

СОДЕРЖАНИЕ

Том 63, номер 5, 2021

Особенности геотектонического развития и рудоносности Южного Алтая
(Восточный Казахстан)

*Б. А. Дьячков, А. Е. Бисатова, М. А. Мизерная, Н. А. Зимановская,
Т. А. Ойцева, Б. Б. Амралинова, С. С. Айтбаева,
О. Н. Кузьмина, Г. Б. Оразбекова*

399

Изотопный U–Pb-возраст циркона (метод LA-ICP-MS) из магматических пород
и некоторые аспекты генезиса Mo–W-месторождения Тырнауз (Сев. Кавказ)

*С. Г. Соловьев, С. Г. Кряжев, Д. В. Семенова, Ю. А. Калинин,
В. С. Кряжев, М. С. Емкужев, Н. С. Бортников*

427

Твердофазные превращения титаномагнетита и ильменита при окислительном
обжиге вкрапленной титаномагнетит-ильменитовой руды Медведевского
месторождения и некоторые геологические следствия (Южный Урал)

Е. А. Горбатова, В. В. Холоднов, Б. И. Пирогов, М. С. Колкова, Е. С. Шагалов

451

Краткие сообщения

Сосуществующие тетраэдрит–(Zn) и сфалерит на золоторудном месторождении
Теремки (Восточное Забайкалье): химический состав и условия образования

Н. Г. Любимцева, В. Ю. Прокофьев, Н. С. Бортников

476

УДК 55.553.078

ОСОБЕННОСТИ ГЕОТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ И РУДОНОСНОСТИ ЮЖНОГО АЛТАЯ (ВОСТОЧНЫЙ КАЗАХСТАН)

© 2021 г. Б. А. Дьячков^а, А. Е. Бисатова^{а, *}, М. А. Мизерная^а, Н. А. Зимановская^а, Т. А. Ойцева^б,
Б. Б. Амралинова^а, С. С. Айтбаева^а, О. Н. Кузьмина^а, Г. Б. Оразбекова^с

^аВосточно-Казахстанский технический университет им. Д. Серикбаева,
ул. Серикбаева, 19, Усть-Каменогорск, 070004 Казахстан

^бТОО “Геос”, ул. Протозанова, 83, Усть-Каменогорск, 070004 Казахстан

^сГосударственный университет им. Шакарима Семей, ул. Глинки, 20 “а”, Семей, 071400 Казахстан

*e-mail: bisatova.ainelya@mail.ru

Поступила в редакцию 25.04.2020 г.

После доработки 26.04.2021 г.

Принята к публикации 14.05.2021 г.

Рассматриваются особенности геотектонического развития и рудоносности геологических структур Южного Алтая Восточного Казахстана. Территория охватывает юго-восточные фланги тектонических зон Рудного Алтая и Калбы Большого Алтая, входящих в общую систему Центрально-Азиатского подвижного пояса. Подчеркивается пространственная сопряженность геологических и рудоносных структур разного возраста и состава, подверженных интенсивным метаморфическим и гидротермально-метасоматическим преобразованиям под воздействием Джунгарского массива и Сибирской плиты и последующих надвигово-сдвиговых деформаций. Приводится характеристика железорудных, медных, полиметаллических, золоторудных и редкометалльных месторождений, сформированных в различных геодинамических обстановках. Отмечаются рудоконтролирующие факторы и критерии прогнозирования и поиска рудных объектов.

Ключевые слова: Южный Алтай, рудные пояса, месторождения, железо, медь, полиметаллы, золото, редкие металлы, прогнозирование

DOI: 10.31857/S0016777021050026

ВВЕДЕНИЕ

Территория Восточного Казахстана входит в состав Центрально-Азиатского подвижного пояса и охватывает геологические структуры Иртыш-Зайсанской, Чингиз-Тарбагатайской складчатых систем и частично Северного Прибалхашья. В этом регионе сосредоточены многие месторождения меди, свинца, цинка, золота и других полезных ископаемых, на базе которых создана мощная инфраструктура горнодобывающих и металлургических предприятий. В настоящее время в связи с ускоренной отработкой известных месторождений возникла острая необходимость восполнения минерально-сырьевой базы для действующих предприятий горно-металлургического комплекса. Актуальна задача разработки современных технологий глубинно-геологического прогноза и поиска новых месторождений, в том числе скрытых и погребенных (Дьячков и др., 2017₂; Dyachkov et al., 2018; Анникова и др., 2019).

Задачи и методика исследования

Главная задача исследования — с теоретических позиций современных геотектонических гипотез выполнить системный анализ большого фактического материала геолого-съёмочных, поисковых и геологоразведочных работ прошлых лет и новых результатов научных исследований с целью определения направления дальнейших прогнозно-поисковых работ на территории Южного Алтая. На этой основе предусматривалось уточнить геотектоническую позицию и закономерности формирования рудоносных образований в общей геологической структуре Большого Алтая, разработать критерии прогнозирования и поиска ведущих геолого-генетических типов оруденения.

Методика работ заключалась в сборе и анализе фондовых и литературных материалов, проведении полевых экспедиционных работ на реперных геологических участках и типовых рудных объектах. Производилось детальное изучение состава вмещающих пород и рудного вещества с использова-

нием масс-спектрометра ICP-MS Agilent 7500cx с индуктивно-связанной массой, сканирующего электронного микроскопа JSM-6390LV и рентгеноструктурного спектрометра СРВ-1М. Выполнялось сопоставление железорудных, полиметаллических, золоторудных и других типов месторождений Южного Алтая с аналогичными месторождениями Рудного Алтая, Западной Калбы и других регионов.

ГЕОТЕКТОНИЧЕСКОЕ И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

При геотектоническом районировании в регионе выделяется крупная геоструктура Большого Алтая (БА), расположенная на северо-западном фланге Алтае-Алашаньской мобильной зоны дугообразной формы, огибающей с юго-запада и юга Сибирскую платформу (Большой Алтай ..., 2000; Ужкенов и др., 2008; Dyachkov et al., 2011; Буслов, 2011; Кузьмин, Ярмолюк, 2016). БА сформировался в герцинский цикл в процессе коллизии казахстанских и алтайских геологических структур (C_1 – C_3 и позднее), разделявшихся Иртыш-Зайсанским палеобассейном (часть Палеоазиатского океана).

Область сочленения соответствует Зайсанской сутурной зоне, в осевой части которой прослеживается Чарско-Горностаевский офиолитовый пояс (сутурный шов). В современном виде геологические структуры БА представляют собой систему ранее разобщенных блоков земной коры, тектонических зон или коллаж террейнов, ограниченных глубинными разломами и сутурными зонами (Safonova, 2014). На Юго-Западном Алтае выделяются Рудно-Алтайский пояс, объединяющий Рудноалтайскую (центральную), Белоубинско-Сарымсактинскую и Иртышскую (краевые) тектонические зоны. Калбинский регион охватывает Калба-Нарымский и Западно-Калбинский рудные пояса. В Жарма-Саурском поясе объединяются Сиректасс-Сарсазанская, Жарма-Саурская и Чарская зоны (Dyachkov et al., 2018). Бортовыми структурами являются Холзунско-Коктогайский и Чингиз-Тарбагатайский рудные пояса.

Имеющийся большой фактический материал прошлых лет, новые результаты научно-исследовательских работ и геологического доизучения площади масштаба 1 : 200000, данные геологоразведочных работ свидетельствуют о потенциальной возможности обнаружения новых рудных объектов в недрах (Zimanovskaya, Gavrilenko, 2014; Бисатова и др., 2017). Одной из важнейших закономерностей является поясовое размещение рудоносных структур, имеющих значительную протяженность (до 500–1000 км) (Yakubchuk, 2004; Nan et al., 2014; Dyachkov et al., 2018). Выделяются четыре параллельных рудных пояса северо-западного направ-

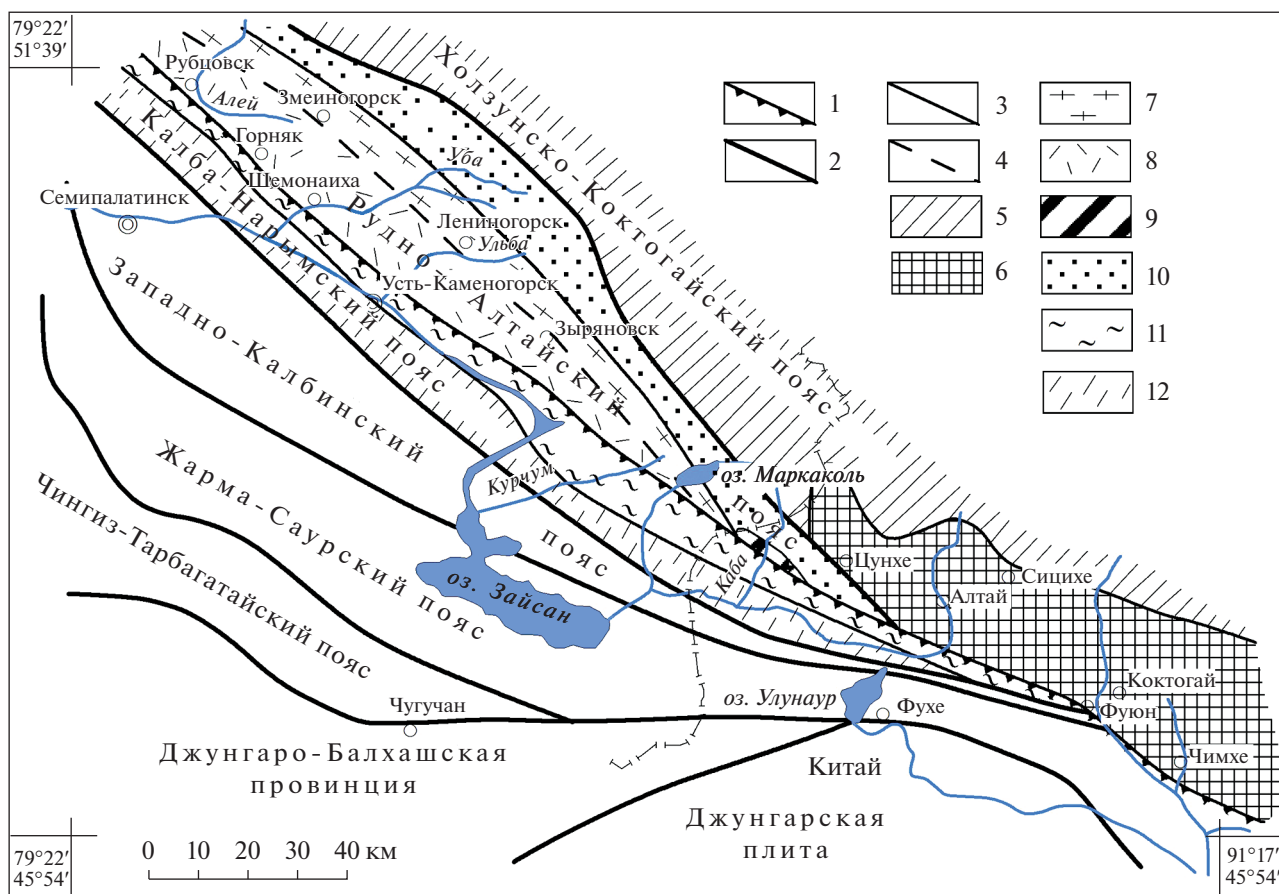
ления, ограниченных глубинными разломами: Рудноалтайский медно-полиметаллический (Cu, Pb, Zn, Au, Ag и др.), Калба-Нарымский редкометалльный (Ta, Nb, Be, Li и др.), Западно-Калбинский золотоносный (Au, Ag, As, Sb и др.) и Жарма-Саурский полиметалльный (Cr, Ni, Co, Cu, Au, W, TR и др.). На юго-западе расположены герциниды Северного Прибалхашья (Cu, Au, Mo), являющиеся частью Джунгаро-Балхашской металлогенической провинции (фиг. 1). Общая протяженность рассматриваемой территории в современных координатах более 1000 км при средней ширине 300 км.

