азии и вопросы генезиса крупнейших фанерозойских провинций кремнекислого вулканизма. М.: ГЕОС, 2020. 376 с.
35. Умитбаев Р.Б. Охотско-Чаунская металлогеническая провинция (строение, рудоносность, аналоги). М.: Наука, 1986. 286 с.
36. Фролова Т.И., Бурикова И.А. Магматические формации современных геотектонических обстановок. М.: Изд-во МГУ, 1997. 146 с.
37. Хубанов В.Б., Буянтуев М.Д., Цыганков А.А. U-Pb изотопное датирование цирконов из PZ3-MZ магматических комплексов Забайкалья методом магнитно-секторной масс-спектрометрии с лазерным пробоотбором: процедура определения и сопоставление с SHRIMP данными // Геология и геофизика. 2016. Т. 57, № 1. С. 241–258.
38. Anderson J.L., Smith D.R. The effects of temperature and fO_2 on the Al-in-hornblende barometer // Amer. Mineral. 1995. V. 80, N 5–6. P. 549–559.
39. Batchelor R.A., Bowden P. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters // Chem. Geol. 1985. V. 48. P. 43–55.

40. Bayliss P. Nomenclature of the trioctahedral chlorites // *Can. Mineral.* 1975. V. 13. P. 178–180.
41. Bodnar R.J., Vityk M.O. Interpretation of microthermometric data for H₂O–NaCl fluid inclusions // *Fluid inclusions in minerals: methods and application* / Ed.: B. De Vivo, M.L. Frezzotti. Pontignano-Siena, 1994. P. 117–130.
42. Brown P.E. FLINCOR: a microcomputer program for the reduction and investigation of fluid-inclusion data // *Amer. Mineral.* 1989. T. 74, N 11–12. P. 1390–1393.
43. Campos E., Touret J.L.R., Nikogosian I. et al. Overheated, Cu-bearing magmas in the Zaldivar porphyry Cu deposit, Northern Chile. Geodynamic consequences // *Tectonophysics.* 2002. V. 345, N 1. P. 229–251.
44. Cao K., Yang Z.M., Xu J.F., Fu B., Li W.K., Sun M.Y. Origin of dioritic magma and its contribution to porphyry Cu–Au mineralization at Pulang in the Yidun arc, eastern Tibet // *Lithos.* 2018. T. 304. P. 436–449.
45. Cathelineau M. Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature // *Clay Miner.* 1988. V. 23. P. 421–485.
46. Corfu F., Hanchar J., Hoskin P.W.O., Kinny P. Atlas of zircon textures // *Reviews in Mineralogy and Geochemistry.* 2003. V. 53. P. 469–500.
47. Frost B.R., Arculus R.J., Barnes C.G. et al. A geochemical classification of granitic rocks // *J. Petrol.* 2001. V. 42, N 11. P. 2033–2048.
48. Grebennikov A., Khanchuk A. Pacific-type transform and convergent margins: igneous rocks, geochemical contrasts and discriminant diagrams // *Intern. Geol. Rev.* 2021. V. 63. P. 601–629.
49. Hall D.L., Sterner S.M., Bodnar R.J. Freezing point depression of NaCl–KCl–H₂O solutions // *Economic Geol.* 1988, V. 83, N 1. P. 197–202.
50. Hammarstrom J.M., Zientek M.L., Parks H.L. and the U.S.G.S. Global Copper Mineral Resource Assessment Team. 2019, Assessment of undiscovered copper resources of the world, 2015 (ver. 1.1, May 24, 2019): U.S. Geol. Surv. Sci. Investigations Report 2018–5160, 619 p. (including 3 chap., 3 app., glossary, and atlas of 236 page-size pls.), <https://doi.org/10.3133/sir20185160>.
51. Hey M.H. A new review of the chlorites // *Mineral. Mag.* 1954. V. 30. P. 277–292.
52. Hollister V.F., Sirvas E.B. The Michiquillay porphyry copper deposit // *Mineral. Deposita.* 1974. V. 9. P. 261–269.
53. Hoskin P.W.O., Schaltegger U. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis // *Rev. Mineralogy and Geochemistry.* 2003. V. 53. P. 27–62.
54. Jowett E.C. Fitting iron and magnesium into the hydrothermal chlorite geothermometer: Available at SSRN 3863523. 2021. 15 pp.
55. Klein E.L., Harris C., Giret A., Moura C.A. The Cipoeiro gold deposit, Gurupi Belt, Brazil: Geology, chlorite geochemistry, and stable isotope study // *J. South Amer. Earth Sci.* 2007. V. 23, N 2–3. P. 242–255.
56. Landtwing M.R., Pettke T., Halter W.E. et al. Copper deposition during quartz dissolution by cooling magmatic–hydrothermal fluids: The Bingham porphyry // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2005. V. 235, N 1. P. 229–243.
57. Loucks R.R. Distinctive composition of copper-ore-forming arcmagmas // *Australian J. Earth Sci.* 2014. V. 61, N 1. P. 5–16.
58. Lowell J.D., Guilbert J.M. Lateral and vertical alteration–mineralization zoning in porphyry ore deposits // *Econ. Geol.* 1970. V. 65, N 4. P. 373–408.
59. Mudd G.M., Jowitt S.M. Growing global copper resources, reserves and production: Discovery is not the only control on supply // *Econ. Geol.* 2018. V. 113, N 6. P. 1235–1267.
60. Peccerillo A., Taylor S.R. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey // *Contrib. Mineral. & Petrol.* 1976. V. 58. P. 63–81.
61. Ridolfi F., Renzulli A., Puerini M. Stability and chemical equilibrium of amphibole in calc-alkaline magmas: An overview, new thermobarometric formulations and application to subduction-related volcanoes // *Contrib. Mineral. & Petrol.* 2009. V. 160. P. 45–66.
62. Ridolfi F., Renzulli A. Calcic amphiboles in calc-alkaline and alkaline magmas: thermobarometric and chemometric empirical equations valid up to 1130 °C and 2.2 GPa // *Contrib. Mineral. & Petrol.* 2012. V. 163. P. 877–895.
63. Shabani A.M.H., Dadfarnia S., Motavasalian F., Ahmadi S.H. Separation and preconcentration of cadmium ions using octadecyl silica membrane disks modified by methyltrioctylammonium chloride // *J. hazardous materials.* 2009. V. 162, N 1. P. 373–377.
64. Shabani T.A.A. Mineral chemistry of chlorite replacing biotite from granitic rocks of the Canadian Appalachians // *J. Sci. Iran.* 2009. V. 203. P. 265–275.
65. Sillitoe R.H. Gold-rich porphyry deposits: descriptive and genetic models and their role in exploration and discovery // *Gold in 2000: Rev. Econ. Geol.* 2000. V. 13. P. 315–345.
66. Sillitoe R.H. Porphyry copper systems // *Econ. Geol.* 2010. V. 105, N 1. P. 3–41.
67. Sláma J., Košler J., Condon D.J., Crowley J.L., Gerdes A., Hanchar J.M., Whitehouse M.J. Plešovice zircon – a new natural reference material for U–Pb and Hf isotopic microanalysis // *Chem. Geol.* 2008. V. 249, N 1–2. P. 1–35.
68. Soloviev S.G., Kryazhev S.G., Dvurechenskaya S.S., Vasyukov V.E., Shumilin D.A., Voskresensky D.A. The superlarge Malmyzh porphyry Cu–Au deposit, Sikhote-Alin, eastern Russia: Igneous geochemistry, hydrothermal alteration, mineralization, and fluid inclusion characteristics // *Ore Geol. Rev.* 2019. V. 113. P. 103–112.
69. Sterner S.M., Hall D.L., Bodnar R.J. Synthetic fluid inclusions. V. Solubility relations in the system NaCl–KCl–H₂O under vapor-saturated conditions // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1988. V. 52, N 5. P. 989–1005.
70. Wiedenbeck M.A.P.C., Alle P., Corfu F. Y., Griffin W. L., Meier M., Oberli F.V., Spiegel W. Three natural zircon standards for U–Th–Pb, Lu–Hf, trace element and REE analyses // *Geostandards newsletter.* 1995. V. 19, N 1. P. 1–23.
71. Wilkinson J.J. Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits // *Lithos.* 2001. V. 55, N 1–4. P. 229–272.
72. Zane A., Weiss Z. A procedure for classifying rock-forming chlorites based on microprobe data // *Rend. Fis. Acc. Lincei.* 1998. V. 9. P. 51–56.

