

УДК 558:085. 558:086. 553.3.072

НОВОЕ МЕДНО-БЛАГОРОДНОМЕТАЛЛЬНОЕ РУДОПРОЯВЛЕНИЕ В ГАББРО МАССИВА СЕРЕБРЯНСКОГО КАМНЯ, ПЛАТИНОНОСНЫЙ ПОЯС УРАЛА (СЕВЕРНЫЙ УРАЛ)

© 2021 г. В. В. Михайлов^{a, *}, С. Ю. Степанов^{a, b, **}, А. В. Козлов^c, С. В. Петров^b,
Р. С. Паламарчук^d, В. В. Шиловских^b, В. Д. Абрамова^e, А. В. Корнеев^a

^aИнститут геологии и геохимии им. акад. А.Н. Заварицкого УрО РАН,
ул. Академика Вонсовского, 15, Екатеринбург, 620016 Россия

^bСанкт-Петербургский государственный университет, переулок Декабристов, 16, Санкт-Петербург, 199155 Россия

^cСанкт-Петербургский горный университет, Васильевский остров, 21 линия, д. 2, Санкт-Петербург, 199106 Россия

^dЮжно-Уральский Федеральный научный центр Минералогии и геоэкологии УрО РАН Институт минералогии,
территория Ильменский заповедник, г. Миасс, Челябинская область, 456317 Россия

^eИнститут геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН,
Старомонетный пер., 35, Москва, 119017 Россия

*e-mail: mvvsevolodovich@yandex.ru

**e-mail: stepanov-1@yandex.ru

Поступила в редакцию 08.12.2020 г.

После доработки 18.04.2021 г.

Принята к публикации 08.06.2021 г.

В работе приводится подробное геологическое описание габбрового массива Серебрянского Камня и впервые выявленной в его пределах медно-благороднометалльной минерализации. Получены первые данные о распределении и локализации вкрапленной медно-благороднометалльной минерализации в пределах центральной части массива. Установлено, что сульфиды меди (борнит, халькопирит, дигенит и халькозин) приурочены преимущественно к меланократовым такситовым разновидностям амфиболовых габбро. Выявлены повышенные концентрации благородных металлов в обогащенных сульфидами габбро и впервые для северного сегмента Платиноносного пояса Урала в них диагностированы минералы-концентраторы благородных металлов. Среди ассоциации минералов диагностированы интерметаллиды переменного состава (Pd–Pt–Fe–Cu), сульфиды (высоцкит), теллуриды (меренскиит, Pd-содержащий мелонит, когильскит), висмутотеллуриды (майченерит), арсениды, арсенотеллуриды платины и палладия (сперрилит, арсенопалладинит), а также самородное золото. По результатам геохимических исследований были оценены ресурсы меди и благородных металлов в пределах габбрового массива Серебрянский камень, составляющие для меди суммарно 760.1 тыс. т; для суммы благородных металлов с преобладанием золота и палладия 97.1 т. По масштабам проявления и структурно-вещественным особенностям выявленные минерализованные зоны сопоставимы с комплексным Волковским месторождением. Предложена геолого-генетическая модель, которая может найти широкое применение в практике поисковых работ на медь и благородные металлы в габбровых частях интрузивов дунит-клинопироксенит-габбровой формации.

Ключевые слова: Серебрянский Камень, золото, палладий, медь, теллуриды, медно-благороднометалльные руды, Платиноносный пояс Урала, Северный Урал

DOI: 10.31857/S0016777021060046

ВВЕДЕНИЕ

Мировой рынок платины находится в состоянии профицита из-за сокращения ее использования в дизельных двигателях. Следствием этого стали устойчиво низкие цены на платину до июля 2020 года. С другой стороны, рынок палладия, наоборот, в течение десяти лет находится в состоянии дефицита. Основной причиной этого являет-

ся активно растущее потребление катализаторов на основе палладия (Государственный..., 2019). Несмотря на огромные запасы платиноидов в месторождениях, связанных с расслоенными интрузиями (Бушвельд, месторождения Норильского района и др.), в настоящее время уделяется особое внимание изучению медно-благороднометалльной минерализации, связанной с мафитами различной формационной принадлежности. За

последние годы в Канадской провинции Британская Колумбия в амфиболовых габбро было обнаружено несколько проявлений медно-благороднометалльной минерализации (Huminicki et al., 2008; Nixon et al., 2018).

В России в Платиноносном поясе Урала в породах основного состава выявлено более 80 рудопроявлений и пунктов минерализации с медносульфидно-титаномагнетитовыми рудами, потенциально имеющими Au–Pt–Pd специализацию. По результатам ранее проведенных исследований (Кашин, 1941; Бобров, 1967ф¹; Золоев и др., 2001) выделены наиболее перспективные на обнаружение медной минерализации объекты: Павдинский габброидный комплекс, массив Серебрянского камня, Кумбинский дунит-клинопироксенит-габбровый массив.

Массив Серебрянского камня, рассматриваемый в этой работе, является объектом геологического изучения уже более 300 лет, однако даже за столь долгий период многие вопросы, касающиеся промышленной значимости объекта, закономерностей распространения и концентраций рудных элементов в его породах, не были решены. Комплексные поисковые работы на медно-титаномагнетитовые и титаномагнетитовые руды (Бобров и др., 1978ф), проведенные на изучаемой территории Североуральской комплексной геологоразведочной партией в период с 1976–1978 гг., позволили выделить перспективный участок с содержанием меди 0.2%, однако работ по изучению благороднометалльной минерализации проведено не было. А.А. Ефимов, активно участвовавший в геологической съемке изучаемой территории в 1952 г., позднее (Ефимов и др., 2002) предполагал проявление значительных содержаний благородных металлов в амфиболовых габбро. Сходство геологического строения Серебрянского камня с Волковским месторождением (Кашин, 1941; Ефимов, Ефимова, 1967), единственным обрабатываемым на Урале месторождением медно-титан-ванадиевых руд, существование небольших медных рудопроявлений (Верхний рудник № 1, Гилевский рудник № 2) и точек минерализации с повышенными содержаниями благородных металлов (Ефимов, 2002; Государственная..., 2010), а также отсутствие единой геолого-генетической модели, применимой для поиска и прогнозирования месторождений медно-благороднометалльного типа, обусловили актуальность исследования этого объекта.

Цель исследования состоит в изучении структурно-вещественных закономерностей проявле-

ния медно-благороднометалльной минерализации в амфиболовых габбро Серебрянского Камня, а также разработка геолого-генетической модели формирования этого типа минерализации. Для достижения поставленной цели были решены следующие задачи: детализировано геологическое строение габбровой части массива Серебрянский камень; изучены структурно-текстурные особенности амфиболовых габбро; на основе геологических, геохимических, петрографических и минералогических наблюдений уточнены основные разновидности рудовмещающих пород; выявлены закономерности размещения медно-благороднометалльной минерализации в различных типах амфиболовых габбро; описана ассоциация минералов благородных металлов.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ И ОБРАЗЦЫ

На основании оценки результатов ранее проведенных исследований (Ефимов, Ефимова, 1967; Бобров и др., 1978ф; Ефимов, 2002) и с учетом особенностей геологического строения массива Серебрянского камня, для изучения закономерностей распределения меди в амфиболовых габбро на южном склоне хребта был выбран Меднорудный участок, характеризующийся повышенным (более 0.2%) содержанием меди (Бобров и др., 1978ф).

При полевых исследованиях 2018 и 2019 годов в центральной части Серебрянского массива Меднорудный участок был разделен на 2 полигона, где была проведена геохимическая съемка по первичным ореолам рассеяния. Всего было пройдено 36 пог. км маршрутов с отбором сколковых проб по сети 100 × 40 м (962 пробы). Для минералогических исследований дополнительно были отобраны штучные пробы с видимой сульфидной вкрапленностью. Из минерализованных зон, расположенных на гребне главного субширотного хребта и к востоку от гребня меридионального отрога, протягивающегося к югу от главной вершины Серебрянского камня, было отобрано пять задирковых проб весом в среднем по 15 кг. Эти пробы представлены такситовыми меланократовыми амфиболовыми габбро с густой сульфидной вкрапленностью. Сульфидные концентраты, полученные путем дробления задирковых проб и последовательного их гравитационного концентрирования, послужили материалом для изучения благороднометалльной ассоциации.

Состав порообразующих и рудных минералов был определен с помощью рентгеноспектрального микроанализатора с волновыми спектрометрами Camebax SX50 (МГУ им. М.В. Ломоносова, г. Москва, аналитик Д.А. Ханнин). Анализ состава минералов благородных металлов был проведен при помощи сканирующего электронного микроскопа Hitachi S-3400N с энергодис-

¹ Отчет о результатах комплексных поисковых работ на медно-титаномагнетитовые и титаномагнетитовые руды в районе Серебрянского камня // Под ред. В.И. Боброва. Уральское территориальное геологическое управление, 1978. Т. I, 111 с.

персионным спектрометром (Санкт-Петербургский государственный университет, аналитик В.В. Шиловских). Для определения содержания благородных металлов проведен анализ пробирно-атомно-эмиссионным методом (ЗАО «РАЦ МИА»): пробирное концентрирование по СТП 1402.151.1-2014 (серебряный королек), атомно-эмиссионное определение по инструкции НСАМ 366-С на атомно-эмиссионном спектрометре ICAP 6300. Содержания химических элементов в пробах были определены с помощью масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ICP-MS, центральная аналитическая лаборатория ФГБУ «ВСЕГЕИ», прибор ELAN-6100 DRC, аналитики В.А. Шишлов, В.Л. Кудряшов). Оценка содержания изоморфной примеси благородных металлов в сульфидах была проведена при помощи масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой с лазерным пробоотбором (LA-ICP-MS) в лаборатории анализа минерального вещества ИГЕМ РАН (аналитик В.Д. Абрамова), с использованием квадрупольного масс-спектрометра Thermo X Series 2 с системой лазерного пробоотбора New Wave UP213. Вскрытие зерен производилось профильной абляцией с диаметром луча лазера 40–60 мкм со скоростью 7 мкм/с. В качестве внутреннего стандарта использовался S^{33} , исходя из стехиометрии борнита, внешний стандарт – образцы сравнения Mass-1 (USGS) и UQAC-FeS1 (Canada Chiocutimi).

Для построения карты изоконцентрат Cu сколковые пробы после прободготовки (дробление и истирание до аналитической крупности) были проанализированы при помощи рентгенофлуоресцентного спектрометра OLIMPUS VANTA на кафедре ГМП И Санкт-Петербургского государственного университета. Часть дубликатов проб для контроля результатов определения содержания меди была проанализирована методом ICP-MS, подтвердившим достоверность данных, полученных при использовании рентгенофлуоресцентного спектрометра. При этом установлена прямая корреляционная связь между выборками, коэффициент детерминации для выборок R^2 демонстрирует высокие значения (фиг. 1). Для содержания меди установлена высокая сходимость результатов, полученных двумя аналитическими методами, расхождение значений при этом не превышает 10%. При использовании рентгенофлуоресцентного анализа содержания титана и ванадия обычно занижены по сравнению с данными, полученными методом ICP-MS. Несмотря на это, коэффициенты корреляции для выборок очень высокие ($r = 0.99$), что позволило применить поправочные коэффициенты для перевода значений содержаний к истинным.

При построении карт распределения Cu , TiO_2 и V_2O_5 была использована программа Micromine

19 (лицензионная версия программы Санкт-Петербургского горного университета). С учетом выбранной сети опробования 100×40 м и анализа геологических данных поисковый эллипс был ориентирован по азимуту простираения полосчатости габброидов для каждой площади проведения работ. Радиус, ориентированный вкrest разведочной сети, составляет 120 м, перпендикулярно ему – 50 м. Поисковый эллипс разделен на 4 сектора; максимально при расчете в секторе учитывалось 5 точек. При построении модели использовался метод обратных квадратов расстояний с точечной интерполяцией.

Для подсчета геохимических ресурсов использовался метод оценки по надфоновым концентрациям и геометрическим параметрам аномальных геохимических полей. Метод является упрощенным вариантом оценки геохимических ресурсов по известным формулам А.П. Соловова (Матвеев, Соловов, 2011) и представляет собой расчеты прогнозных ресурсов в пределах выделенных геохимических полей, при заданном контуре аномалии и глубине:

$$Q = C_{\text{ср. ан}} \times S \times H \times \frac{d}{100},$$

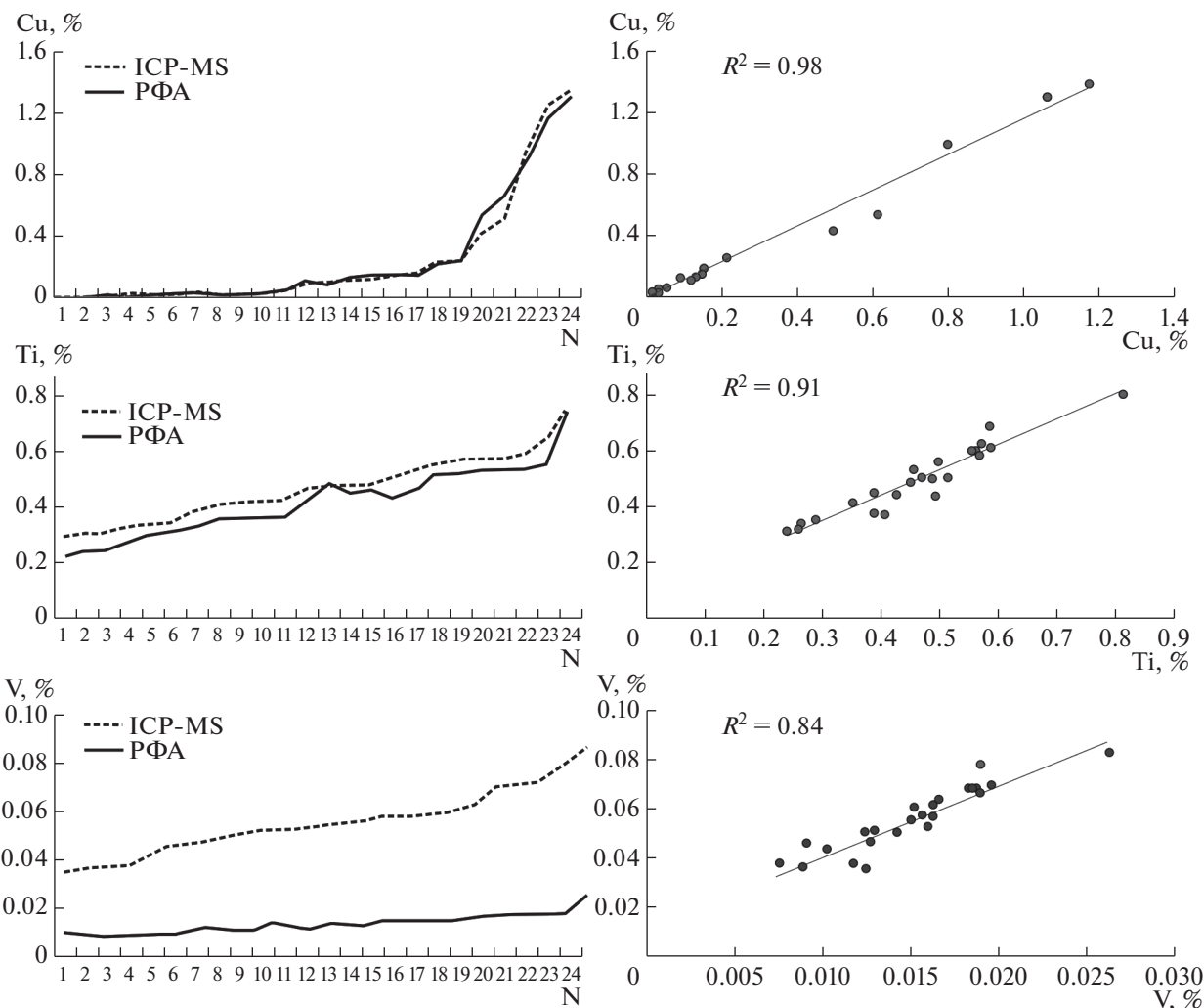
где $C_{\text{ср. ан}}$ – среднее содержание рудного элемента в контуре аномалии (г/т); S – площадь аномалии оцениваемого полезного ископаемого (m^2); H – глубина распространения рудной минерализации (м); d – плотность горных пород (для габброидов в среднем составляет 2.9–3.0 т/ m^3).

Выбор глубины H , до которой производятся подсчеты, основан на сведениях о глубине распространения рудной минерализации Серебрянского Камня (Бобров и др., 1978ф), где во время комплексных геологоразведочных работ на медь рудные тела прослежены до глубины 100–200 м. При подсчетах геохимических ресурсов для исследуемой территории была выбрана глубина $H = 100$ м.

При подсчетах контур аномалии Cu был выделен по содержаниям $>0.1\%$. Среднее содержание благородных металлов в контуре аномалий (см. табл. 4) рассчитано на основании более 67 анализов, включая 5 крупнообъемных (массой около 15 кг) задириковых проб.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И СТРОЕНИЕ МАССИВА СЕРЕБРЯНСКИЙ КАМЕНЬ

Серебрянский массив входит в Кытлымский плутон – один из крупнейших в Платиноносном поясе Урала. Его размеры 30×47 км при площади 725 кв. км. Кытлымский плутон располагается в 40 км к северо-западу от г. Карпинск, к востоку от Главного Уральского разлома в Тагило-Магнитогорской мегазоне (фиг. 2а). Совместно с Косвинским массивом и вмещающими их метамор-



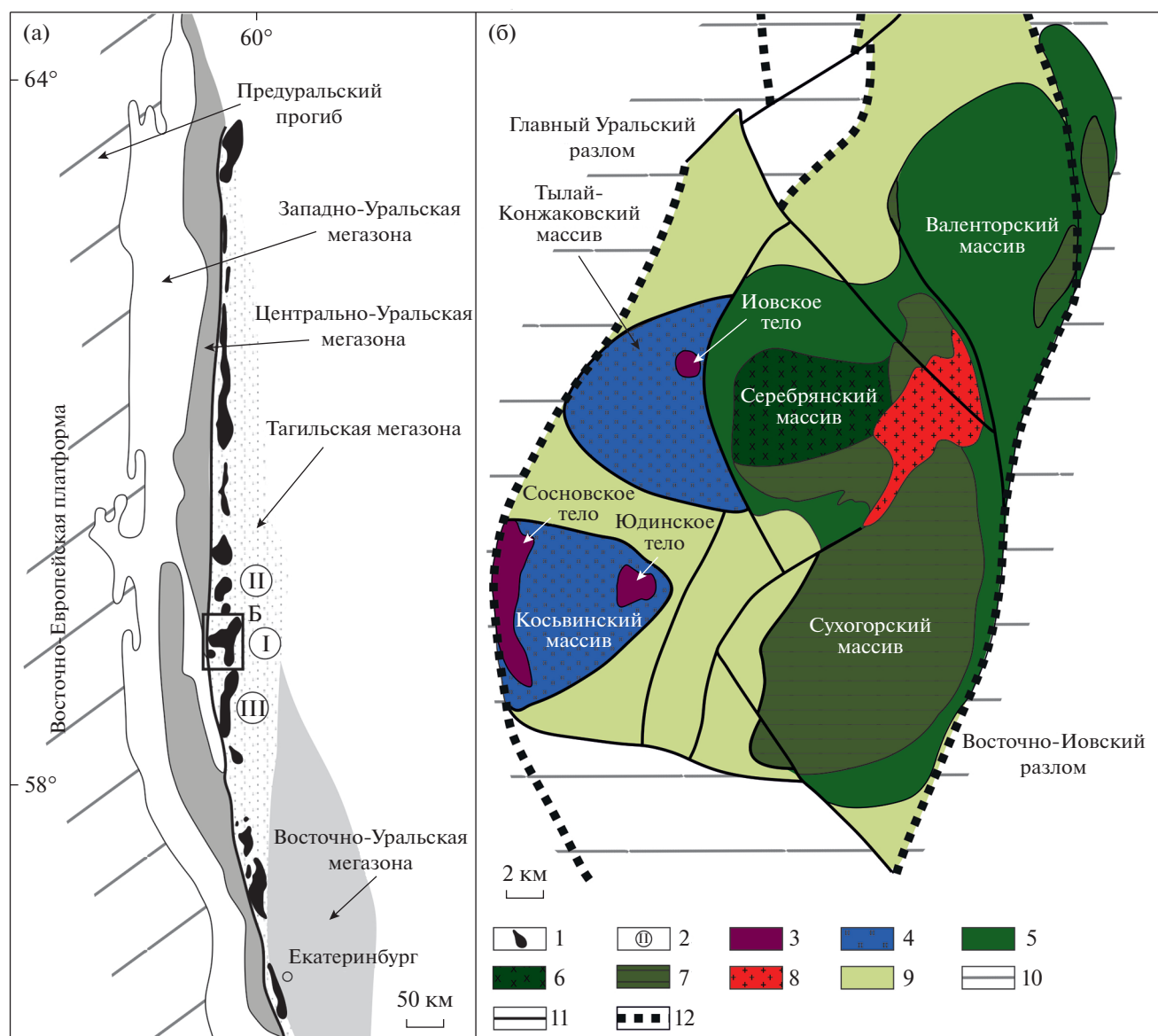
Фиг. 1. Сопоставление результатов РФА и ICP-MS. N – номер анализа.