Глубинное строение региона по комплексу геолого-геофизических данных характеризуется многослойной земной корой (мощностью до 50–55 км) с гетерогенными линейно-мозаичными блоками (террейнами) Рудного Алтая, Калба-Нарыма, Западной Калбы и Жаурма-Саура. Модель глубинного строения БА представлена на геолого-геофизическом разрезе по Алтайскому геотранверсу, составленному В.Н. Любецким, М.Ш. Омирсериковым и др. (Большой Алтай..., 1998).

Воздействие мантийного плюма, вероятно, оказало решающую роль в металлогенической специализации рудных поясов Большого Алтая (Ni, Co, Fe, Cu, Pb, Zn, Au и др.). На территории Центральной Азии мощное развитие пермо-триасового магматизма (траппы, трахибазальты, вулканические пояса и другие образования) связывается с воздействием Таримского мантийного плюма, ареалы которого охватывают Таримскую платформу, Западную Монголию, Джунгарский массив, Восточный Казахстан и другие регионы. С дифференцированными базитовыми интрузиями (с возрастом 288–280 млн лет) ассоциируют многие месторождения Cu–Ni–Pt (Pirajno et al., 2009; Изох и др., 2010; Хромых и др., 2013; Дженчураева, 2015).

На территории Восточного Казахстана известны мелкие месторождения магматической Cu–Ni-формации (Максут и др.), а более раннее воздействие вероятного мантийного плюма зафиксировано в Рудном Алтае (в девонское время) и Чарской зоне в стадию герцинской коллизии C_1 – C_3 . Позднее в нижнем триасе сформировалась Семейтауская вулкано-тектоническая постройка трахибазальт-трахириолитового состава. В Восточном Казахстане мантийный источник рудного вещества (Cr, Ni, Co, Pt, Ir и др.) проявляется, возможно, в месторождениях разных типов (медно-полиметаллических, золоторудных, редкометалльных и других) (Большой Алтай ..., 2000; Dyachkov et al., 2018).

Формирование палеозойских складчатых поясов Казахстана, Алтая и Южной Сибири связывается с общей геодинамической моделью эволюции Палеоазиатского океана, в котором мигрировали



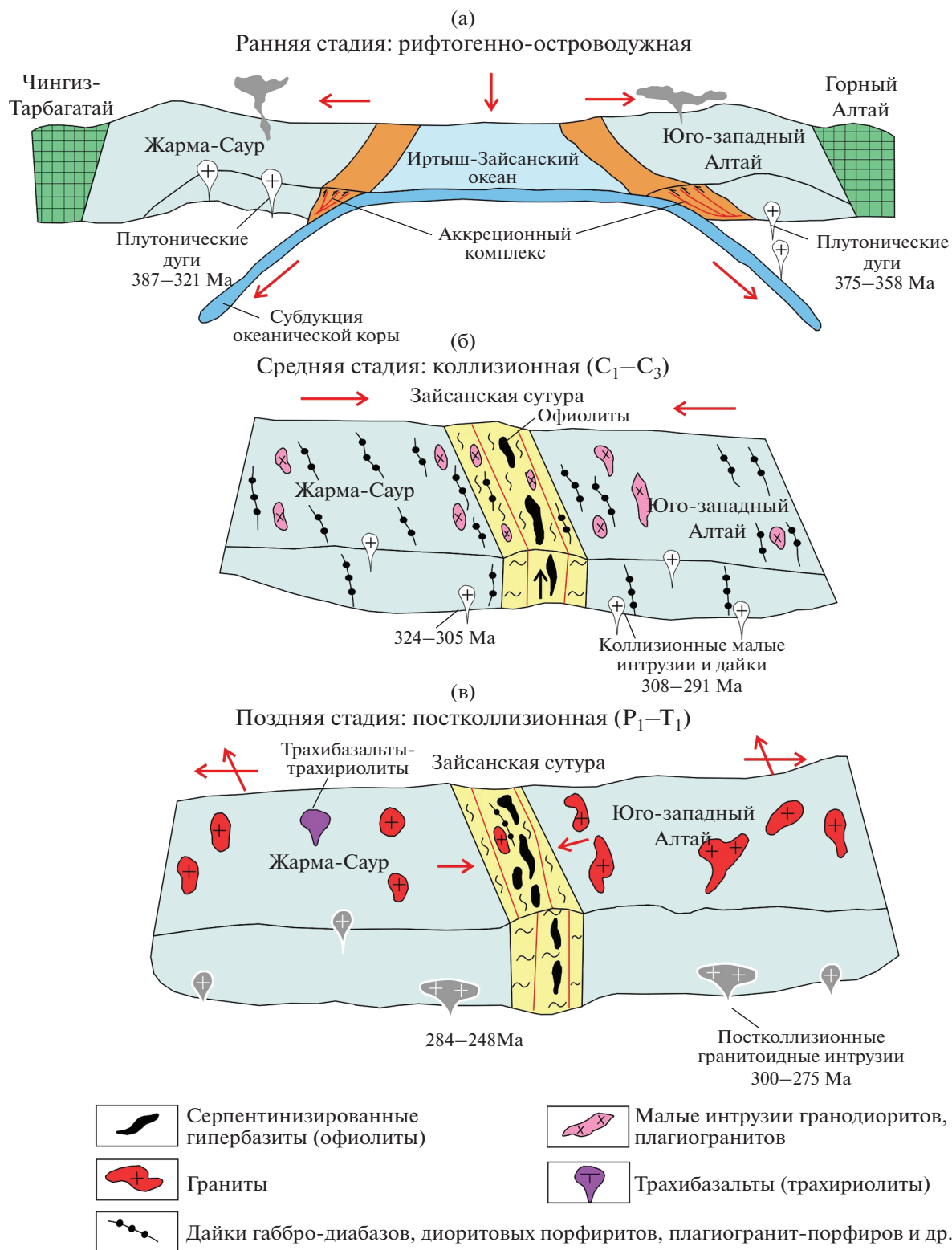
Фиг. 1. Схема размещения рудных поясов Большого Алтая по (Беспаяев и др., 1997). 1 – Иртыш-Маркакольский глубинный разлом; 2–4 – границы металлогенических поясов (2), зон (3) и подзон (4); 5–12 – металлогенические зоны и подзоны: 5 – Холзунско-Шуйско-Сицихэская зона; 6 – Цунху–Чинхэская зона; 7–9 – Рудноалтайская центральная зона (7 – Лениногорско-Зырянская, 8 – Алейская, 9 – Ашалинская подзоны); 10 – Белоубинско-Сарымсактинская, 11 – Иртышская и 12 – Калба-Нарымская.

тектонические отторженцы древнего Евразийского континента, возникшие при его распаде (Берзин и др., 1994; Большой Алтай ..., 2000; Буслов, 2011; Safonova, 2014). В фанерозойской истории геоструктура БА образовалась в герцинский цикл в процессе аккреции и коллизии микроконтинентов и малых массивов Сибири и Казахстана. Геологические структуры Юго-Западного Алтая, охватывающие Рудный Алтай, Калба-Нарымскую, Западно-Калбинскую тектонические зоны и прилегающие районы Горного Алтая и Синьцзянского Алтая, развивались в активной окраине Казахстанского микроконтинента. Геодинамическая модель отражает стадийное развитие геологических и металлогенических структур Большого Алтая (фиг. 2, табл. 1).

В раннюю стадию герцинского цикла в результате денудации каледонских структур и общего раздвижения земной коры и расширения Иртыш-Зайсанского океанического бассейна заложилась система рифтогенных раздвиговых зон, в которых локализовались вулканогенно-осадочные

отложения аккреционного комплекса (D_1-D_3). По составу на диаграммах Пирса и Дитриха вулканы субдукционного типа относятся к низкокальциевым толеитам и известково-щелочным базальтам (Большой Алтай..., 1998). В рифтогенной геодинамической обстановке сформировались главные колчеданно-полиметаллические месторождения Рудного Алтая (Cu, Pb, Zn, Au и др.). Островодужный вулканизм представлен преимущественно андезитами толеитовой и известково-щелочной серии (пихтовская D_3fm , аркалыкская C_1v_2 и другие свиты). В нижнем карбоне в связи с обмелением бассейна накопились осадки граувакковой алевролитопесчаниковой формации (аганактинская, даланкаринская свиты, C_1s).

Средняя стадия (C_1-C_3) характеризуется коллизионным сдвижением Казахстанского и Сибирского континентов, общим тектоническим сжатием, складчато-надвиговыми деформациями, аккрецией вулканических дуг и междуговых прогибов молассовых толщ (C_2). В коллизионном режиме внед-



Фиг. 2. Схема геодинамического развития Большого Алтая (с использованием Большой Алтай..., 1998, Liu et al., 2018).

рились приразломные малые интрузии и дайки габбро-диорит-гранодиорит-плагиогранитовой серии (саурский, C_1 , максутский C_{2-3} , кунушский C_3 и их аналоги).

