

Л. В. Кулешевич, О. Б. Лавров, А. И. Голубев

ЗОЛОТОСОДЕРЖАЩЕЕ МЕДНОСУЛЬФИДНОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ ВОРОНОВ БОР И ПЕРСПЕКТИВЫ МЕДНОСУЛЬФИДНЫХ ПРОЯВЛЕНИЙ КАРЕЛИИ

Современные оценки коренных комплексных месторождений показывают, что одним из перспективных источников золота являются гидротермальные сульфидные медные руды – медно-порфировые, медистые песчаники, медно-колчеданные и колчеданно-полиметаллические. В целом при невысоких концентрациях Au (0,3–0,8 г/т, редко до 1 г/т) и больше-объемном характере развития рудный потенциал этих месторождений может быть достаточно высок (>100 т), а добыча золота обычно осуществляется при их комплексном освоении (Некрасов, 2005). Меднорудные месторождения относятся к одним из перспективных на золото комплексным объектам.

В Карелии и палеопротерозойских толщах Лапландского зеленокаменного пояса значительное количество месторождений и проявлений меди (рис. 1), содержащих Co, U, заставили начать ревизию и пересмотр карельских медных объектов на предмет их генетической принадлежности и золотоносности (Голубев и др., 1994; Голубев, Кулешевич, 2001; Кулешевич, 2001, 2006; Кулешевич, Лавров, 2009; Кулешевич и др., 2009). В табл. 1 показана металлогеническая специализация вулканогенно-осадочных и интрузивных палеопротерозойских комплексов, развитых на Заонежской и Сегозерской площадях.

Геологическая позиция сульфидных медных проявлений центральной части Карельского кратона и их золотоносность

В центральной Карелии, в северном Заонежье, между озерами Сегозеро и Онежское и вдоль р. Кумы – в Кумсинской и Пергубской структурах (рис. 2, 3) сконцентрированы многочисленные небольшие месторождения и проявления медно-сульфидных руд, приуроченные преимущественно к ятулийским (2,3–2,1 млрд лет) толщам.

Для ятулийских пород характерно отложение в бассейнах троговой природы, которые были унаследованы еще от раннего палеопротерозойского (сумийского) рифтогенного этапа развития Карельского кратона. По мнению А. П. Светова, ятулийский бассейн охватывал весь Карельский кратон, а вулканические центры тяготели к СЗ зонам разломов (Светов, Свириденко, 1993).

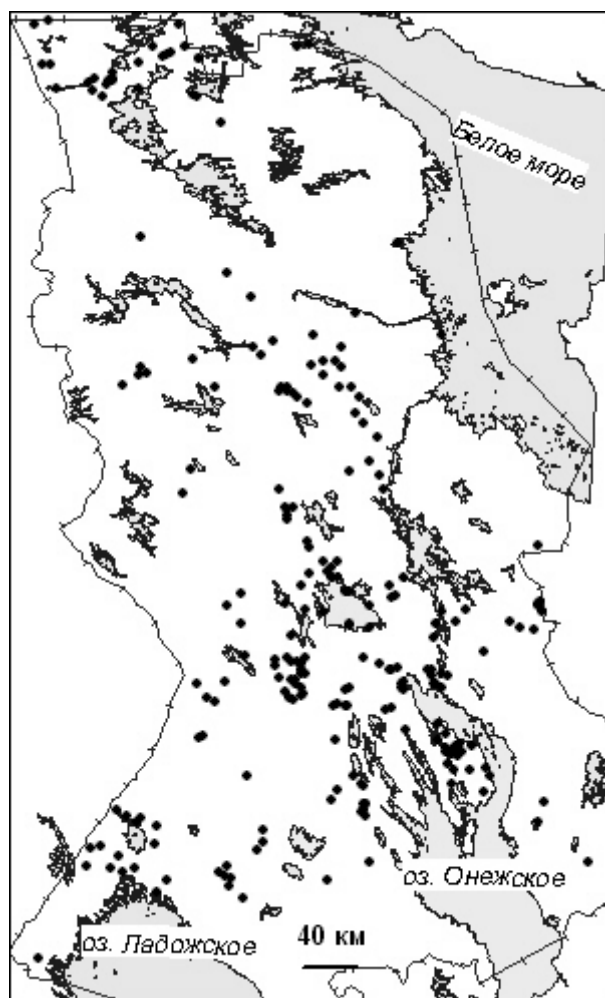


Рис. 1. Локализация сульфидных медных проявлений в палеопротерозойских отложениях (серые поля) на Карельском кратоне (база данных «Медь»)

Выделяются несколько фаз вулканизма с максимальным проявлением магматической активности в среднем и нижнем ятулии. Известно, что связанная с вулканизмом гидротермальная сульфидная медная минерализация тяготеет к гидротермально-измененным (эпидотизированным) метабазальтам (Голубев, Светов, 1983). Рудная минерализация в эпидотизированных метабазальтах

Т а б л и ц а 1

**Металлогеническая специализация палеопротерозойских комплексов центральной части Карельского кратона
(Онежская структура – оз. Сегозеро)**

№	Стратиграфическая шкала, рубеж	Геодинамическая обстановка, режим	Возраст, млн лет (ссылка)	Литология и магматический комплекс (млн лет)	Металлогеническая специализация
Онежская эпикратонная впадина, Прионежский прогиб, Кумсинская и Сегозерская структуры					
7	Вепсийский надгоризонт 1800–1760	Заложение континентального рифта, СВ расколы. Осадочный континентальный бассейн	1,74–1,76 1770 (6)	Субщелочные фельзиты. Альбититы и др. метасоматиты (1,74–1,76–1,57). Ропручейский к-с: габбро-долериты (1770±12). Терригенный к-с, шокшинская и петрозаводские свиты: песчаники	Cu, Se, Ag, Au, Mo, Co, V, U, Th и др. Ti-Fe
6	1850–1800	Коллизионная		Метаморфические и метасоматические преобразования	
5	Калевийский надгоризонт 1920–1850 1950–1920	Рифтогенез (в краевых частях кратона) Внутриконтинентальная впадина		Виданский к-с: пикриты, базальты Сланцево-терригенный флишевый к-с: падоцкая и кондопожская свиты	Cu
4	Людиковийский надгоризонт. Суйсарский (2000–1950) и Заонежский (2100–2000) горизонты	Рифтогенный, СЗ расколы и формирование наложенных интракратонных впадин	1975 1974–2013 (3, 4, 5)	Кончезерский силл (1975±24). Суйсарский к-с: пикрито-базальты, габбро-перидотиты (2013, 1974, 1980±27). Заонежская свита: карбонатно-сланцево-базальтовый к-с	Ti-Fe, Cu U-V руды с Cu, ЭПГ и Au (наложение)
3	Ятулийский надгоризонт 2300–2100	Внутриконтинентальный троговый бассейн	2186 (3)	Пудожгорский и Койкарский к-сы долеритов (2186±68). Туломозерская свита, терригенно-карбонатный к-с: осадки, карбонаты. Терригенно-базальтовый к-с: кварцито-песчаники, гравелиты, кварцевые конгломераты , базальты	Ti-Fe руды с Cu, ЭПГ и Au Fe (гематитовые) руды Cu, (Cu, U, Th, Se, Mo, Ag, Au наложение)
2	Сариолийский надгоризонт 2400–2300	Пулл-апарт (интракратонный бассейн)		Селецкая и пальеозерская свиты: терригенно-осадочная толща	Au в конгломератах
1	Сумийский надгоризонт 2550–2400	Мантийный плюм, континентальный рифтогенез, трансформные разломы	? 2372–2449 (1, 2)	Рагнозерский к-с: монцодиориты, граниты. Кумсинский, сондальский к-сы: андезибазальты, конгломераты. Бураковско-Аганозерский к-с (обрамление Онежской структуры: перидотиты, пироксениты, габбро-нориты (2372±22; 2433±28, 2449±0,1)	? Cr, Ni, Ti, ЭПГ и сопутствующее Au

П р и м е ч а н и е. Ссылки на номера см. в статье: Кулешевич, 2006: 1 – Amelin et al., 1995; 2 – Chistyakov et al., 1999; 3 – Беляцкий и др., 2002; 4 – Пухтель и др., 1995; 5 – Куликов и др., 1996; 6 – Бибикина и др., 1990.

зальтах представлена вкрапленностью ильменита, сфена, реже титаномагнетита и сульфидами меди. Средне-ятулийские базальты Медвежьегорской вулканической зоны (р-н г. Медвежьегорска, р. Кумса, СЗ побережье Онежского возраста, северное обрамление Онежской структуры), с предполагаемым центром вулканизма в Повенецком заливе, содержат вкрапленность сульфидов меди в количестве до 1–3% (до 0,62–2,87% CuO и 0,1–0,5% S). Средние концентрации рудогенных элементов – Cu, Ni, Co – в ятулийских metabазальтах и осадках обычно не превышают 0,005–0,068%, Zn – гораздо ниже (0,001–0,002%). Для Медвежьегорской вулканической зоны предполагалось существование рудной зональности относительно вулканического центра, расположенного в северной части Повенецкой губы (Голубев, Светов, 1983, рис. 2). Содержание Au, как показывает проведенное современное опробование этих пород, – менее 0,001 г/т. В связи с обогащенностью базальтов ятулийского возраста медью по существующим ранее точкам зрения на генезис этих объектов предполагалось, что они связаны с основным вулканизмом и

тяготеют к центрам эндогенной активности: 1) приурочены к зонам локально проявленной гидротермальной проработки в ятулийских базальтах, непосредственно связанной с этим же вулканизмом, и имеют зональное расположение; либо 2) связаны с вулканизмом и приурочены к местам разгрузки гидротерм в бассейнах с отложением стратифицированных вулканоогенно-осадочных руд в ятулийских кварцито-песчаниках; или же 3) формировались как гидротермальные медно-сульфидно-кварц-кальцитовые вкрапленно-прожилковые и кварц-карбонат-альбитовые жильные в metabазальтах и габбро-долеритах под влиянием отделяющихся растворов, связанных с внедряющимися интрузивными телами габбро (Сиваев и др., 1978; Голубев, Светов, 1983; Голубев и др., 1994; Смирнова и др., 1992).

В Кумсинской и в северном обрамлении Онежской структур сульфидное медное оруденение вмещают ятулийские вулканоогенно-осадочные толщи, представленные чередующимися последовательностями кварцито-песчаников и metabазальтов. В верхних частях разрезов они сменяются карбонатными

породами и аргиллитами, а в Онежской структуре перекрываются породами людиковийского возраста. Ятулийские терригенно-базальтовые толщи секутся силлами и дайками габбро-долеритов позднеятулийского или заонежского возрастов, их типичными представителями являются Койкарский (2,186–2,06 млрд лет) и Кончезерский (1,974 млрд лет) силлы. Габбро-долериты образуют пологие, участвующие в складчатости тела либо крутопадающие дайки, приуроченные к зонам СЗ

разломов. Габбро-долериты Койкарского типа содержат руды поздне- и постмагматического генезиса (Трофимов, Голубев, 1998; Филиппов и др., 2006), представленные титаномагнетитовыми и сульфидными медными с ЭПГ (Pt, Pd и Au). Таким образом, исследования ятулийского базитового магматизма показали первичное обогащение этих пород (базальтов и габбро) Ti, Fe и Cu, что определяет их геохимическую и металлогеническую специализацию на эти элементы.

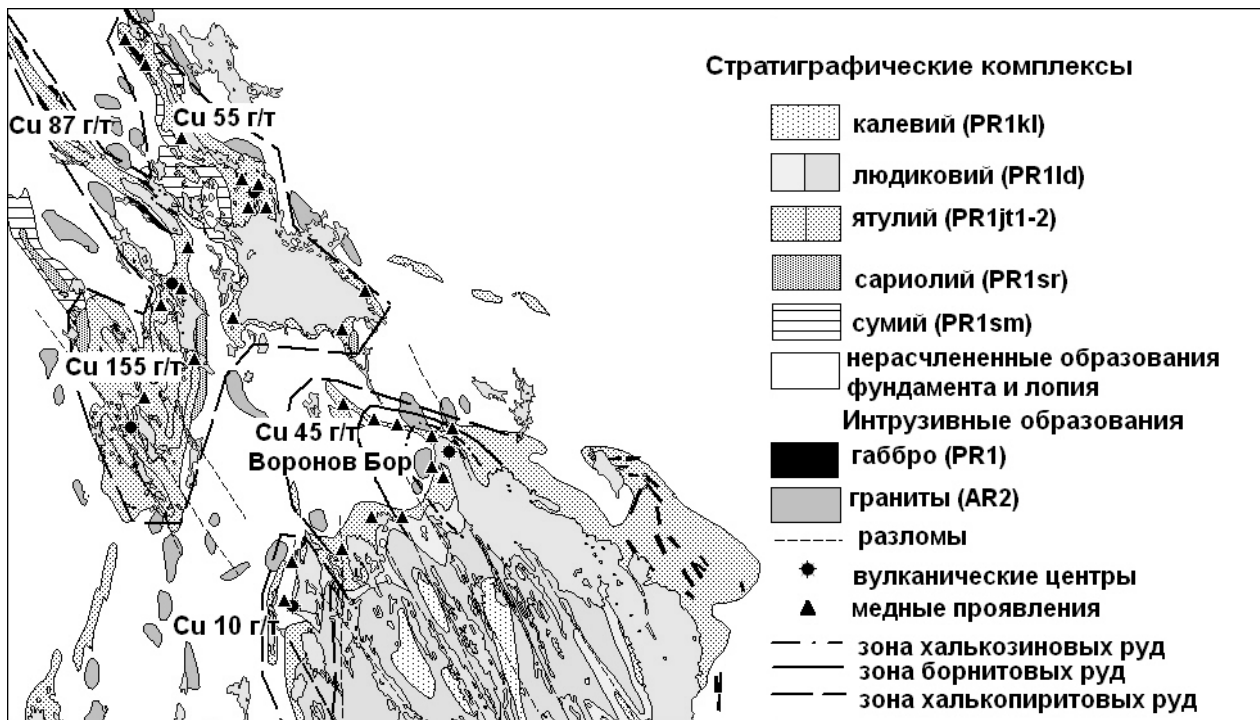


Рис. 2. Сульфидные медные проявления в ятулийских отложениях Центральной Карелии. Содержания Cu в породах и вулканические центры приведены по: Голубев, Светов, 1983

Однако работы, проводимые в последние 30 лет КГЭ, ВСЕГЕИ и авторами (ИГ КарНЦ РАН), показали, что вкрапленно-прожилковая и гнездовая минерализация наиболее богатых сульфидных медных проявлений локализуется лишь в определенных участках. Наше изучение рудопроявлений и зон метасоматических изменений позволяет утверждать, что сульфидное медное оруденение тяготеет преимущественно к региональным СЗ шир-зонам и узлам их пересечений с СВ деформациями и приурочено к щелочным метасоматитам, выделяемым как альбититы и эйситы и др. (Кулешевич, 2001; Кулешевич и др., 2009), которые часто локализуются на контактах даек габбро-долеритов.

Метасоматиты наиболее контрастно проявлены и обнаруживаются при полевых геологических исследованиях в породах основного состава. Наиболее отчетливо они видны и документируются на контакте даек габбро-долеритов ятулийского или заонежского комплексов, секущих ятулийские кварцито-песчаники по СЗ тектоническим зонам в центральной Карелии. Щелочные изменения завершаются поздними кварцевыми или карбонат-кварцевыми жилами с медной или полиметаллической минерализацией. В региональном плане формирование подобных рудоконтролирующих

структур нами связывается с позднеэокаленскими орогеническими процессами, затронувшими весь Карельский кратон в конце позднего палеопротерозоя (от 1,8 до 1,76–1,74 млрд лет) и нашедшими свое отражение в формировании складчато-разрывных деформаций и закономерном образовании небольших Au-Ag-Mo-содержащих медносulfидных месторождений и рудопроявлений.

Позднепалеопротерозойские медные и медьсодержащие месторождения и рудопроявления Карелии составляют обширную группу с содержанием сульфидов от 5 до 40%, Cu – от 1 до 14–20%, с прогнозными ресурсами меди до 170 тыс. т (Минерально-сырьевая база., 2005; табл. 2). В центральной Карелии (Кулешевич и др., 2009) они образуют несколько типов гнездово-вкрапленных и вкрапленно-прожилковых Au-Ag-содержащих руд и представлены: 1 – Au-Ag-Mo-содержащими халькопиритовыми и халькопирит-борнит-халькозиновыми типами в зонах изменения кварцито-песчаников (Воронов Бор, известны как медистые песчаники); 2 – Au-Ag-содержащими халькопиритовыми вкрапленно-прожилковыми рудами в альбититах по габбро и вблизи их контакта в кварцито-песчаниках (Шуезерское, Орчень губа, Медные горы);

3 – Cu-Co-Mo-Au-Pd-U-V вкрапленно-прожилковыми рудами в альбититах и слюдястых метасоматитах в лудиковийских черносланцевых толщах (рудные объекты Падминской группы в Заонежье); 4 – медно-полиметаллическими (Cu, Pb, Zn, Mo) вкрапленно-прожилковыми рудами, наложенными на палеопротерозойские вмещающие толщи и граниты допротерозойского фундамента (Лебедева гора, Фаддейн-Келья); 5 – Cu-Co-Au-U-содержащими кварцевыми конгломератами (Маймъярви, Ятулий-1, Риговарака); 6 – Аухалькопирит-кварцевыми жилами в кварцито-песчаниках и метабазах (Воицкое, Воронов Бор).