фическими породами ордовик–раннесилурийского белогорского комплекса (Петров и др., 2010) он входит в состав Конжаковского тектонического блока (фиг. 2б), выделенного в составе Конжаковской структурно-формационной подзоны Хордьюсско-Конжаковской структурно-формационной зоны (Государственная..., 2010).

В Кытлымский плутон входят четыре крупных массива: Валенторский, Тылай-Конжаковский, Серебрянский и Сухогорский, отличающиеся между собой по составу пород, строению и времени образования (Ефимов, Ефимова, 1967; Веа et al, 2001; Попов, Беляцкий, 2006; Pushkarev et al., 2020) (фиг. 2б). Наиболее ранними являются породы вендского конжаковского дунит-клинопироксенит-габбрового комплекса, включающего в себя две фазы: дунитовую и пироксенит-габбровую. Породы этого комплекса слагают ряд массивов: Тылай-Конжаковский – пироксениты и дуниты (Иовское дунитовое тело), Сухогорский,

представленный оливиновыми габбро, и Серебрянский, сложенный клинопироксен-амфиболовыми габбро. Ранним силуром датируются габбро-орниты тагило-кытлымского комплекса, слагающие Валенторский массив, прилегающий с севера к Серебрянскому. Центральная часть Кытлымского плутона прорвана интрузией девонских плагиогранитов, относящихся к лейкогаббро-анортозит-плагиогранитной серии, являющейся продуктом анатексиса амфиболовых габбро дунит-клинопироксенит-габбровой и габбровой серий (Ефимов, Ефимова, 1967; Фершта-тер и др., 1999).

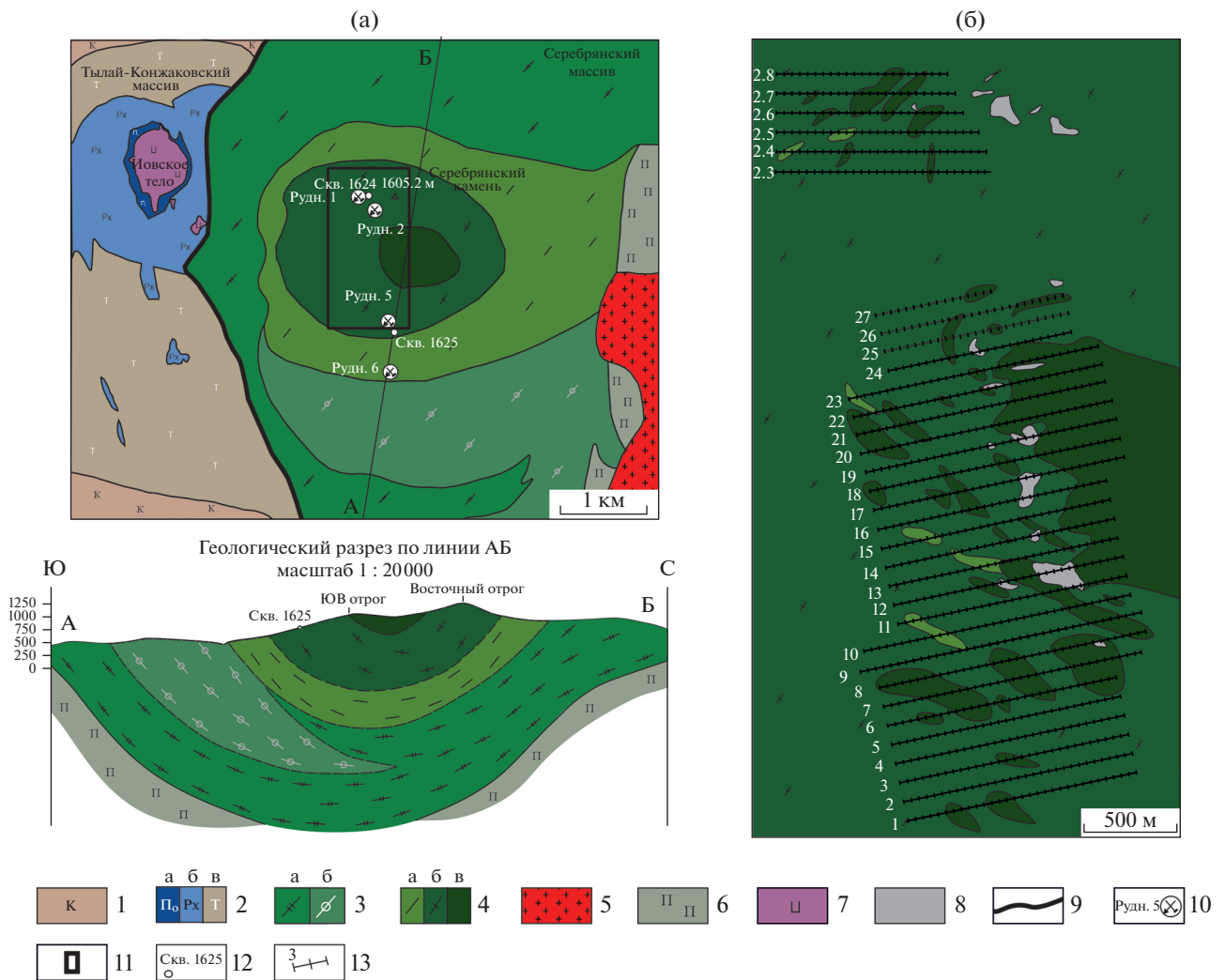
Массив Серебрянского Камня, размером 20 × 20 км, расположен в центральной части Кытлымского плутона. Он имеет изометричную в плане форму. Его северный и южный контакты интрузивные (Государственная..., 2010), в восточной части массив ограничен интрузивом плагиогранитов иовского комплекса раннедевонского



Фиг. 2. Расположение Конжаковского тектонического блока: а – позиция Кытлымского плутона в Платиноносном поясе Урала (по О.К. Иванову, 1997); б – геологическое строение Конжаковского тектонического блока (по материалам ГКК-200 с обобщениями). Условные обозначения: 1 – Платиноносный пояс Урала; 2 – массивы Платиноносного пояса Урала: I – Кытлымский плутон, II – Кумбинский массив, III – Павдинский массив; 3–5 – породы конжаковского дунит-клинопироксенит-габбрового комплекса: 3 – дуниты первой фазы, 4 – пироксениты второй фазы, 5 – оливниновое габбро второй фазы; 6 – амфиболовое габбро “серебрянского” типа; 7 – габбро-нориты тагило-кытлымского комплекса; 8 – граниты ивовского комплекса; 9 – породы выйской и пальниччинской свит; 10 – породы белогорского гнейсового-амфиболитового комплекса; 11 – второстепенные разломы; 12 – главные разломы.

возраста (Ефимов и др., 2005) (фиг. 3а). С запада массив Серебрянского Камня отделен от Тылай-Конжаковского массива дуговыми разломами, сопровождаемыми бластомилонитами (фиг. 2б). Особенностью массива является его псевдотрапификация (Бобров и др., 1978ф). Она выражена в полосчатости габбро с чередованием светлых слоев, обогащенных полевым шпатом, и более тем-

ных, обогащенных темноцветными минералами. Ориентировка полосчатых текстур обычно кажется совершенно прямолинейной, однако изменение направления полосчатости может встречаться и в пределах одного обнажения. На больших расстояниях она образует плавные изгибы по кривым большого радиуса. Полосчатость пород имеет центриклинальное падение с выполажива-



Фиг. 3. Геологическое строение массива Серебрянский камень: а – положение Серебрянского массива в Кытлымском плутоне (с использованием материалов В.Н. Боброва с дополнениями); б – детализация Меднорудного участка, выбранного для проведения исследований. Условные обозначения: 1 – метасоматически преобразованные основные породы (кытлымиты); 2 – оливиновые пироксениты (а), пироксениты (б), тьялиты (в); 3 – габбро-нориты (а), оливниновое габбро (б); 4 – лейкократовые габбро (а), мезократовые габбро (б), меланократовые габбро (в); 5 – плагиограниты и кварцевые диориты; 6 – плагиоклазовые амфиболиты; 7 – дуниты Иовского тела; 8 – габбро-пегматиты, анортозиты; 9 – древний горячий тектонический шов; 10 – старые медные рудники и их номера; 11 – участок проведения работ; 12 – скважины, пробуренные в ходе съемки в 1976 году; 13 – профили и точки геохимического опробования.

нием к центру массива (Бобров и др., 1978ф). Вблизи контакта с вмещающими породами плоскостность падает под углом 60°, к центру угол падения возрастает до 65°–80° и далее постепенно вы-
полаживается к центральной части массива.

С учетом строения массива, его площадь разделена на несколько зон, для которых характерно преобладание пород с различным количественным соотношением плагиоклаза и феррических минералов (Бобров и др., 1978ф) (фиг. 3а). В центральной зоне массива преобладают средне-, крупнозернистые мелано- и мезократовые амфиболовые габбро. В ходе детального изучения гео-

логического строения участка, расположенного на границе центральной и внутренней зон, было установлено, что среди однородных мелано-, мезократовых разновидностей габбро встречаются участки развития такситовых пород с неравнозернистой пятнистой текстурой. Они слагают линейные зоны, вытянутые согласно концентрическому строению массива (фиг. 3б). Внутренняя зона характеризуется преобладанием средне-, мелкозернистых мезократовых амфиболовых габбро с убогой титаномагнетитовой минерализацией. Внешняя зона представлена лейко-, мезократовыми разновидностями, практически без рудной минерализации. Переходы между зо-

нами постепенные. Наиболее поздними являются жильные габбро-пегматиты и анортозиты, равномерно пронизывающие общую массу габброидов (Ефимов, 2006).

ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД

Среди слагающих Серебрянский массив пород преобладают амфибол-анортитовые габбро, незначительным распространением пользуются габбро-нориты и оливиновые габбро, образующие обособленные полосы и участки в краевых частях массива. Наиболее распространены мезократовые габбро, реже встречаются мелано- и лейкократовые разновидности. Габбро Серебрянского массива — это полнокристаллические средне- и мелкозернистые породы с однородной массивной или такситовой текстурой. Они слабо затронуты вторичными изменениями. В редких случаях наблюдается сосюритизация плагиоклазов и слабая хлоритизация пород.

В ранних публикациях по Серебрянскому камню отмечалось, что с меланократовыми разновидностями амфиболовых габбро связана медная минерализация (Кашин, 1941; Бобров и др., 1978ф). Поэтому более детально остановимся на петрографической характеристике пород, вмещающих основной объем рудной минерализации.

Меланократовые амфиболовые габбро на 70% состоят из амфибола, плагиоклаз содержится в подчиненном количестве. Для них характерно присутствие халькопиритовой, в меньшей степени борнитовой, вкрапленности; в отдельных случаях сульфиды слагают до 10% от объема породы. Среди равномернозернистых габбро наблюдаются зоны развития такситовых габбро — неравномернозернистых пород с пятнистой текстурой. Для этих зон характерно распространение вытянутых согласно направлению полосчатости сегрегаций, сложенных преимущественно амфиболом, в подчиненном количестве — пироксеном. Для таких зон характерно развитие обильной сульфидной вкрапленности, представленной преимущественно борнитом и минералами группы халькозина. При увеличении количества рудных минералов структура породы приобретает явно сидеронитовый характер.

Массивные мезократовые габбро наиболее широко распространены на территории Меднорудного участка и массива в целом. Их состав характеризуется примерно равным количеством плагиоклаза и амфибола, вкрапленностью ксеноморфного магнетита и акцессорных сульфидов меди. Структура породы призматически зернистая, при значительном обогащении титаномагнетитом — сидеронитовая. В лейкократовых габбро

ро плагиоклаз явно преобладает над темноцветными минералами (Михайлов и др., 2018).

Минералы группы амфибола широко распространены во всех породах массива Серебрянский камень. По химическому составу они относятся к Са-амфиболам: магнезиогастингситу (табл. 1, 1–5) и паргаситу (табл. 1, 6–7). Для них характерно умеренное содержания титана (до 2.1 мас. % TiO_2). В амфиболах из меланократовых разновидностей пород выявлено небольшое увеличение содержания железа (табл. 1); железистость находится в диапазоне $f = 0.4–0.6$.

Железистость амфиболов связана с общей железистостью пород: наименьшие концентрации железа характерны для амфиболов в лейкократовых разновидностях, наибольшие — в меланократовых и такситовых габбро, а также в амфиболовых сегрегациях в мезократовых породах.

Состав плагиоклаза выдержан для всех разновидностей пород и соответствует анортиту № 85–90.

Клинопироксен встречается довольно редко, его наибольшее количество обнаружено в амфибол-клинопироксеновых сегрегациях такситовых амфиболовых габбро. По химическому составу пироксен относится к диоксидовому ряду с фас-сайтовым уклоном (MgO 13–14.2 мас. %) (табл. 2). Этот минерал характеризуется умеренными содержаниями натрия, не превышающими 0.6 мас. % и умеренными содержаниями Al_2O_3 достигающими 4 мас. %.

При проведении исследований были встречены единичные идиоморфные кристаллы хлорapatита в титаномагнетитовой матрице. Такая форма нахождения и химический состав апатита аналогичны Волковским рудам (Полтавец и др., 2011), однако концентрация минерала в титаномагнетитовых рудах Волковского месторождения достигает 20%. Состав апатита из серебрянских амфиболовых габбро соответствует стехиометрии $Ca_{4.94}Sr_{0.06}(P_{0.97}O_{4.00})_{3.00}Cl_{1.00}$.

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД

Амфиболовые габбро характеризуются весьма неоднородным химическим составом: количество SiO_2 в них колеблется в пределах 40–49 мас. %, в рудных меланократовых разновидностях в связи с увеличением коэффициента магнезиальности понижается до 37–40 мас. %. Отмечено закономерное увеличение коэффициента магнезиальности в ряду лейко-, мезо-, меланократовых амфиболовых габбро. На вариационных диаграммах, отражающих зависимость содержания петрогенных элементов от магнезиальности пород, устанавливается изменение состава амфиболовых габбро: на фоне относительно постоянных значений СаО и

Таблица 1. Состав амфибола из амфиболовых габбро

№	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	FeO	MnO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма
1	42.57	0.89	13.56	14.53	9.49	0.17	12.45	2.36	0.13	96.15
2	43.36	1.34	12.84	13.65	11.15	0.2	12.54	2.19	0.24	97.51
3	42.48	1.28	12.32	12.76	12.88	0.19	12.13	2.27	0.27	96.58
4	42.08	1.31	12.16	12.55	13.48	0.21	12.11	2.24	0.26	96.4
5	44.09	0.96	11.34	12.37	15.76	0.25	12.03	1.97	0.27	99.04
6	41.52	1.56	16.63	13.64	8.49	0.14	12.45	2.28	0.12	96.81
7	42.31	1.42	17.33	13.24	8.38	0.17	12.54	2.45	0.14	97.77

Формулы минералов, рассчитанные на 23 атома

1	$(\text{Na}_{0.68}\text{K}_{0.02}\text{Ca}_{0.10})_{\Sigma 0.80}(\text{Ca}_{1.87}\text{Mg}_{0.13})_{\Sigma 2.00}(\text{Mg}_{3.07}\text{Fe}_{1.17}\text{Mn}_{0.02}\text{Al}_{0.64}\text{Ti}_{0.10})_{\Sigma 5.00}[(\text{Al}_{1.72}\text{Si}_{6.28})_{\Sigma 8.00}\text{O}_{22.00}](\text{OH},\text{F})_{\Sigma 2.00}$									
2	$(\text{Na}_{0.62}\text{K}_{0.05}\text{Ca}_{0.07})_{\Sigma 0.74}(\text{Ca}_{1.90}\text{Mg}_{0.10})_{\Sigma 2.00}(\text{Mg}_{2.88}\text{Fe}_{1.37}\text{Mn}_{0.04}\text{Al}_{0.57}\text{Ti}_{0.50})_{\Sigma 5.00}[(\text{Al}_{1.65}\text{Si}_{6.35})_{\Sigma 8.00}\text{O}_{22.00}](\text{OH},\text{F})_{\Sigma 2.00}$									
3	$(\text{Na}_{0.66}\text{K}_{0.05}\text{Ca}_{0.06})_{\Sigma 0.77}(\text{Ca}_{1.88}\text{Mg}_{0.12})_{\Sigma 2.00}(\text{Mg}_{2.72}\text{Fe}_{1.61}\text{Mn}_{0.02}\text{Al}_{0.51}\text{Ti}_{0.14})_{\Sigma 5.00}[(\text{Al}_{1.65}\text{Si}_{6.35})_{\Sigma 8.00}\text{O}_{22.00}](\text{OH},\text{F})_{\Sigma 2.00}$									
4	$(\text{Na}_{0.65}\text{K}_{0.05}\text{Ca}_{0.11})_{\Sigma 0.81}(\text{Ca}_{1.84}\text{Mg}_{0.16})_{\Sigma 2.00}(\text{Mg}_{2.65}\text{Fe}_{1.69}\text{Mn}_{0.03}\text{Al}_{0.48}\text{Ti}_{0.15})_{\Sigma 5.00}[(\text{Al}_{1.68}\text{Si}_{6.32})_{\Sigma 8.00}\text{O}_{22.00}](\text{OH},\text{F})_{\Sigma 2.00}$									
5	$(\text{Na}_{0.56}\text{K}_{0.05}\text{Ca}_{0.14})_{\Sigma 0.75}(\text{Ca}_{1.76}\text{Mg}_{0.24})_{\Sigma 2.00}(\text{Mg}_{2.47}\text{Fe}_{1.94}\text{Mn}_{0.03}\text{Al}_{0.45}\text{Ti}_{0.11})_{\Sigma 5.00}[(\text{Al}_{1.52}\text{Si}_{6.48})_{\Sigma 8.00}\text{O}_{22.00}](\text{OH},\text{F})_{\Sigma 2.00}$									
6	$(\text{Na}_{0.64}\text{K}_{0.02}\text{Ca}_{0.02})_{\Sigma 0.68}(\text{Ca}_{1.94}\text{Mg}_{0.06})_{\Sigma 2.00}(\text{Mg}_{2.88}\text{Fe}_{1.03}\text{Mn}_{0.02}\text{Al}_{0.90}\text{Ti}_{0.17})_{\Sigma 5.00}[(\text{Al}_{1.81}\text{Si}_{6.19})_{\Sigma 8.00}\text{O}_{22.00}](\text{OH},\text{F})_{\Sigma 2.00}$									
7	$(\text{Na}_{0.68}\text{K}_{0.02}\text{Ca}_{0.10})_{\Sigma 0.80}(\text{Ca}_{1.98}\text{Mg}_{0.02})_{\Sigma 2.00}(\text{Mg}_{2.81}\text{Fe}_{1.00}\text{Mn}_{0.02}\text{Al}_{1.02}\text{Ti}_{0.15})_{\Sigma 5.00}[(\text{Al}_{1.89}\text{Si}_{6.11})_{\Sigma 8.00}\text{O}_{22.00}](\text{OH},\text{F})_{\Sigma 2.00}$									

Примечание. 1 – лейкократовое габбро, 2 – мезократовое габбро, 3 – массивное меланократовое габбро, 4 – такситовое меланократовое габбро, 5 – сегрегации амфибола; 6–7 – состав паргасита из мезократового амфиболового габбро.