В коллизионном режиме образовались в основном магматические медно-никелевые, медно-порфировые и золоторудные месторождения. В междуговых прогибах накопились молассовые

Таблица 1. Геодинамические обстановки и основные типы рудных формаций Южного Алтая

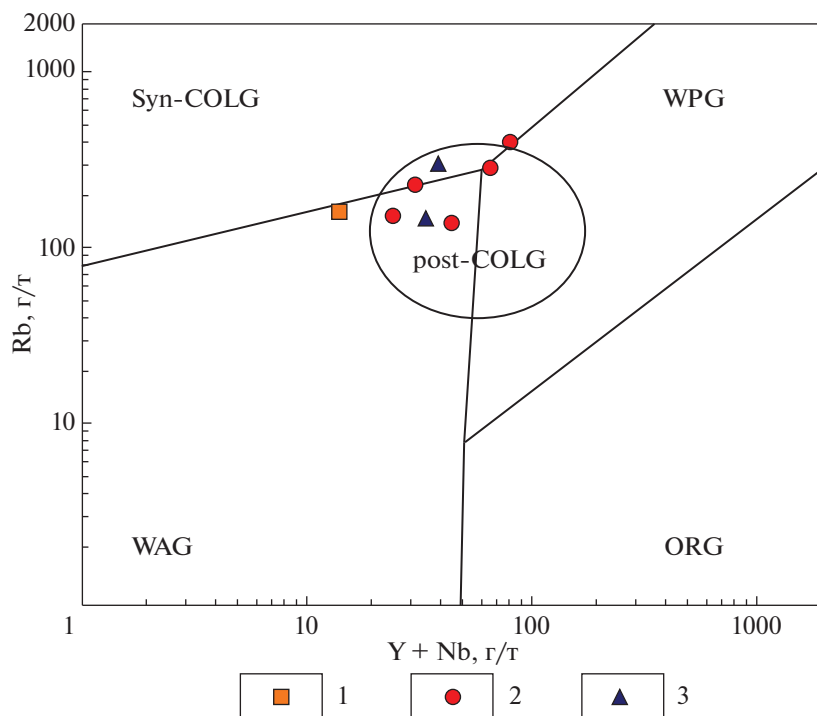
Цикл	Геодинамическая обстановка	Калба-Нарымская зона	Иртышская зона	Рудноалтайская зона	Белубинско-Сарымсактинская зона
Докембрийский	Океанического рифтогенеза		Медноколчеданная динамометаморфизованная Cu (Zn, Au). Амфиболито-гнейсовая формация, PR_1 ? (гнейсы, амфиболиты, кристаллические сланцы). 1450 млн лет. Халькопирит-пирротинный тип. Рудные минералы: пирит, пирротин, сфалерит, магнетит. Примеси: Co, Ni, Au, Ag. Объекты Карчига, Когодай. Аналоги: Вавилонское, Besshi (Колорадо, Япония)		
Герцинский	Рифтогенная			Вулканогенно-осадочная окисно-железная метаморфизованная Fe (Cu, Zn, P). Кируна-тип. Базальт-андезит-риолитовая, известково-терригенная формация (D_{1-2}). 4126 млн лет (Yang et al., 2008). Апатит-магнетитовый тип (магнетит, гематит, апатит, амфибол, гранат и др.). Примеси: Pb, Zn, Cu, P. Пластообразные тела, линзы. Месторождение Маркаоль. Аналоги: Холзунское, Абагун, Мынку (Китай)	Вулканогенно-осадочная свинцово-цинковая Pb, Zn (Cu, Ag). SEDEX-тип (?). Базальт-андезит-риолитовая, известково-терригенная (D_{1-2}). 390 ± 4 млн лет. Изотопные значения: $\epsilon_{Nd}(T) = 2.6...6.0$ (Куйбидя, 2019). Сфалерит-галенитовый тип (пирит, галенит, сфалерит, халькопирит, блеклые руды). Вмещающие известняки, углисто-глинистые алевролиты, кислые вулканиды. Ленгвидинские залежи, прожилково-вкрапленные руды. Месторождения Никитинское. Аналоги Пневское, Миргалимсай

Таблица 1. Продолжение

Цикл	Геодинамическая обстановка	Калба-Нарымская зона	Иртышская зона	Рудноалтайская зона	Белоубинско-Сарымсактинская зона
Герцинский					
Герцинский	Коллизионная и постколлизионная	Постколлизионная стадия. Эпимагматическая альбитит-грейзеновая Sn, Ta, Li (W, Mo, F, As). Рудообразующая гранитная формация, P ₁ (калбинский комплекс). 286–280 млн лет. $\epsilon_{Nd}(T) = +2-4$. Вмещающие граниты, роговики надлинтеуэринной зоны. Кварц-касситеритовый, кварц-альбит-мусковитовый, касситерит-танталитовый. Главные минералы: касситерит, пироксид, танталит-колумбит, топаз, флюорит, турмалин. Рудные тела: купола, штокерки, жилы. Месторождения Карасу. Аналоги: Ново-Ахмировское, Сарымбет (Казахстан), Этыка (Россия)	Коллизионная стадия. Золото-лиственитовая Au (As, Sb, Cu, Zn, Pb). Рудовмещающая амфиболитогнейсовая формация, PR ₁ ? с протрузиями гипербазитов, подверженных метаморфогенно-гидротермальным изменениям (амфиболитизация, лиственитизация, окварцевание). Рудообразующая формация гранодиорит-плагиогранитовая (C ₃). Золото-кварцевый, золото-кварц-лиственитовый типы. Рудные минералы – пирит, арсенопирит, антимонит, золото. Месторождение Маралиха. Аналоги: Березовское, Кокчарское (Урал)	Колчеданная медно-цинковая Cu, Zn (Pb, Au, Ag, Pt). VMS-тип. Базальт-риолитовая известково-кремнисто-терригенная формация (D ₁₋₂). 390–380 млн лет. Халькопирит-сфалеритовый тип (пирит, сфалерит, халькопирит, галенит, буланжерит и др.). Пластообразные залежи, линзы. Месторождения: Николаевское, Александровское, Ашалы (Китай)	

Таблица 1. Продолжение

Цикл	Геодинамическая обстановка	Калба-Нарымская зона	Иртышская зона	Рудноалтайская зона	Белоубинско-Сарымсактинская зона
Герцинский		Плутоногенная грейзеново-кварцевожильная олово-вольфрамовая (Sn, W). Рудообразующая гранитовая формация P ₁ (калбинский комплекс). Вмещающие породы: граниты, углисто-глинистые сланцы такырской свиты (D ₃), плагиограниты кунушского комплекса (C ₃). Рудные тела: штокверки и жилы. Кварц-касситеритовый, кварц-флюорит-турмалин-графит-шеелитовый комплексы. Главные минералы: касситерит и шеелит. Месторождение Чердояк. Аналоги: Акчатау, Кара-Оба (Центральный Казахстан), Циновец (Чехия), Джидинское (Россия)	Плутоногенная золото-березитовая Au (Cu, Te, W). Рудообразующая формация – гранит-гранодиоритовая (C ₃). 292–305 млн лет. $\epsilon_{Nd}(T) = +6.8$. Вмещающие породы: гранодиориты, плагиограниты, а также алевролиты, песчаники, известняки кыстав-курчумской свиты D ₁₋₂ . Рудные тела: жилы, штокверки. Золото-кварцевый, золото-сульфидно-кварцевый типы. Рудные минералы: пирит, тетраэдрит, золото. Месторождение Манка. Аналоги: Баладжал, Жерек (Западная Калба), Долоносай (Китай).		



Фиг. 3. Положение гранитоидов на диаграмме Rb – (Y+Nb) по (Pearce и др., 1996), указывающее на тектонические обстановки их формирования. Поля гранитоидов: VAG – вулканических дуг, Syn-COLG – синколлизийные, post-COLG – постколлизийные, WPG – внутриплитовые, ORG – океанических хребтов. 1 – плагиограниты кунушского комплекса; 2 – калбинского комплекса; 3 – лейкограниты монастырского комплекса.

лимнические угленосные отложения (C_{2-3}) и ограниченно проявился наземный вулканизм дацит-андезитового (C_{2-3}) и риолит-дацитового (C_3) состава. В результате сращивания Рудноалтайского, Калба-Нарымского, Западно-Калбинского и Жарма-Саурского террейнов сформировалась единая структура Большого Алтая.

Поздняя постколлизийная стадия (P_1-T_1) ознаменовалась мощным развитием гранитоидного магматизма с образованием крупных гранитоидных поясов (Горноалтайский, Калба-Нарымский, Акбиик-Акжайляу и др.), входящих в общую систему Центрально-Азиатского орогенного пояса-САОВ (Jahn et al., 2000).

Гранитоиды относятся к S-типу, представлены крупными аллохтонными массивами мощностью до 8–10 км и сопровождаются редкометальным и редкоземельным оруденением. Эволюция состава гранитоидов в геологическом времени происходила от низкокалийевого до известково-щелочного и щелочного рядов.

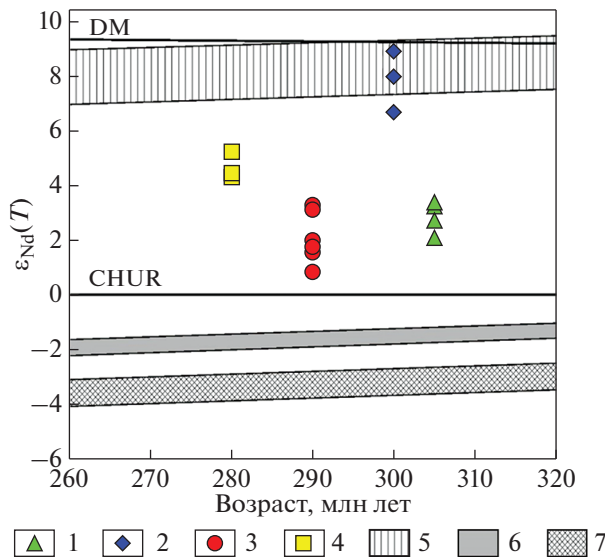
На диаграмме Rb – (Y + Nb) позднепалеозойские гранитоиды калбинского и монастырского комплексов занимают положение в поле постколлизийной геодинамической обстановки. Плагиограниты кунушского комплекса расположены на границе синколлизийной (Syn-COLG) и постколлизийной обстановок (фиг. 3).

В связи с эволюцией магматизма отмечается последовательная смена типов руд в интрузивных комплексах: кунушский гранодиорит-плагиогранитовый C_3 (Au, Ag), калбинский гранодиорит-гранитовый P_1 (Ta, Nb, Be, Li, Cs, Sn, W); монастырский лейкогранитовый P_2 (W, TR), керегетас-эспинский щелочногранитовый P_2 (Nb, Zr, TR).

На завершении герцинского цикла в процессе внутриплитной активизации локализовались северо-восточные пояса даек габбродиабаз-гранит-порфировой формации (P_2), U-Pb изотопный возраст которых 267 ± 1 млн лет (Хромых и др., 2018). К наиболее поздним, как отмечалось, относятся вулканы Семейтауской мульды с изотопным возрастом 248 ± 0.3 млн лет (Lyons et al., 2002).

Изотопная характеристика гранитоидов Калбы

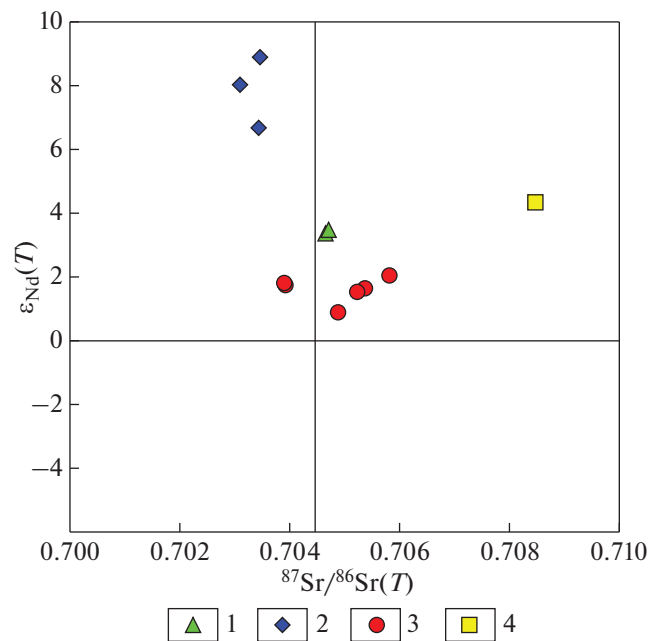
В последние годы для изотопной характеристики гранитоидов Калба-Нарымской зоны использовались Rb–Sr- и Sm–Nd-изотопные системы (Куйбида и др., 2009; Хромых и др., 2016; Kuibida et al., 2019). Все гранитоиды этой зоны характеризуются обогащением радиогенным неодимом и положительными значениями $\epsilon_{Nd}(T)$, что в общем случае свидетельствует о происхождении их источников из деплетированной мантии. Такие



Фиг. 4. Диаграмма $\epsilon_{Nd}(T)$ – возраст, (млн лет) для гранитоидных комплексов Калба-Нарымской зоны. Построена по изотопным Sm–Nd-данным, опубликованным в работах (Хромых и др., 2016; Kuibida et al., 2019). 1 – кунушский комплекс, гранодиориты и 2 – плагиограниты; 3 – калбинский комплекс, гранодиориты, граниты; 4 – монастырский комплекс, лейкограниты; 5 – изотопный состав позднедевонских океанических базальтов Чарской зоны (Safonova et al., 2012); 6 – изотопный состав алевролитов и алевропесчаников такырской свиты и 7 – изотопный состав метаморфических пород блоков Иртышской сдвиговой зоны (Плотников и др., 2003). DM – линия эволюции изотопного состава деплетированной мантии; CHUR – линия эволюции изотопного состава однородного хондритового резервуара, по существующим моделям соответствующего примитивной мантии.