Сульфидные медные вкрапленно-прожилковые и жильные проявления содержат в среднем 0,3–3 г/т

Au (реже выше) и до 100–900 г/т Ag. По историческим сведениям концентрация Au на некоторых месторождениях, например, таких как Воронов Бор и Воицкое, достигала 70–80 г/т, в медно-полиметаллических рудах участка Фаддейн-Келья установлено до 175 г/т, на рудных объектах Падминской группы – до 40–123 г/т, при средних содержаниях 0,16–0,23 г/т. Прогнозные ресурсы золота всех этих типов рудопоявлений на современный момент изученности оцениваются невысоко – в 15–20 т (в большинстве случаев по опробованию с поверхности или же получены при пересмотре и пересчетах старых данных) и требуют переоценки.

Таблица 2

Палеопротерозойские золотосодержащие месторождения и проявления меди Карелии (типичные объекты)

Тип руд	Название	Содержание Cu (%): макс.; ср. Рудный потенциал	Содержание Au (г/т): макс.; ср. Рудный потенциал	Спутники
Медистые песчаники	Воронов Бор	Макс. 5,8–6%; ср. 1,3% P ₂ 170 тыс. т	Макс. 3,7 и 77 г/т; ср. 1–1,3 г/т Добыто 0,75 т; P ₃ 15 т	Mo, Ag, Au, Se, Pb, Bi, W, Th, U
Cu-Au-U-кварцевые конгломераты	Маймъярви	Макс. 3,6%; ср. 0,8% P ₂ 162 тыс. т	Макс. 10 г/т; ср. 3,5 г/т P ₂ 18,5 т	Au, Ag, Th, U, Pb, Bi
	Ятулий-1	Ср. 0,3–0,4%	Макс. 13,6 г/т; ср. 1,36 г/т P ₂ 0,352 т, P ₃ 16 т	Au, Ag, Th, U, Pb, Bi
Au-Cu-сульфидные кварцево-жильные Медно-сульфидные жильные в альбититах	Воицкое	Макс. 14,2%; ср. 1,3% Добыто 100 т	Макс. 78 и 13,2 г/т; ср. 1,9 г/т Добыто 0,074 т	Ag, Au, Se, Th, U, Mo, Pb
	Шуэзерское Медные горы, Падун, Светлое Орчень губа, Кеч Лебедева гора	Макс. 5,5%; ср. 2,43% Макс. 3,62%; 2,7% Макс. 1,5% Макс. 1–3,45%	Макс. 6–20 г/т Макс. 27 г/т Макс. 15,6–20,1 г/т 0,3–3 г/т	Ag, Au, Se, Mo, Pb, Te, Th, U Ag, Au, Se, Mo, Pb, Te, Th, U Ag, Au, Se, Mo, Pb, Te, Th, U Zn, Pb, Ag, Au, Mo, Bi
Ag-Cu-полиметаллические в гранитах и вмещающих толщах	Фаддейн-Келья	Макс. 20% C ₂ 0,352 тыс. т	0,1–175 г/т; ср. 5,76 г/т	Ag, Zn, Pb, Au, Mo
Cu-Pd-Au-U-V в черных сланцах и песчаниках	Падминская группа объектов	Макс. 6,5%; ср. 0,24–0,84% C ₂ 2,9–12 тыс. т	Макс. 40–123 г/т, ср. 0,16–0,24 г/т C ₂ 0,5–1 т	Ag, Au, Se, Pb, Pd, Pt, U, Th, Mo, Zn

Примечание. Использованы данные кадастра (КГЭ), авторская база данных Л. В. Кулешевич, а также: Кулешевич, 2001; Минерально-сырьевая база..., 2005.

В Кумсинской структуре и северном обрамлении Онежской структуры в ятулийских кварцито-песчаниках, кварцевых гравелитах и конгломератах, иногда метабазах, а также в прорывающих их габбро локализуются многочисленные медно-рудные объекты (рис. 1–3). История медных промыслов и находки крупных самородков меди также имеют начало в Заонежье. Многие из них разрабатывались в Олонецкой губернии еще в XVIII–XIX вв., из них добывались попутно серебро и золото.

Для доказательства генетической связи и формационной принадлежности перечисленных проявлений были проведены геологические и минералогические исследования руд и окорудных метасоматитов. Первичным источником меди и некоторых других элементов для этих месторождений несомненно могли служить более глубокие уровни переработанных (выщелачиваемых) ятулийских базитов. В статье рассматривается наиболее типичный палеопротерозойский рудный объект – небольшое месторождение сульфидных медных руд Воронов Бор, относимое в геологической литературе к типу «медистые песчаники» (рис. 3).

Месторождение Воронов Бор

История исследований. Месторождение Воронов Бор было открыто в 1771 г. и разрабатывалось около 8 лет, затем после перерыва – с конца XIX в. по 1913 г. Часть руд была вывезена, часть складирована в штабеля, со временем разрушенные. На этом небольшом сульфидном медном месторождении, впоследствии отнесенном к формации медистых песчаников, было добыто 960 тыс. пудов медной руды. Оруденение представлено халькопиритовым, борнит-халькозиновым и промежуточным халькопирит-борнит-халькозиновым минеральными типами. Данные о золоте и серебре в медных рудах этого месторождения известны из исторических сведений и работ П. А. Борисова 1910 г. Доизучение месторождения и доопробование на золото проводилось в разные годы геологами различных производственных организаций, Карельской ГЭ и ИГ КарНЦ РАН (А. М. Тарасенковым, Ю. Б. Головановым, В. В. Сиваевым, авторами статьи и другими исследователями). Месторождение содержит в среднем 1,3% Cu (максимально до 6%, ресурсы меди категории P₂ составляют 170 тыс. т, забалансовые запасы – 11 тыс. т; Минерально-сырьевая база..., 2005).

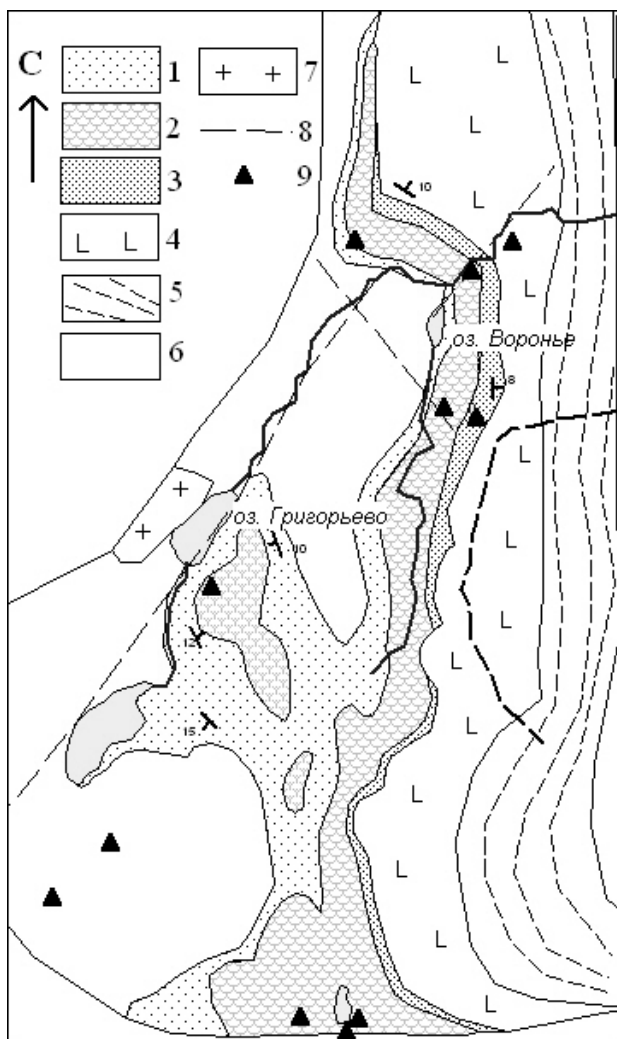


Рис. 3. Схема геологического строения участка Воронов Бор (построена на основе: Сиваев и др., 1978):

1–5 – породы ятулийского надгоризонта: 1 – кварцевые гравелиты, конгломераты, песчаники, 2 – metabазальты янгозерской свиты; 3 – кварцито-песчаники, гравелиты, 4 – metabазальты медвежьегогорской свиты; 5 – песчаники и сланцы туломозерской свиты; 6 – нерасчлененные толщи лопийского фундамента; 7 – граниты; 8 – разломы; 9 – проявления меди. Жирная пунктирная линия – тропа

Структура месторождения и положение оруденения. Месторождение Воронов Бор расположено в западном крыле Пергубской синклинальной структуры (северное обрамление Онежской структуры, переходящей в Кумсинскую). Оно приурочено к локальному участку деформаций в песчаниках и гравелитах медвежьегогорской свиты (PR1jt₂) вблизи контакта с metabазальтами янгозерской свиты (PR1jt₁) ятулийского надгоризонта. Полого падающие на восток породы осложнены складкой, сопровождающей формирование СЗ сдвиговой зоны (рис. 3). Эта зона и складчатость находятся на продолжении Святухинско-Космозерской зоны СРД, выделенной по работам «Невско-геология» и прослеживаемой из Онежской структуры на СЗ (Булавин, 1987, 1989; Металлогения Карелии, 1999). В пределах участка Воронов Бор аз. пад. в кварцито-песчаниках в непосредственной близости от основной горной выработки месторождения меняется от

восточных до западных румбов. В metabазальтах аз. пад. составляет 18–20° СВ. Вмещающие толщи смяты, образуют небольшую синклинальную структуру и метаморфизованы в условиях низкотемпературной зеленосланцевой фации. В южной части затопленного небольшого карьера интенсивно микроклинизированы.

Рудное тело по данным бурения, проведенного КГЭ, имеет форму линзы («пластовой залежи») длиной 300 м, падающей на восток под углом около 20°. Мощность рудного тела колеблется от 3 до 12 м, и оно прослежено на глубину до 120–150 м. Руды вкрапленно- и гнездово-прожилковые с содержанием сульфидов 5–40%. Пржилки чаще субвертикальные. Подобного типа проявления были установлены в пределах площади южнее и севернее участка Воронов Бор, обнаружены при бурении в С-89. На южном фланге участка месторождения вмещающие толщи секутся более мощными (0,05–1 м) пологими и крутопадающими кварцевыми жилами СЗ и СВ простирания. Их видимая протяженность до 20 м. В них, по данным КарГЭ, также установлена золото-сульфидная минерализация (Голованов и др., 1994).

Вмещающие толщи и их изменения. Вмещающие толщи представлены кварцито-песчаниками, кварцевыми гравелитами, в меньшем объеме конгломератами. В западной части участка обнажаются metabазальты, относимые к нижнеятулийским. Недеформированные породы залегают полого. Среднеятулийские metabазальты развиты восточнее участка. В восточной части участка развиты габбро-долериты, прорывающие вмещающие толщи, непосредственных контактов с ними не наблюдалось.

Гравелиты и песчаники параллельно-, косо- и градиционно-слоистые, мелко- и неравномерно-зернистые существенно кварцевые либо аркозовые. Гравийно-песчаниковый материал представлен кварцем, либо кварцем и полевым шпатом (10%) и еще более редко содержит обломки слюдистых сланцев. Размер зерен кварца 1–3 мм, полевого шпата – до 0,6–3 мм, размер слюдистых обломков до 3 см. Цементирующая масса представлена кварцем, тонко-чешуйчатой белой слюдой – серицитом (до 10–15%) и по характеру соединения обломков относится к цементу соприкосновения и заполнения. Калиевый полевой шпат в аркозовых песчаниках, попавший из разрушаемых лопийских К-гранитов, широко развитых на этой территории, относится к решетчатому микроклину, светло-розовый, обломочный, слабоокатанный, неравномерно-зернистый, размер зерен 0,3–3 мм, что указывает на недалекое перемещение от источника разрушения – подстилающих гранитов архейского основания.

Для неизмененных и слабо оруденелых кварцито-песчаников и гравелитов (табл. 3/ан. 9–10) характерны: высокие содержания SiO₂ (82–85%), низкие Al₂O₃ (~5%), сумма щелочей 1,5–2%, TiO₂ 0,2–0,35%. В аркозовых песчаниках количество Al₂O₃ возрастает до 8–10%, сумма щелочей – до 4–6%, среди них особенно K₂O – до 5,9%. Количество суммарного железа пропорционально меняется: увеличивается с увеличением количества халькопирита и уменьшается – с увеличением борнита и халькозина.

Породы слабо рассланцованы, но в зонах малоамплитудных деформаций видно, как слоистость сечется сланцеватостью, что фиксируется по переориентировке (перекристаллизации) серицита. Несмотря на, казалось бы, простой существенно кварцевый минеральный состав, песчаники и гравелиты вблизи рудной зоны также интенсивно подвергаются изменениям нескольких типов – окварцеванию, микроклинизации, эпидотизации и сфенитизации. Изменения пород сопровождаются увеличением количества редких акцессориев, циркона, апатита, радиоактивными минералами и медно-сульфидным оруденением.

Основные вулканы на участке месторождения представлены метабазами и зелеными хлоритовыми сланцами по ним. Породы подвержены синвулканическим (эпидотизация) и метаморфическим изменениям, на участке месторождения хлоритизированы и биотитизированы. Для слабо измененных ниже- и среднеуглистых метабаз Медвежьегорской зоны установлены следующие средние содержания: SiO_2 47,89–50,48%, MgO 6,7–7,61%, суммарного железа 12,29–13,76%, TiO_2 1,04–1,83% (табл. 3/ан. 1–3), K_f до 70–62%.

Метагаббро восточной части участка представлены мелко-, среднезернистыми массивными породами. Они также сильно изменены, имеют альбит-хлорит-амфиболовый состав с характерными реликтовыми зернами титаномагнетита, замещенного сфеном и гематитом, и содержат многочисленные секущие их гематит-эпидот-кварцевые прожилки и жилы с хлоритовой оторочкой.

Метасоматические изменения пород. К зоне деформаций в центральной части участка приурочены наиболее интенсивные изменения пород и фельзитовые жильные тела субщелочного состава, прорывающие метабаза, кварцито-песчаники, гравелиты и вызывающие изменения этих пород (альбитизацию, микроклинизацию и сопутствующие зоны переотложения компонентов). Состав измененных пород приводится в табл. 3 в сравнении со средними значениями слабо измененных пород.

Тонкозернистые фельзитовые породы жильной и сложной формы (четко не установленной в связи с тем, что карьер залит водой) пересекают метабаза и кварцевые гравелиты. Одна из таких жил, секущая метабаза западнее карьера, имеет мощность до 10 см и СВ простирание. На контакте с этими субщелочными афировыми, фельзитовыми породами идет интенсивное изменение вмещающих метабаз и гравелитов, сопровождаемое переотложением компонентов. В поле видимого развития изменений, в ореоле субщелочного тела, обычно сохраняются «тенивые» текстуры матрицы: в метабазах – миндалекаменные, в осадках – песчаные и неравномернозернистые, градиционно-слоистые гравелитовые. Метабаза становятся темно-зелеными (биотит-хлоритовыми) с участками черного или желто-зеленого цвета (эпидота). Гравелиты и кварцито-песчаники приобретают розовую окраску.