Таблица 2. Состав клинопироксена из амфибол-клинопироксеновых сегрегаций

№	№	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	Сумма
1	1	50.44	3.55	0.29	9.19	0.33	11.97	23.77	0.47	100.01
	2	49.69	3.23	0.47	9.16	0.34	12.86	23.12	0.56	99.43
	3	50.50	3.14	0.55	8.73	0.22	12.96	23.70	0.56	100.36
2	4	51.15	3.67	0.40	7.83	0.18	12.96	23.38	0.40	99.97
	5	51.56	3.45	0.51	7.02	0.20	13.49	23.33	0.41	99.97
	6	52.14	3.32	0.33	7.05	0.30	13.23	23.30	0.29	99.96
	7	52.67	2.68	0.29	7.13	0.32	13.37	23.15	0.32	99.93

Формулы минералов, рассчитанные на 6 атомов кислорода

1	1	$(\text{Ca}_{0.95}\text{Na}_{0.03})_{\Sigma 0.98}(\text{Mg}_{0.67}\text{Mn}_{0.01}\text{Fe}_{0.29}\text{Ti}_{0.01}\text{Al}_{0.05})_{\Sigma 1.03}[(\text{Si}_{1.89}\text{Al}_{0.11})_{\Sigma 2.00}\text{O}_{6.00}]$								
	2	$(\text{Ca}_{0.93}\text{Na}_{0.04})_{\Sigma 0.97}(\text{Mg}_{0.72}\text{Mn}_{0.01}\text{Fe}_{0.29}\text{Ti}_{0.01}\text{Al}_{0.05})_{\Sigma 1.08}[(\text{Si}_{1.86}\text{Al}_{0.14})_{\Sigma 2.00}\text{O}_{6.00}]$								
	3	$(\text{Ca}_{0.94}\text{Na}_{0.04})_{\Sigma 0.97}(\text{Mg}_{0.72}\text{Mn}_{0.01}\text{Fe}_{0.27}\text{Ti}_{0.02}\text{Al}_{0.01})_{\Sigma 1.03}[(\text{Si}_{1.87}\text{Al}_{0.13})_{\Sigma 2.00}\text{O}_{6.00}]$								
2	4	$(\text{Ca}_{0.93}\text{Na}_{0.04})_{\Sigma 0.97}(\text{Mg}_{0.72}\text{Mn}_{0.01}\text{Fe}_{0.24}\text{Ti}_{0.01}\text{Al}_{0.06})_{\Sigma 1.04}[(\text{Si}_{1.90}\text{Al}_{0.10})_{\Sigma 2.00}\text{O}_{6.00}]$								
	5	$(\text{Ca}_{0.93}\text{Na}_{0.03})_{\Sigma 0.96}(\text{Mg}_{0.75}\text{Mn}_{0.01}\text{Fe}_{0.22}\text{Ti}_{0.01}\text{Al}_{0.06})_{\Sigma 1.05}[(\text{Si}_{1.91}\text{Al}_{0.09})_{\Sigma 2.00}\text{O}_{6.00}]$								
	6	$(\text{Ca}_{0.93}\text{Na}_{0.02})_{\Sigma 0.95}(\text{Mg}_{0.73}\text{Mn}_{0.01}\text{Fe}_{0.22}\text{Ti}_{0.01}\text{Al}_{0.09})_{\Sigma 1.06}[(\text{Si}_{1.94}\text{Al}_{0.06})_{\Sigma 2.00}\text{O}_{6.00}]$								
	7	$(\text{Ca}_{0.92}\text{Na}_{0.02})_{\Sigma 0.94}(\text{Mg}_{0.74}\text{Mn}_{0.01}\text{Fe}_{0.22}\text{Ti}_{0.01}\text{Al}_{0.08})_{\Sigma 1.06}[(\text{Si}_{1.96}\text{Al}_{0.04})_{\Sigma 2.00}\text{O}_{6.00}]$								

Примечание. 1 – амфибол-клинопироксеновые сегрегации, 2 – массивное меланократовое габбро.

общей щелочности, с ростом коэффициента магнезиальности происходит явное падение содержания TiO₂ и Al₂O₃ (фиг. 4).

Для лантаноидов в амфиболовых габбро Се-ребрянского камня характерен “взгорбленный” тип распределения (фиг. 5а). Установлена явно выраженная европиевая аномалия: для лейко-,

мезократовых габбро характерна положительная аномалия, для меланократовых разностей – отрицательная. Важно отметить существенную обедненность лейкократовых и мезократовых габбро высокозарядными элементами, включая РЗЭ, по сравнению с такситовыми меланократовыми разностями (фиг. 5б, табл. 3). Рудовмещающие мела-

Таблица 3. Содержание петрогенных (мас. %) и редких (г/т) элементов в главных породах массива Серебрянский камень

Порода № пробы	Лейкократовое габбро		Мезократовое габбро		Однородное меланократовое габбро		Такситовое меланократовое габбро	
	СК-30	СК-12/23	СК-54	СК-23	СК-2.5/2	СК-24	СК-2.7/13	СК-51
SiO ₂	49.36	45.06	44.03	42.76	42.45	41.01	40.74	39.85
TiO ₂	0.86	0.95	0.93	1.24	0.88	1.49	0.35	0.54
Al ₂ O ₃	19.66	21.37	20.56	18.65	17.7	15.93	10.85	9.32
Fe ₂ O ₃ *	11.69	13.57	12.73	13.65	15.04	16.56	17.44	17.96
MnO	0.18	0.11	0.15	0.12	0.11	0.21	0.14	0.14
MgO	3.53	4.47	6.32	6.98	8.45	8.77	11.76	12.78
CaO	11.01	13.03	14.22	15.32	14.29	13.94	15.84	17.9
Na ₂ O	2.45	1.27	1.57	1.43	1.35	1.88	1.56	1.37
K ₂ O	0.38	0.19	0.16	0.26	0.21	0.13	0.24	0.1
P ₂ O ₅	0.031	н.п.о.	н.п.о.	0.002	0.016	0.029	0.009	н.п.о.
Mg#	34.24	36.23	46.12	46.86	49.21	47.73	54.64	52.95
Sc	31.5	35.8	35.8	29.8	43.3	37.5	39.4	26.8
V	0.028	0.039	0.025	0.034	0.035	0.043	0.01	0.052
Cr	0.004	0.005	0.004	0.007	0.009	0.009	0.007	0.017
Co	38.4	42.7	43.6	48.2	45.1	38.4	43.3	55.5
Ni	35.8	50.4	48.8	30.4	35.4	33.9	59.8	61.8
Cu	110.43	86.4	572.0	86.7	1370.0	1630.0	13870.0	4530.0
Zn	57.0	54.8	54.8	52.0	56.3	51.5	47.4	66.6
Ga	17.0	17.1	16.9	18.1	13.6	18.7	15.5	17.8
Ge	0.89	0.83	0.90	0.80	1.26	0.74	1.16	1.07
Rb	н.п.о	1.03	1.49	2.28	2.54	4.28	5.20	3.26
Sr	994	952	962	917	844	1120	1010	783
Y	4.73	4.70	6.53	5.85	5.82	5.87	6.79	7.47
Zr	6.89	8.07	10.00	7.98	8.83	8.69	7.75	9.30
Nb	0.251	н.п.о.	0.113	0.131	0.164	0.243	0.311	0.319
Ag	0.2	0.027	0.12	0.039	0.3	0.58	5.61	1.76
Cd	0.096	0.057	0.055	0.046	0.13	0.081	0.22	0.11
Sn	0.64	0.4	0.47	0.48	0.41	0.35	0.46	0.54
Te	н.п.о	н.п.о	н.п.о	н.п.о	н.п.о	н.п.о	0.63	0.33
Ba	17.8	15.7	22	21.4	12.6	27.2	24.6	23.1
La	0.8	0.64	0.7	0.61	0.67	0.74	0.82	0.85
Ce	2.32	2.04	2.45	2.17	2.52	2.57	2.86	3.08
Pr	0.48	0.41	0.55	0.5	0.58	0.53	0.61	0.63
Nd	3.03	2.77	3.53	3.39	3.6	3.35	4.06	4.28
Sm	1.08	0.97	1.27	1.28	1.27	1.2	1.42	1.65
Eu	0.49	0.46	0.55	0.54	0.56	0.56	0.68	0.62
Gd	1.13	1.16	1.55	1.45	1.52	1.43	1.76	1.73
Tb	0.17	0.16	0.23	0.22	0.19	0.19	0.23	0.26
Dy	0.98	0.96	1.3	1.28	1.21	1.2	1.38	1.47
Ho	0.19	0.18	0.26	0.24	0.24	0.23	0.27	0.29
Er	0.5	0.48	0.67	0.64	0.6	0.61	0.71	0.74
Tm	0.062	0.062	0.089	0.081	0.077	0.074	0.094	0.092
Yb	0.38	0.39	0.51	0.44	0.48	0.46	0.53	0.58
Lu	0.058	0.057	0.066	0.066	0.067	0.065	0.071	0.086
Hf	0.24	0.36	0.36	0.27	0.4	0.28	0.31	0.41
Ta	0.052	0.055	0.062	0.061	0.058	0.051	0.062	0.076
Pb	1.87	0.5	н.п.о.	н.п.о.	1.01	1.66	1.08	0.5

Примечание. н.п.о. – ниже предела обнаружения; Fe₂O₃* – содержания общего железа пересчитаны в Fe₂O₃; коэффициент магнезиальности рассчитывался по формуле: Mg# = Mg/(Mg + Fe).

Таблица 4. Массовая доля благородных металлов (Au, Pd, Pt) в оруденелых габбро Серебрянского камня

Порода	Au	Pd	Pd/Pt	Σ БМ	Cu, %
	г/г	г/г			
Такситовое меланократовое габбро	$\frac{<0.02-1.26}{0.15}$	$\frac{<0.02-2.01}{0.19}$	5-35	$\frac{<0.02-2.94}{0.34}$	0.1-2.73
Меланократовое габбро	$\frac{<0.02-0.87}{0.12}$	$\frac{<0.02-0.57}{0.10}$	2-10	$\frac{<0.02-1.11}{0.11}$	0.1-3.13
Мезократовое габбро	$\frac{<0.02-0.08}{0.06}$	$\frac{<0.02-0.06}{0.03}$	1-5	$\frac{<0.02-0.08}{0.05}$	0.1-0.3

Примечание. В числителе разброс содержаний; в знаменателе среднее значение. Σ БМ – суммарное содержание золота и палладия.

Таблица 5. Геохимические ресурсы до глубины 100 м

Участок	S, м ²	Cu, %	N	Прогнозные геохимические ресурсы Cu, тыс. т	Прогнозные геохимические ресурсы сумма БМ, т
Северная аномалия	0.28	0.26	55	213.50	26.00
Центральная аномалия	0.54	0.26	96	386.60	50.10
Южная аномалия	0.20	0.24	44	160.00	21.00
Сумма				760.10	97.10

Примечание. S, м² – площадь аномалии по контуру содержаний Cu более 0.1%; Cu, % – среднее содержание меди в точках, вошедших в подсчет; N – количество принятых в подсчет точек, вошедших в контур аномалии.

Таблица 6. Содержание элементов-примесей в сульфидах из руд Серебрянского камня

Анализ №	Zn	Ni	Co	Ag	As	Pb	Ge	Hg	Pd	Te	Bi
1	–	236	5.5	289	80	2.04	2.68	41.8	3	36	1.05
2	–	–	–	43.5	186	1.20	–	–	–	–	1.14
3	40	–	–	–	60	–	2.06	–	1.13	12.8	1
4	–	–	–	37.5	242	–	–	22.2	0.15	–	2.7
5	–	17	5.9	330	50	–	–	25.1	0.59	–	1.35
6	131	3.8	0.64	800	152	–	–	–	–	–	1.95
7	–	–	–	368	136	–	3.49	–	–	–	–
8	–	–	–	448	117.1	3.85	–	–	0.81	–	–
9	15.3	3.8	–	371	67.9	–	5.6	–	7.6	7.6	–
10	12.1	4.7	–	483	149	–	–	–	–	–	–
11	–	–	–	79.7	318	–	3.6	–	–	–	–

Примечание. В таблице анализы №1–6 для зерен борнита, №7–11 для зёрен халькопирита. Содержание элементов-примесей определено методом LA-ICP-MS в лаборатории анализа минерального вещества ИГЕМ РАН. Состав приведен в ppm.

нократовые габбро Серебрянского существенно обогащены редкоземельными элементами относительно безрудных лейко- и мезократовых разновидностей (табл. 3).

Рудовмещающие меланократовые разновидности габбро обогащены Y, Hf, Pb по сравнению с безрудными габброидами. Средние содержания

легких лантаноидов и крупноионных литофильных элементов превышают содержания в примитивной мантии, тогда как концентрации высокозарядных Nb, Ta, Zr, Hf в безрудных габбро существенно ниже мантийных.

По результатам корреляционного и факторного анализов (фиг. 6) удалось установить три гео-

Таблица 7. Состав минералов благороднометалльной ассоциации

М-л.	Mer	Mai	Kt	Vys	Sht	Hes	Me	Te-As- Me	Au- Asp	Sbd	Unn	Spr	Vin	Au I	Au II	Bor
S	—	—	—	20.5	—	—	—	—	—	—	—	0.9	—	—	—	—
Fe	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1.0
Ni	—	—	—	2.7	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Cu	—	1.6	0.34	1.8	7.8	—	—	—	—	—	6.2	3.5	2.9	—	7.5	28.9
Zn	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	8.7
As	—	—	—	—	—	—	9.2	7.9	16.0	3.2	14.4	38.7	5.7	—	—	—
Pd	28.5	23.3	41.3	56.2	—	—	74.4	75.3	75.5	70.7	79.1	—	74.7	—	12.1	61.5
Ag	—	—	—	—	49.6	66.1	—	—	—	—	—	—	—	3.2	2.1	—
Sb	—	—	—	—	—	—	16.4	13.4	5.3	25.7	—	—	5.2	—	—	—
Te	70.6	28.6	36.4	—	40.0	33.8	—	5.3	—	1.7	—	—	7.9	—	—	—
Pt	0.9	—	—	18.9	—	—	—	—	—	—	—	55.8	—	—	—	—
Au	—	—	—	—	2.7	—	—	—	3.2	—	—	—	—	96.6	78.2	—
Bi	—	46.5	21.8	—	—	—	—	—	—	—	—	—	3.7	—	—	—
Формульные коэффициенты																
S	—	—	—	0.96	0.96	—	—	—	—	—	—	0.10	—	—	—	—
Fe	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.12
Ni	—	—	—	0.07	0.07	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Cu	—	0.04	0.01	0.04	0.04	1.08	—	—	—	—	1.04	0.19	0.19	—	0.18	3.07
Zn	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.90
As	—	—	—	—	—	—	1.40	1.20	2.35	0.32	2.04	1.74	0.42	—	—	—
Pd	0.97	0.98	0.99	0.79	0.79	—	8.02	8.07	7.82	4.98	7.91	—	2.87	—	0.17	3.91
Ag	—	—	—	—	—	4.04	—	—	—	—	—	—	—	0.06	0.03	—
Sb	—	—	—	—	—	—	1.58	1.25	0.48	1.58	—	—	0.18	—	—	—
Te	2.01	1.00	0.73	—	—	2.76	—	0.47	—	0.1	—	—	0.26	—	—	—
Pt	0.02	—	—	0.14	0.14	—	—	—	—	—	—	0.96	—	—	—	—
Au	—	—	—	—	—	0.12	—	—	0.18	—	—	—	—	0.94	0.61	—
Bi	—	1.00	0.27	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.08	—	—	—

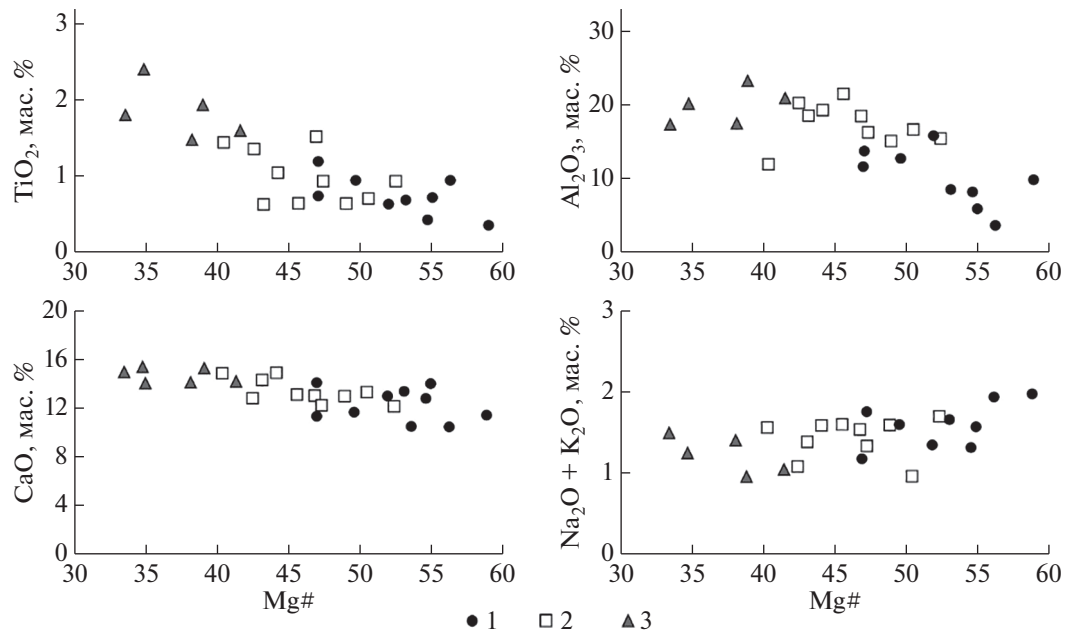
Примечание. Mer – меренскиит, Mai – майченерит, Kt – котульскит, Vys – высокоцит, Sht – штюццит, Hes – гессит, Me – Мергит II, Te-As-Me – Te,As метриит II, Au-Asp – Au-арсенопалладинит, Sbd – стибнопалладинит, Unn – неназванная фаза (unnamed) Pd_{7.91}Cu_{1.04}As_{2.04}, Spr – сперрилит, Vin – винцентит, Au I – самородное золото, Au II – медисто-палладиестое золото, Bor – бортниквит. Состав минералов приведен в мас. %; все анализы нормированы на 100%.

химические ассоциации. В первую геохимическую ассоциацию объединены Eu, Ca, Al, Sr. Во вторую – элементы, тесно коррелирующие с золотом и элементами платиновой группы и накапливающие преимущественно в ходе формирования структурно неоднородных амфиболовых габбро с рудной минерализацией: LREE, HREE, Y, Pd, Au. Третья ассоциация включает в себя высокозарядные и транзитные элементы: Co, Zn, Ni, Ti, V, Sc, Zr, Hf, наибольшие концентрации которых приурочены к мезократовым амфиболовым габбро. Самые сильные корреляционные связи наблюдаются между благородными металлами, которые, в свою очередь, имеют менее сильную, однако значимую корреляционную связь с медью.

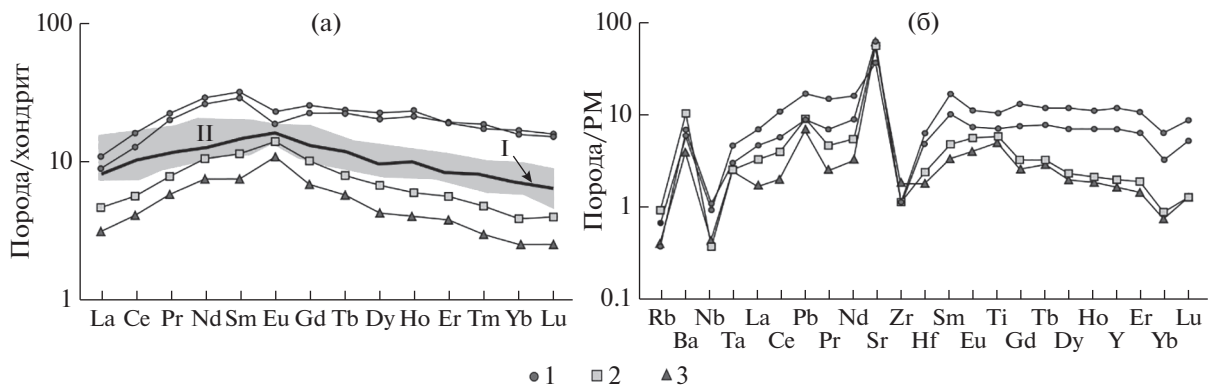
Выявлена умеренная корреляционная связь между рудными компонентами и магниезальностью пород, а также с суммарным содержанием Y, Hf, Pb и редкоземельных элементов. Среди высокозарядных элементов выделяется Zr, имеющий обратную корреляционную связь с рудными компонентами. Связь Zr с Ti, вероятно, объясняется накоплением элемента в составе титанита, ассоциирующего с титаномagnetитовой минерализацией.

ОСОБЕННОСТИ ЛОКАЛИЗАЦИИ МЕДНОСУЛЬФИДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ

В 2018 и 2019 годах была проведена геохимическая съемка по первичным ореолам рассеяния в



Фиг. 4. Зависимость содержания петрогенных элементов от Mg# ($Mg\# = Mg/(Mg + Fe) \times 100$) в породах Серебрянского камня. 1 – меланократовые габбро, 2 – мезократовые габбро, 3 – лейкократовые габбро.