значения характерны для большинства фанерозойских гранитоидов Центральной Азии (Коваленко и др., 1996; Jahn et al., 2000).

Наибольшие значения $\epsilon_{Nd}(T) = +6.7$ установлены для плагиогранитов кунушского комплекса, что свидетельствует об их формировании за счет фрагментов океанической коры, залегающей в основании Калба-Нарымского террейна (фиг. 4). Значения $\epsilon_{Nd}(T)$ для пород калгутинского и калбинского комплексов занимают промежуточное положение между породами метабазитового основания Калба-Нарымского террейна, осадочными толщами такырской свиты и метаморфическими породами в Иртышской сдвиговой зоне (Плотников и др., 2003). Породы монастырского комплекса обогащены радиогенным Nd. Значения $\epsilon_{Nd}(T)$ от +4.3 до +5.3. Такие сильные различия показывают, что формирование пород монастырского комплекса не является следствием дифференциации магм калбинского комплекса, а их появление, вероятно, связано с результатом нового импульса плавления субстратов с повтор-

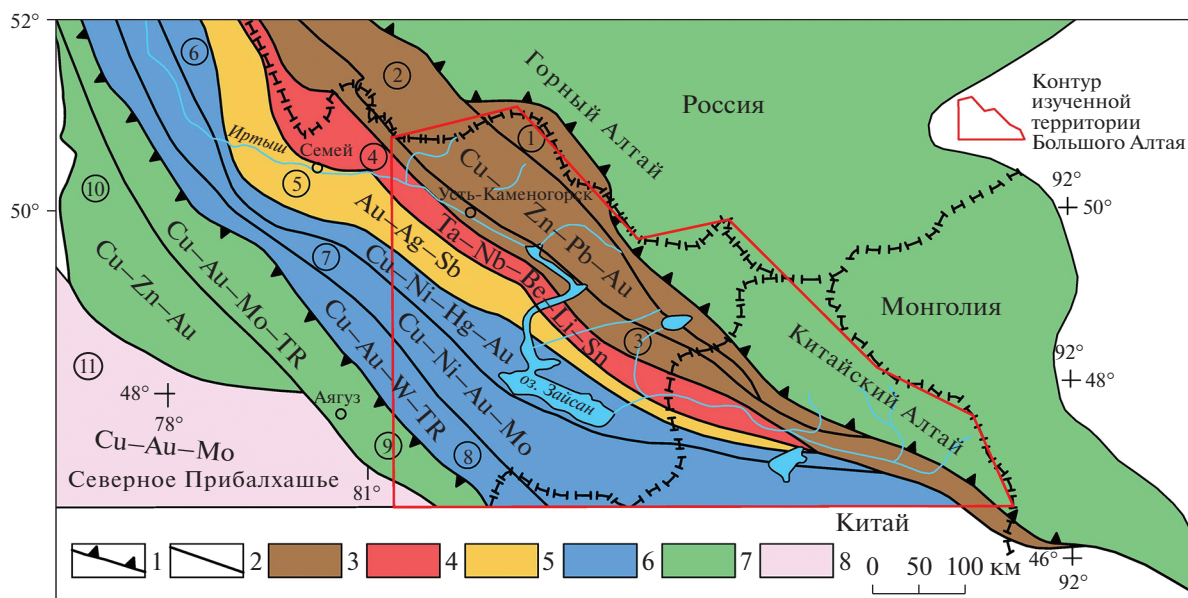


Фиг. 5. Диаграмма $\epsilon_{Nd}(T)$ – $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(T)$ для гранитоидных комплексов Калба-Нарымской зоны. Построена по изотопным Sm–Nd- и Rb–Sr-данным, опубликованным в работах (Хромых и др., 2016). 1 – кунушский комплекс, гранодиориты; 2 – плагиограниты; 3 – калбинский комплекс, гранодиориты, граниты; 4 – монастырский комплекс, лейкограниты.

ным прогревом метабазитового основания Калба-Нарымского террейна.

Наименьшие отношения $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_T$ зафиксированы для плагиогранитов кунушского комплекса (фиг. 5). Для гранитов калгутинского и калбинского комплексов кластер определений изотопного состава Rb–Sr-системы имеет значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(T)$ от 0.7039 до 0.7059. Наибольший разброс значений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(T)$ характерен для лейкогранитов монастырского комплекса – от 0.6956 до 0.7085. Это связано, прежде всего, с широкими вариациями отношений Rb и Sr, обусловленными повышенной редкометалльностью гранитов монастырского комплекса: содержания Rb достигают 300 г/т, в то время как значения Sr не превышают 30 г/т. Следует также учитывать, что в Калба-Нарымской зоне в составе протолита для гранитных магм велика доля осадочных пород, для которых характерны широкие вариации Rb–Sr-отношений вследствие высокой подвижности этих элементов в морской воде. В связи с этим Rb–Sr-изотопные данные не всегда могут достоверно свидетельствовать о составе источников.

Первичные значения Rb/Sr отношений также значительно изменялись от плагиогранитов кунушского комплекса (0.18) до калбинских гранитов (3.44–5.61) и лейкогранитов монастырского



Фиг. 6. Металлогеническое районирование Большого Алтая и сопредельных территорий. 1 – границы рудного пояса; 2 – границы металлогенических зон; 3 – Рудноалтайский, 4 – Калба-Нарымский, 5 – Западно-Калбинский и 6 – Жарма-Саурский рудные пояса; 7 – бортовые каледонские структуры Горного Алтая, Китайского Алтая и Чингиз-Тарбагатай; 8 – герциниды Северного Прибалхашья. Название металлогенических зон (цифры в кружках): 1 – Белоубинско-Сарымсактинская, 2 – Рудноалтайская, 3 – Иртышская, 4 – Калба-Нарымская, 5 – Западно-Калбинская, 6 – Чарская, 7 – Жарма-Саурская, 8 – Сиректас-Сарсазанская, 9 – Восточно-Чингизская, 10 – Западно-Чингизская, 11 – Северо-Прибалхашская.

комплекса (41.0), что объясняется увеличением в породах количества калиевого полевого шпата.

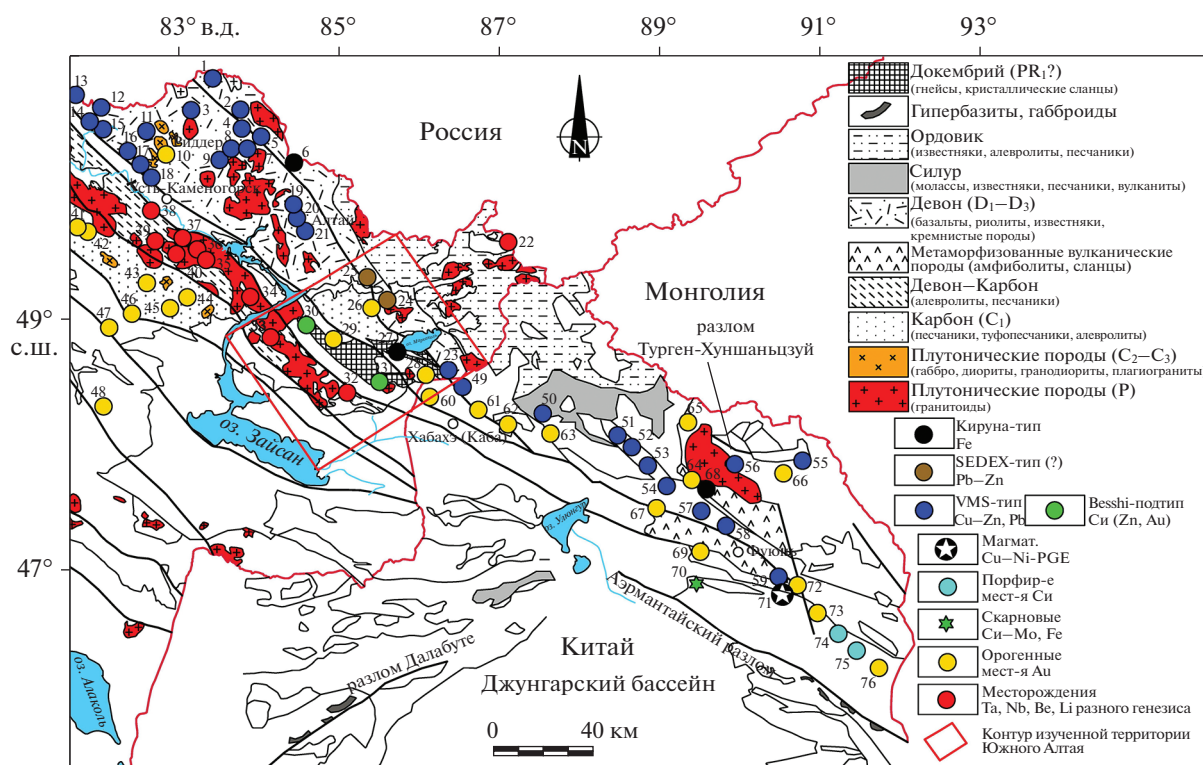
Геодинамическая модель развития БА в общем виде отражает цикличность формирования геологических и металлогенических структур в различных геодинамических режимах и обстановках. В региональном плане проявляется латеральная асимметричная металлогеническая зональность, фиксируемая в резкой смене колчеданных медно-полиметаллических месторождений редкометалльными, золоторудными и затем полиметаллическими месторождениями, что ранее с геосинклинальных позиций не находило должного объяснения. По новым мобилистским представлениям, Большой Алтай представляет собой коллаж террейнов, ограниченных глубинными разломами и отличающихся по геотектонической позиции, особенностям глубинного строения, специфике геологических формаций и металлогении, что и определило асимметричную зональность оруденения по латерали (фиг. 6).