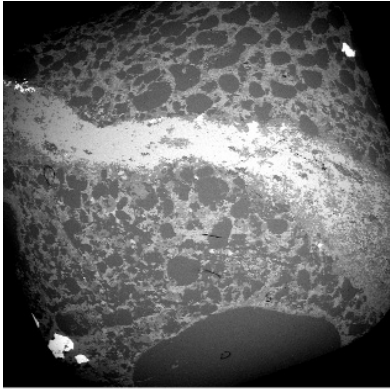
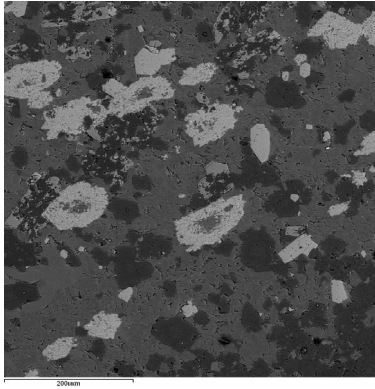
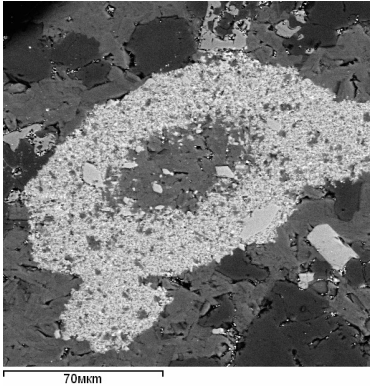
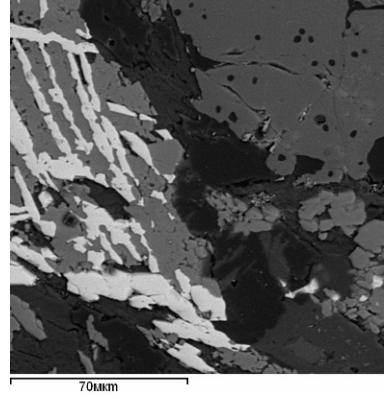
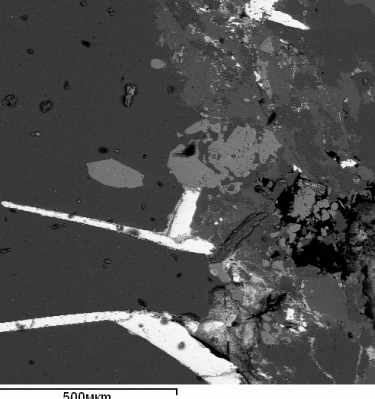
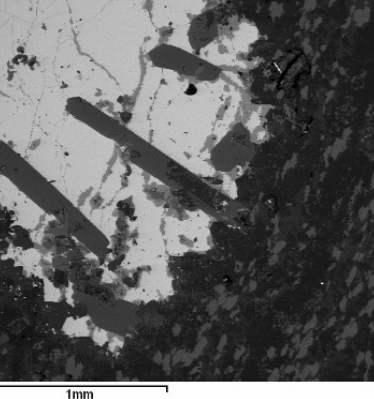
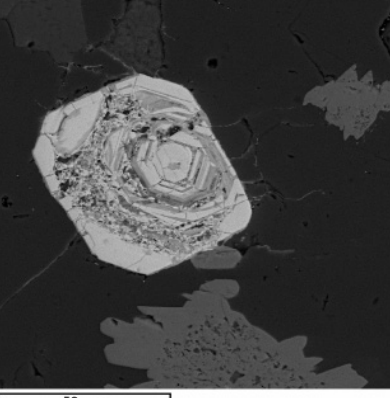
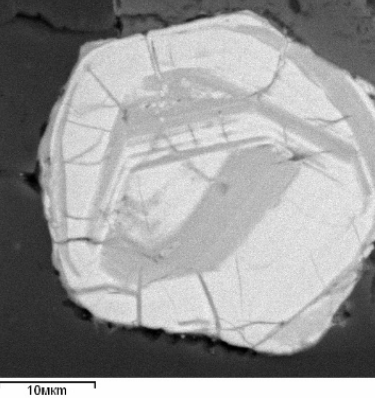
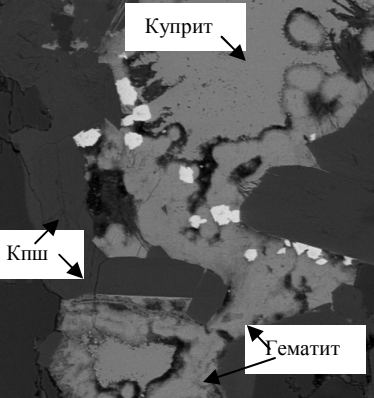
Жильные тела розовых афировых и пятнистых мелко-порфировых пород (названы в статье субщелочные породы), секущие метабаза и кварцито-песчаники, представляют собой тонкозернистые, ро-

зоватые и бежевые по цвету, существенно полевошпатовые биотитсодержащие породы, иногда с вкрапленниками полевого шпата и пятнистым развитием биотита. Пилотакситовые, аплитовидные, вероятно малоглубинные, они так же, как и вмещающие породы, подвержены изменениям в связи с наложением на них прожилково-вкрапленного медного оруденения. Эти субщелочные породы содержат альбит (60–70%), калишпат нерешетчатый (около 10%, ортоклаз?), кварц (10%), биотит (5–6%), серицит (до 3–5%). По ним развиваются эпидот, сфен, хлорит. Вкрапленники представлены калишпатом и биотитом. В основной массе преобладает мелкий кислый плагиоклаз. Акцессорные минералы представлены цирконом, апатитом, монацитом. Выделения сульфидов (халькопирита) в гнездах с биотитом и хлоритом имеют «порфировый» облик.

Химический состав пород приближен к кварцевым диоритам – монцодиоритам (или, с учетом их аплитовидного облика, к малоглубинным разностям; табл. 3, ан. 5): содержание SiO_2 в них около 64%, сумма щелочей – 6,42%, концентрация Li, Rb, Sr и особенно Ba (за счет полевого шпата) повышенная, Na-K-серийная принадлежность. Состав сильно изменчив, так как субщелочные породы, так же как и вмещающие, претерпевают изменения (табл. 3, ан. 6–8). В розовых пятнистых «порфировидных» метасоматитах по ним с биотитом, сфеном, количество TiO_2 увеличивается до 4,63%, что гораздо выше, чем в габбро с титаномагнетитом. Сфен выделяется в виде вкрапленности и фрамбоидов (рис. 4).

Измененные породы оконтуриваются как самостоятельное тело видимой площади 6×3 м вблизи контакта с метабазами. Морфология тела не совсем ясна, структурная позиция определяется выделяемой СЗ деформацией во вмещающих кварцито-песчаниках. Ориентировка отдельных субщелочных аплитовидных жил – СВ.

Изменения по основным породам. Измененные в зеленосланцевой фации метабаза имеют темно-зеленый цвет: все темноцветные минералы на участке полностью замещены хлоритом. В западной части карьера на контакте с альбитофирами метабаза сильно изменены до альбит-эпидот-карбонат-биотит-хлоритовых и биотит-хлоритовых сланцев почти черного цвета. По основным породам развиваются в разных количествах темно-зеленый хлорит (до 60%), биотит (до 5–20%), альбит, кварц, зональный эпидот, иногда микроклин, наложенный бластический карбонат, серицит, иногда турмалин (1%), а также сфен, апатит и сульфиды. Биотит-хлоритовые сланцы (метасоматиты по метабазам) секутся эпидотовыми прожилками с халькопиритом, гнездами эпидота, альбита или карбоната. Отдельные участки зеленых сланцев бывают сильно эпидотизированы. На контакте с одной из маломощных жил альбитофиров со стороны метабаз развиты крупные метакристаллы карбоната до 3–5 см, содержащие включения всех перечисленных минералов, что указывает на более поздний характер образования карбоната. На контакте с сульфидными (халькопиритовыми) прожилками образуется эпидот, кварц, альбит, реже микроклин, карбонат.

		
1. ВБ-12. Прожилки сфена (белый) в кварцевом конгломерате	2. ВБ-2/19. Фрамоидальные выделения сфена (светло-серый) в субвулканочной породе	3. ВБ-2/18. Сфен (светло-серый) с более крупными (белыми) включениями апатита
		
4. Решетка распада – гематит (свето-серый), сфен (серый), эпидот (темно-серый справа, вверху)	5. Ti-гематит (белый) и эпидот (серый) в кварцевом прожилке (темно-серый), секущем метагаббро	6. ВБ-7/1. Халькопирит (белый) прорастает игольчатым эпидотом (темно-серый)
		
7. ВБ-12/9. Циркон (белый, зональный), молибденит (серый) в кварце	8. ВБ-12/21. Циркон зональный	9. ВБ 3/9-1. Куприт (серый сверху), монацит (белый) в кайме гематита (серый), калишпат (темно-серый, слева)

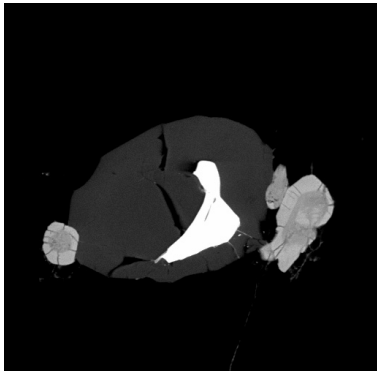
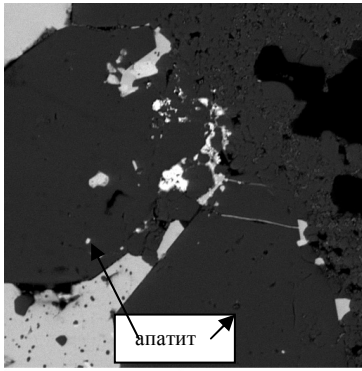
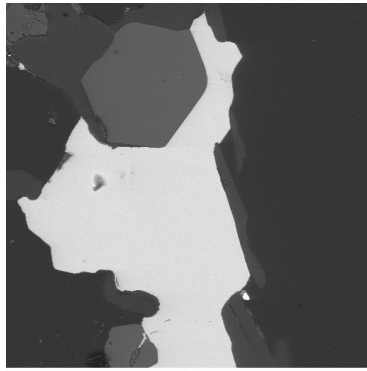
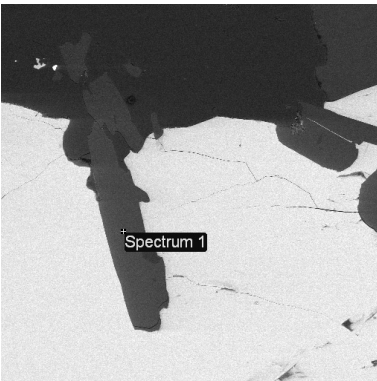
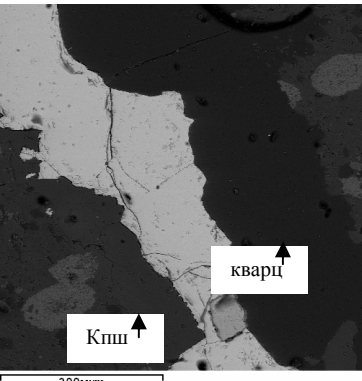
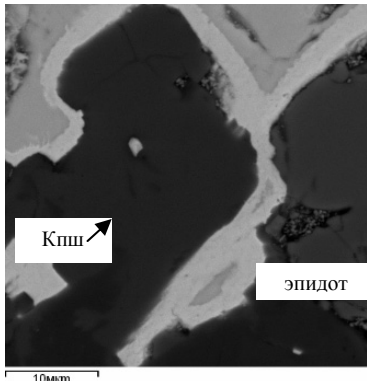
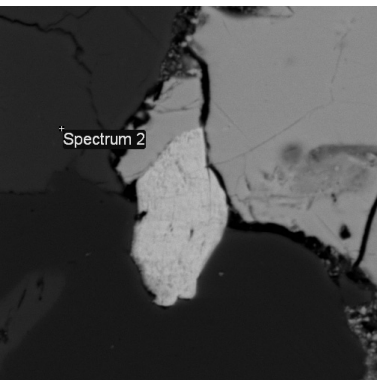
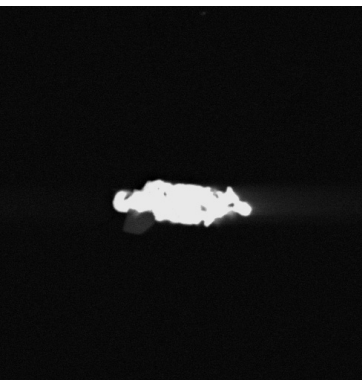
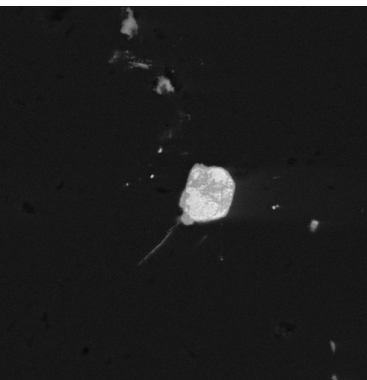
 50мм	 100мм апатит	 200мм
10. VB_3/10-3, 4. Циркон (светло-серый, зональный), апатит (темно-серый), монацит (белый) в апатите	11. VB-4a/9_1. Апатит (темно-серые крупные зерна) с включениями борнита, молибденита, акантита (белый), цементируется борнитом (светло-серый)	12. VB-4d_12-3. Апатит (гекс., серый), цементируется борнитом, фенгит (справа внизу). Белая точка справа внизу в фенгите – уранинит
 200мм Spectrum 1	 300мм Кпш кварц	 10мм Кпш эпидот
13. VB-4e_11-1. Борнит (белое), фенгит (пластинки темно-серые)	14. ВБ-2/2_1. Халькопирит (светло-серый), пирит (куб., серый). В прожилке слева калишпат (серо-черный), справа – кварц (черное). В породе слева и справа фрамбоиды сфена (темно-серые)	15. 1. ВБ-4/2. Микроклин (черное, слева), эпидот (темно-серое, справа), халькозин (белая кайма) по халькопириту (светло-серый)
 20мм Spectrum 2	 20мм	 20мм
16. ВБ-6/3_2. Халькопирит (светло-серый), молибденит (белый). Калишпат (серо-черный, слева) и кварц (черный, внизу) в рудных сливных кварцитах	17. С-89/21,4-9. Торит (белый) в халькопиритовых рудах в кварцито-песчаниках	18. VB-5_1. Срастание уранинита и ненанднакита

Рис. 4. Формы выделения минералов и их соотношение в метасоматически измененных породах и рудах месторождения Воронов Бор

Таблица 3

Состав первичных и метасоматически измененных пород и руд участка Воронов Бор

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
№ обр.	9-5	6-24	53-1	ВБ-1	ВБ-2	ВБ-4	ВБ-4/1	ВБ-3	1-16/8	2-2/6	2-16/14	ВБ-9	ВБ-6	ВБ-13	ВБ-12
SiO ₂ (%)	50,48	48,51	47,89	30,38	64,60	64,14	73,36	72,38	85,58	82,66	72,82	78,76	70,78	69,48	64,52
TiO ₂	1,83	1,25	1,04	2,38	1,23	4,63	0,65	0,85	0,20	0,35	0,29	0,29	0,13	0,42	1,16
Al ₂ O ₃	13,31	14,48	14,49	18,63	15,44	11,98	12,68	9,95	5,13	5,80	10,80	7,95	5,43	4,46	10,00
Fe ₂ O ₃	6,77	6,70	7,11	3,64	1,95	1,81	0,52	0,82	3,99	1,73	3,07	1,97	4,17	1,22	3,66
FeO	6,97	5,59	5,55	11,77	2,01	1,22	1,22	2,08	0,35	1,68	1,56	0,86	3,02	3,23	1,22
MnO	0,21	0,19	0,20	0,29	0,041	0,038	0,032	0,096	0,01	0,054	0,028	0,024	0,095	0,041	0,114
MgO	6,00	7,65	7,61	17,27	2,16	1,48	1,74	2,90	0,20	0,72	0,85	0,84	1,21	0,69	1,16
CaO	6,85	8,31	9,43	2,57	1,98	5,43	1,84	3,01	0,40	2,10	0,63	1,03	5,24	2,62	8,66
Na ₂ O	3,18	2,85	1,87	0,12	3,54	4,52	5,46	3,44	0,12	0,27	0,18	0,26	0,03	0,10	0,17
K ₂ O	0,75	0,26	0,19	2,22	2,88	0,61	0,60	0,69	1,88	1,30	3,77	5,64	0,42	0,69	1,81
H ₂ O	0,17	0,14	0,11	0,40	0,28	0,13	0,16	0,13	0,18	0,32	0,34	0,27	0,14	0,09	0,10
ппп	3,34	3,79	4,08	8,60	3,39	1,49	0,90	2,74	1,19	1,63	3,64	0,96	2,60	2,97	2,94
P ₂ O ₅	0,17	0,10	0,1	0,38	0,25	0,53	0,19	0,24	0,268	0,11	0,14	0,15	1,58	0,27	0,45
Cr ₂ O ₃	0,007	0,014	—	—	—	0,003	0,003	0,002	0,002	0,002	0,001	0,001	—	—	—
V ₂ O ₅	0,036	0,021	—	0,037	0,015	0,029	0,024	0,012	0,009	0,015	0,014	—	—	0,005	0,012
CoO	0,007	0,008	0,007	0,015	0,002	0,002	0,002	0,002	0,001	0,001	0,001	0,002	0,003	0,001	0,002
NiO	0,012	0,019	0,021	0,015	0,003	0,004	0,003	0,004	0,001	0,003	0,001	0,004	0,005	0,003	0,004
CuO	0,007	0,014	0,55	0,590	1,323	1,864	0,348	0,754	0,50	1,009	1,88	1,071	4,732	13,76	2,127
ZnO	—	—	—	0,051	0,006	0,003	0,004	0,008	—	—	—	0,002	0,006	0,002	0,003
Li ₂ O	—	—	—	0,0496	0,0085	0,0031	0,0037	0,0065	0,0013	0,0038	0,0068	0,0005	0,0026	0,0012	0,0033
Rb ₂ O	—	—	—	0,0123	0,0158	0,0024	0,0033	0,0030	0,0055	0,0044	0,0177	0,0065	0,0022	0,0013	0,0064
Cs ₂ O	—	—	—	0,0014	0,0004	0,0002	0,0002	0,0002	0,0006	0,0004	0,0002	0,0002	0,0003	0,0002	0,0002
SO ₃	—	—	0,16	0,08	0,01	0,01	—	0,10	—	—	—	—	0,05	0,001	1,75
Сумма	100,14	100,26	100,31	99,50	100,12	99,92	99,74	100,22	100,01	99,74	100,02	100,09	99,65	100,05	99,87
S	0,02	0,08	—	0,31	0,96	1,41	0,11	0,30	—	0,31	0,93	0,05	3,62	3,68	1,63
Ba*	—	—	—	0,041	0,17	0,030	0,013	0,020	0,080	—	0,16	0,12	0,015	0,058	0,10
Sr*	—	—	—	0,009	0,037	0,037	0,035	0,032	0,010	—	0,01	0,031	0,033	0,036	0,063
Na ₂ O+K ₂ O	3,93	3,11	2,06	2,34	6,42	5,13	6,06	4,13	2,00	1,57	3,95	5,9	0,45	0,79	1,98
Na ₂ O/K ₂ O	4,24	11	9,8	—	1,23	7,4	9,1	5	—	—	—	—	—	—	—
Fe ₂ O ₃ +FeO	13,74	12,29	13,66	15,41	3,96	3,03	1,74	2,90	4,34	3,41	4,63	2,83	7,19	4,45	4,88
f ¹	21,57	21,19	22,31	—	7,35	9,14	4,13	6,45	—	—	—	—	—	—	—
K _f	70	62	64	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
al	—	—	—	—	2,5	2,7	3,6	1,7	—	—	—	—	—	—	—
n	25	68	30	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1