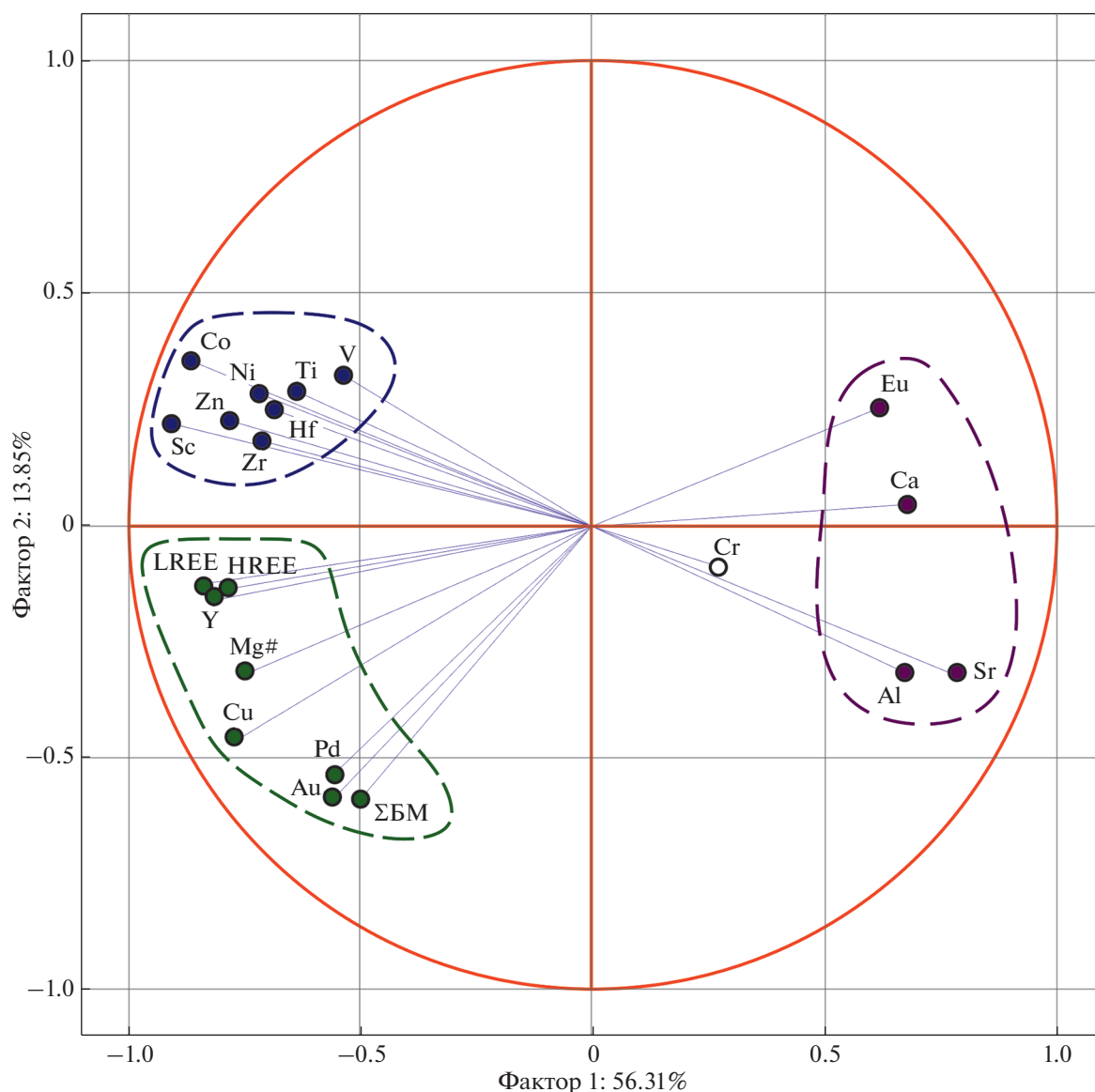


Фиг. 5. Спайдер-диаграммы распределения редких и редкоземельных элементов в амфиболовых габбро. а – распределение РЗЭ в Серебрянских габбро: I – модальный состав амфиболовых габбро Серебрянского камня; II (серое поле) – состав оливиновых габбро ППУ по (Ферштатер, 2013); хондрит по (McDonough&Sun, 1995); б – спайдер-диаграмма состава разновидностей габбро Серебрянского камня. Состав примитивной мантии по (McDonough&Sun, 1995). 1 – меланократовые габбро, 2 – мезократовые габбро, 3 – лейкократовые габбро.

пределах двух зон развития линз меланократовых габбро среди мезократовых пород Меднорудного участка (фиг. 3б): зона Северная – $S = 0.68 \text{ км}^2$, зона Южная – $S = 3.54 \text{ км}^2$. По ее результатам были выявлены три крупные аномалии, оконтуренные по содержанию меди более 0.1% (фиг. 7а). Выявленные аномалии представляют вытянутые поля с протяженностью до первых километров и шириной в несколько сотен метров. Ранее установлено (Ефимов, 2006), что медные аномалии наиболее контрастно проявляются при отборе штуфных проб с глубины 1.5–2 м. Эта закономер-

ность подтверждается результатами опробования по профилю 2.4 (фиг. 7), пройденному вдоль недавно построенной дороги, где выявлены наибольшие содержания меди. Анализ результатов геохимической съемки показал, что повышенные содержания меди локализованы в зонах, сложенных преимущественно меланократовыми амфиболовыми габбро (фиг. 7б).

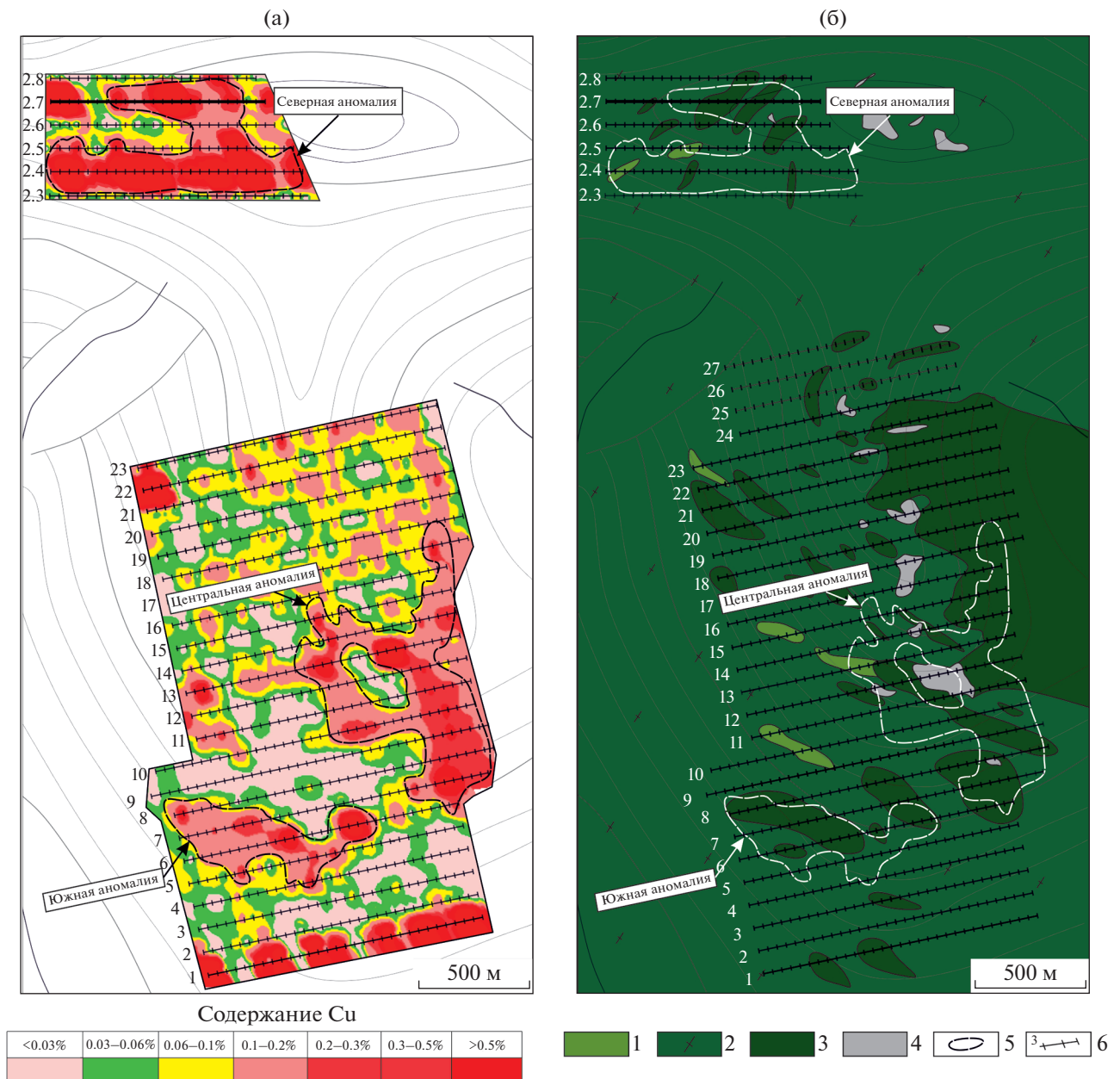
Для анализа особенностей распределения других рудных компонентов были построены карты изоконцентрат V_2O_5 и TiO_2 . Геохимические аномалии этих элементов обусловлены проявлением



Фиг. 6. Результат факторного анализа – диаграмма влияния факторов на распределение элементов. Выявлена умеренная корреляционная связь между рудными компонентами и магниальностью пород, а также с суммарным содержанием Y, Hf, Pb и редкоземельных элементов. Среди высокозарядных элементов выделяется Zr, имеющий обратную корреляционную связь с рудными компонентами. Связь Zr с Ti, вероятно, объясняется накоплением элемента в составе титанита, ассоциирующего с титаномагнетитовой минерализацией.

титаномагнетитовой минерализации в габбро. Поля аномальных значений титана и ванадия более широкие, чем у ореолов меди, они представлены линейными зонами до 1.5 км и изометричными участками диаметром до 600 м. Выявлено частичное совпадение контуров медных и титанованадиевых аномалий (фиг. 8). Результаты химического анализа сколовых проб подтверждаются результатами минералогического описания: в пробах из контура аномалий часто совместно с густой вкрапленностью медных минералов наблюдается повышенная вкрапленность титаномагнетита.

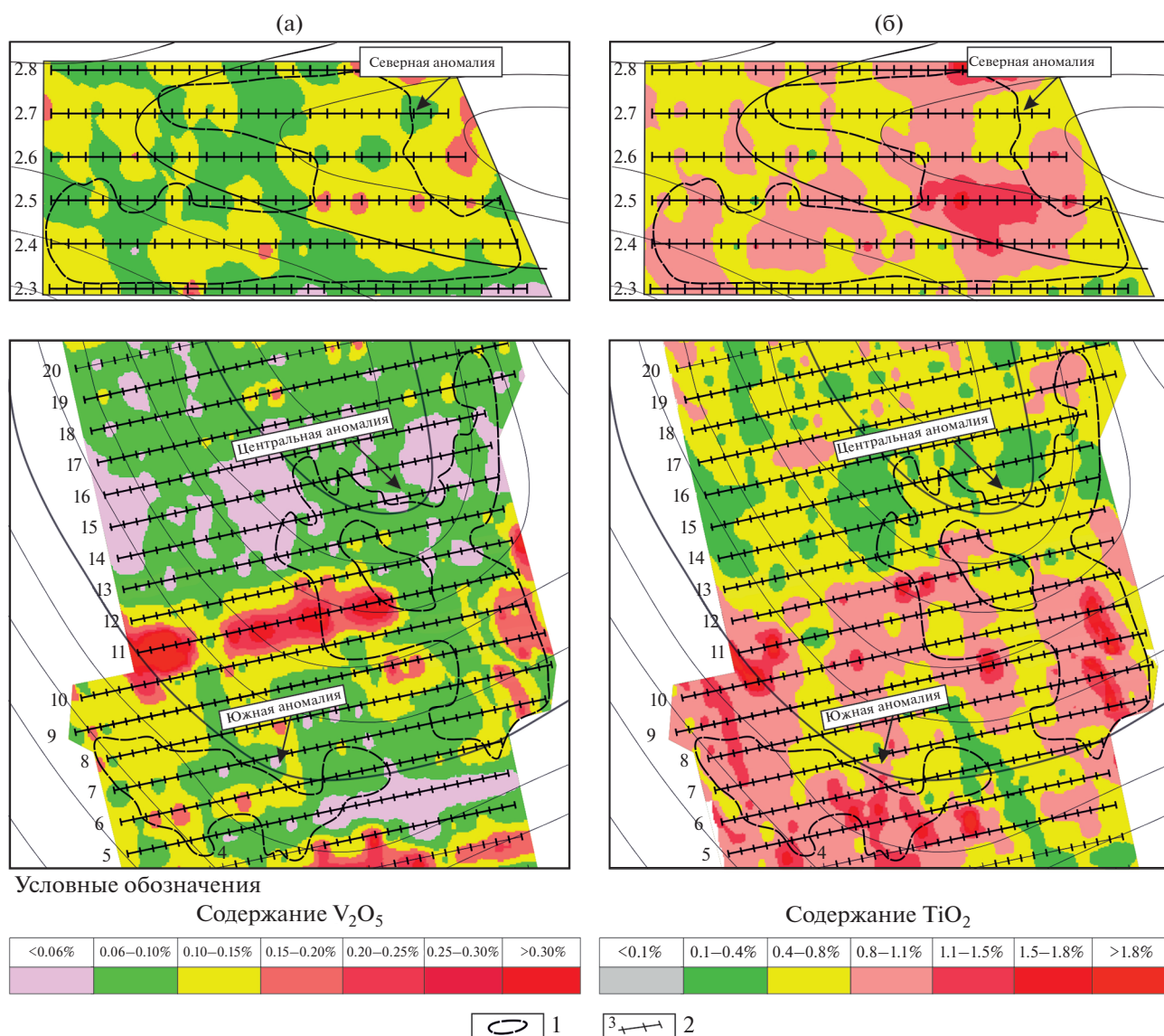
С целью анализа особенностей распределения рудной минерализации был задокументирован забой наиболее крупного карьера Гилевского рудника (рудник № 2). В пределах забоя, расположенного на среднем уступе карьера, медно-сульфидная минерализация проявлена в меланократовых разновидностях габбро (фиг. 9). Рудная зона представляет собой чередующиеся полосы, сложенные мезократовыми и меланократовыми амфиболовыми габбро. В пределах центральных частей меланократовых зон наблюдаются участки такситовых габбро. Сегрегации амфибола образуют линзовидные тела размером до нескольких де-



Фиг. 7. Локализация медной минерализации в амфиболовых габбро Серебрянского камня. 1 – лейкократовые амфиболовые габбро; 2 – мезократовые амфиболовые габбро; 3 – такситовые и однородные меланократовые разновидности; 4 – габбро-пегматиты, анортозиты; 5 – участки с содержанием меди >0.1%; 6 – профили опробования; толстой линией выделен профиль СК-2.7. б – детализация Меднорудного участка, выбранного для проведения исследований. б – детализация Меднорудного участка, выбранного для проведения исследований.

сятков сантиметров. Повышенные содержания халькопирита характерны для однородных меланократовых габбро, борнитовая минерализация локализуется преимущественно в такситовых меланократовых габбро, образующих линзовидные тела, ориентированные согласно полосчатости вмещающих пород. Наибольшие скопления сульфидных минералов приурочены к осевой части сегрегаций.

Для изучения распределения минералов благородных металлов в габбро были проанализированы пробы по профилю СК-2.7 (фиг. 7), проходящему через один из старых рудников, и пробы с содержаниями меди более 1%. Анализ полученных результатов, исключая аномальные пробы с суммарным содержанием благородных металлов более 3 г/т, позволил установить фоновые значения для золота 0.027 г/т, палладия 0.029 г/т. Центральная зона профиля с повышенными содержа-



Фиг. 8. Карты в изоконцентрах V_2O_5 и TiO_2 . а – карты изоконцентрат V_2O_5 , б – карты изоконцентрат TiO_2 . 1 – участки с содержанием меди $>0.1\%$; 2 – профили опробования.

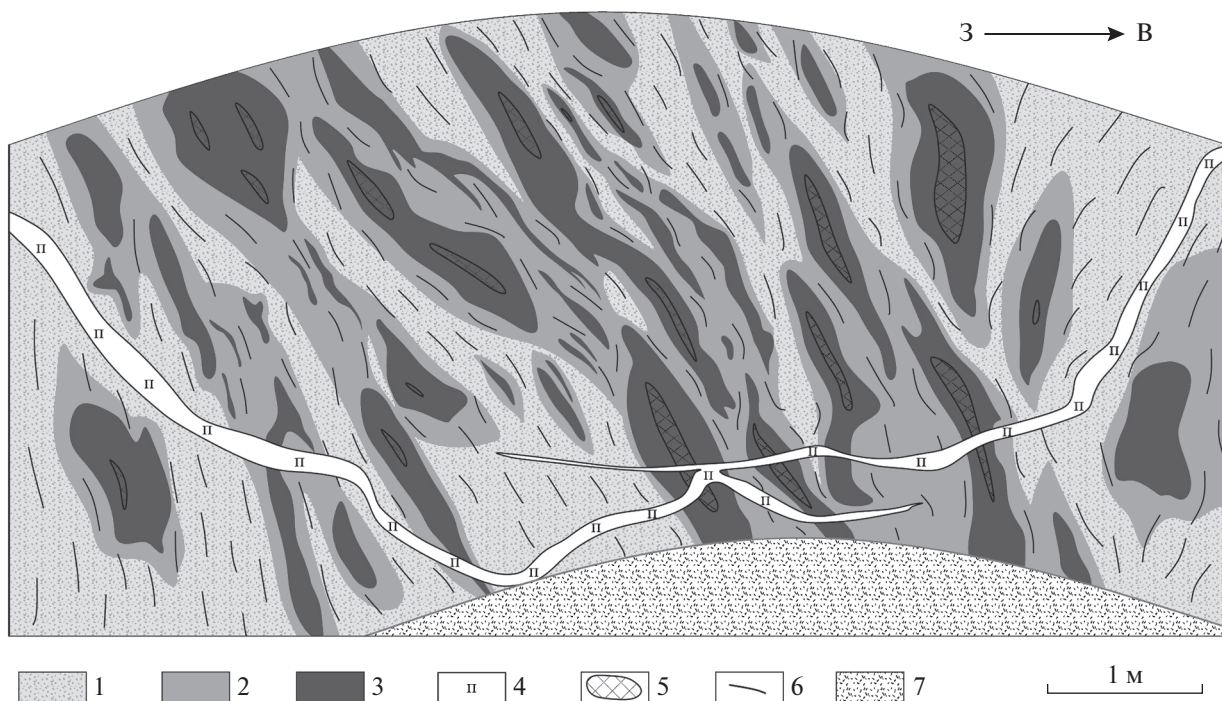
ниями Au и Pd пространственно совпадает с расположением меланократовых амфиболовых габбро (фиг. 10). В этой части профиля содержания меди и благородных металлов закономерно возрастают.

Отношение Pd/Pt варьирует от 5 до 35, возрастая по мере увеличения суммарного содержания благородных металлов. Концентрации благородных металлов в однородных меланократовых разновидностях габбро характеризуются меньшими значениями, чем в такситовых. Для мезократовых габбро определены фоновые содержания около 50 мг/т (табл. 4).

По результатам проведения минералогических и геохимических исследований на территории массива выявлены две основные ассоциации медносульфидных минералов, отличающиеся со-

держаниями благородных металлов и разным соотношением халькопирита и борнита. Первая – халькопирит-халькозин-борнитовая минерализация в такситовых меланократовых амфиболовых габбро, вторая – халькопиритовая минерализация в массивных меланократовых габбро. Наибольшие концентрации благородных металлов характерны для ассоциаций с преобладанием борнита.

Исходя из общей выборки для проб с содержанием меди более 0.10% определено среднее содержание суммы платины, золота и палладия, которое составляет 0.34 г/т (табл. 4). Это значение принято для подсчета ресурсов благородных металлов в контурах медных аномалий (содержание $Cu > 0.10\%$). Необходимо подчеркнуть, что в от-



Фиг. 9. Зарисовка забоя карьера Гилевского рудника. 1 – мезократовые габбро; 2 – меланократовые габбро; 3 – шлиры амфибола, горнблендиты; 4 – анортозиты; 5 – зоны проявления медно-сульфидной минерализации; 6 – направление полосчатости в габбро; 7 – почва забоя.

личие от рядовых проб, отобранных даже в пределах сульфидизированных рудных габбро, для крупнообъемных проб, отобранных в пределах рудных тел с содержанием меди больше 0.75%, среднее суммарное содержание благородных металлов существенно выше и составляет 1.5 г/т. Расположение точек отбора проб и результаты определения в них содержания благородных металлов представлены в дополнительных материалах (Приложение 1 и 2).

В результате проведения площадной геохимической съемки по первичным ореолам рассеяния были рассчитаны параметры аномального геохимического поля и геохимические ресурсы меди и суммарного количества благородных металлов до глубины 100 м (табл. 5). Для изученной площади Серебрянского камня они составляют: для меди суммарно – 760.1 тыс. т; для суммы благородных металлов, с преобладанием золота и палладия 97.1 т.

РУДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ

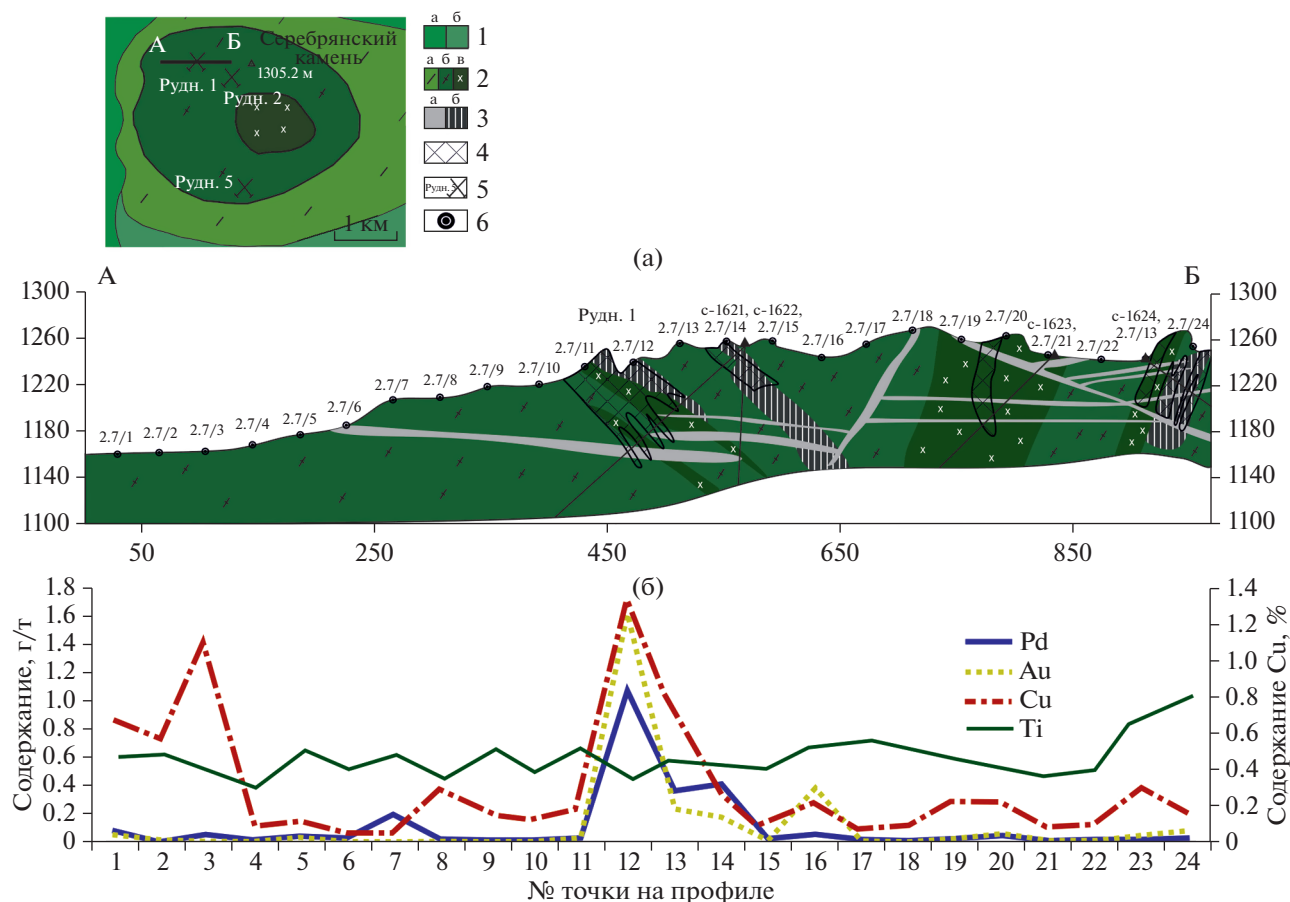
Анализ связи структурно-вещественных особенностей пород и распределения в них рудных минералов позволил выделить три главные ассоциации рудных минералов, с двумя из которых связаны проявления палладиевой или золото-палладиевой минерализации:

1. Титаномагнетитовая минерализация в лейкократовых и мезократовых габбро. Для этой ассоциации характерна повышенная вкрапленность титаномагнетита в габбро с формированием отдельных шлиров или относительно крупных жильных тел мощностью до 0.4 м.

2. Халькопирит-халькозин-борнитовая минерализация в такситовых меланократовых амфиболовых габбро. Минерализация пространственно и генетически связана с меланократовыми разновидностями габброидов. Обычно эти габбро характеризуются умеренной вкрапленностью титаномагнетита. Среди сульфидов преобладает борнит, а халькопирит встречается в ограниченном количестве. В пределах массива Серебрянский камень максимальное содержание сульфидов в минерализованных габбро этого типа составляет 3.5 об. %.

3. Халькопиритовая минерализация в массивных меланократовых габбро. Для этой ассоциации характерно распространение небольших скоплений халькопирита по всей массе габбро. Обычно габбро представлено меланократовыми разновидностями с равным соотношением плагиоклаза и темноцветных минералов. Наибольшее содержание халькопирита в этом типе минерализованных габбро составляет 4.5 об. %.

Титаномагнетит присутствует во всех разновидностях пород. Его содержание меняется от



Фиг. 10. Разрез через массив Серебрянского камня по линии профиля АБ с содержаниями благородных металлов, меди и титана в породах. 1 – габбро-нориты (а), оливиновые габбро (б); 2 – габбро-лейкократовое (а), мезократовое (б), меланократовое (в); 3 – тела анортозитов (а), такситовые амфиболовые габбро (б); 4 – зоны с повышенными содержаниями Cu (Бобров и др., 1978ф); 5 – медные рудники и их номера; 6 – точки отбора проб, скважины, пробуренные в ходе работ 1978 г. (Бобров и др., 1978ф).

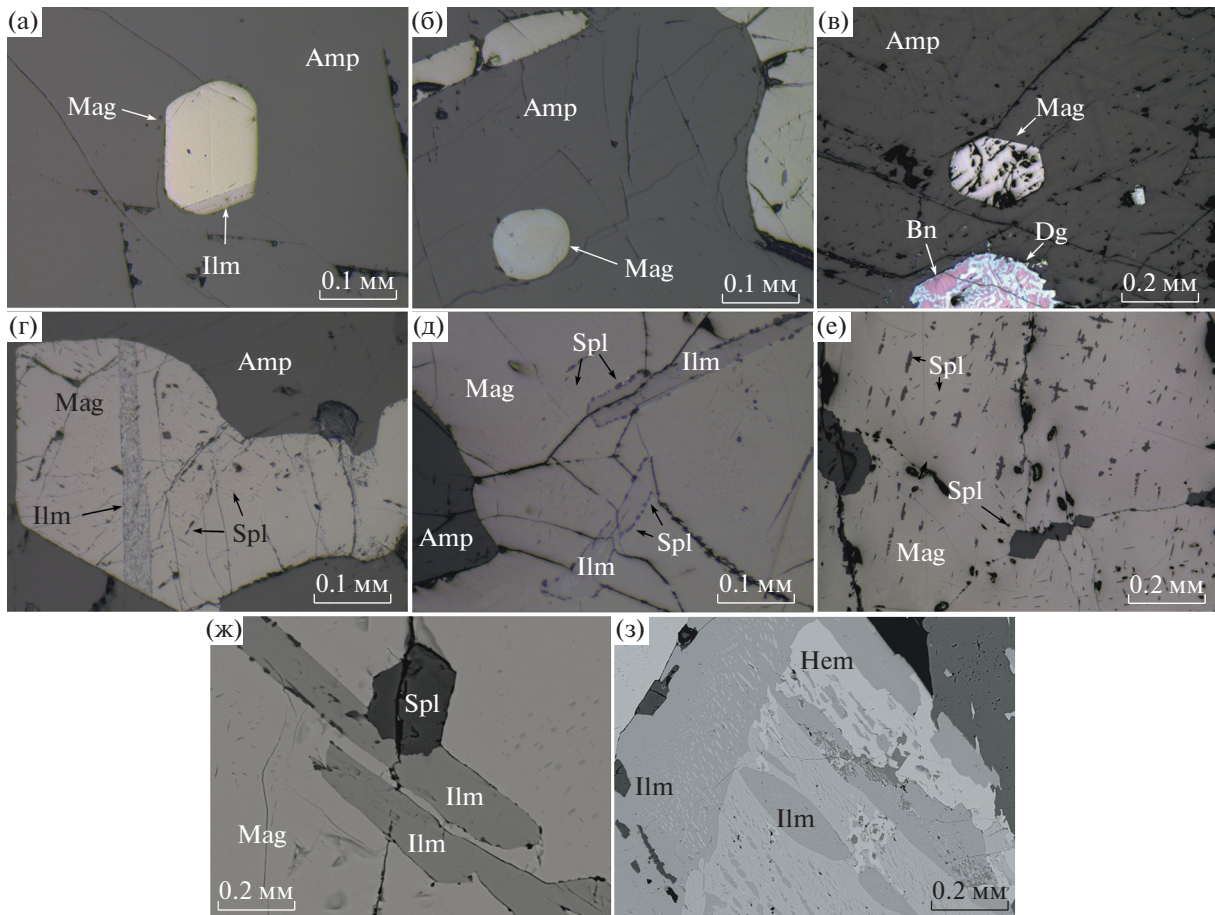
первых единиц до десятков процентов. Чаще всего титаномагнетит распространен в виде мелкой рассеянной вкрапленности. Гораздо реже он слагает сплошные участки с сидеронитовой структурой. Титаномагнетит встречается также в виде отдельных шлиров и прожилков в габбро. Иногда в составе этих прожилков присутствуют сульфиды и силикаты.

Магнетит образует индивиды нескольких морфологических типов. В мезократовых разновидностях габбро наблюдаются мелкие (до 1 мм) идиоморфные кристаллы, располагающиеся между более крупными зернами амфибола, а также находящиеся в них в виде мелких ограненных включений (фиг. 11а). Этот магнетит относится к самой ранней генерации. Исследование химического состава зерен позволило установить повышенные относительно железо-оксидной ассоциации содержания титана (2.2–3.4 мас. % TiO_2) и довольно высокие концентрации Mg (до 3.2 мас. %). Кроме того, обнаружены мелкие округлые включения

(фиг. 11б), а также отрицательные кристаллы (фиг. 11в) магнетита в амфиболе. Часто эти зерна находятся в сростании с пластинками ильменита (фиг. 11а).

Наиболее распространены в амфиболовых габбро крупные, до 1–2 мм, зерна магнетита, находящиеся в интерстициях силикатных минералов: амфибола, пироксена, плагиоклаза (фиг. 11г). Для сидеронитового магнетита характерны высокие содержания V_2O_5 – 0.95 мас. % и низкие содержания TiO_2 до 1.5 мас. %. Большая часть таких зерен находится в сростании с относительно широкими пластинками ильменита, которые часто подвержены лейкоксенизации. Преобладающим минералом, замещающим ильменит, является титанит (фиг. 11г).

Ильменит является вторым по распространенности рудным минералом в амфиболовых габбро. Он образует пластинчатые (фиг. 11г), реже таблитчатые кристаллы в сростании с ксеноморфным магнетитом, часто при этом пересекая границы его



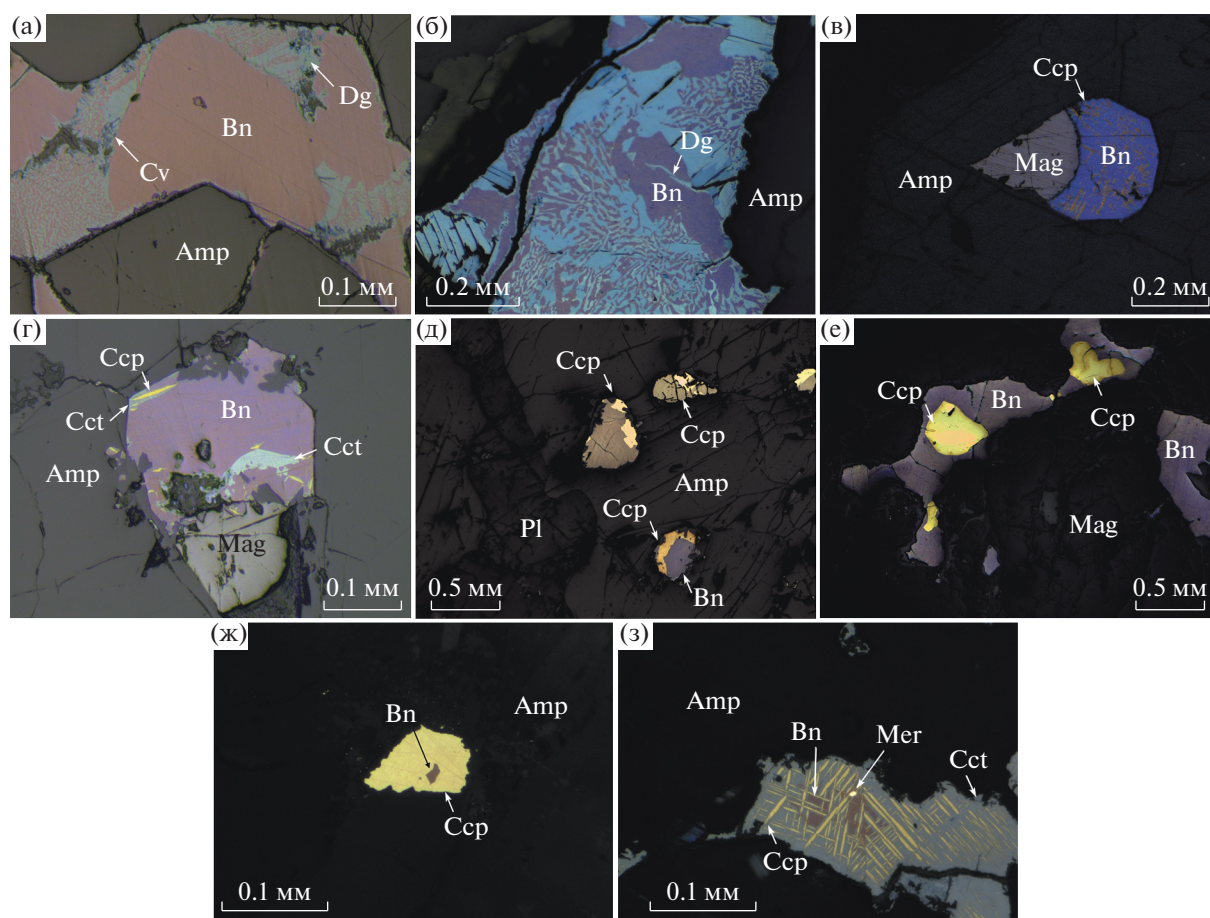
Фиг. 11. Структурно-морфологические особенности железо-титановых рудных минералов в амфиболовых габбро Серебрянского камня. Отраженный свет, николи параллельны. а – идиоморфный кристалл магнетита в амфиболе; б – округлое включение магнетита в амфиболе; в – отрицательный кристалл магнетита в амфиболе; г – лейкоксенизированный пластинчатый кристалл ильменита в магнетите; д – пластинчатые зерна ильменита, пересекающие зерна магнетита; е – структуры распада твердого раствора магнетит-шпинель; ж – пересекающие несколько зёрен магнетита пластинчатые зерна ильменита в сростании с крупным кристаллом шпинели; з – распад твердого раствора ильменит-гематит. Mag – магнетит, Ilm – ильменит, Spl – шпинель, Hem – гематит, Bn – борнит, Csp – халькопирит, Dg – дигенит, Amp – амфибол, Pl – плагиоклаз. Аббревиатура минералов по Donna, Bernard (2010).

зерен (фиг. 11д, ж). В мезократовых амфиболовых габбро встречаются единичные крупные обособления ильменита, в которых наблюдается распад твердого раствора с переходными фазами: ильменит, гемоильменит, ильменогематит, гематит (фиг. 11з). Для титаномагнетита данного типа характерны низкие содержания примесных компонентов: Al_2O_3 – 0–1.71 мас. %; MgO – 0–0.78 мас. % и высокие, относительно исследуемой ассоциации, концентрации TiO_2 до 3.18 мас. %.

В исследуемых образцах обнаружены зерна со сложным зональным строением. Внешняя часть таких зерен сложена ильменитом с тонкими ламелями гемоильменита, ядро разделено на две зоны: в первой зоне наблюдаются линзообразные обособления ильменита в гемоильменитовой матрице, вторая, более светлая часть (фиг. 11з),

имеет структуру распада твердого раствора ильменогематита в матрице гематита.

Микроскопические исследования ассоциации оксидов Fe и Ti показали, что в большинстве зёрен проявлены решетчатые структуры распада твердого раствора минералов группы шпинели в магнетите. В структурах распада твердого раствора, в виде тонких пластинок, ориентированных по кристаллографическим направлениям, диагностируется ульвошпинель. Относительно крупные ограненные кристаллы шпинели, относящиеся к ряду герцинит-магнезиоферрит, встречаются в сростании с ильменитом (фиг. 11ж). В такситовых разновидностях амфиболовых габбро для шпинели, сростающейся с ильменитом, отмечены высокие содержания ганитового минала (содержания Zn до 10 мас. %).



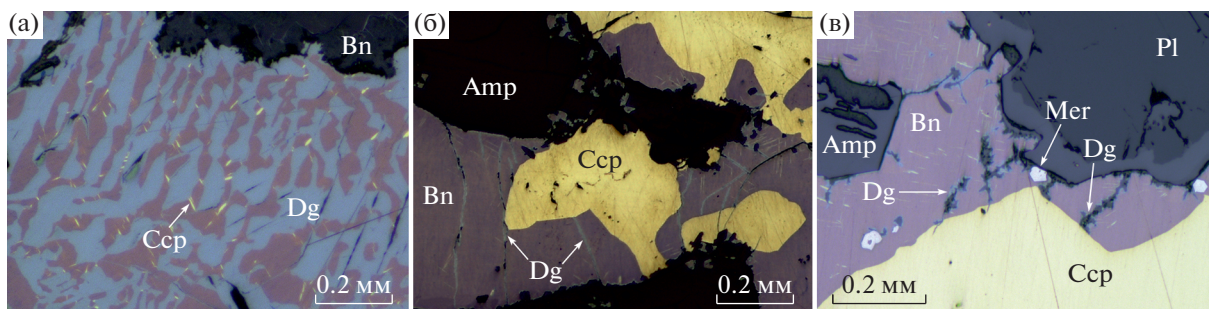
Фиг. 12. Структурно-морфологические особенности медносульфидных рудных минералов в амфиболовых габбро Серебрянского камня. Отраженный свет, николи параллельны. а – борнит заполняющий пространство между зернами амфибола; б – графические борнит-дигенитовые сростания; в – каплевидное сростание магнетита и борнита; г – деформированное каплевидное включение сростания магнетита и борнита, подчиненное структуре амфибола; д – рассеянная вкрапленность халькопирита; е – крупные ксеноморфные сростания борнита и халькопирита; ж – борнит-халькопиритовое сростание; з – распад твердого раствора борнит-халькопирит, мелкое зерно меренскиита. Bn – борнит, Ccp – халькопирит, Dg – дигенит, Cct – халькозин, Cv – ковеллин, Mer – меренскиит, Amp – амфибол, Pl – плагиоклаз.

Сульфиды в наиболее богатых рудными минералами разновидностях амфиболовых габбро составляют 10–15% от объема породы и равномерно, в виде мелких зерен и их сростаний, распределены по объему породы. Размер зерен сульфидных минералов изменяется от 0.1 до 1.3 мм, при среднем значении 0.6 мм. Из числа сульфидов в меланократовых такситовых габбро преобладает борнит. Однородные меланократовые габбро содержат халькопирит в виде единичных зерен.

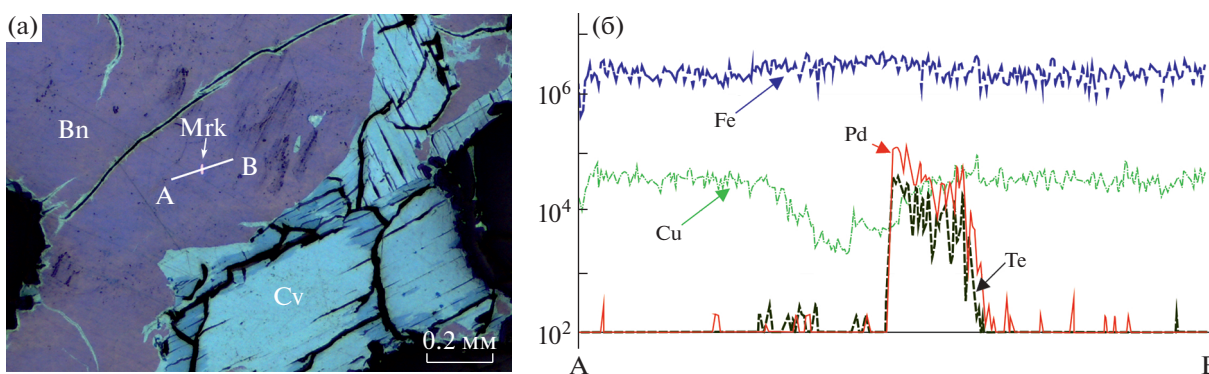
Основным минералом, слагающим медносульфидные руды Серебрянского Камня, является борнит. Его основная масса представлена рассеянной вкрапленностью в габбро в виде ксеноморфных скоплений (фиг. 12а), находящихся в промежутках между зернами силикатов. Изредка отмечаются графические сростания борнита с дигенитом, заключенные в плагиоклазе и амфиболе

(фиг. 12б). Часть борнита кристаллизовалась совместно с титаномагнетитом. Встреченные сростания минералов характеризуются каплевидной формой, подчиненной кристаллической структуре минерала-хозяина (фиг. 12г, д). Из вторичных минералов, развивающихся по борниту, диагностированы халькозин и ковеллин. Они развиты преимущественно по трещинам и по периферии борнитовых зёрен. В поверхностной части рудных зон диагностированы сульфаты и фосфаты меди, представленные брошантитом и цианотрихитом (Ерохин и др., 2017).