Формирование геологических и рудоносных структур Южного Алтая происходило в сложных геодинамических условиях тектонического сжатия под воздействием Джунгарского массива и Западно-Сибирской плиты. Процессы коллизии сопровождались интенсивным тектоническим скупиванием и метаморфическим преобразованием тектонических пластин, формированием надвиго-

во-меланжевых структур, выжатых блоков докембрийского основания с телами серпентинизированных гипербазитов (Курчум-Кальджирский, Сарымсактинский, Теректинский, Курчумский и др.), активизацией разрывной тектоники и магматической деятельности. Здесь интенсивно проявились процессы регионального зеленосланцевого метаморфизма и железо-магнезиального, алюмокремнистого и кремнещелочного метасоматоза, отмечается многообразие геологических формаций и объектов различных рудно-формационных типов (Шуликов 1980; Большой Алтай ..., 2000; Майорова, Майоров, 2014; Бисатова и др., 2017; Дьячков и др., 2017₁). Устанавливается юго-восточное продолжение рудных поясов и металлогенических зон БА в геологические структуры Южного Алтая, которые далее прослеживаются на территории Китайского Алтая (фиг. 7).

Металлогенические пояса

Рудноалтайский медно-полиметаллический пояс объединяет главные медноколчеданные и колчеданно-полиметаллические месторождения, расположенные в основном в Лениногорском, Зыряновском и Прииртышском рудных районах. Месторождения характеризуются богатыми комплексными рудами (Cu, Pb, Zn, Au, Ag, Pt и др.), относятся, согласно международным классификациям, к VMS-типу (табл. 1). Многие из них по

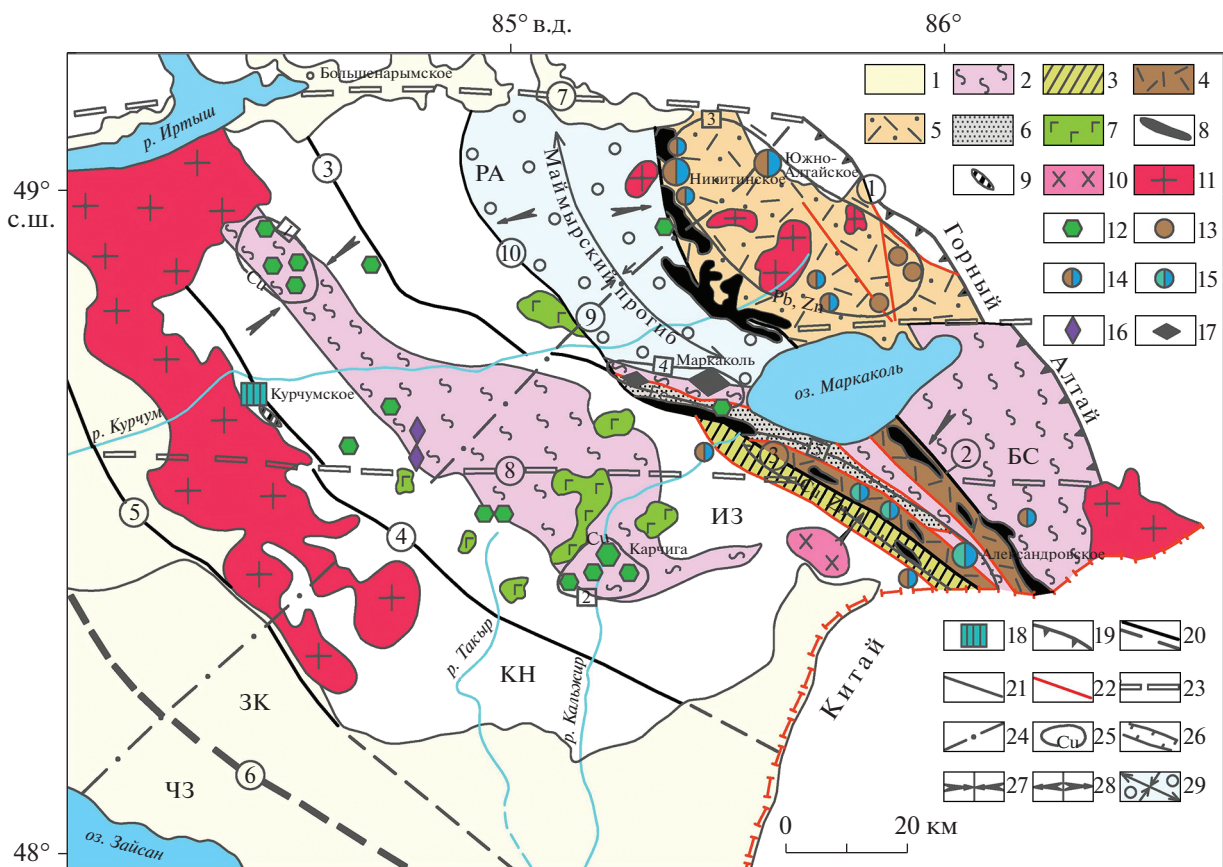


Фиг. 7. Схема размещения основных месторождений на Южном и Китайском Алтае (с использованием материалов Nan et al., 2014). Месторождения **VMS-типа**: 1 – Осеннее, 2 – Чекмарь, 3 – Анисимов Ключ, 4 – Стрежанское, 5 – Старковское, 7 – Ново-Лениногорское, 8 – Риддер-Сокольное, 9 – Тишинское, 11 – Верхубинское, 12 – Шемонаихинское, 13 – Орловское, 14 – Артемьевское, 15 – Николаевское, 16 – Ново-Березовское, 17 – Иртышское, 18 – Белоусовское, 19 – Малеевское, 20 – Зыряновское, 21 – Греховское, 23 – Александровское, 49 – Ашалы, 50 – Кайынбулак, 51 – Qi Xia, 52 – Тимурты, 53 – Hongdun, 54 – Talate, 55 – Kumasu, 56 – Ahsemlesayi, 57 – Daqiao, 58 – Keketale, 59 – Share-suoke; **SEDEX-тип (?)**: 24 – Никитинское, 25 – Пневское; **Кируна-тип**: 6 – Холзунское, 27 – Маркаколь, 68 – Менку; **Besshi подтип**: 30 – Когодай, 31 – Карчига; **Редкометалльные месторождения разного генезиса**: 22 – Алаха, 32 – Карасу, 33 – Чердоjak, 34 – Палатцы, 35 – Белогорское, 36 – Юбилейное, 37 – Бакенное, 38 – Ново-Ахмировское, 39 – Медведка, 40 – Ахметкино; Месторождения **орогенного золота**: 10 – Секисовское, 26 – Маймыр, 28 – Манка, 29 – Маралиха, 41 – Большевик, 42 – Бакырчик, 43 – Сенташ, 44 – Кулуджун, 45 – Джумба, 46 – Балажал, 47 – Даубай, 48 – Чанг, 60 – Долоносай, 61 – Qiaoxiahala, 62 – Saidu, 63 – Samusuongbulake, 64 – Sarekuobu, 65 – Hongshanzui, 66 – Aketishikan, 67 – Akexike, 69 – Shaerbulake, 72 – Aketasi, 73 – Laoshankou, 76 – Xileketashihakasu; Скарновые Cu–Mo: 70 – Suoerkuduke; Магматические Cu–Ni: 71 – Харатунга (Колотонк); **Порфировые месторождения меди**: 75 – Tuosibasitao, 74 – Yulekenhalasu.

запасам металлов являются крупными и очень крупными объектами (Риддер-Сокольное, Тишинское, Малеевское, Орловское и др.) (Беспаяв и др., 1997; Большой Алтай ..., 2000). Общие закономерности колчеданных месторождений заключаются в формировании их в раннюю стадию герцинского цикла на активной окраине Сибирской плиты в рифтогенной геодинамической обстановке и при рудоконтролирующей роли системы эшелонированных корово-мантийных глубинных разломов преимущественно северо-западного направления. Рудно-магматическая система отражает генетическую связь колчеданно-полиметаллических руд с группой девонских базальт-андезит-риолитовых формаций, дифференцированных и контрастного ряда. Они размещаются на нескольких стратиграфических уровнях в возрастном ин-

тервале 390–380 млн лет (Колчеданные ..., 1983; Щерба и др., 1984; Chekalin, Dyachkov, 2013; Gasikov, 2018). По новым данным, аналогичный возраст имеют рудовмещающие субвулканические риолиты Рудного Алтая (Куйбида и др., 2019), что подтверждает девонский возраст колчеданно-полиметаллических месторождений.

В пределах Южного Алтая Рудноалтайский пояс прослеживается от Чингиз-Нарымского широтно-го разлома до границы с КНР. Рудноалтайская металлогеническая зона здесь резко сужается, ограничена Иртыш-Маркакольским и Белорецко-Маркакольским глубинными разломами, которые трассируются линейными поясами сближенных габбро-диабазовых интрузий (вавилонский, белорецко-маркакольский комплексы, D_3-C_1) в ассоциации с небольшими пластинами

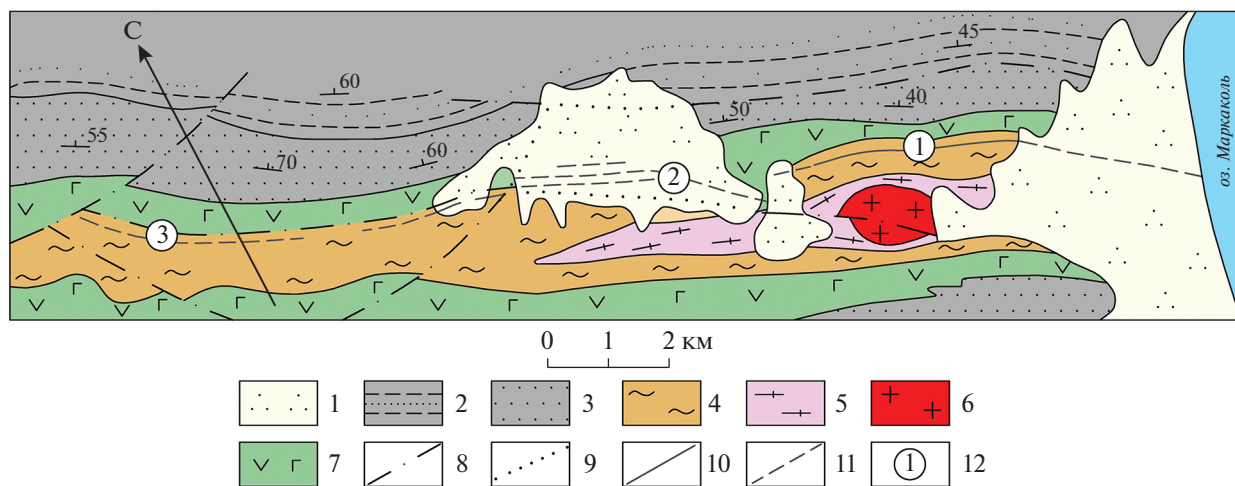


Фиг. 8. Схема размещения геологических и рудных формаций Южного Алтая. 1 – четвертичные нерасчлененные отложения; 2 – кристаллические сланцы и амфиболиты с реликтами протрузий гипербазитов (PR₂); геологические формации: 3 – карбонатно-терригенная (зеленосланцевая) (D_{1p}), 4 – базальт-андезит-риолитовая, известково-кремнисто-терригенная, 5 – известняково-терригенная (D₁₋₂); 6 – граувакко-алевролит-песчаниковая (C_{1s}); 7 – габбро-плагиогранитовая (C₁); 8 – габбро-диабазовая (D₃); 9 – гипербазитовая (PR₂); 10 – плагиогранит-гранодиоритовая (C₃); 11 – гранитовая (P₁); 12–18 – рудные формации: 12 – медная, 13 – свинцовая, 14 – свинцово-цинковая, 15 – медно-цинковая, 16 – хромитовая; 17 – железорудная; 18 – тальк-магнезитовая; 19 – граница с Горным Алтаем; 20–24 – разломы; 25–26 – рудные узлы и зоны (цифры в квадратах): 1 – Когодайский, 2 – Карчигинский, 3 – Южно-Алтайский, 4 – Маркакольская и 5 – Александровско-Теректинская; 27 – зоны сжатия и 28 – растяжения; 29 – зона Маймырского прогиба. Названия разломов (цифры в кружках): 1 – Локтевско-Караиртышский, 2 – Белорецко-Маркакольский, 3 – Иртыш-Маркакольский, 4 – Калба-Нарымский, 5 – Теректинский, 6 – Чарский, 7 – Чингиз-Нарымский, 8 – Калгутинский, 9 – Акжал-Чингизтай. Названия металлогенических зон: BC – Белоубинско-Сарымсактинская, RA – Рудноалтайская, ИЗ – Иртышская, КН – Калба-Нарымская, ЗК – Западно-Калбинская, ЧЗ – Чарская.