Примечание. * – количественный спектральный анализ; n – количество образцов; прочерки здесь и в других таблицах – не определялись. 1–3 – средние значения для ятулийских метабазальтов Медвежьегорской вулканической зоны, по: Голубев, Светов, 1983; 1 – нижний ятулий, 2–3 – средний ятулий (3 – нижний лавовый поток с сульфидами меди). Осадки – песчаники и гравелиты, по: Голубев и др., 1994: 9–11 – кварцитовые (9–10) и аркозовые (11), слабо сульфидизированные. **Участок Воронов Бор:** 4 – биотит-хлоритовые сланцы (метасоматиты) по измененным ятулийским метабазальтам; 5 – тонкозернистая калишпат-кварц-альбитовая порода, субщелочная («альбитофир»), 6 – метасоматически измененная порода («альбитофир», со сфеном и сульфидами); 7, 8 – розовая фельзитовая порода и маломощная жила (7), развивающиеся по кварцито-песчаникам и зеленым сланцам; 12 – аркозовый песчаник слюдисто-полевошпат-кварцевый; 13 – сливной кварцит с гнездовыми выделениями халькопирита (халькопиритовая руда); 14 – медные (халькозиновые) руды в кварцевых гравелитах (сульфидов до 20%); 15 – кварцевый гравелит эпидотизированный с прожилковым выделением сфена и сульфидами. $f^1 = \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO} + \text{TiO}_2$. $K_f = (\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}) / (\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO}) \times 100$. $al = \text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO})$.

Изменения основных пород носят щелочной характер. Но в шлифах обычно фиксируется одновременное совмещение разных генераций минералов: 1 – метаморфические, 2 – образующиеся на стадии альбитизации, а также в результате сброса вынесенных компонентов и 3 – наложенные околорудные, сопровождающие сульфидно-кварцевые прожилки и гнезда. При изменении метабазальтов на контакте с розовыми субщелочными породами количество сфена достигает 10–15% и более (в просечках), эпидота – до 15–40% (в гнездах). Вместе со сфеном выделяется апатит округлой формы.

В биотит-хлоритовых сланцах (метасоматитах по метабазальтам) количество MgO повышается до 18,63%, TiO₂ – до 2,38% и уменьшается количество SiO₂, CaO, Na₂O относительно метабазальтов (табл. 3, ан. 2). В связи с появлением в них биотита, иногда в разных количествах альбита и микроклина, светлой слюды меняется количество оксидов K, Li, Rb, Cs

(K₂O – 2,22%, суммы редких щелочей до 0,06%). Изменения метабазальтов сопровождаются выносом и сбросом выщелоченных компонентов – Ca, Ti, P и их переотложением в зоны изменений, как в зеленые сланцы, так и вблизи их контактов в кварцито-песчаниках и гравелитах, где новообразованные минералы сфен и эпидот видны более контрастно.

Дорудные изменения по *кварцито-песчаникам*, кварцевым гравелитам, аркозовым песчаникам представлены разным сочетанием новообразованных минералов (кварца, слюды, эпидота, микроклина, альбита, реже карбоната, хлорита и др.). Породы содержат SiO₂ в интервале 83–72% (табл. 3, ан. 9–12). В гравелитах и песчаниках образуются участки желтовато-зеленого цвета, обогащенные эпидотом, либо прожилки и зоны светло-розового цвета со сфеном. Акцессорные минералы представлены цирконом, апатитом, монацитом, торитом. Появляются карбонат, барит, минералы урана.

В кварцевых гравелитах концентрация щелочей и СаО ниже (обычно до 5%, Al_2O_3 4,5–7%), а в эпидотизированных гравелитах количество СаО возрастает до 8,66%, Al_2O_3 достигает 10% и даже иногда более. Содержание TiO_2 и P_2O_5 в зонах таких изменений может повышаться (в «сливных» кварцитах, например, до 1,58% P_2O_5). Вероятно, что такие высокие концентрации Ti и P обеспечивались не только перетолжением из базитов, но связаны с привнесом из дополнительного субщелочного источника, вызвавшего метасоматические изменения пород.

«Сливные» рудные кварциты представляют существенно кварцевые с халькопиритом или халькозином (табл. 3, ан. 10–11) породы (это окварцованные кварцито-песчаники и гравелиты, содержащие вкрапленную халькопиритовую минерализацию). В них почти нет обломочных слабо окатанных зерен, оставшихся от песчаников и гравелитов, зерна «сшитые», сросшиеся с зигзагообразными неровными краями, как в жилах, что подчеркивает гидротермальный характер кварца в этих образованиях. То есть, по сути, эти породы – рудные кварцевые гнезда и линзы в ятулийских осадках. Прочие нерудные минералы (слюды, реже хлорит, эпидот и карбонат) в них встречаются в незначительном количестве – до 5–7%. Сульфиды (халькопирит – 10–20%) образуют гнезда. Кварциты содержат SiO_2 70%, около 5% Al_2O_3 , низкие концентрации MgO, СаО и оксидов щелочей (K, Na, Li, Rb, Cs). В них повышается содержание суммарного железа, CuO до 4,7–13,76%, S (табл. 3, ан. 10–11). Содержания иных рудогенных элементов в этих породах (Cr, V, Co, Ni, Zn, по данным спектрального и химического анализов) невысокие.

На все типы пород и их измененные разности наложены вкрапленные, гнездово-прожилковые и жильные ассоциации медно-сульфидных руд и околорудные изменения. К участкам прокварцевания приурочены наиболее богатые руды (Б-6 – халькопиритовые и Б-13 – халькозиновые, рис. 5). В зальбандах рудных прожилков установлены микроклин, альбит, эпидот, фенгит, хлорит. Оруденелые кварцито-песчаники и гравелиты с сульфидами (халькопиритом, борнитом, халькозином) содержат S и CuO в количестве 0,023,38% и 0,6–6,62%, соответственно (Голубев и др., 1994). По нашим анализам (табл. 3, ан. 13–14), они содержат до 5–14% CuO. Среднее содержание общего железа и железистость пород уменьшается от 10% в халькопиритовых рудах до 3–5% в халькопирит-борнитовых и 2,5–4% – в борнит-халькозиновых и халькозиновых (Голубев и др., 1994; Металлогения Карелии, 1999).

Для изменений в габбро характерно замещение ранних ассоциаций метаморфизованных пород на более поздние метасоматические: амфибола на хлорит, плагиоклаза на альбит и эпидот, появление слюд, калишпата, сфена и образование гематит-кварц-эпидотовых жил и прожилков. Замещение первичного титаномагнетита со структурой распада на стадии низкотемпературных метасоматических преобразований породы сопровождается образованием – «решетки» гематита в сфене (рис. 4).

Внедрение поздних кварцевых жил (с эпидотом, гематитом) и, вероятно, формирование штоков-верковых зон сопровождается образованием номинеральных хлоритовых зон (мощностью до 2–10 см), в зальбандах этих жил встречаются микроклин, эпидот, альбит, иногда апатит. Пластинчатый гематит в жилах («гематитовая слюдка») также отличается повышенной титанистостью (табл. 4, ан. 13–14).

Таким образом, в измененном габбро установлены две генерации гематита: первая образовалась по титаномагнетиту в ассоциации со сфеном (в нем Ti до 2,39–4,03%), вторая выделяется в виде пластинок в эпидот-кварцевых прожилках (Ti 3,61–6,27%, V до 0,43%). Обе генерации гематита титанистые. Сфен ($CaTiSiO_4$) в ассоциации с гематитом-1 содержит 0,57–1,01% Fe и до 22,59% Ti. Таким образом, изучение минералов в титанистых габбро показывает, что в низкотемпературной зеленосланцевой фации под влиянием гидротермальных растворов происходит локальная миграция титана в пределах изменяемой породы (в сфен и гематит), тем не менее при более глубоких преобразованиях, вероятно, возможен и его более интенсивный вынос.

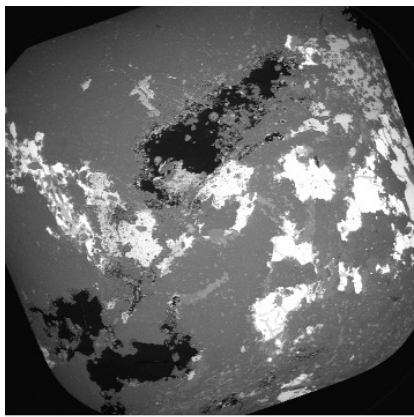
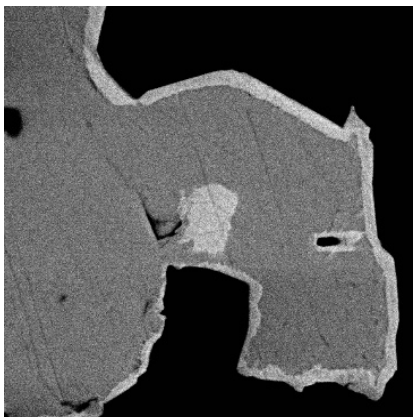
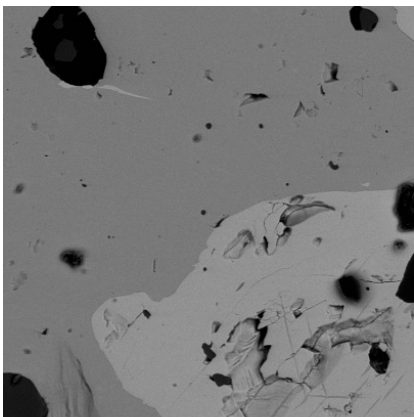
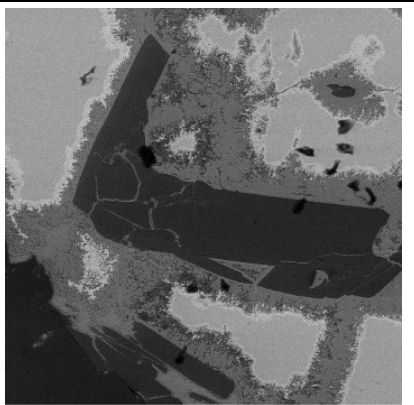
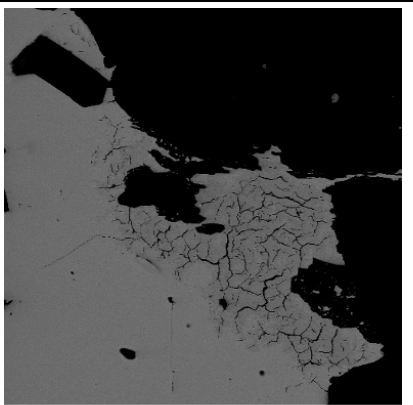
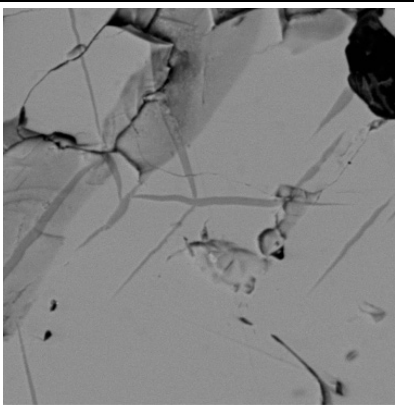
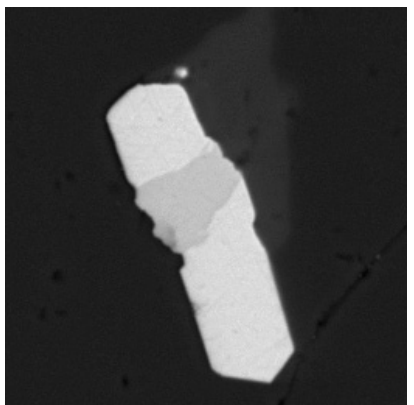
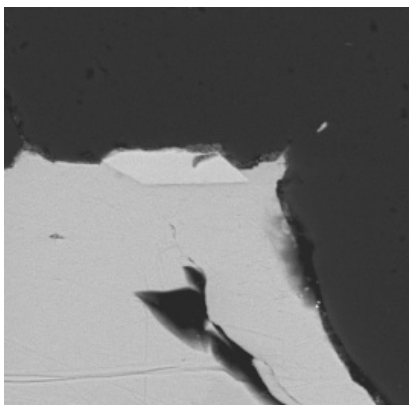
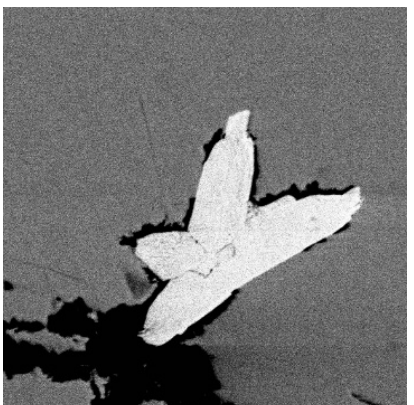
Таким образом, в измененном габбро установлены две генерации гематита: первая образовалась по титаномагнетиту в ассоциации со сфеном (в нем Ti до 2,39–4,03%), вторая выделяется в виде пластинок в эпидот-кварцевых прожилках (Ti 3,61–6,27%, V до 0,43%). Обе генерации гематита титанистые. Сфен ($CaTiSiO_4$) в ассоциации с гематитом-1 содержит 0,57–1,01% Fe и до 22,59% Ti. Таким образом, изучение минералов в титанистых габбро показывает, что в низкотемпературной зеленосланцевой фации под влиянием гидротермальных растворов происходит локальная миграция титана в пределах изменяемой породы (в сфен и гематит), тем не менее при более глубоких преобразованиях, вероятно, возможен и его более интенсивный вынос.

Таблица 4

Сфен и гематит из измененных пород участка Воронов Бор

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
№ обр.	ВБ-15	ВБ-15	ВБ-2	ВБ-2	ВБ-2	ВБ-4	ВБ-5	ВБ-7/1	ВБ-12	ВБ-12	ВБ-15	ВБ-15	ВБ-15	ВБ-15
№ уч.	5-3	6-2	2-3	18-2	18-3	3-2	10-2	13-1	2-1	8-4	1-2	4-1	5-1	5-2
Al	0,47	0,51	1,06	0,93	0,67	0,57	0,91	0,75	0,76	1,17	–	–	–	–
Si	15,08	15,42	15,13	15,75	15,19	15,2	16,02	15,26	14,72	14,96	–	–	–	–
Ca	19,97	19,83	20,29	20,06	20,24	20,13	19,27	20,94	20,61	20,37	–	–	–	–
Ti	22,59	22,53	22,32	21,39	21,39	22,6	22,21	21,96	21,85	22,35	3,71	6,27	2,39	4,00
V	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	0,41	0,43	–	–
Fe	0,94	0,57	–	0,61	–	0,43	–	–	–	–	72,34	69,00	74,63	72,55
O	40,94	41,15	41,2	41,25	41,17	41,08	41,59	41,09	41,28	41,15	23,53	24,30	22,98	23,45

Примечание. 1–2 – измененные габбро; 3–7 – измененные фельзитовые породы (1–3 – гематит-эпидот-кварцевые жилы, 4–5 – альбитофиры, измененные: титаномагнетит замещен сфеном и гематитом, 3–7 – альбитофиры и метасоматиты по ним, в том числе с фрагментами сфена (ан. 4–5)); 8 – измененная порода; 9–10 – кварцевые гравелиты с секущими прожилками сфена; 11–14 – гематит (11–12 – гематит-эпидот-кварцевые жилы с хлоритовой оторочкой, 13–14 – гематит в сростании со сфеном). Авторские номера во всех таблицах здесь и далее: ВБ – Л. В. Кулешевич, ВВ – О. Б. Лавров. Микрозондовый анализ выполнен на рентгеновском микроанализаторе с приставкой фирмы Tescan в ИГ КарНЦ РАН. Аналитики: А. Н. Терновой, А. С. Сафронов.