Второй по распространенности минерал из ассоциации сульфидов меди – халькопирит. Основная масса зерен халькопирита образует агрегаты с размерами зерен до нескольких миллиметров, выполняющие интерстиции между силикатами и титаномагнетитом (фиг. 12д). Такие сплошные зер-



Фиг. 13. Взаимоотношения борнита, халькопирита и дигенита в медносульфидных рудах Серебрянского камня. Отраженный свет, николи параллельны. а – графическое замещение борнита со слабо проявленными структурами распада твердого раствора дигенитом; б, в – халькопирит развивается по борниту, залечивая трещины в нем. Bn – борнит, Ccp – халькопирит, Dg – дигенит, Mer – меренскиит, Amp – амфибол, Pl – плагиоклаз.



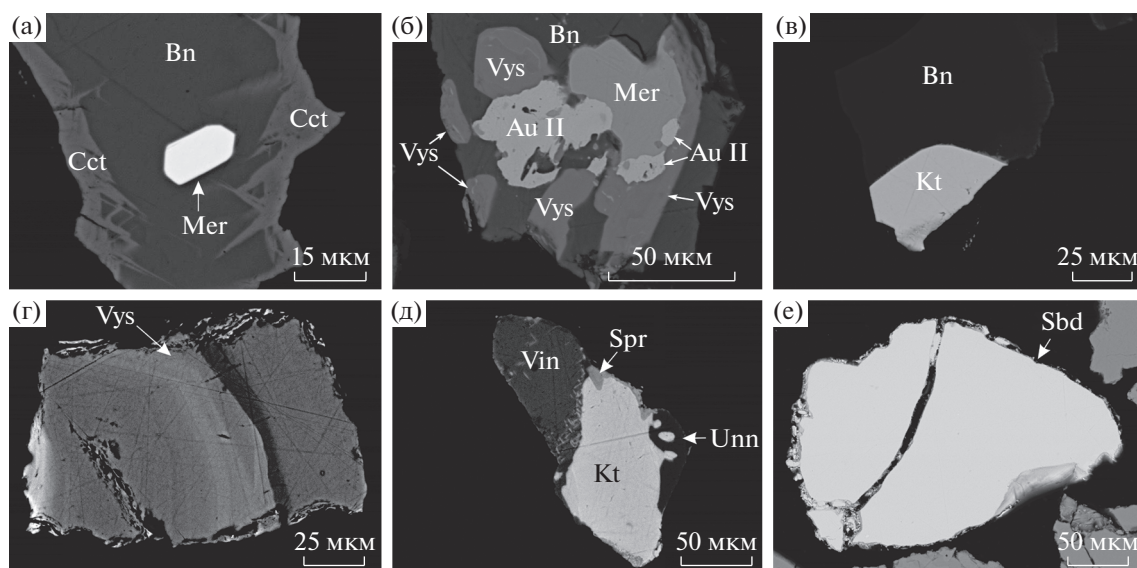
Фиг. 14. Профиль через зерно борнита, выполненный методом LA-ICP-MS. Mer – меренскиит, Bn – борнит, Cv – ковеллин.

нистые агрегаты распространены в основном в однородном меланократовом габбро. Часто халькопирит наблюдается в сростаниях с борнитом, границы между минералами извилистые, четкие и, как правило, без следов растворения (фиг. 12е).

При изучении минераграфических препаратов было выделено несколько генераций халькопирита. Более ранний халькопирит представлен тонкими ламелями в борните. Минерал кристаллизовался одновременно с борнитом, о чем говорят широко распространенные структуры распада твердого раствора. Характерной чертой таких структур является уменьшение размера ламелей халькопирита в борните от периферии к центру зерна (фиг. 12з). Редко ранние структуры распада твердого раствора борнит-халькопирит замещаются дигенитом (фиг. 13а). Отмечены случаи замещения борнита более поздним халькопиритом (фиг. 12д, е, ж). Вторая генерация халькопирита получает развитие по периферии зерен борнита, реже по трещинам. Зернистые агрегаты халькопирита залечивают обрамленные дигенитом трещины в борните (фиг. 13б, в) или ограничиваются ими (фиг. 13б).

На основании анализа структурно-текстурных взаимоотношений минералов руд устанавливается следующая временная последовательность кристаллизации главных рудных минералов: ильменит, ильменит + шпинель, магнетит + шпинель, борнит, борнит + халькопирит, дигенит, халькопирит, ковеллин.

Оценка изоморфной примеси благородных металлов в сульфидах была проведена при помощи масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой с лазерным пробоотбором (LA-ICP-MS). Для ассоциации сульфидов меди, помимо наиболее типичных примесей Zn, Ni, Co, Ag, As, обнаружены редко встречающиеся – Bi, Pb, Hg, Ge, Pd, Te. В некоторых зернах сульфидов меди установлены повышенные содержания Pd (до 7.6 ppm) и Te (до 12.8 ppm) (табл. 6), что, скорее всего, связано со вскрытием системой лазерного пробоотбора мелких зерен минералов благородных металлов (фиг. 14). Низкие содержания элементов-примесей в сульфидах позволяют сделать вывод о нахождении основной части благородных металлов в виде собственных минералов.



Фиг. 15. Морфологические особенности минералов благороднометалльной ассоциации (СЭМ-фото). а – крупный кристалл меренскиита в борните; б – сросток меренскиита, высокоцита и медисто-палладистого золота в борните; в – крупный кристалл котульскита в борните; г – зональный кристалл высокоцита; д – сросток котульскита, винцентита, сперрилит и unnamed фазы $Pd_{7.91}Cu_{1.04}As_{2.04}$; е – крупное зерно стибипалладинита. Au-II – медисто-палладистое золото, Bn – борнит, Mer – меренскиит, Kt – котульскит, Sbd – стибипалладинит, Spr – сперрилит, Vin – винцентит, Vys – высокоцит.

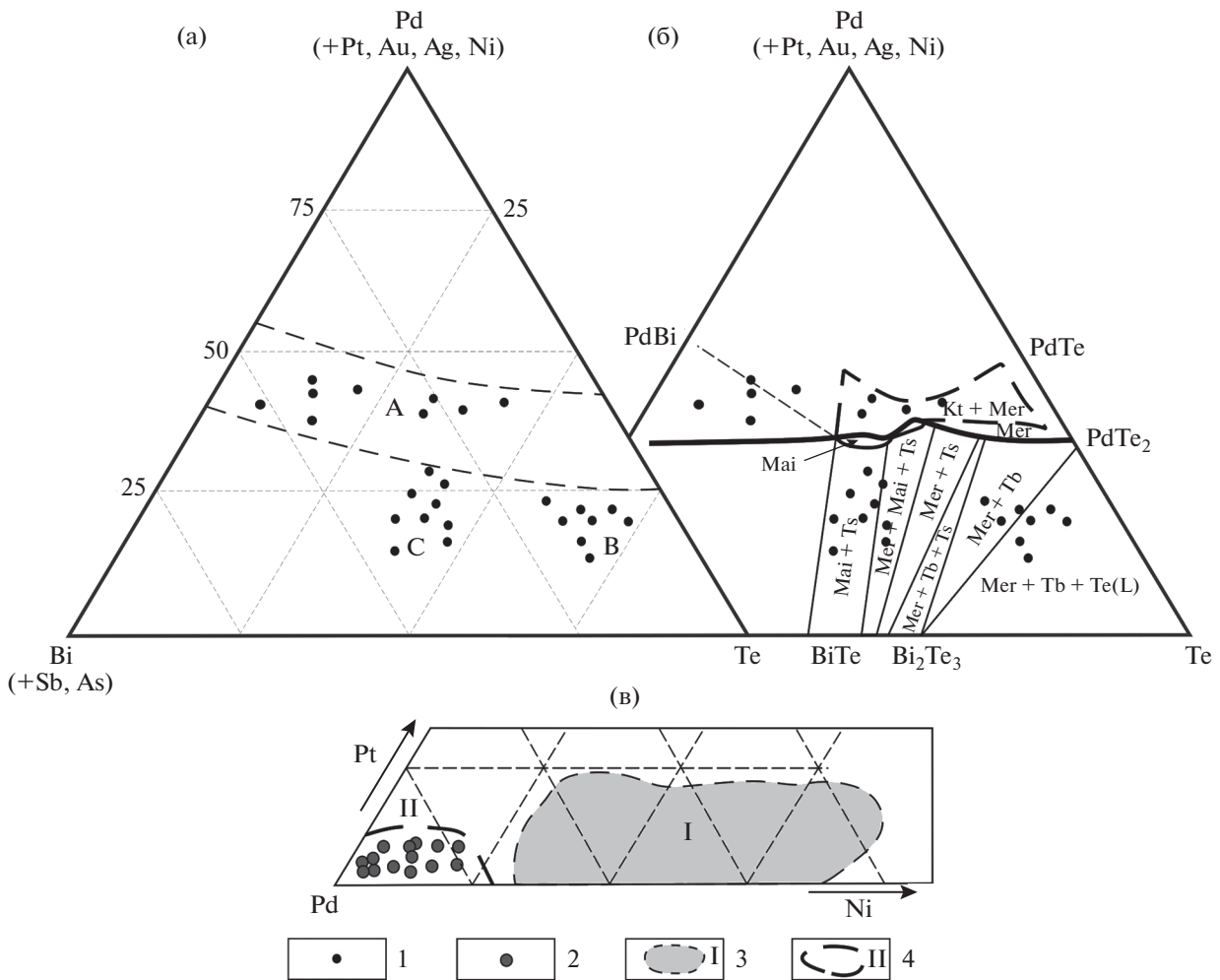
МИНЕРАЛЫ БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ

При изучении аншлифов и сульфидных концентратов было установлено, что с такситовыми меланократовыми амфиболовыми габбро, характеризующимися густой вкрапленностью борнита, связана благороднометалльная минерализация. Среди ассоциации минералов диагностированы интерметаллиды переменного состава (Pd–Pt–Fe–Cu), сульфиды (высоцит), теллуриды (меренскиит, Pd-содержащий мелонит, котульскит), висмутотеллуриды (майченерит), арсениды, арсенотеллуриды платины и палладия (сперрилит, арсенопалладинит), а также самородное золото. Всего в медно-благороднометалльной ассоциации в габбро Серебрянского камня впервые для габбро Платиноносного пояса Урала установлено 16 минеральных видов и их разновидностей, а также ряд unnamed минералов. В рудах преобладают меренскиит, высокоцит, котульскит, майченерит и самородное золото.

Большая часть зерен минералов благородных металлов присутствуют в виде рассеянной вкрапленности размером от 50 до 200 мкм, реже в виде более крупных гнездообразных скоплений размером до 400 мкм. Включения минералов платиновой группы часто имеют идиоморфные поверхности и представляют собой разнообразных сечения монокристаллов, реже встречаются скопления из 2–3 минералов или более сложные сростки, состоящие из 4–5 индивидов (Михайлов, Степанов, 2018). Облик кристаллов чаще всего изометрич-

ный, реже таблитчатый. Самородное золото сопровождает все ассоциации минералов платиновой группы. При этом оно образует самостоятельные зерна или находится в сростании с сульфидами и теллуридами палладия и платины. В отдельную группу можно отнести железо-медно-благороднометалльные интерметаллиды переменного состава, встречающиеся в виде сростаний нескольких зерен сложной морфологии.

Среди минералов системы Pd–Te–Bi преобладает меренскиит, отвечающий формуле $(Pd_{0.97}Pt_{0.02})_{\Sigma 0.99}Te_{2.01}$. Большинство зерен меренскиита встречается в виде идиоморфных монокристаллов в борните (фиг. 15а). Размеры таких зерен варьируют в широком диапазоне от первых до 100 мкм. Реже минерал наблюдается в сростании с самородным золотом и высокоцитом, при этом граница между индивидами напоминает поверхность совместного роста (фиг. 15б). Для меренскиита характерна примесь Pt, содержание которой достигает 1.5 мас. %. В качестве включений в меренскиите диагностированы единичные зерна Pd-содержащего мелонита, отвечающие составу $(Ni_{0.82}Pd_{0.14}Fe_{0.03})_{\Sigma 0.99}Te_{2.00}$. Также среди минералов системы Pd–Te–Bi диагностированы майченерит – $Pd_{0.98}Cu_{0.04}(Bi_{1.00}Te_{1.00})_{\Sigma 2.00}$, фрудит – $Pd_{1.05}(Bi_{1.34}Te_{0.61})_{\Sigma 1.95}$ и котульскит – $(Pd_{0.99}Cu_{0.01})_{\Sigma 1.00}(Te_{0.73}Bi_{0.27})_{\Sigma 1.00}$. Котульскит, как правило, крупный (до 250 мкм), встречается в сростках с сульфидами меди или другими минералами благородных металлов (фиг. 15в, д). Минерал со-



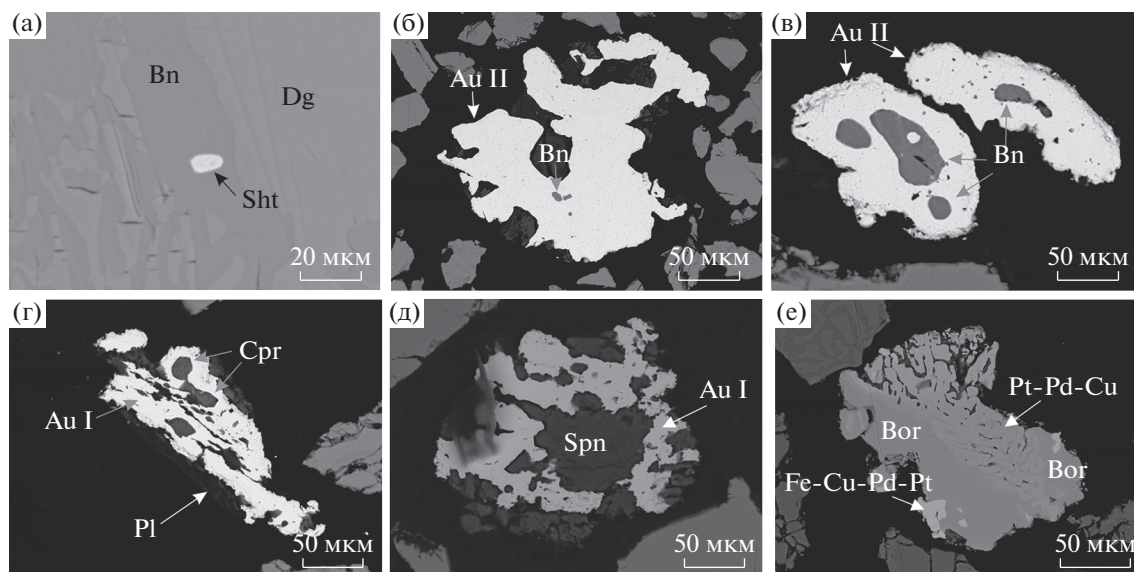
Фиг. 16. Состав минералов благородных металлов. а – тройная диаграмма системы Pd–Bi–Te (мас. %). А – поле составов котульскита-соболевскита, В – поле составов меренскиита, С – поле составов майченерита; б – диаграмма фазового равновесия системы Pd–Te–Bi при $T < 489^\circ\text{C}$ (Hoffman and MacLean, 1976). Kt – котульскит, Mer – меренскиит, Mai – майченерит, Tb – теллуросмугит, Ts – цумоит, Te(L) – жидкая фаза; в – тройная диаграмма системы Pd–Pt–Ni. 1 – состав минералов системы Pd–Te–Bi; 2 – состав высокоцита; 3 – поле составов высокоцита из медно-никелевых месторождений Норильской группы (Генкин, 1968); 4 – поле составов высокоцита из Баронского рудопоявления (Аникина, 2005; Аникина, Алексеев, 2010).

держит примесь Au (до 3 мас. %), что описано и для медистого котульскита (примесь Au достигает 0.61 мас. %) в рудах Волковского месторождения (Волченко и др., 1996).

Составы минералов (табл. 7) на тройной диаграмме Pd–Te–Bi (фиг. 16а) образуют три группы точек, соответствующие полям составов меренскиита, котульскита-соболевскита, майченерита, а на диаграмме фазовых равновесий Pd–Te–Bi системы при температуре $< 489^\circ\text{C}$ (Hoffman, MacLean, 1976), составы минералов попадают в область твердых растворов майченерит-цумоит, майченерит-котульскит, майченерит-меренскиит (фиг. 16б).

Среди сульфидов ЭПГ наиболее распространен высокоцит, отвечающий формуле

$(\text{Pd}_{0.79}\text{Pt}_{0.14}\text{Ni}_{0.07}\text{Cu}_{0.04})_{\Sigma 1.04}\text{S}_{0.96}$ с размером зерен до 200 мкм. Для единичных кристаллов характерна зональность, выраженная в чередовании областей с различным соотношением палладия и платины (фиг. 15г). Минерал чаще всего наблюдается в сростании с паллаdistым золотом, меренскиитом (фиг. 15б), реже образует обособленные зерна. Для высокоцита, аналогично меренскииту, характерно наличие идиоморфного ограничения относительно сульфидов меди и проявление, предположительно, индукционных поверхностей на контактах с другими минералами благородных металлов (фиг. 15б). По химическому составу высокоцит из Серебрянского массива идентичен описанному для руд Баронского рудопоявления (Аникина и др., 2005; Аникина, Алексеев, 2010). Для минерала характерна незначительная при-



Фиг. 17. Морфологические особенности минералов благороднометалльной ассоциации (СЭМ фото). а – мелкое зерно шпюцитца в борните; б, в – включение борнита в медисто-палладистом золоте; г – включения куприта в самородном золоте; д – включение сфена в самородном золоте, е – сросток интерметаллидов ЭПГ с борнитом. Au-I – самородное золото, Au-II – медисто-палладистое золото, Bn – борнит, Bor – борнитковит, Cpr – куприт, Dg – дигенит, Fe-Cu-Pd-Pt, Pt-Pd-Cu – интерметаллиды переменного состава, Pl – плагиоклаз, Sht – шпюцит, Spn – сфен.

мель Ni (до 2.7 мас. %), что отличает его от высокоцита из медно-никелевых месторождений Норильской группы (Генкин, 1968) (см. фиг. 16в).

Теллуриды серебра представлены гесситом $\text{Ag}_{2.01}\text{Te}$ и шпюцитом $(\text{Ag}_{4.88}\text{Au}_{0.17})_{\Sigma 5.05}\text{Te}_3$. Размер их изометрических индивидов не более 20 мкм. Для шпюцита характерна примесь Au до 2 мас. %. Данные минералы встречены исключительно в виде самостоятельных мелких идиоморфных зерен, рассеянных в борните (фиг. 17а), сростаний с минералами ЭПГ не обнаружено.

В системе Pd-As-Te-Sb преобладает мертиит-II $\text{Pd}_{8.02}(\text{Sb}_{1.58}\text{As}_{1.40})_{\Sigma 2.98}$, среди ассоциации встречена разновидность, содержащая 5.3 мас. % Te – $\text{Pd}_{8.07}(\text{Sb}_{1.25}\text{As}_{1.20}\text{Te}_{0.47})_{\Sigma 2.92}$. Среди антимонидов палладия диагностирован стибиопалладинит отвечающий формуле $\text{Pd}_{4.98}(\text{Sb}_{1.58}\text{As}_{0.32}\text{Te}_{0.10})_{\Sigma 2.00}$, минерал образует крупные зерна размером до 250 мкм (фиг. 15е), сростков с другими минералами не встречено. Реже встречается Au-арсенопалладинит – $(\text{Pd}_{7.82}\text{Au}_{0.18})_{\Sigma 2.00}\text{As}_{2.35}\text{Sb}_{0.48}$ и кейтконнит, соответствующий формуле $(\text{Pd}_{19.97}\text{Cu}_{0.02})_{\Sigma 19.99}(\text{Te}_{4.80}\text{Sb}_{1.20}\text{Bi}_{0.70}\text{As}_{0.30})_{\Sigma 7.00}$. Среди ассоциации описан неназванный арсенид Pd и Cu – $\text{Pd}_{7.91}\text{Cu}_{1.04}\text{As}_{2.04}$. Арсениды платины диагностированы в сростках с другими минералами благородных металлов и представлены сперрилитом $\text{Pt}_{0.96}\text{As}_{1.94}$. Винцентит $(\text{Pd}_{2.87}\text{Cu}_{0.19})_{\Sigma 3.06}(\text{As}_{0.42}\text{Te}_{0.26}\text{Sb}_{0.18}\text{Bi}_{0.08})_{\Sigma 0.94}$ образует мелкие единичные зерна размером до 50 мкм. Встречено сростание винцентита с котульскитом, где кра-

евые части сростков занимают сперрилит и неназванный минерал $\text{Pd}_{7.91}\text{Cu}_{1.04}\text{As}_{2.04}$ (фиг. 15д).