метаморфических пород PR₂ (?). Девонские вулканогенно-осадочные отложения на этой территории в основном перекрыты мощной толщей терригенных пород (C₁) Маймырского прогиба (фиг. 8). Фрагментарные выходы продуктивного девонского разреза фиксируются в Маркакольском и Теректинском тектонически сжатых блоках в виде лентовидных полос и пластин, ограниченных разломами. Им соответствуют Маркакольская железорудная и Александровско-Теректинская медно-полиметаллическая рудные зоны.

Маркакольское месторождение апатит-магнетитовых руд характеризуется накоплением первичного оксидного железного оруденения в вулканогенно-осадочном разрезе (D₁₋₂) с последующим пре-

образованием руд в процессе регионального метаморфизма и динамометаморфизма зеленосланцевой и амфиболитовой фаций (фиг. 9). По (Шуликов, 1980), рудные тела размещаются в метаморфических сланцах кварц-альбит-биотитового, мусковит-альбит-кварцевого и биотит-амфибол-кварцевого состава. Наиболее значительные по размерам лентовидные залежи сплошных магнетитовых руд прослеживаются в длину на 2.5 км при мощности 1–12 м. Отмечаются также полосчатые и брекчиевидные руды. Преобладают сплошные магнетитовые и апатит-магнетитовые руды, содержащие железо до 62.5% и апатит до 5–14%. К сопутствующим минералам относятся пирит, гематит, альбит, актинолит, хлорит, кальцит



Фиг. 9. Геологическая карта Маркакольского месторождения (Шуликов, 1980). 1 – кайнозой; 2 – песчано-алевролитовая и 3 – песчаниковая пачки джайдакской свиты; 4 – метаморфическая толща среднедевонского возраста; 5 – мигматиты и гнейсо-граниты; 6 – анатектические гранитоиды прииртышской серии; 7 – габбро-диабазы нижнекаменноугольного комплекса; 8 – тектонические нарушения установленные; 9 – то же, предполагаемые под кайнозойским чехлом; 10 – железорудные зоны, прослеженные горными выработками; 11 – предполагаемые железорудные зоны по данным магнитной съемки; 12 – рудные зоны и их номера: Темир-Тас (1), Тас-Кайнат (2), Сарная (3).

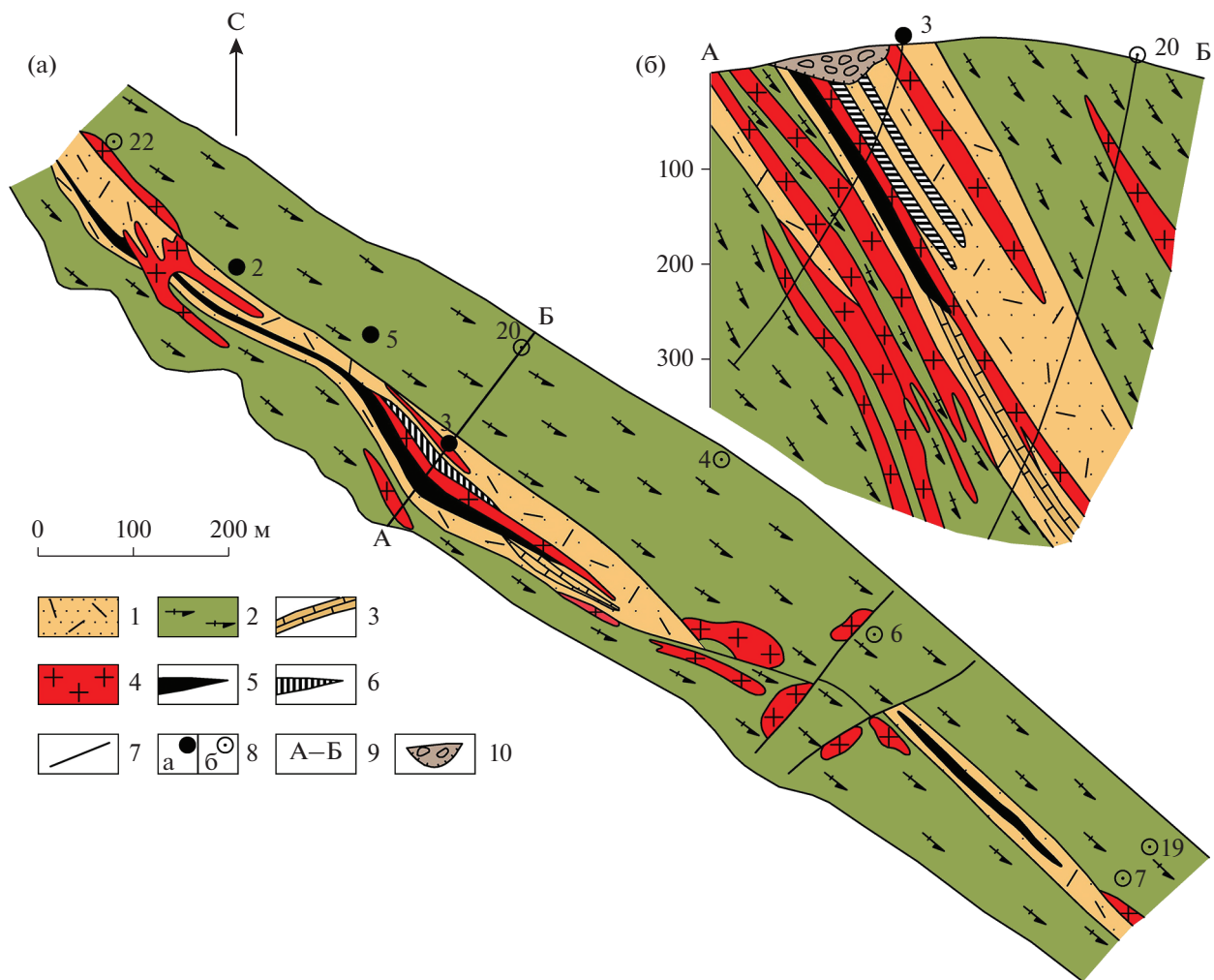
и др. Месторождение имеет магматогенное происхождение и сходство с апатит-железорудными месторождениями Швеции (Кирунавара и др.), являющимися проявлением рудно-магматических систем ЮСГ-типа (Большой Алтай..., 2010).

Учитывая приуроченность месторождения к зоне Иртышско-Маркакольского разлома, состав оруденения, близкий к железорудным месторождениям Белоубинско-Сарымсактинской зоны (Холзунское, Родионов Лог, Коксинское и др.), явные признаки метаморфизма руд и рудовмещающих пород, можно полагать, что первичные руды имели вулканогенно-осадочное происхождение и подверглись интенсивному метаморфизму в коллизивной геодинамической обстановке (саурской фазе складчатости) и при внедрении габбро-плагиогранитовых интрузий прииртышского комплекса. Это положение подтверждается материалами по Китайскому Алтаю, где аналогичные стратиформные магнетитовые месторождения Мынку и Абагун расположены в комтеборской свите ранне-девонского возраста – 412.6 ± 3.5 млн лет (SHRIMP-II), сохранившейся среди пород протерозойского фундамента (Беспаяев и др., 1997; Yang et al., 2008). Свита представлена преимущественно вулканитами кислого состава и известняково-терригенными породами, преобразованными при метаморфизме в лептиты, амфиболиты, кристаллические сланцы и мраморизованные известняки. Выявляются общие черты формирования (пространственная совмещенность, генетическая связь с девонскими вулканическими породами, апатит-магнетитовый состав руд) и геологического строения железорудных

и колчеданно-полиметаллических месторождений Рудноалтайской, Белоубинско-Сарымсактинской металлогенических зон и Китайского Алтая, что позволяет, с учетом работ Г.Н. Шербы, Н.И. Гусева и Э.Г. Кассандрова (Шерба и др., 1984; Большой Алтай ..., 2010), выделить на границе Горного и Рудного Алтая единый Белоубинско-Сарымсактинский железо-полиметаллический пояс.

Александровско-Теректинская медно-полиметаллическая зона расположена на юго-восточном продолжении Рудноалтайского пояса, характеризуется проявлением колчеданно-полиметаллических руд (Cu, Pb, Zn), связанного с девонским вулканизмом. Известные объекты представлены Александровским месторождением, рудопроявлениями Джаманчад, Теректинское и др., изучением которых занимались А.А. Шатобин, Э.Г. Конников, Н.В. Полянский и другие (фиг. 10, табл. 1). Основные сведения приведены в работе (Беспаяев и др., 1997; Большой Алтай, 2000).