		
1. ВБ-7/1. Халькопирит (белый), руда	2. ВБ-5/12. Халькопирит-1 (серый), светло-серая кайма и зерно – халькозин	3. VB-4/1_1. Халькопирит-1 (темно-серое). Борнит (светло-серый), в нем пластинки халькопирита (темно-серые)
		
4. С-89/24-8. Халькопирит-1 (серый), халькозин (белая кайма вокруг халькопирита), куприт (серая кайма), фенгит (черные кристаллы)	5. VB-4d_18-1. Ag-ковеллин (темно-серый, трещиноватый) на краю борнита	6. VB-4/2_1. Решетка распада халькопирит-2 (темно-серый) в борните (светло-серый)
		
7. VB-4g_14-1. Кристалл борнита (белый), сечется халькопиритом-3	8. VB-4b_1. Кобальтин (белый кристалл) на краю зерна борнита (светло-серый)	9. ВБ-6/23. Молибденит (белый) в халькопирите (серый)

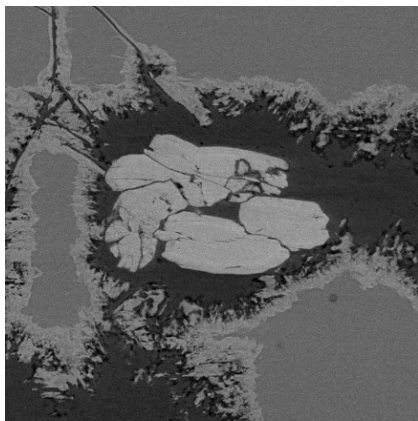
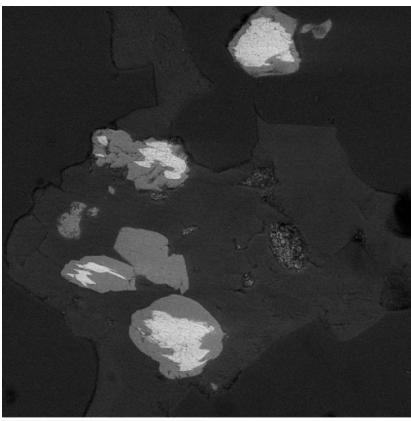
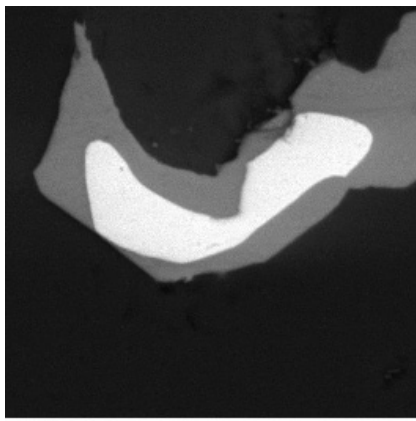
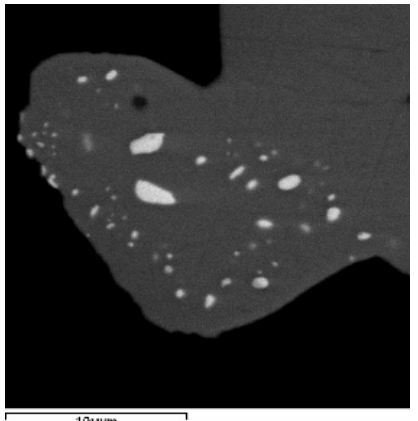
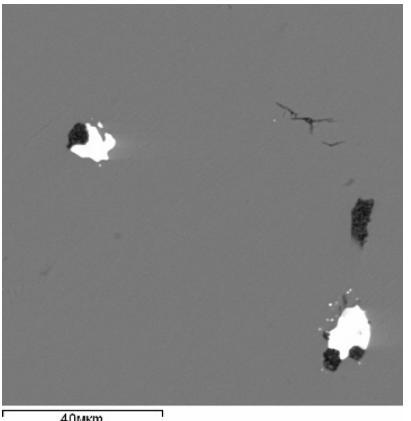
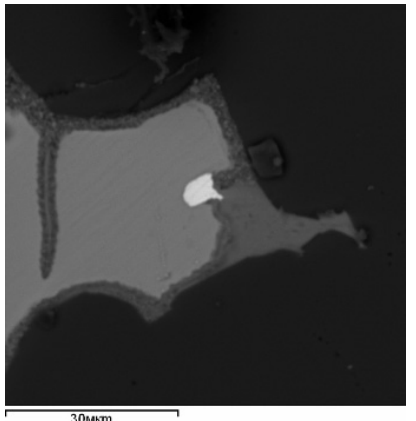
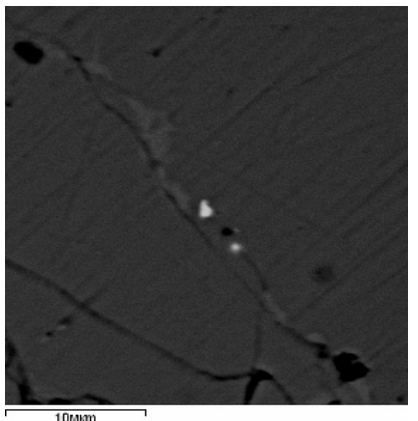
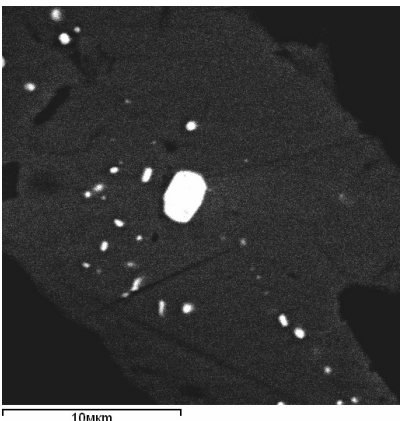
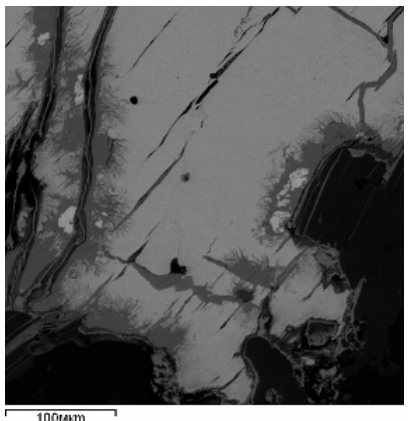
		
10. С-89/24-5. Халькопирит (серый), халькозин (светло-серая кайма вокруг халькопирита, гнездо молибденита (белый))	11. С-89/24-8. Молибденит (белый) в куприте (серый). Фенгит (серо-черный, окружение гнезд)	12. VB-4e/15_1. Галенит в борните
		
13. VB-4d_5-1. Клаусталит PbSe (белый) в борните (эмульсионная вкрапленность)	14. ВВ. Клаусталит (белый) и его же эмульсионная вкрапленность в борните (серый)	15. VB-1л/4. Науманнит в борните (светло-серый), гематите (темная кайма), халькопирите (темно-серый)
		
16. VB-4/8_2. Науманнит Ag_2Se в микротрещинке с халькозином в борните	17. VB-4e/13_1. Науманнит Ag_2Se и эмульсионная вкрапленность в борните	18. VB-3/3_2. Халькозин (светло-серый), барит (белый) в куприте (темно-серый, волокнистый)

Рис. 5. Минералы сульфидных медных руд участка Воронов Бор:

1–7 – халькопиритовые и борнитовые руды и соотношения сульфидов в них; 8 – кобальтин в борните; 9–11 – выделения молибденита; 12 – Se-содержащий галенит в борнитовых рудах; 13–17 – селениды (клаусталит и науманнит) и их соотношения с сульфидами и оксидами; 18 – взаимоотношение халькозина с купритом и баритом

Минеральный состав измененных вмещающих образование пород. Изучение породообразующих минералов из разных зон изменений вмещающих пород (разных метасоматических зон) и околорудных – вблизи контактов с сульфидно-кварцевыми гнездами, прожилками и из «сливных» кварцитов проводилось в шлифах и аншлифах.

Хлорит (табл. 5, ан. 1–5) в измененных метабазах и щелочных метасоматитах имеет темно-зеленый цвет и железо-магнезиальный состав. Железистость хлорита в альбитофирах и в метасоматитах по базальтам близка ($f = 29–34,6$), а в «сливных» кварцитах, не содержащих других Fe-Mg-силикатов, наоборот, она гораздо выше ($f = 50,8\%$). Учитывая то, что более поздних процессов на участке не было, $T_{обр.}$ хлоритов можно, по-видимому, рассчитать по геотермометру (Cathelineau, 1985). Она равна $260–290\text{ }^{\circ}\text{C}$ (ср. 270), что близко соответствует началу процесса дорудных изменений. Хлориты второй генерации из «сливных» кварцитов с сульфидами образовались при $T = 210\text{ }^{\circ}\text{C}$, из парагенезиса с монацитом – около $205\text{ }^{\circ}\text{C}$, из тонких просечек с карбонатом и фторидами РЗЭ (Ce, La, Nd) – $190\text{ }^{\circ}\text{C}$. Таким обра-

зом, хлорит поздних генераций образовался при $T_{ср.}$ около $200\text{ }^{\circ}\text{C}$. Хлорит в поздних ассоциациях с минералами Ag, U иногда содержит V до $0,94\%$.

На удалении от рудной зоны в измененном метагаббро и вблизи контакта с гематит-эпидот-кварцевыми прожилками развит темно-зеленый клинохлор. Содержание железа в этом хлорите ниже ($f = 24–26\%$), чем в хлоритах из других пород, это, по-видимому, связано с тем, что его основная часть идет в гематит, а $T_{обр.}$ около $260\text{ }^{\circ}\text{C}$.

Эпидот в измененных базальтах и кварцито-песчаниках, в метасоматитах и сульфидно-кварцевых прожилках имеет близкий состав (табл. 6). Он имеет $f = 22–26$. Ранняя генерация развивается при изменениях в породе со сфеном, поздняя генерация, представленная игольчатым эпидотом, сечет сульфиды и развивается в гематит-кварцевых жилах в измененных габбро (рис. 5/6). Более высокая железистость эпидота, так же как и хлорита, обнаружена в «сливных» кварцитах с халькопиритом. Эпидот из гематит-кварцевых прожилков из измененных габбро, ассоциирующий с крупнокристаллическим Ti-гематитом, имеет железистость $f = 27–28$.

Таблица 5

Хлориты из измененных пород, метасоматитов и околорудных парагенезисов

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9
№ авт.	ВБ-7/1	ВБ-7/1	ВБ-4	ВБ-5	ВБ-6	Г-16/7	ВБ-15	ВБ-15	ВБ-15
№ уч.	13 4	19 2	1 1	14 1	9 4	1 3	1 4	2-3	5-7
Mg (м. %)	13,94	12,43	14,06	14,65	9,63	12,34	15,77	16,41	15,73
Al	12,66	12,77	12,6	12,59	10,52	12,26	12,40	12,30	12,34
Si	15,61	16,76	15,48	15,63	15,42	15,27	16,01	15,99	15,67
Fe	15,22	15,08	15,36	14,37	22,88	18,42	12,57	11,93	12,72
O	42,57	42,96	42,5	42,76	40,25	41,71	43,25	43,37	42,99
Расчет форм. ед. на 10 катионов									
Mg	3,06	2,76	3,09	3,20	2,27	2,77	3,41	3,53	3,42
Al	2,51	2,56	2,50	2,48	2,23	2,48	2,41	2,38	2,42
Si	2,97	3,22	2,95	2,96	3,15	2,96	2,99	2,97	2,95
Fe	1,46	1,46	1,45	1,37	2,35	1,8	1,18	1,12	1,21
Al IV	1,03	0,78	1,05	1,04	0,85	1,04	1,01	1,03	1,05
Al VI	1,48	1,78	1,44	1,43	1,38	1,44	1,41	1,36	1,37
f (%)	32,2	34,6	32,2	29	50,8	39,4	25,8	24	26
$T_{обр.}$ ($^{\circ}\text{C}$)	270	190	280	270	210	270	260	270	275

Примечание. 1–2 – метасоматиты по метабазальтам на контакте с жилой альбитофиров (1 – ранняя и 2 – более поздняя генерации); 3 – альбитофиры и 4 – розовые метасоматиты; 5 – «сливной» рудный кварцит с халькопиритом; 6 – кварцевые гравелиты с сульфидной (халькозиновой) минерализацией; 7–9 – измененные габбро с гематит-эпидот-кварцевыми жилами с хлоритом в зальбандах. $f = (\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3) / (\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO})$ – железистость хлорита, $T_{обр.}$ рассчитана по глиноземистости хлорита, геотермометр (Cathelineau, 1985).

Таблица 6

Эпидоты из измененных пород и контактов кварцевых прожилков

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9
№ авт.	ВБ-7/1	ВБ-7/1	ВБ-4	ВБ-4	ВБ-5	ВБ-5	89/21,4	ВБ-15	ВБ-15
№ уч.	14 4	6 2	2 4	2 5	11 4	10 6	4 6	1 3	5 5
Al (м. %)	12,78	12,29	13,22	13,12	12,83	12,35	13,2	12,29	12,22
Si	19,49	19,31	19,47	19,18	18,15	19,92	18,66	19,31	19,33
Ca	16,44	16,72	16,68	17,3	17,74	16,61	17,37	16,72	16,23
Fe	8,66	9,38	7,8	7,76	9,42	8,39	8,42	9,38	9,99
O	42,62	42,3	42,83	42,64	41,86	42,72	42,35	42,3	42,23
Сумма	99,99	100	100	100	1000	99,99	100	100	100
Расчет форм. ед. на 8 катионов									
Al	2,19	2,11	2,25	2,24	2,29	2,11	2,25	2,11	2,10
Si	3,20	3,18	3,19	3,14	2,98	3,28	3,06	3,18	3,19
Ca	1,89	1,93	1,91	1,98	2,04	1,91	2,00	1,93	1,88
Fe	0,72	0,78	0,64	0,64	0,78	0,69	0,69	0,78	0,83
Al ^{IV} +Fe	2,90	2,89	2,90	2,88	2,97	2,81	2,95	2,89	2,93
f	24,7	26,9	22,2	22,2	26,2	24,7	23,6	26,9	28,3

Примечание. 1–2 – измененный базальт с прожилком; 3–4 – субщелочная порода измененная; 5–6 – розовый щелочной метасоматит по кварцито-песчаникам; 7 – кварцито-песчаники с сульфидами (С-89); 8–9 – измененное габбро.

Среди слюд (табл. 7) в измененных кварцито-песчаниках и гравелитах преобладают тонкочешуйчатые белые, названные в первичных описаниях «серициты». Они содержат невысокие концентрации Mg и Fe (0,8–3,5%). Для белых слюд характерно замещение Si в тетраэдре (КЧ = IV) на Al (до ~0,6–0,9 форм. ед.), замещение Al^{VI} на Mg и Fe. Близкие им по составу слюды (Al^{IV} до 0,88–0,96 форм. ед.) с более высокими содержаниями Mg и Fe встречаются в субщелочных породах (№ 16–17). В них иногда фиксируется незначительное увеличение парагонитовой составляющей (Na) и реже Ba, очень редко V (до 0,15%). В слюдах нерудного парагенезиса борнитовых и халькозиновых руд в кварцито-песчаниках снижается или отсутствует Mg при концентрации Fe около 3–3,5%. Эта закономерность является типоморфной особенностью руд данного типа, в которых одновременно снижается суммарное содержание железа и магния в рудах и Fe в сульфидах. Соотношение Si/Al > 3 (3,2–5,6) в белых слюдах из измененных пород и контактов рудных прожилков позволяет отнести их к фенгитам. Более низкие значения отношения присущи кварцито-песчаникам, а высокие – субщелочным породам и розовым метасоматитами.

Биотит – наиболее распространенная слюда в измененных метабазах черного цвета. В субщелочной породе и розовых метасоматитах по кварцевым гравелитам он имеет пятнистое развитие, в рудах и метасоматитах по кварцито-песчаникам отсутствует.

Полевые шпаты (низкотемпературные альбит и калиевый полевой шпат, табл. 8) распространены во всех типах изменений, в «сливных» кварцитах, в измененных основных породах они встречаются реже. Альбиты имеют простой состав, достаточно однотипны и содержат не более 2,42% Ca. Калиевые полевые шпаты установлены в субщелочных породах и розовых метасоматитах, «сливных» кварцитах, встречаются в зальбандах сульфидно-кварцевых прожилков и гнезд (рис. 4/9, 14–15), а также в измененных метабазах и габброидах в породе. Новообразованные калиевые полевые шпаты (ортотлаз ?) не имеют решетчатого двойникования, чем отличаются от микроклинов из аркозовых песчаников. Иногда в их составе фиксируется Ba (до 1,07%).