Минералы золота встречаются в ассоциации с палладиевыми минералами в виде включений или сростаний с ними, а также образуют самостоятельные зерна (фиг. 15б, 17б, в, г, д). В составе ассоциации описаны самородное золото (Au I) $\text{Au}_{0.94}\text{Ag}_{0.06}$, медисто-палладистое золото (Au II) $\text{Au}_{0.74}\text{Cu}_{0.18}\text{Pd}_{0.17}\text{Ag}_{0.03}$. В медисто-палладистом золоте обнаружены каплевидные включения борнита (фиг. 17б, в), самородное золото встречено в сростании со сфеном, купритом и плагиоклазом (фиг. 17г, д). Также медисто-палладистое золото было обнаружено в ассоциации с высокоцитом, теллуридами палладия в виде сростков зерен, заключенных в борните (фиг. 15б). По химическому составу эта разновидность золота содержит Pd до 12.1 мас. %, Cu до 7.5 мас. % и Ag до 2.1 мас. %, самородное золото встречается чаще и содержит в составе Ag в диапазоне от 7.78 до 10.34 мас. % и Cu до 1.78 мас. % (табл. 7).

Интерметаллиды Pd-Pt-Fe-Cu, Pd-Pt-Cu переменного состава обнаружены при изучении сульфидных концентратов и представлены, преимущественно, Pd-Pt-Fe-Cu, Pd-Pt-Cu, а также Pd-Cu-Zn-Fe. Среди них встречаются как гомогенные зерна, так и пористые агрегаты с недостатком аналитической суммы. Во встреченном сростке зерен интерметаллидов системы Pd-Pt-Fe-Cu и Pd-Pt-Cu они развиты в его периферийной части, обладая при этом сложной морфологией (фиг. 17е). Центральная зона сло-

жена гомогенным бортниковитом (фиг. 16а), отвечающим формуле $Pd_{3,91}Cu_{3,07}Zn_{0,80}Fe_{0,12}$. Обычно концентрации Fe (+Cu) уступают суммарным содержаниям ЭПГ (60–70 мас. %), а для Pt и Pd отмечаются различные соотношения.

Впервые выявленные в амфиболовых габбро Серебрянского Камня минералы-концентраторы благородных металлов подтверждают высказанное А.А. Ефимовым предположение (2006, 1967) о том, что значительные суммарные содержания элементов платиновой группы и золота, достигающие 3.15 г/т, аналогично Волковскому месторождению, сконцентрированы в теллуридах палладия. В сульфидных концентратах, полученных из рудных габбро Серебрянского камня, был встречен бортниковит отвечающий формуле $Pd_{3,91}Cu_{3,07}Zn_{0,80}Fe_{0,12}$, находка которого является второй в России. По литературным данным, бортниковит впервые был описан коллективом авторов (Мочалов и др., 2007) на россыпном месторождении платины Кондер, в виде “рубашек” толщиной до 50 мкм вокруг зерна изоферроплатины.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Обзор месторождений-аналогов

Ванадий-железо-медный геолого-промышленный тип, в котором сосредоточено около 10% запасов медных руд Урала, представлен единственным эксплуатируемым в России Волковским месторождением и более чем 80 рудопроявлениями и пунктами минерализации. Все они связаны с габброидами Платиноносного пояса Урала. Сходство геологического строения, минерального состава руд, содержаний полезных компонентов (Ефимов, 2002; Бобров и др., 1978ф; Кашин, 1941), и соотношения $Cu/Cu + Ni$ и $Pd/Pd + Pt$ в рудах позволяет рассматривать Волковское месторождение как ближайший аналог медно-благороднометалльной минерализации Серебрянского камня.

При изучении попутной палладиевой минерализации в рудах Волковского месторождения В.П. Молошаг и А.Ф. Коробейников (2000) отмечали их сходство с рудами месторождений, связанных с расслоенными интрузиями, и месторождениями в габброидах концентрически зональных ультрамафит-мафитовых интрузивов (месторождения Солт-Чак, о. Принца Уэльского, Ю-В Аляска). По ряду характеристик руды Волковского месторождения аналогичны медносульфидным рудам Чинейского расслоенного плутона, где благороднометалльная минерализация связана с гнездо-вкрапленными халькопиритовыми рудами (Гонгальский, Криволицкая, 1993; Волченко и др., 1991, Молошаг, Коробейников, 2000).

Благороднометалльная минерализация, подобная выявленной в габбро Серебрянского камня, описана в апатит-титаномагнетитовых рудах Суроямского мафит-ультрамафитового массива, расположенного в Южной части Нязепетровско-Бардымского аллохтона на Западном склоне Среднего Урала. В этом массиве содержание палладия в рудах варьирует от 30 до 700 мг/т при среднем 120 мг/т (Волченко и др., 2009; Жилин, Пучков, 2009). Из числа минералов благородных металлов в этих рудах обнаружены: теллуриды и арсениды-антимониды палладия и золота (Волченко и др., 2009; Савельев, Блинов, 2020), что в целом соответствует парагенезисам Волковского и Серебрянского массивов. Для Суроямского массива оценены ресурсы палладия в центральном блоке ферроклинопироксенитов, составляющие 504 т до глубины 300 м (Жилин, 2006).

В качестве другого аналога руд массива Серебрянского камня можно предложить месторождение палладия, платины, золота и меди Викша (Корнеев и др., 2019). Руды этого месторождения залегают в Койкарском габбро-долеритовом силле. Он прорывает палеопротерозойские вулканогенно-осадочные толщи в западном борту Онежской структуры. Благороднометалльная минерализация этого месторождения связана с титаномагнетитом, халькопиритом и борнитом. Наиболее распространены Pt-арсениды и Pd-теллуриды (Корнеев и др., 2019).

К объектам, расположенным за рубежом, со схожими ассоциациями рудных минералов, можно отнести рудопроявления в Канадской провинции Британская Колумбия. Одно из них связано с дайками амфиболовых габбро, секущих тела оливиновых габбро и троктолитов интрузии Войсис Бей. Запасы благородных металлов в дайках составляют около 100 тонн (Humnicki et al., 2008). Схожая медно-благороднометалльная минерализация выявлена в горнблендитах и пироксенитах Чемпионской площади, расположенной в западной части массива Туламин (Nixon et al., 2018).

Структурно-вещественные признаки объектов-аналогов оруденения Волковского типа позволяют заключить, что одна из главных особенностей месторождений медно-титан-ванадиевого геолого-промышленного типа – большие запасы с выдержанными по мощности рудными телами при относительно низких содержаниях ценных компонентов. Эта особенность позволяет по технологическим, горнотехническим и экономическим параметрам отнести потенциальное месторождение в габбро Серебрянского камня к крупнотоннажным объектам, с относительно невысокими содержаниями меди и благородных металлов.

Модель формирования рудовмещающих пород

Структурные особенности габброидов Серебрянского камня позволяют сделать предположение о проявлении процессов расслоенности и дифференциации в ходе образования интрузивного тела. Это предположение позволяет провести аналогию между изучаемыми рудами и рудами в типичных расслоенных интрузивах. Согласно генетической модели формирования расслоенных интрузивов, предложенной Энтони Налдреттом (2003), по мере кристаллизации, при насыщении расплава, богатого ЭПГ и серой, сегрегирующиеся сульфиды могут быть умеренно обогащены платиноидами, что наблюдается в верхней зоне Бушвельдского комплекса, в интрузивах Скаергард и Джорджи Лейк. Однако при насыщении сульфидной составляющей высоко дифференцированной магмы могут возникать слои, обогащенные титаномагнетитом, апатитом и сульфидами меди, которые сконцентрируют в себе элементы платиновой группы, в особенности Pd, что было установлено на примере комплекса Голдвелл на северо-западе Онтарио, Канада (Налдретт, 2003). Вероятно, аналогичный процесс привел к формированию Волковского месторождения. Одним из наиболее важных выводов ранее проведенных исследований (Молошаг, Коробейников, 2000; Налдретт, 2003) является заключение, что месторождения медно-железо-ванадиевых руд связаны непосредственно с формированием пород субстрата.

Существует несколько точек зрения на генезис сульфидных медных руд в габбро Платиноносного пояса. Исследования медно-благороднометалльной минерализации в габброидах О.А. Воробьевой (1962) позволили сделать предположение, что быстрое охлаждение краевых частей Волковского массива способствовало сохранению внутри его повышенного количества летучих компонентов, и формирование минерализованных зон происходило в рамках позднемагматической стадии развития интрузивного тела. Иная точка зрения была предложена А.А. Ефимовым, который в своих работах (1967; 2002; 2006; 2010) высказал мнение, что Серебрянский массив – это результат проявления водного метаморфизма, наложенного на раннюю структуру Платиноносного пояса Урала.

А.Н. Заварицким (1926) была предложена модель формирования медносульфидных руд на позднемагматическом этапе. В соответствии с этой моделью титаномагнетитовая минерализация в габбро связана с кристаллизацией остаточного рудного расплава. При этом допускается концентрация медных сульфидов из этого остаточного расплава, что подчеркивается присутствием первичного борнита. Модель А.Н. Заварицкого нашла развитие в более поздних исследова-

ниях. Идеи об ортомагматической природе изучаемой ассоциации получили развитие в работах А.С. Кашина (1941), считавшего, что медносульфидная минерализация, как и титаномагнетитовая, генетически связана с основной магмой и является образованием, сингенетичным с мафитовыми породами. Ю.А. Полтавец с соавторами (Полтавец и др., 2011) в своих работах доказали, что формирование габброидов Волковского массива происходило при давлении около 5 кбар и температуре 915–1146°C, что в целом соответствует интрузивному тренду. При этом формирование благороднометалльной минерализации происходило в основном на заключительном этапе кристаллизации габбрового интрузива из остаточного флюидсодержащего (S, Cl, F и CO₂), обогащенного рудными компонентами расплава, а максимальные концентрации благородных металлов были связаны с образованием шширообразных обособлений, формировавшихся при участии обогащенных летучими и рудными компонентами флюидов.

Общая закономерность развития магматических тел, выраженная в накоплении некогерентных и рудных элементов в остаточных порциях, обогащенных флюидом (Перельман, 1989), хорошо согласуется с позднемагматической моделью формирования медно-благороднометалльной минерализации в габбро. Однако модель обогащения рудными компонентами наиболее поздних меланократовых разновидностей габброидов имеет некоторые противоречия с типичными трендами эволюции основных расплавов. Например, Р. Колман (1979), описывая разнотипные габброиды из мафит-ультрамафитовых массивов, выделил два их геохимических типа: истощенные РЗЭ основные кумулаты и более поздние “верхние” разновидности, обогащенные РЗЭ. Для Серебрянских габбро установлены иные закономерности. Постепенное снижение концентрации глинозема и TiO₂ и увеличение коэффициента магнезиальности в ряде лейко-, мезо-, меланократовых разновидностей амфиболовых габбро сопровождается закономерным увеличением содержания высокозарядных и редкоземельных элементов в этих породах, что является нетипичным при простом фракционировании расплава и последовательной кристаллизации пород от мелано- до лейкогаббро.

Для такситовых меланократовых габбро, вмещающих медно-благороднометалльную минерализацию, установлена максимальная обогащенность высокозарядными и редкоземельными элементами, высокие значения коэффициента магнезиальности (Mg# = 50–60), а также явная отрицательная Eu-аномалия. Эти особенности позволяют предположить, что наиболее деплетированные РЗЭ, характеризующиеся явной положительной Eu-аномалией, лейкократовые габбро-

ро, состоящие, в основном, из анортита и несущие в себе титаномагнетитовую минерализацию, образовывались на начальных этапах становления массива. Снижение содержаний TiO_2 и Al_2O_3 от лейкогаббро к меланогаббро связано с кристаллизацией преобладающей части плагиоклаза и ильменита на более ранних стадиях эволюции рудно-магматической системы.

Для рудовмещающих пород рассчитаны величины TE_i (Igger, 1999), характеризующие изгиб нормированного спектра для i -й тетрады. Полученные данные $TE_{1-4} = 2.1-1.4$ (значимые для М-типа распределения РЗЭ, при $TE_i > 1.1$) позволяют предположить, что формирование пород происходило при наличии высокотемпературных F- и Cl-содержащих флюидов, повлиявших на фракционирование лантаноидов. Таким образом, формирование меланократовых амфиболовых габбро происходило из максимально дифференцированного, обогащенного несовместимыми и рудными компонентами, флюидонасыщенного расплава. Содержания лантаноидов в амфиболовых габбро Серебрянского камня аппроксимируются полем содержаний оливиновых габбро ППУ, описанных в работах Г.Б. Ферштатера (Ферштатер, 2013), что позволяет рассматривать амфиболовые рудные габбро как водный аналог “сухих” оливиновых габбро, вмещающих основной объем руд Волковского месторождения.

Применимые к амфиболовым габбро термометры, основанные на содержании и распределении Al в амфиболе (Schmidt, 1992), а также распределении Al между амфиболом и плагиоклазом (Ферштатер, 1990; Holland, Blandy, 1994), позволили определить для лейкократовых разновидностей температуру кристаллизации, которая достигает $1000^\circ C$ при давлении около 7 кбар, в то же время для меланократовых разновидностей оцененная температура достигает $800^\circ C$ и давления около 6 кбар.

Объяснить такие особенности геологического строения массива возможно, если представить, что дифференциация в пределах интрузива была связана с ранней кристаллизацией высококальциевого плагиоклаза раньше большинства темноцветных минералов. В отличие от классических дифференцированных и расслоенных интрузивов в качестве интеркумулусного вещества в данном случае накапливались расплавы, из которых затем происходила кристаллизация темноцветных минералов. Теоретическая плотность плагиоклаза должна быть меньше плотности расплава, что исключает его гравитационное осаждение. Но в то же время формирование Серебрянского массива происходило в условиях островной дуги, где магматизм сочетается с тектоническими процессами, в отличие от типичных расслоенных интрузивов, формирующихся в условиях континен-

тальных рифтов. Предположительно, формирование магматического тела в динамических условиях могло стать причиной разделения кристаллической и жидкой (расплавной) составляющих.

Возможность кумулятивного накопления высококальциевого плагиоклаза была установлена при изучении лав и пирокластического материала вулкана Нисир (Эгейская дуга, Греция), где были встречены кумулятивные скопления разнообразного состава (Klaver et al., 2017), среди которых наиболее часто встречаются анортит-диопсид-амфиболовые с подчиненным количеством магнетита. Эти кумулятивные скопления формируются на глубинах около 10 км из слабо дифференцированных магм в водонасыщенных условиях.

Модель формирования магматических железо-титан-оксидных месторождений, разработанная Лауриэлем Вудруфом с соавторами (Woodruff et al., 2013), согласуется с предполагаемой последовательностью эволюции амфиболовых габбро Серебрянского камня. В соответствии с этой моделью, процесс образования месторождений происходит в несколько стадий. В течение первой стадии кристаллизуется плагиоклаз и Fe–Mg-силикаты в магматических камерах, развитых в основании литосферы. Во вторую стадию происходит плотностное разделение и диапирическая восходящая миграция обогащенных кристаллами плагиоклаза и железо-титановыми оксидами расплавов. Ассимиляция коры и дальнейшая кристаллизация во время подъема могут влиять как на фугитивность кислорода, так и на активность кремнезема в диапирической массе, приводя к двум возможным результатам. Первый приводит к кристаллизации ильменита как ранней ликвидусной фазы, во втором варианте происходит концентрирование Ti–Fe ± P в остаточные расплавы. При кристаллизации и накоплении ильменита в ранних ликвидусных условиях образуются массивные гемо-ильменитовые тела во вмещающем анортозите андезитового типа. Концентрирование Ti–Fe в остаточных расплавах приводит к появлению титаномагнетит+ильменит + апатитовых комплексов во вмещающем анортозите лабрадоритового типа и связанных с ним мафических породах (Woodruff et al., 2013).

Предложенная модель формирования рудовмещающих пород Серебрянского Камня является нетипичной при сравнении ее со стандартными трендами эволюции расплавов, однако практически во всех габбровых массивах Платиноносного пояса Урала в корневой части находятся анортитовые или битовнитовые лейкократовые габбро, сменяющиеся меланократовыми разновидностями в апикальных частях. Эта закономерность описана в работах О.К. Иванова (1997) и детально подтверждена при исследовании структуры Кумбинского массива на Северном Урале

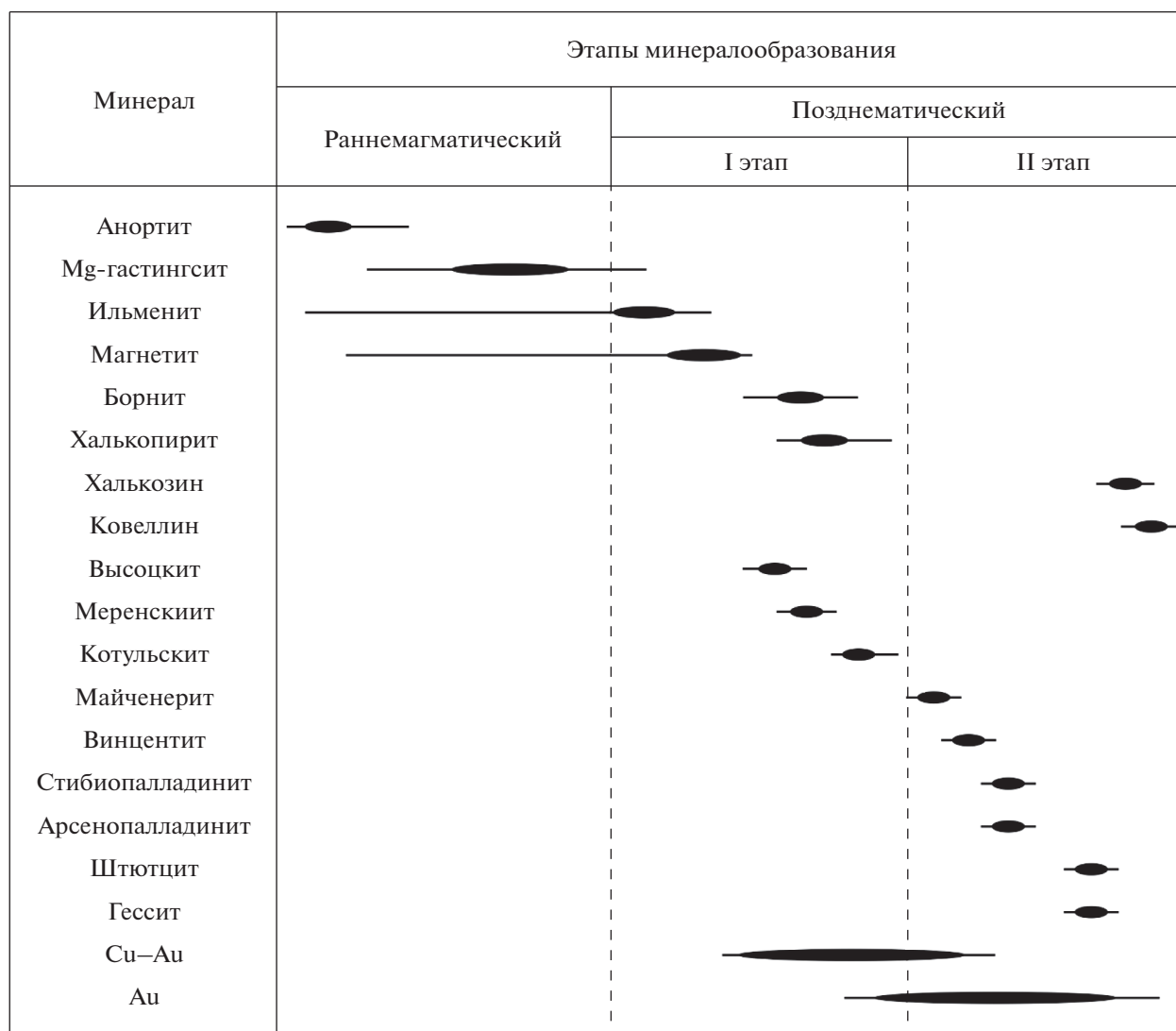
(Свешникова, 1961). В пользу предложенного происхождения габброидов свидетельствуют данные, полученные при детальном исследовании закономерностей распределения петрогенных элементов и элементов-примесей, заложенные в основу модели формирования магматических железотитан-оксидных месторождений (Woodruff et al., 2013), и изучение лав и пирокластического материала современных вулканов (Klaver et al., 2017).