Рудовмещающие отложения подразделяются на две толщи: 1) “порфиоровую”, сложенную вулканогенно-осадочными породами риолитового и дацитового состава с прослоями терригенных и вулканомиктовых пород; 2) “порфиритовую”, представленную преимущественно лавами и туфами андезито-базальтового и андезитового состава с редкими горизонтами песчаников, алевритов и кремнистых сланцев. Колчеданно-полиметаллические руды локализованы в верхней части “порфиоровой” толщи. Общая протяженность рудоносной структуры порядка 30 км, в ее пределах выделяется ряд перспективных участков



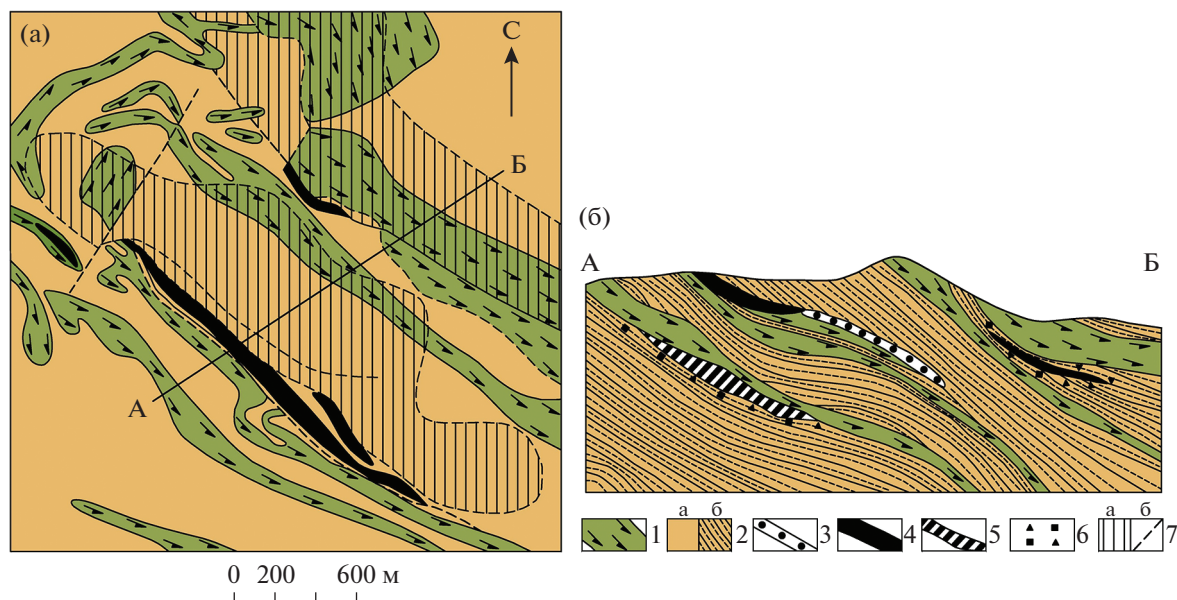
Фиг. 10. Геологический план (а) и разрез (б) Александровского месторождения (Южный Алтай). 1 – вулканогенно-кремнисто-известково-терригенные отложения, преобразованные в кварцево-хлоритовые, кварцево-серицитовые сланцы; 2 – гнейсы и амфиболиты; 3 – известняки; 4 – граниты; 5 – цинковые руды; 6 – медные руды; 7 – разломы; 8 – положение пробуренных скважин: а – рудных, б – безрудных; 9 – положение разреза на плане; 10 – “чудская” выработка.

для поисковых работ (авторские материалы Н.В. Полянского, 2008 г.). Обоснование определяется выявлением в верхней части продуктивного разреза зон гидротермально-измененных пород с рудной минерализацией ($\text{Cu} - 2.75$, $\text{Zn} - 4.54$ и $\text{Pb} - 0.38\%$), которые недостаточно изучены на глубину. Прогнозные ресурсы на одном участке составляют (тыс. т): $\text{Cu} - 82.3$, $\text{Zn} - 135.3$ и $\text{Pb} - 21.6$.

Перспективная оценка Александровско-Теректинской зоны повышается в связи с нахождением на ее продолжении в Китае известных промышленных колчеданно-полиметаллических месторождений (Коктал, Тимурты), медно-цинкового (Ашалы) и многих мелких рудных объектов (Мао et al., 2003; Хан et al., 2014). Указанные месторождения изучались в процессе работы казахстанско-китайской геологической экспедиции (1990–1993 гг.), было установлено их сходство с

колчеданно-полиметаллическими месторождениями Рудного Алтая (Беспавев и др., 1997).

В Белоубинско-Сарымсактинской зоне также известны мелкие стратиформные свинцовые и свинцово-цинковые месторождения и рудопоявления, имеющие некоторые черты сходства с SEDEX (?)-типом. Они расположены в крупной вулканотектонической депрессии на границе с Горным Алтаем. Руды ассоциируют со слабо контрастными вулканитами, известны также субвулканические образования девонского возраста (D_{1-2}). Руды характеризуются стратиформностью, преимущественно свинцовым составом (при соотношении $\text{Pb} : \text{Zn} : \text{Cu}$ от 10 : 5 : 1 до 20 : 2 : 1) и представлены вкрапленно-прожилковой минерализацией в известняках, рассеянной на большой площади, содержание Pb редко достигает 1%. Отличаются незначительным содержанием



Фиг. 11. Схема строения месторождения Карчига (а) и схематический разрез (б) (по материалам А.Н. Дербаса, А.А. Шатобина и др.). 1 – амфиболиты; 2 – кварц-полевошпат-баритовые сланцы (а – на плане, б – на разрезе); 3 – прожилково-вкрапленные руды; 4 – халькопирит-пирротиновые сплошные руды; 5 – слюдяно-кварцевые породы; 6 – вкрапленность пирита и халькопирита; 7 – проекция рудных тел на поверхность (а), некоторые разломы (б).

пирита и слабо проявленным гидротермальным изменением (Никитинское, Пневское месторождения, Ушкунгайское, Кызыл-Сыйырское рудопроявления и др.) (Большой Алтай ..., 2000; Майорова, Майоров, 2014). Возможно, месторождения связаны с вулканоплутоническими образованиями, поэтому генезис свинцово-цинковых руд является дискуссионным.

Пневское месторождение размещается среди вулканогенно-осадочных отложений хайдунской свиты (D_{1-2}). По З.М. Нурбаеву, Ю.И. Казанину, А.А. Шатобину и др. (Беспаяев и др., 1997), рудовмещающей является эффузивно-сланцево-карбонатная толща, сложенная известняками с прослоями кварц-серицит-карбонатных сланцев и субвулканических кварцевых порфиров. Общая протяженность рудоносных полос 1800 м при мощности 150–220 м. Рудные тела представлены прослоями известняков с прожилково-вкрапленной минерализацией – Pb (Zn, Cu). Главным рудным минералом является галенит, относящийся к более поздней генерации относительно пирита и сфалерита. Второстепенные минералы – пирит, сфалерит и халькопирит, нерудные – кварц, барит, доломит, кальцит, серицит и др. По запасам металлов соответствует мелкому месторождению.

Прогнозные ресурсы Южно-Алтайского рудного узла, объединяющего перспективные участки Никитинский, Никандровский, Медведский и Эдельвейс, составляют (тыс. т): Pb – 143.0; Zn – 267.9; Cu – 18.8 (авторские оценки Н.В. Полянского, Е.А. Аксенова, Б.А. Шелудько и др.).

Медноколчеданные объекты (Карчига, Когодай, Лотошное и др.) размещаются в Курчум-Кальджирском блоке и локализуются в амфиболито-гнейсовой формации ($PR_1?$), фиг. 8. Первичные руды имели, вероятно, вулканогенно-осадочное происхождение и генетически связаны с раннепротерозойским базальтоидным магматизмом. В процессе тектонических движений докембрийского времени рудные залежи вместе с вмещающими породами подверглись динамометаморфическим и гидротермально-метасоматическим преобразованиям (лиственитизация, серицитизация, окварцевание, сульфидизация, баритизация и др.). Вмещающие вулканогенно-осадочные породы были превращены в гнейсы, кристаллические сланцы, амфиболиты и амфиболитовые сланцы. По составу эти породы характеризуются повышенной основностью (с содержаниями MgO – 6.27 и CaO – 9.29 мас. %), в них и сосредоточены основные рудные залежи.

Месторождение *Карчига* медноколчеданного типа разрабатывалось в древности, а изучение его началось с 1913 г. (Г.Г. Кель и др.). Вмещающие породы представлены слюдяно-плагиоклазовыми, слюдяно-кордиерит-плагиоклазовыми, амфибол-слюдяно-плагиоклазовыми гнейсами и амфиболитами раннепротерозойского возраста. В них выделяются две рудные залежи (Основная и Восточная) и небольшие рудные тела, избирательно приуроченные к амфиболитам (фиг. 11).

Форма рудных тел линзовидная и пластообразная, согласная с вмещающими породами. Ос-

новая рудная залежь (длиной 1300 м при мощности 3 м) прослежена на глубину 250 м, а Восточная (длиной 750 м и средней мощности 5 м) по падению изучена на 300 м. Преобладают вкрапленные медноколчеданные руды, реже сплошные. Главные рудные минералы – пирротин, пирит и халькопирит, к второстепенным относятся сфалерит, магнетит, редко встречаются марказит, галенит, кубанит, пентландит. Нерудные минералы – слюды, кварц, альбит, хлорит, барит, карбонат и др. Основные полезные компоненты – Cu, Au (Zn), сопутствующими являются Ag, Co, Cd, Mo. Среднее содержание Cu – 2.84%, Zn – 0.54%, Au – 0.76 г/т и Ag – 9.59 г/т. Прогнозные ресурсы (тыс. т): Cu – 135.1; Zn – 25.7 (НТС МД “Востказнедра”). По генезису месторождение относится к группе медноколчеданных формаций (Большой Алтай ..., 2000), руды которых вместе с вмещающими породами подверглись последующим метаморфическим и гидротермально-метасоматическим преобразованиям. Изотопный состав серы сульфидных минералов месторождения имеет положительное значение (среднее $\delta^{34}\text{S} = +1.8\text{‰}$), что определяет мантийный источник серы (Лобанов, Гаськов, 2012). От колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая Карчига отличается геодинамическими условиями образования, пространственной связью медноколчеданных руд с недифференцированными вулканитами основного состава и преимущественно медным составом оруденения. По этим признакам месторождение Карчига может быть сопоставлено с вулканогенными колчеданными месторождениями VMS-типа, Бесси- подтипа (Еремин и др., 2000; Дергачев и др., 2011). Примером является месторождение Windy Scaggy (Британская Колумбия) и др. По составу руды близки к медноколчеданным залежам Вавилонского месторождения (Колчеданные ..., 1983). В настоящее время месторождение Карчига подготавливается к разработке.