Циркон установлен в субщелочных и во всех типах измененных пород, в халькопиритовых и борнитовых рудах и непосредственно в борните (рис. 4). Среди цирконов наиболее широко распространены гидротермальные достаточно крупные изометричные округлые зональные и дипирамидальные хорошо ограненные зерна, дающие в сечении квадрат с дополнительными гранями (или восьмигранник). Он сростается с апатитом. Зональные зерна циркона отличаются составом: более темные части в них обогащены примесями Ca, Fe, Al (табл. 9). Содержание Hf в центральных частях зерен иногда достигает 1,8%.

Таблица 7
Слюды из измененных пород, руд и контактов кварцевых прожилков

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
№ авт.	ВБ-5	ВБ-5	ВБ-4	ВБ-2	ВБ-7/1	ВБ-6	ВБ-12	ВБ-12	С-89/24	ВБ-4д	ВБ-4д	ВБ-4е	ВБ-4/1	ВБ-4/1	ВБ-7/1	ВБ-2	ВБ-2
№ уч.	10-3	3-7	3-1	2-11	2-5	2-1	2-5	9-3	2-1	12-4	12-6	25 3	2-2	5-1	12-2	2 1	3 2
Na (м. %)	—	0,038	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Mg	1,67	1,45	1,46	1,26	1,44	1,45	0,87	1,22	0,82	—	—	0,24	9,18	9,29	9,04	3,77	3,61
Al	15,66	16,02	15,46	16,28	15,46	15,92	17,27	16,37	16,58	18,52	18,16	18,26	8,61	8,93	8,72	14,57	15,42
Si	24,71	24,43	24,96	23,96	24,39	24,6	23,88	24,24	23,44	22,88	23,65	22,99	19,71	19,64	19,31	2,97	22,49
K	9,83	9,76	9,58	9,93	9,75	9,5	9,05	9,54	9,64	9,6	9,29	9,54	8,78	8,65	8,56	7,49	7,79
Fe	2,29	2,19	2,66	3,04	3,48	2,68	2,7	2,88	3,59	3,5	3,05	3,06	11,32	11,09	12,08	6,27	5,75
Ti	—	—	—	—	—	—	0,3	—	—	—	—	0,28	0,72	0,61	0,81	—	—
Ba	—	—	—	—	—	—	—	—	0,85	—	—	—	—	—	—	—	—
O	45,84	45,78	45,88	45,51	45,48	45,58	45,95	45,75	45,08	45,5	45,86	45,62	41,68	41,79	41,47	44,94	44,95
Сумма	100	99,67	100	100	100	99,73	100,02	100	100	100	100	100	100	100	100	100,01	100,01
Формульные единицы																	
Na	0	0,006	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Mg	0,26	0,23	0,23	0,20	0,23	0,23	0,14	0,19	0,13	—	—	0,04	1,63	1,65	1,61	0,59	0,56
Al	2,28	2,34	2,26	2,38	2,26	2,33	2,53	2,39	2,45	2,71	2,66	2,67	1,43	1,48	1,45	2,13	2,25
Si	3,35	3,32	3,39	3,25	3,32	3,34	3,25	3,29	3,22	3,11	3,22	3,13	3,03	3,01	2,98	3,12	3,04
K	0,96	0,95	0,94	0,97	0,95	0,93	0,88	0,93	0,95	0,94	0,91	0,93	0,97	0,95	0,95	0,73	0,76
Fe	0,16	0,15	0,18	0,21	0,24	0,18	0,18	0,20	0,25	0,24	0,21	0,21	0,88	0,86	0,94	0,43	0,39
Ti	—	—	—	—	—	—	0,02	—	—	—	—	0,02	0,06	0,05	0,07	0	0
Ba	—	—	—	—	—	—	—	—	0,02	—	—	0	—	—	—	0	0
Сумма	7	7	7	7	7	7	7	7	7	7	7	7	8	8	8	7	7
Al ^{IV}	0,65	0,68	0,61	0,75	0,68	0,66	0,75	0,71	0,78	0,89	0,78	0,87	0,97	0,99	1,02	0,88	0,96
Al ^{VI}	1,63	1,66	1,65	1,63	1,55	1,66	1,77	1,68	1,67	1,82	1,88	1,80	0,46	0,49	0,43	1,25	1,29
Fe+Mg	0,42	0,38	0,41	0,40	0,46	0,41	0,34	0,39	0,38	0,24	0,21	0,27	2,57	2,56	2,62	1,02	0,96
K2	2,04	2,04	2,06	2,03	2,05	2,07	2,09	2,07	2,05	2,06	2,09	2,05	3,03	3,05	3,05	2,27	2,24
K1	0,96	0,96	0,94	0,97	0,95	0,93	0,88	0,93	0,95	0,94	0,91	0,93	0,97	0,95	0,95	0,73	0,76
K1+K2	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	4	4	4	3	3
Si/Al ^{IV}	5,11	4,88	5,58	4,34	4,87	5,05	4,30	4,64	4,13	3,50	4,13	3,58	3,13	3,06	2,92	3,54	3,18

Примечание. K1=K+Na, K2=Fe+Mg+Ti+Al^{VI}. 1–5, 13–17 – субщелочные (4, 16–17) и измененные породы на контакте с ними; 6 – сливные кварциты, халькопиритовые руды; 7–8 – измененные кварцито-песчаники с прожилками сфена; 9 – халькопиритовые руды в кварцито-песчаниках; 10–12 – борнитовые руды в кварцито-песчаниках. 1–12, 16–17 – фенгиты; 13–15 – биотиты.

Таблица 8

Полевые шпаты из измененных пород и контактов кварцевых прожилков

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
№ авт.	ВБ-7/1	ВБ-7/1	ВБ-4	ВБ-4	ВБ-5	ВБ-5	89/21,4	ВБ-15	ВБ-2	ВБ-7/1	ВБ-4	ВБ-5	ВБ-6	ВБ-15
№ уч.	14 4	6 2	2 4	2 5	11 4	10 6	4 6	5 8	2 5	5 3	2 1	11 3	2 2	2 7
Na (м. %)	7,59	6,8	7,88	7,09	8,13	7,08	7,8	8,01	-	-	-	-	-	-
Al	10,81	11,7	9,66	11,3	10,31	11,06	10,29	10,30	9,2	9,22	9,33	9,29	9,26	9,46
Si	31,43	31,02	32,74	30,93	32,29	31,18	32,45	32,60	30,57	30,73	30,92	30,87	30,08	31,12
Ca	1,51	2,42	0	2,08	0,34	2,04	0,43	-	-	-	-	-	-	-
K	-	-	0,91	-	-	-	-	-	13,32	13,97	13,46	13,62	13,8	12,92
Ba	-	-	-	-	-	-	-	-	1,07	-	-	-	-	-
O	48,66	48,6	48,81	48,59	48,93	48,93	49,02	49,09	45,85	46,07	46,28	46,22	46,14	46,51
Сумма	100	100	100	100	100	100	99,99	100	100,01	99,99	99,99	100	100	100,01
Форм. ед.														
Na	0,87	0,79	0,91	0,82	0,93	0,82	0,90	0,92	-	-	-	-	-	-
Al	1,06	1,10	0,95	1,11	1,01	1,09	1,01	1,01	0,96	0,95	0,97	0,96	0,96	0,98
Si	2,96	2,95	3,08	2,93	3,04	2,95	3,06	3,07	3,07	3,05	3,07	3,07	3,06	3,10
Ca	0,10	0,16	-	0,05	0,02	0,14	0,03	-	-	-	-	-	-	-
K	-	-	0,06	-	-	-	-	-	0,96	1,0	0,98	0,97	0,98	0,92
Ba	-	-	-	-	-	-	-	-	0,02	-	-	-	-	-

Примечание. 1–8 – альбит; 9–14 – К-полевой шпат. 1–6, 10–12 – измененные породы; 7 – кварцито-песчаники с халькопиритом; 8, 14 – измененное габбро; 9 – субщелочная порода; 13 – «сливной» кварцит.

Таблица 9

Цирконы из метасоматитов и руд

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
№ обр.	ВБ-4	ВБ-6	ВБ-12	ВБ-12	ВБ-12	ВБ-12	ВБ-12	ВБ-2	ВБ-2	VB-3	VB-3
№ уч.	12-1	13-1	7-1	9-1	9-2	21-1	21-2	5-1	5-2	10-1	10-3
Al	-	-	-	-	1,85	-	2,23	-	0,54	1,02	-
Si	14,59	15,1	14,81	14,75	15,07	15,52	16,44	14,76	14,52	16,46	15,28
Ca	-	-	-	-	1,63	-	1,39	-	1,17	0,74	-
Fe	-	-	0,41	-	1,64	-	-	-	-	1,17	-
Zr	50,92	50,11	48,6	50,70	44,33	49,46	43,43	50,66	47,68	44,66	49,84
Hf	-	-	1,8	-	-	-	-	-	1,6	-	-
O	34,49	34,78	34,28	34,57	35,48	35,03	36,51	34,58	34,5	35,95	34,89
Сумма	100,01	99,98	99,7	100,02	100	100,01	100	100	100,01	100	100,01

Примечание. 4–11 – зональные зерна циркона; 1 – субщелочная порода, метасоматически развивается по кварцито-песчанику, 2 – «сливной» кварцит с халькопиритом, 3–7 – сфениitized и эпидотизированный кварцито-песчаник (с прожилком сфена), 8 – субщелочная порода, 10–11 – борнитовые руды в кварцито-песчаниках.

Апатит обычно находится в сростании с эпидотом, сфеном, иногда с цирконом и монацитом в количестве 1–3%, в метасоматитах участками больше. Он образует достаточно крупные зерна округлой и гексагональной формы в субщелочных породах, метасоматически измененных кварцитах и гравелитах в ассоциации с эпидотом, сфеном и сульфидами (рис. 4/10–12). Характерной чертой (типomorphicной особенностью) является выделение апатита в зальбандах кварц-сульфидных гнезд и прожилков в сростании с сульфидами, в измененных кварцито-песчаниках, сливных кварцитах и гематит-эпидотовых прожилках в габбро. Апатит по микротрещинкам цементируется сульфидами – борнитом, молибденитом (рис. 4/11–12). Апатит относится к фтористой разновидности (табл. 10).

Из других аксессуарных и радиоактивных минералов в зонах изменений обнаружены *торит*, *монацит* (табл. 10). *Монацит* содержит РЗЭ – Ce, La, Nd, Th, в меньшем количестве – Ca, Pr, реже Sr, изоморфно замещающие главные катионы. Монацит выделяется позднее апатита, проникает в него по микротрещинкам и выделяется в гематитовой кайме вокруг куприта (рис. 4/9–10) – по времени образования близко с баритом. То есть его образование происходит при

увеличении потенциала кислорода – уже на стадии окисления руд.

Карбонат в измененных основных породах выделяется в форме небольших метакристаллов размером 0,3–0,5 см, образует тонкие более поздние просечки, прожилки и гнезда. Вблизи контакта с прожилком субщелочной породы встречаются крупные метакристаллы размером до 2–3 см с включениями других минералов. Карбонат относится к кальциту с незначительным количеством примесей Mn и Fe (до 0,3–1,5%). В более поздних тонких просечках с низкотемпературным хлоритом и карбонатом встречен минерал с РЗЭ, который, вероятно, относится к фторидам Ce-La (табл. 10, ан. 12)

Сульфидно-кварцевые прожилки секут более ранний дорудный парагенезис метасоматитов. Непосредственно возле этих прожилков и гнезд, секущих измененные кварцито-песчаники, установлены альбит, микроклин, во внешней их зоне – эпидот, сфен, хлорит, в ореоле – фенгит, в щелочных породах – биотит, развивающийся пятнами. Калиевый полевой шпат тяготеет к зальбандам прожилков и выделяется в сростании с кварцем и альбитом.

Сульфидные медные руды месторождения Воронов Бор относятся к гнездово-вкрапленным, вкрапленно-

прожилковым. Состав руд представлен сульфидами (5–40%), в окисленных обычных оксиды, карбонаты. Среди сульфидов наиболее распространены халькопирит, борнит, халькозин, гораздо реже встречаются единичные зерна пирита, иногда сфалерита (табл. 11–12). В связи с этим можно выделить существенно халькопиритовые и борнитовые или борнит-халькозиновые руды, а также промежуточные минеральные типы. Молибденит (до 1–2%) встречается в обоих типах, но преобладает в халькопиритовых. Типоморфными минералами борнитовых руд также являются более редкие минералы: га-

лениит, Se-галенит, селениды (науманнит, клаусталит), акантит, гессит, самородное серебро и золото, рениит, гринокит, кобальтин, гессит, минералы U (уранинит и смеси с др.) и Th (торит, табл. 10, ан. 14–16). В халькопиритовых рудах селениды встречаются реже. Кроме этих минералов были установлены единичные зерна гораздо более редких минералов – антимонита, киновари, Pb-сульфосолей и промежуточных соединений Cu-Ag сульфидных фаз. В зоне окисления развиты халькозин, ковеллин, гематит, куприт, минеральные смеси, барит, карбонаты меди, англезит.

Т а б л и ц а 1 0

Фосфаты и кислородные соли редких и радиоактивных элементов из метасоматитов и руд

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
№ обр.	ВБ-6	ВБ-12	Г-16/7	ВБ-2	ВБ-15	ВБ-3	ВБ-4d	ВБ-3	ВБ-3	ВБ-4	ВБ-5	ВБ-7/1	С-89/21,4	С-89/21,4	ВБ-4g	ВБ-4d	ВБ-5
№	8-2	3-2	4-1	4-4	3-2	10-2	12-7	9-2	10-1	5-1	4-1	18-1	5-2	9-1	2-1	12-1	1-1
F	4,83	4,59	3,67	4,50	3,24	4,11	4,25					5,01	1,0				
Al												1,93					
Fe												9,13					
P	18,91	19,55	19,58	19,78	19,66	19,04	19,52	14,47	13,78	13,84	15,07		14,50				
Ca	37,05	36,17	36,81	35,86	36,96	37,35	36,46	3,97	0,62	0,88	2,93	1,66	5,66				
Si												3,57		9,94			4,30
Y																	6,48
Pb																	13,18
Sr								1,13									
La								10,8	14,57	15,33	14,30	17,80	13,81				
Ce								27,13	28,28	27,49	27,96	30,78	28,20				
Pr								2,73									
Nd								8,9	8,32	6,39	8,21	10,89	7,39				
Th								1,71	6,70	8,29				69,19			
U															83,22	83,22	53,54
O	39,21	39,69	39,96	39,86	40,14	39,35	39,76	29,17	27,72	27,78	30,54	19,22	29,44	20,87	16,78	16,78	18,95
Сумма	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
Размер, мкм	40×50	12×15	100×70	15×15	50×80	50×80	50×50	2×5	40×15	10×15	8×7	50×50	60×10	20×5	4×20	3	9×7

П р и м е ч а н и е. 1–7 – апатит; 7–10, 13 – монацит; 12 – точно не диагностированный минерал (флюоцерит – ?); 14 – торит (ThSiO₄); 15–16 – уранинит (урановая чернь по зернам серебра и самостоятельные выделения, UO₃); 17 – тонкое прораствание уранинита и ненадежность (?). Сумма приведена к 100%.

Т а б л и ц а 1 1

Микрозондовые анализы ведущих сульфидов месторождения Воронов Бор, мас. %

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
№ авт.	ВБ-6	С89/21,4	ВБ-5	ВБ-4	ВБ-5	ВБ-4	ВБ-4d	Г-16/7	ВБ-4	ВБ-3	ВБ-5	ВБ-3	ВБ-4d	ВБ-2	ВБ-5
№ уч.	4-1	3-2	3-1	11-1	6-1	1-2	12-8	1-1	8-1	3-1	5-1	6-1	18-1	2-1	2-1
S	35,74	38,18	37,74	37,1	29,77	27,18	28,14	23,28	26,33	23,99	32,81	33,91	33,98	57,32	56,91
Fe	30,51	29,39	30,07	31,16	10,48	12,0	11,19	–	2,77	–	2,51	–	1,23	42,68	43,09
Cu	33,74	32,43	31,73	31,73	59,78	60,82	60,67	76,72	70,91	76,01	64,68	66,09	62,97	–	–
Ag	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1,83	–	–

П р и м е ч а н и е. 1–4 – халькопирит, 5–7 – борнит, 8–10 – халькозин, 11–12 – ковеллин, 13 – Ag-ковеллин, 14–15 – пирит. Руды: 1–3, 5, 11, 14 – халькопиритовые (1 – в «сливных» кварцитах и 2 – кварцито-песчаниках, в том числе по скважинам; 3, 5, 11 – в метасоматитах, 14 – субщелочной породе). 4, 6, 7, 9, 10, 12, 13, 15 – борнитовые, 8 – халькозиновые руды.

Отложение руд в близповерхностных условиях сформировало рудную зональность, которая устанавливается непосредственно на месторождении и по скважинам. Она проявилась в смене халькопиритовой (1) минерализации борнитовой (2). С увеличением кислородного потенциала формировались окисленные типы руд – борнит-халькозиновые, халькозиновые (3), они содержат гематит, куприт. Так как извлеченные руды находятся в отвалах, то окисленные ассоциации развиваются практически по всем медным минералам, они сопровождаются образованием синих кайм ковеллина, ге-

матита, а также сложных промежуточных минеральных смесей и развиваются по краям и микротрещинкам в халькопирите, борните. В окисленных рудах обычно встречаются куприт и барит, самородное серебро. Рассмотрим более подробно минералогию руд месторождения Воронов Бор (по минеральным типам из разных зон метасоматически измененных пород).