Рекомендована к печати Н.А. Горячевым

после доработки 23.05.2023 г.
принята к печати 06.07.2023 г.

E.E. Kolova, A.N. Glukhov, G.O. Polzunenkov, V.V. Akinin

Porphyry-copper mineralization of Tal'nikovoye ore field (Okhotsk segment of the Okhotsk-Chukotka volcanogenic belt)

The Talnikovoye ore field where previous academic research and exploration work revealed porphyry copper mineralization is described. Our data show that mineralization is confined to the intrusions of Turonian granodiorite and quartz diorite (91 Ma, U-Pb method), as well as the accompanying hydrothermal-explosive breccias. Biotite-epidote-chlorite propylites are widespread within the ore field; in the southern part, phyllic alteration is superimposed on the halo of K-feldspar alteration. The ore occurs in zones of intense quartz, chlorite-epidote-quartz (with chalcopyrite and molybdenite), sulfide-potassium feldspar-quartz (with chalcopyrite and bornite), and sulfide-quartz-sericite (with chalcopyrite) stockwork veining with copper-molybdenum mineralization. They are characterized by moderate concentrations of Cu (0.1–0.3 %, reaching 1.1 %) and Mo (up to 0.1 %), low concentrations of Au (up to 0.1 g/t) and Ag (up to 2.6 g/t) and have a Cu-Mo-(Au, Ag, Pb, Zn, Sb, As) geochemical signature. Fluid inclusion data suggest the formation of mineralized veinlet quartz during the magmatic-hydrothermal transition (430–150 °C) with solutions at high (50 wt % NaCl equiv.), medium and low concentration (5–18.9 wt % NaCl equiv.) involved under the cooling-dilution scenario. Values of the main geochemical indicators, such as Cu/Mo (30–60) and Cu/Au ($> 1 \times 10^5$) ratios allowed us to assign the Tal'nikovoye ore field to the porphyry copper-molybdenum type characteristic of continental-margin volcano-plutonic belts formed at the mafic island-arc basement. The geochemical parameters of porphyry granitoids indicate their formation in a setting of subduction-to-transform plate boundary transition.

Key words: porphyry-copper, propylitic alteration, K-feldspar alteration, phyllic alteration, stockwork, Okhotsk-Chukotka volcanogenic belt.