Этапы формирования ассоциации рудных минералов

На ранних стадиях минералообразования титаномагнетит начинал образовываться совместно с силикатной составляющей, на что указывает нахождение идиоморфных кристаллов магнетита в силикатной матрице. Но большая часть этого минерала кристаллизовалась в позднемагматическую фазу формирования габбро, в пользу чего свидетельствует широкое распространение сидеронитовых структур в габбро. По экспериментальным данным (Toplis, Carroll, 1995), в ферробазальтовых системах при фугитивности кислорода ниже буфера QFM при 1100°C первым на ликвидусе из железо-титановых оксидов кристаллизуется ильменит. Именно такая последовательность прослеживается в изученных нами в амфиболовых габбро. Для оценки температуры и летучести кислорода при равновесии ильменит-титаномагнетит в распавшихся твердых растворах использован геотермометр Гиорсо (Ghiorso, 1997). По данным состава сосуществующих пар, распад оксидного твердого раствора происходил при температурах около 700–500°C и фугитивности кислорода, близкой к линии NNO-буфера, и находится на уровне $\lg fO_2 = -16.5$. После образования титаномагнетита в виде вкрапленности, занимающей интерстиции между более ранними силикатными минералами, был сформирован борнит. Впоследствии при понижении температуры произошло образование типичных структур распада твердых растворов халькопирита в борните и более позднее замещение борнита халькопиритом, описанное в экспериментальных работах (Sugaki, 1954; Durazzo, 1982; Wilkomirsky et al., 2020). По экспериментальным данным известно, что формирование первичного борнита может ожидать в расплаве при температурах около 600°C (Sugaki, 1954; Durazzo, 1982), а формирование структур распада твердого раствора халькопирита в борните описано при более низких температурах 150–300°C (Durazzo, 1982; Sugaki, 1954). Экспериментально подтверждено, что при температуре 300°C халькопирит замещается борнит-дигенитовым твердым раствором, из которого при низкотемпературном отжиге выделяются

ламели халькопирита. При этом установлено, что при наличии флюида распад борнит-дигенитового твердого раствора включает в себя две конкурирующие реакции: распад на борнит, дигенит, выделение халькопирита (Li et al., 2018). С другой точки зрения подтверждена возможность образования халькопирита и борнита путем замещения гематита в гидротермальных условиях при температурах 200–300°C (Zhao et al., 2014), что в целом не противоречит предложенной модели при формировании рудной минерализации на заключительных этапах эволюции рудно-магматической системы. Таким образом, кристаллизация титаномагнетита и сульфидов происходила в довольно широком температурном интервале в следующей последовательности: небольшая часть титаномагнетитовых зёрен начала кристаллизоваться совместно с силикатами и закончилась позднее силикатов в виде ксеноморфных зёрен с образованием сидеронитовых структур. Часть борнита кристаллизовалась совместно с титаномагнетитом, и первичные каплевидные формы индивидов борнита искажены и подчинены кристаллической структуре минерала-хозяина, захватившего капли расплава в период роста. Можно предположить, что наблюдаемые каплевидные агрегаты титаномагнетита и борнита, заключенные в породообразующие минералы габбро, — это закристаллизовавшиеся индивидуализированные капли рудного расплава (ликвата). Подобные явления описаны для волковских (Полтавец, 2011) и норильских руд (Генкин, 1968; Годлевский, 1968). Основная масса сульфидов занимает пространство между зёрнами силикатов, реже между зёрнами титаномагнетита, при обильной вкрапленности образуя сидеронитовую структуру.

Анализ взаимоотношений минералов благородных металлов в амфиболовых габбро Серебрянского камня, впервые описанных авторами, позволяет предположить, что наиболее ранними по отношению к медно-сульфидной ассоциации являются сульфиды Pd, обладая признаками более ранней их кристаллизации (фиг. 18). Позиция теллуридов и арсенотеллуридов палладия по отношению к сульфидам допускает их более позднюю кристаллизацию. Арсениды Pd и Pt слагают периферии минеральных агрегатов и отдельно взятых зёрен, нарастая при этом на сульфиды, теллуриды и арсенотеллуриды ЭПГ. Обнаруженные нами структуры распада твердого раствора котульскита в майченерите позволяют дать оценку температур образования благороднометалльной минерализации. По экспериментальным данным (Hoffman, MacLean, 1976) установлено, что при плавлении обогащенных Te разностей майченерита при температуре около 500°C выде-



Фиг. 18. Последовательность образования основных силикатных и рудных минералов в амфиболовых габбро Серебрянского Камня.

ляется висмут-содержащая разновидность котульскита.

Совокупность геохимических особенностей амфиболовых габбро, взаимоотношение рудных минералов, а также особенности их химического состава позволяют сделать заключение об определяющей роли флюидно-магматических процессов в формировании как пород, так и рудных тел Серебрянской ассоциации. Полученные при использовании геотермометров и геобарометров данные не противоречат этому выводу. Наиболее близкой, по мнению авторов, для изучаемого Серебрянского массива является ортомагматическая концепция, предложенная А.Ю. Полтавцем (2011) и А.С. Кашиным (1941) для генезиса руд Волковского месторождения.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В массиве Серебрянского камня в такситовых меланократовых разновидностях амфиболовых габбро выявлена минерализация медно-благороднометалльного типа, локализованная в линейных зонах, вытянутых согласно концентрическому строению массива.

Впервые для массива Серебрянского камня оценены масштабы проявления благороднометалльной минерализации. По результатам поисковых работ выявлены три перспективные зоны, в контурах которых определены среднее содержание Cu = 0.24% и суммарное содержание благородных металлов, составляющее 0.32 г/т. В выявленных аномальных участках подсчитаны прогнозные геохимические ресурсы: для меди

суммарно – 760.1 тыс. т; для суммы благородных металлов с преобладанием золота и палладия 97.1 т.

В работе представлены первые данные о самостоятельных минералах золота, серебра, платины и палладия из габбро Платиноносного пояса Урала. При помощи метода LA-ICP-MS подтверждено, что основные содержания благородных металлов в амфиболовых габбро Серебрянского массива связаны с собственными минералами.

На основании комплексного геологического, петрографического, минераграфического и онтогенетического анализа предложена модель формирования рудной минерализации, согласующаяся с ортомагматической концепцией, разработанной для Волковского месторождения. Предложенная модель может применяться при проведении поисковых работ, направленных на выявление медно-благороднометалльной минерализации. Установленная для рудовмещающих пород геохимическая специализация позволяет рассматривать изучаемые породы как “водный” аналог “сухих” оливиновых габбро, вмещающих основной объем руд Волковского месторождения.

Результаты проведенных работ дают основания прогнозировать в пределах Серебрянского массива комплексное медно-благороднометалльное месторождение с низкими концентрациями полезных компонентов, но со значительными ресурсами руды. Вследствие того, что медно-благороднометалльная минерализация в амфиболовых габбро Серебрянского камня имеет магматическую природу, другие массивы с комплексами амфиболовых габбро, широко развитые в пределах Платиноносного пояса Урала, могут быть расценены как потенциально перспективные на выявление месторождений такого типа.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы искренне благодарны рецензентам за внимательное и критичное прочтение рукописи. Замечания анонимного рецензента и д-г. м.н. Н.Д. Толстых, несомненно, позволили улучшить качество работы.

ФИНАНСИРОВАНИЕ

Полевые исследовательские работы и аналитические исследования проведены при поддержке гранта Российского научного фонда проект № 20-77-00073.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Аникина Е.В., Алексеев А.В. Минералого-геохимическая характеристика золото-палладиевого оруденения в Волковском габбро-диоритовом массиве (Платиноносный пояс Урала) // Литосфера. 2010. № 5. С. 75–100.

Аникина Е.В., Заккарини Ф., Кнауф В.В., Русин И.А., Пушкарев Е.В., Гарути Дж. Минералы палладия и зо-

лота в рудах Баронского рудопроявления (Волковский габбро-диоритовый массив) // Вестник Уральского отделения Российского минералогического общества. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2005. С. 5–25.

Волченко Ю.А., Неустоева И.И., Нестерова С.И. Генетическая природа закономерностей распределения благородных и цветных металлов в медных рудах Чиней: геотехнологические следствия // Геоэкология и природные ресурсы бассейна верхнего Амура: проблемы изучения и освоения: Тез. докл. междунар. конф. Издательство ЧИПР СО АН СССР, Чита. 1991. С. 152–155.

Волченко Ю.А., Коротеев В.А., Золоев К.К. Малосульфидное платинометалльное оруденение в ультрамафитах Волковского массива (Средний Урал) // Ежегодник-1995. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1996. С. 135–140.

Волченко Ю.А., Коротеев В.А., Нестерова С.И. Сравнительная характеристика платиноносности ферроклинопироксенитовых комплексов Уральского подвижного пояса // Ежегодник-2008. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2009. С. 209–216.

Воробьева О.А., Самойлова Н.В., Свешникова Е.В. Габбро-пироксенит-дунитовый пояс Среднего Урала. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 319 с.

Генкин А.Д. Минералы платиновых металлов и их ассоциации в медно-никелевых рудах Норильского месторождения. М.: Наука, 1968. 106 с

Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Издание второе. Серия Среднеуральская. Лист О-40-VI (Кытлым). Объяснительная записка. Под ред. *В.В. Шалагинова* СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2010. 213 с.

Государственный доклад о состоянии и использовании минерально-сырьевых ресурсов Российской Федерации в 2018 году. Под ред. *Е.А. Киселева*. М.: ФГБУ “ВИМС”, 2019. 424 с.

Годлевский М.Н. Магматические месторождения // Генезис эндогенных рудных месторождений. М.: Недра, 1968. С. 7–83.

Гонгальский Б.И., Криволицкая Н.А. Чинейский расчлененный плутон. Новосибирск: ВО “Наука”. Сибирская издательская фирма, 1993. 184 с.

Ерохин Ю.В., Хиллер Д.В., Готтман И.А. Цианотрихит и брошантит на отвалах медно-сульфидных рудопроявлений Серебрянского камня (Кытлымский массив, Северный Урал) // Минералогия техногенеза-2017. Миасс: ИМинУрО РАН, 2017. С. 53–59.

Ефимов А.А. Платино-палладиевое медно-титаномагнетитовое оруденение в габбро Серебрянского камня // Региональная геология и металлогения. 2006. № 28. С. 112–115.

Ефимов А.А. Итоги столетнего изучения Платиноносного пояса Урала // Литосфера. 2010. № 5. С. 134–153.

Ефимов А.А., Ефимова Л.П. Кытлымский платиноносный массив. М.: Недра, 1967. 336 с.

Ефимов А.А., Ефимова Л.П., Волченко Ю.А. О платиноносности медносульфидных руд Серебрянского камня (Платиноносный пояс Урала) // Ежегодник-2002. С. 219–222.

Ефимов А.А., Ронкин Ю.Л., Зиндерн С. Новые U-Pb данные по цирконам плагиогранитов Кытлымского мас-

- сива: изотопный возраст поздних событий в истории Платиноносного пояса Урала // ДАН. 2005. Т. 403. № 4. С. 512–516.
- Жилин И.В.* Au + Pt + Pd специализация апатит + титаномагнетитовых руд Суроямского щелочно + ультраосновного массива (Западный склон Урала) // Металлогения древних и современных океанов. Условия рудообразования: Научное издание. Миасс: ИМин УрО РАН, 2006. С. 214–217.
- Жилин И.В., Пучков В.Н.* Геология и рудоносность Нязепетровской зоны (Средний Урал). Уфа: ООО ДизайнПолиграфСервис, 2009. 184 с.
- Заварицкий А.Н.* О классификации магматических рудных месторождений. Л.: Геол. ком., 1926. 14 с.
- Золов К.К., Волченко Ю.А., Коротеев В.А., Малахов И.А., Мардиросьян А.Н., Хрыпов В.Н.* Платинометалльное оруденение в геологических комплексах Урала. Екатеринбург: ДПР по Уральскому округу, ОАО УГСЭ, ИГГ УрО РАН, УГГГА, 2001. 199 с.
- Иванов О.К.* Концентрически-зональные пироксенит-дунитовые массивы Урала: (Минералогия, петрология, генезис). Екатеринбург: Изд-во: Урал. ун-та, 1997. 488 с.
- Кашин С.А.* Проблема медных вкрапленных руд на Урале, связанных с габброидами // Советская геология. 1941. № 2. С. 63–68.
- Колман Р.Г.* Офиолиты. М.: Мир, 1979. 264 с.
- Корнеев А.В., Вихко А.С., Фатов Н.В., Иващенко В.И.* Месторождение Викша – первый крупный промышленно-перспективный платинометалльный рудный объект на территории Карелии // Горный журнал. 2019. № 3. С. 31–34
- Михайлов В.В., Степанов С.Ю.* Благороднометалльная минерализация, рудоконцентрирующие минералы Серебрянского камня // Новое в познании процессов рудообразования: VII Российская молодежная научно-практическая Школа. М.: ИГЕМ РАН, 2018. С. 263–267.
- Михайлов В.В., Степанов С.Ю., Ханин Д.А.* Минералого-петрографическая характеристика оруденения Серебрянского камня // Материалы Уральской минералогической школы – 2018. С. 113–115.
- Молошаг В.П., Коробейников А.Ф.* Новые данные о платиноидной минерализации медно-железо-ванадиевых руд // Магматические и метаморфические образования Урала и их металлогения. Екатеринбург: УрО РАН, 2000. С. 90–101.
- Мочалов А.Г., Толкачев М.Д., Полеховский Ю.С., Горячева Е.М.* Бортниковит – новый минерал из уникального россыпного месторождения Кондер (Хабаровский край, Россия) // Геология руд. месторождений. 2007. Т. 49. № 4. С. 357–366.
- Налдретт А.Дж.* Магматические сульфидные месторождения медно-никелевых и платинометалльных руд. Санкт-Петербург: СПбГУ, 2003. 487 с.
- Перельман А.И.* Геохимия. М.: Высшая школа, 1989. 520 с.
- Петров Г.А., Пушкарев Е.В., Ронкин Ю.Л., Тристан Н.И.* Новые данные о составе и возрасте метаморфического обрамления Кытлымского дунит-клинопироксенит-тылаит-габбрового массива (Средний Урал) // Магматизм и метаморфизм в истории Земли: Тезисы докладов XI Всероссийского петрографического совещания. Екатеринбург. Институт геологии и геохимии УрО РАН, 2010. Т. 2. С. 123–124.
- Полтавец Ю.А., Полтавец З.И., Нечкин Г.С. и др.* Волковское месторождение титаномагнетитовых и медно-титаномагнетитовых руд с сопутствующей благороднометалльной минерализацией (Средний Урал, Россия) // Геология руд. месторождений. 2011. Т. 53. № 2. С. 143–157.
- Попов В.С., Беляцкий Б.В.* Sm-Nd возраст дунит-клинопироксенит-тылаитовой ассоциации Кытлымского массива, Платиноносный пояс Урала // ДАН. 2006. Т. 409. № 1. С. 104–109.
- Савельев Д.Е., Блинов И.А.* Благороднометалльная минерализация в апатит-титаномагнетитовых рудах Суроямского массива (Средний Урал) // Георесурсы. 2020. Т. 22. № 4. С. 98–100. <https://doi.org/10.18599/grs.2020.4.98-100>
- Свешникова Е.В.* Структура Кумбинского габброидного массива Северный Урал // Тр. ИГЕМ, 1961. Т. 41. С. 49–66.
- Ферштатер Г.Б.* Эмпирический плагиоклаз-роговообманковый барометр // Геохимия. 1990. № 3 С. 328–335.
- Ферштатер Г.Б.* Палеозойский интрузивный магматизм Среднего и Южного Урала. Екатеринбург: РИО УрО РАН, 2013. 368 с.
- Ферштатер Г.Б., Беа Ф., Бородина Н.С. и др.* Новые данные по геохимии Платиноносного Пояса Урала: вклад в понимание петрогенезиса // Геохимия. 1999. № 4. С. 352–370.
- Bea F., Fershtater G.B., Montero P. et al.* Recycling of continental crust into mantle as revealed by Kytlym dunite zircons, Ural Mts, Russia // Terra Nova. 2001. V. 13. P. 407–412.
- Donna L.W., Bernard W.E.* Abbreviations for names of rock-forming minerals // Amer. Mineral. 2010. V. 95. P. 185–187.
- Durazzo A., Taylor L.* Experimental exsolution textures in the system bornite-chalcocopyrite: Genetic implications concerning natural ores. Mineral. Deposita. 1982. V. 17. P. 79–97. <https://doi.org/10.1007/BF00206377>
- Ghiorso M.S.* Thermodynamic analysis of the effect of magnetic ordering on miscibility gaps in the FeTi cubic and rhombohedral oxide minerals and FeTi oxide geothermometer // Phys. Chem. Mineral. 1997. V. 25. P. 328–352.
- Humnicki M., Sylvester P., Lastra R., Cabri L., Evans-Lamswood D., Wilton D.* First report of platinum-group minerals from a hornblende gabbro dyke in the vicinity of the Southeast Extension Zone of the Voisey's Bay Ni-Cu-Co deposit, Labrador // Mineral. Petrol. 2008. V. 92. P. 129–164.
- Holland T., Blundy J.* Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry // Contr. Mineral. Petrol. 1994. 116. P. 433–447.
- Hoffman E.L., MacLean W.H.* Phase relations of michenerite and merenskyite in the Pd-Bi-Te system // Econ. Geol. 1976. V. 71. P. 1461–1468. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.71.7.1461>
- Irber W.* The lanthanide tetrad effect and its correlation with K/Rb, Eu/Eu*, Sr/Eu, Y/Ho, and Zr/Hf of evolving per-

- aluminous granite suites // *Geochim Cosmochim Acta*. 1999. V. 63. № 3/4. P. 489–508.
- Klaver M., Matveev S., Berndt J., Lissenberg C.J., Vroon P.Z.* A mineral and cumulate perspective to magma differentiation at Nisyros volcano, Aegean arc // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2017. V. 172. P. 1–23.
- Li K., Brugger J., Pring A.* Exsolution of chalcopyrite from bornite-digenite solid solution: an example of a fluid-driven back-replacement reaction // *Mineral. Deposita*. 2018. V. 53. P. 903–908.
<https://doi.org/10.1007/s00126-018-0820-6>
- McDonough W.F., Sun S.-S.* The composition of the Earth // *Chem. Geol.* 1995. V. 120. P. 223–253.
- Nixon G.T., Manor M.J., Scoates J.S.* Cu-PGE-sulphide mineralization in the Tulameen Alaskan type complex: analogue for Cu-PGE reefs in layered complexes? *Br Columbia Geol Surv Geofile*, 2018. P. 2.
- Pushkarev E., Gottman I., Travin A., Yudin D.* Time of termination of ultramafic magmatism in the Ural Platinum Belt // *Dokl. Earth Sci.* 2020. 490. P. 87–91.
<https://doi.org/10.1134/S1028334X20020130>
- Schmidt M.W.* Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1992. V. 110. P. 304–310.
- Sugaki A.* Thermal studies on bornite in melted sulphur // *The Journal of the Japanese Association of Mineralogists, Petrologists and Economic Geologists*. 1954. 38. P. 187–197.
- Toplis M.R., Carroll M.R.* An experimental study of the influence of oxygen fugacity on Fe-Ti oxide stability, phase relations and mineral-melt equilibrium in ferrobaltic systems // *J. Petrol.* 1995. V. 36. № 50. P. 1137–1169.
- Wilkomirsky I., Parra R., Parada L. F., Balladares E., Seguel E., Etcheverry J., Díaz R.* Thermodynamic and kinetic mechanisms of bornite/chalcopyrite/magnetite formation during partial roasting of high-arsenic copper concentrates // *Metallurgical and Materials Transactions B*. 2020. V. 51. P. 1540–1551.
<https://doi.org/10.1007/s11663-020-01870-4>
- Woodruff L.G., Nicholson S.W., Fey D.L.* A deposit model for magmatic iron-titanium-oxide deposits related to Proterozoic massif anorthosite plutonic suites: U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report 2010–5070–K. 2013. 47 p.
- Zhao J., Brugger J., Chen G., Ngothai Y., Pring A.* Experimental study of the formation of chalcopyrite and bornite via the sulfidation of hematite: Mineral replacements with a large volume increase // *Amer. Mineral.* 2014. V. 99. P. 343–354.
<https://doi.org/10.2138/am.2014.4628>