Сульфиды. *Халькопирит* – ведущий рудный минерал, образует гнезда, прожилки в кварцито-песчаниках, метабазах, кварцитах. Выделяется самостоятельно и вместе с борнитом. В рудной зональности

он вытесняется *борнитом* ($T_{уст.} < 170\text{ }^{\circ}\text{C}$) и затем *халькозином* ($T_{уст.} < 103\text{ }^{\circ}\text{C}$). Состав отдельных исследованных минералов приведен в табл. 11. Халькопирит образует аллотриоморфные зерна размером 0,5–3 мм, их сростания в гнездах и прожилках (рис. 5/1). Развита самостоятельно (первая генерация) и в сростании с молибденитом в халькопиритовых рудах, с борнитом – в халькопирит-борнитовых рудах. В борнитовых рудах при усиливающемся дефиците железа он образует пластинки в борните (халькопирит-2 – решетка распада в борните, рис. 5). Кроме того, в борнитовых рудах выделяется поздний халькопирит-3: он сечет кристаллы борнита со сдвигом (рис. 5). Борнит имеет бронзово-розоватый цвет, образует гнезда, прожилки. Крупные линзы-гнезда иногда достигают 15–10 см в длину, до 5 см в ширину и выстилаются белой слюдой, отделяясь от вмещающей породы. Борнит содержит 8–13% Fe и Cu в интервале ~59–61%. В борнитах встречаются микротрещиноватые краевые участки более серого цвета (рис. 5/5), они представляют собой ковеллин с примесью Ag до 1,83%. «Халькозин» имеет серо-черный цвет, синеватый

оттенок из-за окисления, образует гнезда (обр. Г-16/7) и развивается в каймах. На микрофотографиях он имеет более светлый, чем у борнита, оттенок и содержит до 71–76% Cu. По отношению Cu : S (ат. к.) этот изменчивый ряд «халькозина» можно отнести к гириту-дигениту, т. е. даже еще более низкотемпературной модификации с верхней $T_{уст.} = 83\text{ }^{\circ}\text{C}$, чем у халькозина (103 °C). По сульфидам, особенно халькопириту и борниту, развивается сульфид меди ряда ковеллин – ярровит, имеющий синеватый оттенок (Cu ~ 63–66% без Fe или же с небольшой его примесью), куприт и гематит.

Пирит встречается очень редко, в единичных зернах установлен в обоих типах руд. Кристаллизуется раньше сульфидов меди. В халькопиритовых рудах установлены единичные выделения *сфалерита*. В связи с практически полным отсутствием этих сульфидов в рудах Co концентрируется исключительно в *кобальтине* CoAsS (рис. 5), а Cd «предпочитает» связываться в самостоятельный сульфид – *гринокит* (Cd, Zn)S (табл. 12). Оба эти минерала были установлены в борнитовых рудах.

Т а б л и ц а 1 2

Редкие сульфиды, селениды и самородные металлы, мас. %

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
№ обр.	VB-4d	VB-1	ВБ	VB-4g	VB-4d	VB-4e	ВБ-12	VB-4	ВБ	VB-4a	VB-4b	VB-4b	VB-4b	VB-4a	VB-3	Г-17/7	ВБ-2a	ВБ-2a
Сп.	4 1	3 1	1 1	9 2	5 1	5 1	12 1	9 1	4 1	4 1	6 1	8 3	8 2	6 1	7 2	5 1	4 1	10 1
S	13,65	13,15												14,96	11,60	14,65	19,05	16,72
Pb	86,35	83,89	82,02	74,22	73,28	74,13												
Ag							73,32	75,05	73,62	66,17	65,63	60,75	61,49	85,04	88,40	83,35	61,75	70,05
Se		2,96	17,98	25,78	26,72	25,87	24,28	24,95	26,38	24,64	6,17							
Te							2,39			9,19	28,21	39,25	34,92					
Cu													3,59				19,21	13,22
Сумма	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	99,99
Размер, мкм	10×15	3	10×15	3	2	4×5	3×1	3	5	1	1	1	3×2	17–20	1×3	1×5	2	2

№ п/п	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36
№ обр.	С-89/21,4	ВБ-5	ВБ-6	ВБ-12	VB-4e	С-89/21,4	ВБ-7/1	VB-4a	VB-4	VB-4b	VB-4d	VB-4g	ВБ-7/1	ВБ-12	VB-1g	VB-4g	ВБ-12	Г-16/7
Сп.	2-5	23-1	23-1	13-1	23-1	1 3	4-1	8 12	7 1	5 1	10	1		14-1	2 1	13 1	11-1	6 1
S	40,15	33,68	41,04	37,88	39,25	35,42	37,09	23,98	22,16	21,11		0,61			22,71	19,68	29,34	17,34
Mn							0,63											
Fe							5,19			0,45					29,42			
Cu												2,35				1,40		
Zn							64,58	57,10	6,3									0,32
Cd								69,72										
Mo	59,85	66,32	58,96	62,12	60,75													
Co									29,87	29,08								
Ni									3,68	5,29								
As									44,29	44,07					47,87			
Sb																		
Pb																21,84	70,66	
Ag											100	97,04	100			57,08		
Bi														100				
Hg																		82,32
Сумма	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
Размер, мкм	40	27	40	20	20×5	3	2,5	20×10	25	20	20	40×15	10×5	2	5×7	3	3	4

П р и м е ч а н и е. 1–2 – галенит (2 – Se-галенит), 3 – селенид свинца, 4–6 – клаусталит, 7–10 – науманнит (в том числе 7, 10 – Те-содержащий), 11–13 – гессит (в том числе 11 – Те- и 13 – Cu-содержащий), 14–16 – акантит (Ag₂S), 17–18 – ряд маккинстриит [17 – (Ag, Cu)₂S] – ялпаит (Ag₃CuS₂). Борнитовые (1–5, 8–15), халькопиритовые (6–7), халькозиновые (16) руды в кварцито-песчаниках, 17–18 – альбитофиры с халькопиритовой минерализацией, 19–23 – молибденит, 24–25 – сфалерит, 26 – гринокит, 27–28 – кобальтин, 29–31 – сам. серебро (30 – с каймой уранинита), 32 – висмут, 33 – арсенопирит, 34 – сульфосоли (буланжерит-менегинит?), 35 – антимонит, 36 – киноварь. Борнитовые (23, 26–30, 33–34), халькопиритовые (19–22, 24–25, 31–32, 35), халькозиновые (36) руды в кварцито-песчаниках. Микрозондовые анализы выполнены на микроанализаторе с приставкой фирмы Tescan в ИГ КарНЦРАН (аналитики А. Н. Терновой, А. С. Сафронов). Анализы приведены к 100%.

Молибденит MoS_2 образует чешуйки размером 1–14 мкм и их гнездовые скопления размером до 40 мкм в халькопирите, борните, кварце. В окисленных рудах находится в центральной части зерен куприта (рис. 5, табл. 12). Состав всех изученных молибденитов отличается отсутствием каких-либо примесей. В пятнистых метасоматитах он формирует характерные зональные «порфировые» гнезда.

В халькопиритовом типе руд были встречены мелкие (0,8–10 мкм) выделения самородных металлов (серебро, реже висмут), галенит, селениды. В борнитовом типе руд селениды и другие редкие минералы распространены гораздо шире.

Галенит PbS образует мелкие зерна в сростании с селенидами и более крупные самостоятельные выделения в борните и вмещающей породе (рис. 5, табл. 11), обычно содержит изоморфную примесь Se в количестве до 3%, что является типоморфной особенностью данного типа руд.

Селениды наиболее распространены в борнитовом типе руд, в халькопиритовых встречаются реже (табл. 12, рис. 5). Они представлены клаусталитом (PbSe) и науманнитом (Ag_2Se). Размер их зерен не превышает 1–6 мкм (реже до 10 мкм у клаусталита). Селениды встречаются преимущественно в борнитовых рудах, реже в халькопиритовых в сростании с молибденитом, и выделяются обычно в краевых частях зерен борнита, гораздо реже самостоятельно в породе. В каймах борнита

они образуют эмульсионную вкрапленность, что подчеркивает привнос и отложение Se в конце гидротермального процесса. В науманните иногда встречается Se до 0,81–2,39%, который изоморфно замещает Se. Селениды секут кайму гематита по борниту и халькопирит-3 и выделяются в микротрещинках совместно с халькозином (рис. 5/15–16).

Самородные металлы. Самородное золото (рис. 6, табл. 13) встречено в медных (борнитовых) рудах и в зоне кварцевых жил и прожилков в южной части участка. Мощность золотосодержащих сульфидно-кварцевых жил на южном фланге месторождения, по данным бурения Карельской ГЭ, составляет 0,05–0,8 м, протяженность до 20 м. Повышенные концентрации золота установлены в борнитовых рудах, где они обеспечиваются присутствием самородного золота размером до 10–25 мкм. Золото образует зерна и пластинки более крупных размеров и тонкодисперсные выделения в микротрещинках (300–500 нм – 1–2 мкм). В составе серебрянистого золота установлены примесь Ag от 16,02 до почти 20% и Cu до 1,09%. Более высокое содержание Ag до 32,9–74,06% в тонкодисперсном золоте позволяет отнести его к электруму и кюстелиту. Эти находки минеральной формы золота подтверждают установленные пробирным методом повышенные концентрации Au в борнитовых рудах. Тонкодисперсное золото по времени образования, вероятно, близко с минералами серебра.

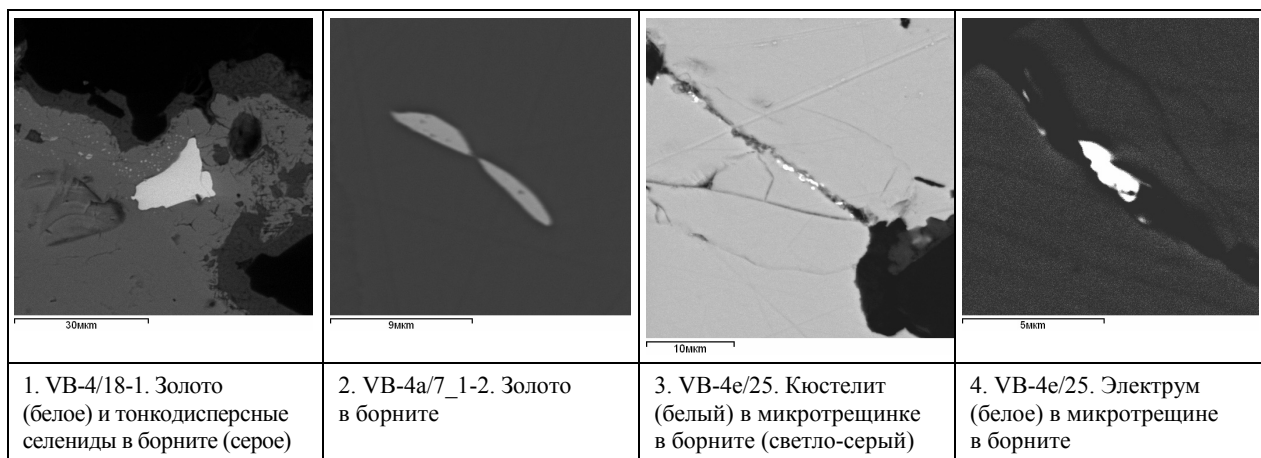


Рис. 6. Серебрянистое золото, электрум и кюстелит в рудах участка Воронов Бор

Т а б л и ц а 13

Самородное золото из борнитового типа руд

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
№ обр.	VB-4	VB-4a	VB-4a	VB-4d	VB-4d	VB-4d	VB-4d	VB-4d	VB-4d	VB-4e	VB-4e
№ уч.	18-1	7-2	7-1	6-1	6-3	7-1	5-1	16-1	17-1	24-1	24-2
Cu	1,09	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ag	16,02	19,98	19,42	48,96	62,92	54,62	42,87	32,90	41,54	74,06	67,24
Au	82,88	80,02	80,58	51,04	37,08	45,39	57,13	67,10	58,46	25,94	32,76

П р и м е ч а н и е. 1–3 – золото высокосеребряное, 4–9 – электрум, 10–11 – кюстелит.

Самородное серебро выделяются в виде комков, чешуек, «ежиков» в микротрещинках и пустотках в зернах кварца, реже среди сульфидов в обоих типах руд и даже в эпидоте (рис. 7, табл. 12). Оно образует

зерна размером до 10–30 мкм. В своем составе серебро обычно не содержит примесей, но иногда в краевых зонах количество S увеличивается в нем до 0,7%, а Cu – до 2–3%. В кайме серебра установлены

сульфид серебра и окисные минералы, содержащие U, Th. Редкие находки небольших крючковатых зерен *самородной меди и железа* были установлены в межзерновых пустотах в розовых метасоматитах. Единичные зерна микронного размера *самородного висмута* обнаружены в образцах ВБ-7/1, ВБ-12, ВБ-4.

Обогащение растворов в конце процесса рудообразования Ag и Te приводит к появлению *гессита* ($T_{обр.} < 145^{\circ}\text{C}$), серебра и сульфида серебра – *акантита* ($T < 105^{\circ}$). Вероятно, существует изоморфный ряд минералов в системе Ag-Pb-(S-Se-Te), но теллуриды на месторождении крайне редки.

Тонкодисперсные выделения *акантита* (Ag_2S) образуются на поверхности самородного серебра и в барите, секущем куприт и халькозин (рис. 7/4). Он выделяется совместно с окисленными ассоциациями, но при изменении потенциала S, после ее почти полного «использования» баритом, на этой стадии появляются самородные металлы и акантит (с низким содержанием серы). Остальные гораздо более редкие минералы (сульфосоли, киноварь, Sb_2S_3 и др., табл. 12) встречаются в единичных редких мелких зернах.

Новой и неизвестной до настоящего времени находкой оказался *Os-Cu-рениит* (Re, Os, Cu) S_2 , обнаруженный О. Б. Лавровым (Лавров, Кулешевич,

2009) в виде включений в борните (борнитовой руде) и иногда в кварце. Медистый рениит образует шестигранные, ромбические и треугольные пластинки и их сростки размером 3–5 мкм (рис. 8). Их внешний вид и четкая кристаллографическая форма позволяют предполагать, что минерал имеет триклинную сингонию. Рентгеновских исследований из-за малого размера зерен проведено не было. В составе рениита кроме Re (56,53–60,25%) присутствуют Os до 3,68% и Cu (до 7,59–10,99), Fe (табл. 14). Возможно, два последних элемента частично связаны с матрицей – борнитом.

Сульфаты, оксиды, карбонаты. В окисленных рудах появляется куприт и каймы вокруг сульфидов, во внутренних зонах которых находятся халькозин (светлая кайма), Cu-Fe оксиды, гематит с примесями Cu (темная кайма). Во внешней зоне темных кайм образуются сложные минеральные смеси Fe с Al, Si, Ca. При окислении на поверхности по рудам развиваются налеты малахита и азурита, иногда встречается англезит. На поздних стадиях гидротермального процесса, в том числе в просечках, секущих Cu-содержащие гематитовые каймы и куприт, выделяются барит, акантит, серебро, монацит, карбонаты РЗЭ.

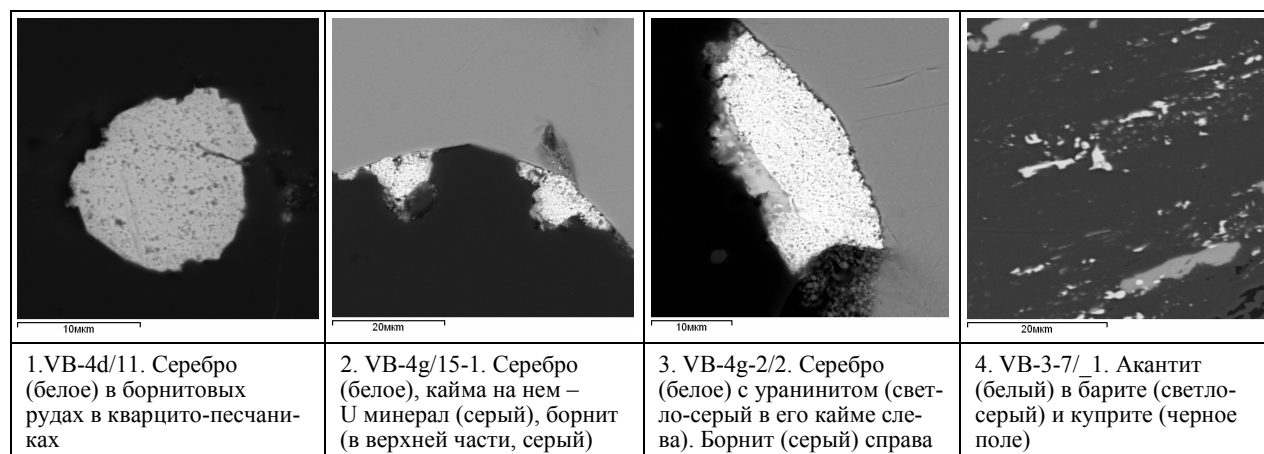


Рис. 7. Самородное серебро и акантит в рудах участка Воронов Бор

Таблица 14

Химический состав Cu-Os рениита (месторождение Воронов Бор), мас. %

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8
№ обр. и уч.	VB-4 14	VB-4 15	VB-4 16	VB-4a 1	VB-4a 2	VB-4a 3	VB-4b 7	VB-4 2
S (%)	28,95	28,26	28,91	29,71	29,46	29,42	29,62	26,89
Fe	—	1,20	1,25	0,91	1,09	1,10	1,14	4,18
Cu	7,59	10,99	9,06	9,23	9,5	9,51	10,42	22,35
Re	60,25	55,87	58,26	58,63	58,31	58,24	56,53	44,69
Os	3,2	3,68	2,52	1,52	1,64	1,72	2,29	1,89
Сумма	99,99	100	100	100	100	100	100	100
Формульные единицы								
S	1,99	1,90	1,94	1,97	1,96	1,95	1,95	
Fe	0	0,05	0,05	0,03	0,04	0,04	0,04	
Cu	0,26	0,37	0,31	0,31	0,32	0,32	0,35	
Re	0,71	0,65	0,07	0,67	0,67	0,67	0,64	
Os	0,04	0,04	0,03	0,02	0,02	0,02	0,03	
Сумма К	1,01	1,10	1,06	1,03	1,04	1,05	1,05	

Примечание. Сумма приведена к 100 %. Состав минерала изучался с помощью сканирующего электронного микроскопа VEGA II LSH с микроанализатором INCA Energy 350. Ан. 8 – с примесью борнита.

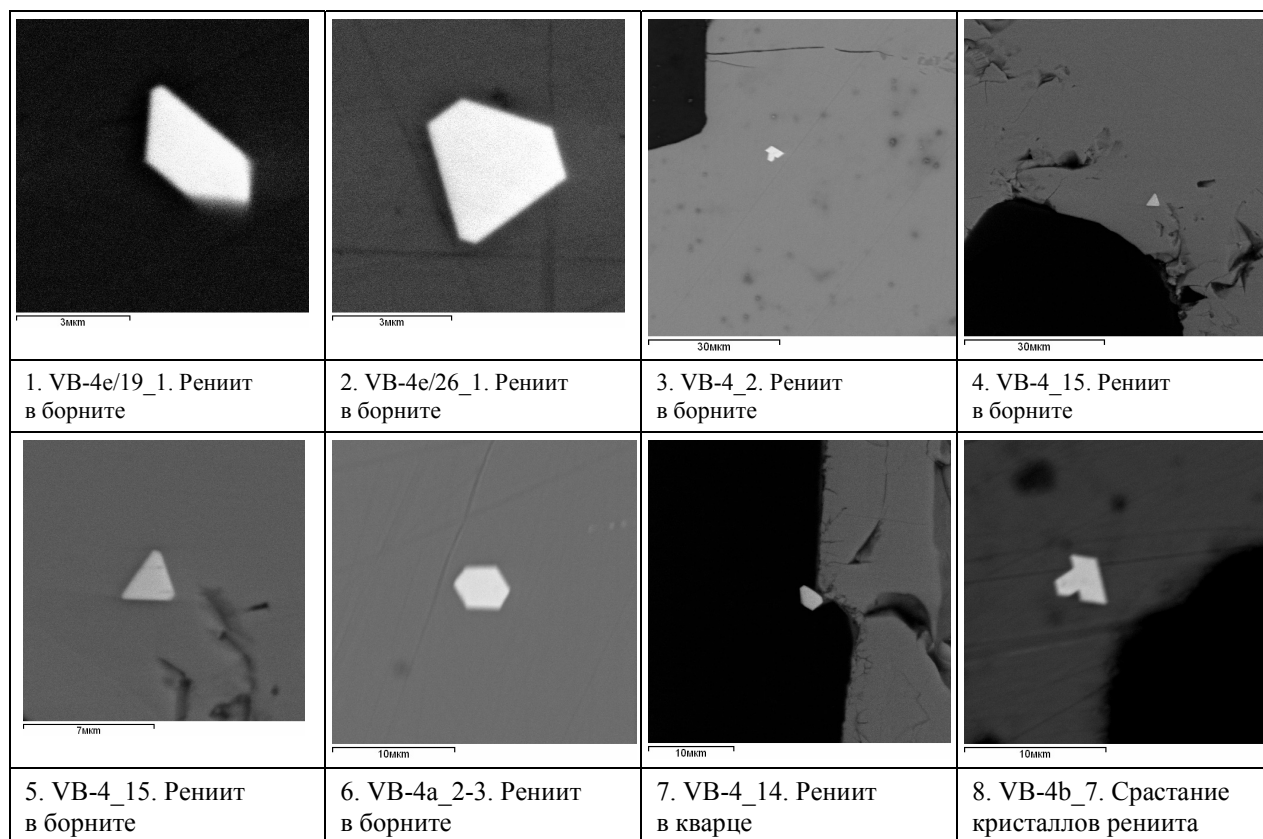


Рис. 8. Рениит в борнитовых рудах месторождения Воронов Бор

Минералы радиоактивных элементов представлены редкими небольшими зернами и каймами торита, уранинита и ненадкевита (рис. 5/17–18). Уранинит (урановая чернь?, рассчитывается на UO_3) установлен в кайме самородного серебра и как самостоятельный в зернах, представляющих срастания с силикатом – ненадкевитом (?). Детального изучения этих минералов не проводилось.

Барит – достаточно широко распространенный в рудах минерал. Он образует самостоятельные зерна размером от 3 до 50 мкм, сечет сульфиды, в том числе окисленной ассоциации (халькозин, куприт), и содержит включения акантита (рис. 5/18; 6/4). Барит имеет состав, соответствующий $BaSO_4$, иногда (редко) содержит примесь Sr (до 2,38%).

Геохимический состав руд. Содержание Au в рудах неравномерное и колеблется от 0,1 до 2,4–3,7 г/т (табл. 15). Его повышенные концентрации

тяготеют к борнитовым рудам. В целом прогнозные ресурсы золота категории P_2 были оценены в 0,75 т, P_3 – 15 т (по данным КГЭ) при средней концентрации Au 1 г/т в валовой пробе, без разделения на типы руд. Ресурсы серебра оцениваются в 7,8 т, при ср. 10,2 г/т. Содержание Ag колеблется от 10–16 до 125 г/т, в богатых рудах иногда его содержание достигает 990 г/т. По данным спектрального анализа установлено: Mo 0,008–0,04%, Bi до 0,002–0,04%, Ni 0,002–0,01% (максимально в образце ВБ-1 в основных породах), Pb до 7–15 г/т (ВБ-2/4), Co 0,0007–0,0046, W до 0,013%, Se до 71 г/т (авторские материалы). Среди ЭПГ преобладает Pd (0,053–0,079 г/т). В отчетах КарГЭ приводятся данные по содержанию Au до 30 г/т (Михайлюк и др., 1988), в кадастр полезных ископаемых вошло значение до 3,7 г/т (Минерально-сырьевые ресурсы..., 2005).

Таблица 15

Содержание благородных металлов в медистых песчаниках и базальтах участка Воронов Бор, г/т

Порода и тип минерализации	n	Pt	Pd	Rh	Au
Медистые песчаники с борнитом	6	н	н	н	0,022–1,1
	40	н–0,025	н–0,028	н	0,083–2,4
Ятулийские базальты (1) и они же на контакте с медистыми песчаниками (2)	12	н	н–0,074	н	0,026–0,17
	2	0,013–0,019	н	н	0,69–1,2
Базальтовые порфиры с халькопиритом	2	0,014–0,018	0,052–0,061	н	0,32–0,59
Медистые песчаники с сульфид-кварцевыми прожилками	*	–	–	–	0,1–3,7

П р и м е ч а н и е. Архив ИГ (использованы данные А. И. Голубева, Л. В. Кулешевич, О. Б. Лаврова) и КарГЭ. Приводятся обобщенные результаты пробырного анализа, выполненного в филиале ЦНИГРИ (г. Тула), и данные (*) атомно-абсорбционного анализа (ИГ КарНЦ РАН).

Генезис и выводы. Сульфидное медное оруденение месторождения Воронов Бор относится к низкотемпературному гидротермальному, его отложению способствовал интенсивный щелочной метасоматоз в зоне СЗ деформаций (гидротермальное медное вкрапленно-прожилковое, возможно, даже молибден-медно-порфировое). Это принципиальное заключение, отличающееся от ранее существовавших точек зрения (Сиваев и др., 1978; Голубев и др., 1994), связывающих его с ятулийским магматизмом, получено исходя из детального изучения петрографии метасоматитов и минералогии руд.

Дорудные изменения, сопровождающие медную минерализацию в кварцито-песчаниках и гравелитах, представлены кварцем, эпидотом, фенгитом, сфеном, апатитом, карбонатом, вблизи прожилков развиты микроклин, альбит, кварц. Метасоматический процесс сопровождался сбросом титана и фосфора в эти породы, вероятно, частично за счет выноса этих элементов из изменяемых основных пород и за счет привноса с более глубинных уровней, предположительно из субщелочных пород. Показателем этого являются также и акцессорные минералы, имеющие хорошо ограниченные морфологические формы, более типичные для субщелочных – щелочных пород и метасоматитов, чем для связанных с базитовым вулканизмом. Среди акцессориев наиболее распространены апатит, циркон, торит, из поздних минералов – монацит, уранинит (ненадкевит и др.), фториды РЗЭ. Сульфиды и самородные металлы тяготеют к участкам окварцевания.

При формировании медного месторождения в близповерхностных условиях возникла рудная зональность, которая проявилась в смене халькопиритовой минерализации борнитовой, а в зоне окисления – халькозиновой. Широко развиты сине-фиолетовые замещения ковеллином. Золото тяготеет к области развития борнитовых руд и кварцевым жилам. Отложение Ag происходило сначала совместно с селеном в борнитовых рудах, а затем в окисленных ассоциациях в самородной форме – все это указывает на низкотемпературный характер процесса и в целом снижение концентрации серы и возрастание – селена. Таким образом, очевидно, что увеличение кислородного потенциала в конце процесса рудообразования при дефиците серы сопровождалось сначала отложением селенидов серебра и самородным серебром, затем ассоциацией барита и акантита. Температура снижалась от 270 °С (околожилные метасоматиты) до 200–100 °С (рудототложение) и ниже в зоне

окисления. Редкие и благородные элементы накапливались в конце процесса. Для Карелии открыт новый минерал – медистый рениит, содержащий изоморфные примеси Cu, Os, Fe. Отложение в рудах таких элементов, как Mo, Ag, Pb, Se, Te, Th, U, свидетельствует о влиянии гранитоидного источника повышенной щелочности (с P, F, B). Высокое содержание Cu, Ag, Se, низкое Te и почти полное отсутствие Bi подчеркивают низкотемпературный характер оруденения. Вероятно, при дальнейшем изучении руд и накоплении данных по соотношениям Fe/Cu, Au/Ag, Cu/Mo, Se/Te эти коэффициенты могут стать показателями формационной принадлежности руд.

Локализация сульфидных медных руд и проявлений/месторождений Карелии имеет общие закономерности: 1) приуроченность к узлам пересечений СЗ и СВ тектонических зон, входящих в региональную зональность в палеопротерозойских образованиях Карельского кратона; 2) зоны деформаций сопровождаются интенсивными низкотемпературными метасоматическими изменениями щелочного характера; 3) оруденение локализовано в узлах СВ и СЗ направлений, доминирующая ориентировка жил – СВ. Рудная минерализация использует как сдвиговые и трещинные зоны, так и развивается по слоистости пород, формируя послойные вкрапленно-прожилковые руды, например, как на месторождении Воронов Бор; 4) палеопротерозойские медные проявления/месторождения Карелии, приуроченные к метасоматитам в СЗ сдвиговых зонах, могут быть отнесены к комплексным объектам, перспективным на Ag, Au, Mo и более редкие и дорогостоящие элементы, такие как Re.

Работа выполнена по Программе фундаментальных исследований ОНЗ РАН № 2 «Эволюция литосферы, металлогенические провинции, эпохи и рудные месторождения: от генетических моделей к прогнозу минеральных ресурсов», проекту «Золоторудные системы в архейских зеленокаменных поясах: геодинамические обстановки, возрасты, минералого-геохимическая типизация» и по Программе Президиума РАН № 14 «Нучные основы эффективного природопользования, развития минерально-сырьевых ресурсов, освоения новых источников природного и техногенного сырья», проекту «Минералогия Онежского рудного района: основы прогнозирования месторождений стратегических видов минерального сырья и новых их типов в Карельском регионе».

ЛИТЕРАТУРА

Булавин А. В. Зоны складчато-разрывных дислокаций Онежского прогиба и связь с ними оруденения // Материалы по геологии урановых месторождений. Вып. 109. М., 1987.

Булавин А. В., Савицкий А. В. Основные особенности внутреннего строения зон СРД // Новое в изучении минерально-сырьевых ресурсов Мурманской области. Апатиты, 1989. С. 23–25.

Голованов и др. Геологическое строение и полезные ископаемые северо-восточного крыла Онежской структуры и ее обрамления: Отчет // Фонды ТГФ. 1994.

Голубев А. И., Кулешевич Л. В. Перспективы золотоносности протерозойских образований Карелии // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 3. Петрозаводск, 2001. С. 15–25.

Голубев А. И., Светов А. П. Геохимия базальтов платформенного вулканизма Карелии. Петрозаводск, 1983. 192 с.

Голубев А. И., Смирнова Н. К., Трофимов Н. Н. Минеральный состав и вопросы генезиса медных руд месторождения Воронов Бор (Центральная Карелия) // Минералогия магматических и метаморфических пород докембрия Карелии. Петрозаводск, 1994. С. 160–172.

Кулешевич Л. В. Альбититы в протерозойских образованиях Карелии и их золотоносность // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 3. Петрозаводск, 2001. С. 33–39.

Кулешевич Л. В. Эволюция эндогенных режимов формирования золотого оруденения Карелии // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 9. Петрозаводск, 2006. С. 81–99.

Кулешевич Л. В., Лавров О. Б. Минералогия Au-содержащего медносульфидного месторождения Воронов Бор в Кумсинской структуре центральной Карелии // Тр. всерос. ферсмановской научной сессии: Тезисы. Апатиты, 2009. С. 126–129.

Кулешевич Л. В., Голубев А. И., Лавров О. Б. Палеопротерозойские золотосодержащие медные рудопоявления Карелии // ДАН. 2009 (в печати).

Лавров О. Б., Кулешевич Л. В. Первые находки рениевых минералов в Карелии // Тр. всерос. ферсмановской научной сессии: Тезисы. Апатиты, 2009. С. 130–134.

Металлогения Карелии. Петрозаводск, 1999. 340 с.

Минерально-сырьевая база Республики Карелия. Петрозаводск, 2005. Кн. 1. 278 с.

Михайлюк Е. М. и др. Составление сводной геологической карты м-ба 1 : 200 000 Онежской структуры: Отчет по теме А-12-48 за 1984–87 гг. // Фонды КГЭ. 1988.

Некрасов Е. Н. Крупные эндогенные золоторудные месторождения поддерживают высокий уровень добычи золота в мире // Геология рудных месторождений. 2005. Т. 47, № 3. С. 203–210.

Светов А. П., Свириденко Л. П. Докембрийский магматизм Карелии как индикатор тектонических режимов // Проблемы геологии докембрия Карелии. Петрозаводск, 1993. С. 37–55.

Сиваев В. В., Бондарев В. П., Попова В. А. Минерализация и генетические особенности месторождения меди Воронов Бор в Центральной Карелии // Дополнительные критерии поисков месторождений полезных ископаемых в Карелии и на Кольском полуострове: Тр. РСФСР. Вып. 7. М., 1978. С. 50–67.

Смирнова Н. К., Голубев А. И., Трофимов Н. Н. Новые данные по минералогии и генезису медных руд месторождения Воронов Бор // Вопросы геологии и магматизма докембрия Карелии: Операт.-информ. материалы. Петрозаводск, 1992. С. 51–55.

Трофимов Н. Н., Голубев А. И. Генезис комплексного благороднометалльного и титаномагнетитового оруденения в дифференцированных габбро-долеритовых интрузиях Карелии // Крупные и уникальные месторождения редких и благородных металлов. СПб., 1998. С. 282–291.

Филиппов Н. Б., Голубев А. И., Малашин М. В. Металлогения палеопротерозоя // Строение и динамика литосферы Восточной Европы. Вып. 2. М., 2006. С. 181–187.

Cathelineau M., Nieva D. A chlorite solid solution geothermometer: Los Azufres (Mexico) geothermal system // Contrib. to Mineral. and Petrol. 1985. Vol. 91. P. 57–76.