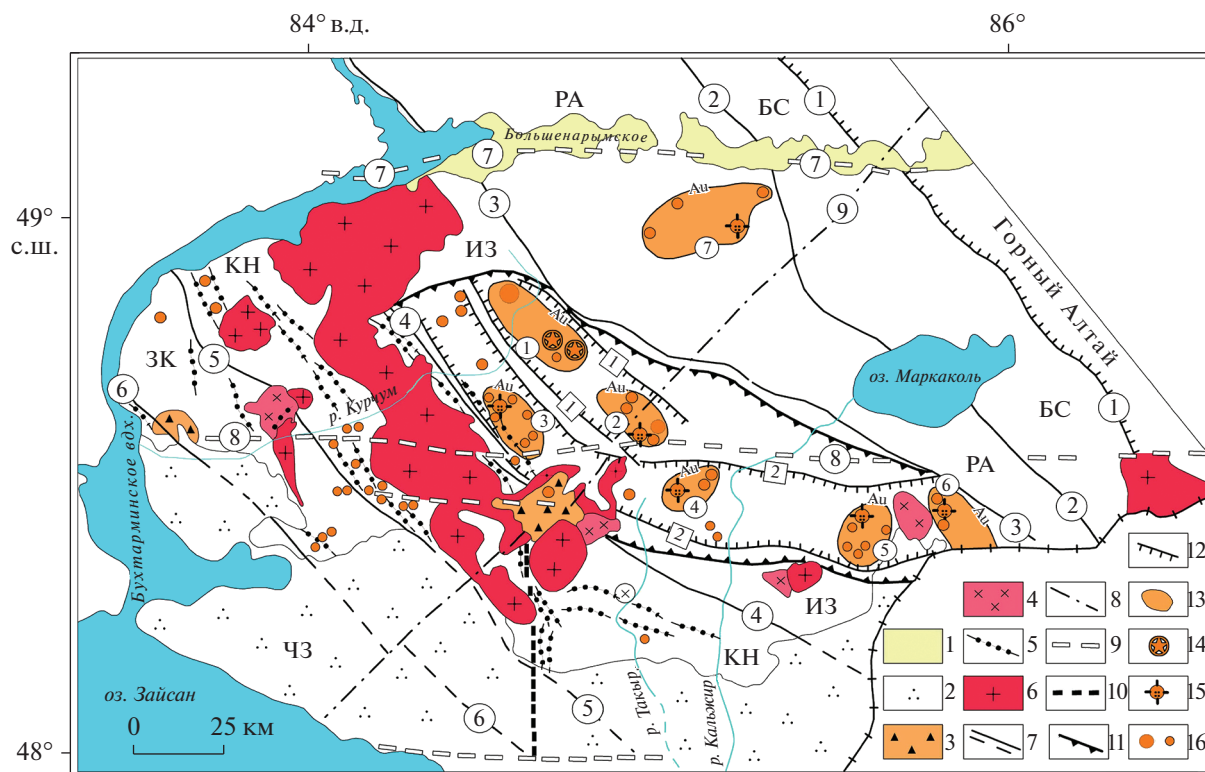
Западно-Калбинский пояс объединяет главные золоторудные месторождения БА, сформированные в Зайсанской сутурной зоне. В ней размещается порядка 450 месторождений и рудопроявлений золота различных геолого-генетических типов: золото-сульфидный прожилково-вкрапленный (карлинский), золото-кварцевый (кулуджунский), золото-березитовый (баладжальский), золото-сульфидно-углеродистый (бакырчикский) и другие (Ye et al., 2003; Рафаилович и др., 2011; Zimanovskaya, Gavrilenko, 2014; Dyachkov et al., 2018; Мирошникова и др., 2018). По геологическим условиям образования и вещественному составу руд золоторудные объекты сопоставляются с известными мировыми типами: карлинский (Суздальское), в черносланцевых толщах (Бакырчик, Мурунтау, Сухой Лог и др.), плутоногенный тип (Кулуджун, Баладжал, Манка и др.). Имеются

определенные сходства казахстанских золоторудных объектов с орогенными месторождениями золота Китая (Mao et al., 2003; Zibra et al., 2017; Goldfarb et al., 2019).

Золоторудные месторождения сформировались в стадию герцинской косо́й коллизии Казахстанского и Сибирского микроконтинентов, сопровождавшейся активизацией системы глубинных разломов, внедрением приразломных малых интрузий и даек габбро-диорит-гранодиорит-плагиогранитовой серии (C_{2-3}) и поступлением синхронно с ними рудоносных флюидов (H_2O , Cl, As, Ag, Au и др.), отложением и концентрацией золота в благоприятной рудовмещающей среде на различных литолого-стратиграфических уровнях. Магматический контроль характеризуется пространственной ассоциацией золотого оруденения преимущественно с плагиогранитами кунушского комплекса (C_3) известково-щелочной серии, натриевой спецификой щелочей ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} > 3.4$). Новые геохронологические данные по циркону подтвердили позднекаменноугольный возраст гранитоидов кунушского комплекса – 291–306 млн лет (Kuibida et al., 2019). По высокому содержанию Sr (до 815 г/т), коэффициентам ($\text{La}/\text{Yb} = 27.5$, $\text{Sr}/\text{Y} = 46\text{--}114.3$, $\text{Rb}/\text{Sr} = 0.23639$) и Sm–Nd-изотопным данным ($\epsilon_{\text{Nd}}(T) = +6.7$) плагиограниты могут быть сопоставлены с адакитовыми гранитами (AD), производными дегидрационного плавления metabазитов в нижней части коры (Куйбида и др., 2009, 2019). Характеристика адакитовых гранитов приводится в работе (Davis, 2003; Гусев и др., 2010).

Анализ геолого-геофизических материалов и металлогенические реконструкции показывают, что известные рудные зоны (Западно-Калбинская, Суздаль-Аркалыкская, Жанан-Бок-Зайсанская и др.) облекают Чарско-Горностаевское тектоническое поднятие и имеют значительную протяженность. Зайсанская сутура в общем виде ориентирована в северо-западном направлении, а на юго-восточном фланге, вследствие косо́й коллизии и подворота литосферных плит, проникает в геологические структуры Южного Алтая и в Китай. Такая региональная протяженность золотоносных структур является благоприятным фактором для прогнозирования рудных объектов. Это согласуется с материалами по Центральной Азии, отражающими концентрацию золотопроявлений в области сочленения континентальных литосферных плит Обь-Зайсанской складчатой системы (Kozakov et al., 2011; Goldfarb et al., 2014; Han et al., 2014). Изложенные данные позволяют выделить в регионе более крупный Восточно-Казахстанский золоторудный пояс, который пересекается редкометалльными гранитами Калба-Нарымского плутона.

Основные золоторудные месторождения расположены в Курчум-Кальджирском блоке Ир-



Фиг. 12. Схема размещения золотоносных структур Южного Алтая. 1 – четвертичные отложения, 2 – рыхлые нерасчлененные отложения, 3–5 – вулcano-плутоническая ассоциация: 3 – риолит-дацитовая наземная, 4 – гипабиссальных плагиогранит-гранодиоритов, 5 – порфировых даек кунушского комплекса, С₃); 6 – гранитовая формация (калбинский комплекс, Р₁); 7–10 – глубинные разломы: 7 – продольные северо-западные, 8 – поперечные северо-восточные, ограничивающие структурно-формационные зоны и тектонические блоки, 9 – широтные, 10 – меридиональные регматические древнего заложения; 11–13 – границы: Курчум-Кальджирского рудного района, 12 – рудных зон, 13 – рудных узлов; 14 – месторождения золото-кварц-лиственитовой и 15 – золото-кварцевой формаций, 16 – рудопроявления и точки минерализации золота. Рудные зоны (цифры в квадратах): 1 – Манка-Кыставкурчумская, 2 – Майкопчегай-Маралихинская. Рудные узлы (цифры в кружках): 1 – Маралихинский, 2 – Майкопчегай, 3 – Кыстав-Курчумский, 4 – Батпакбулак, 5 – Алкабек, 6 – Манка, 7 – Маймырский.

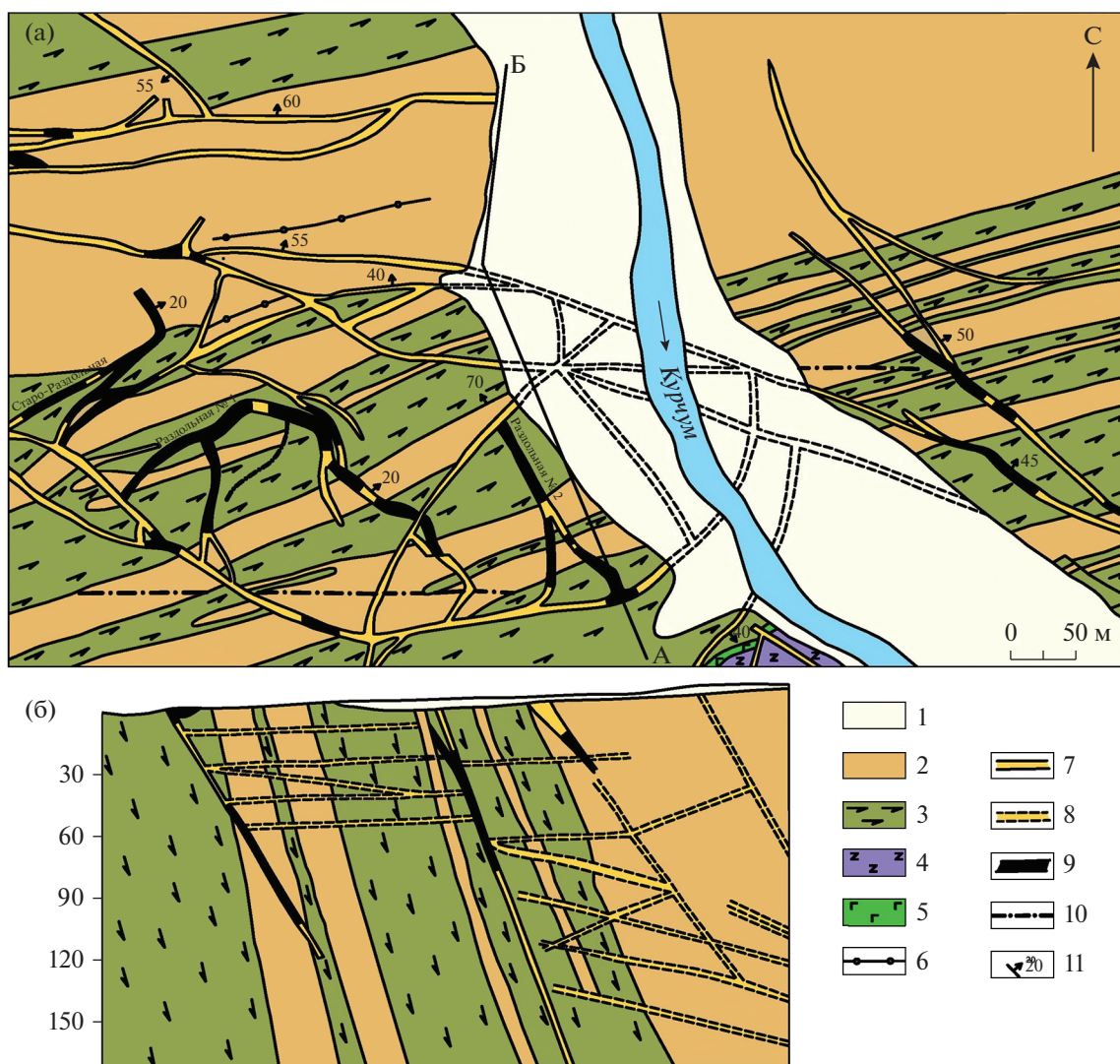
тышской зоны смятия, где выделяются Манка-Кыставкурчумская и Майкопчегай-Маралихинская рудные зоны с рудными узлами (фиг. 12). В этих зонах преобладают золото-кварцевый, золото-березит-кварцевый и золото-лиственитовый типы руд (Кыстав-Курчумское, Батпакбулакское, Манка, Маралиха, Алкабек и др.), которые разрабатывались в прошлые годы. Известны многие россыпи золота, в основном отработанные (Третьяков, 2009; Майорова, Майоров, 2014).

Месторождение *Маралиха* представляет золото-лиственитовую формацию. Открыто в 1907 г., в дальнейшем его изучали Н.И. Бородаевский, В.В. Панова, Г.В. Назаров, Х.А. Беспаяев и другие. Полученные нами результаты уточняют их данные в разных аспектах. Рудомещающие породы представлены кристаллическими сланцами и амфиболитами докембрия(?), среди которых развиты линзовидные тела серпентинизированных гипербазитов, линейные интрузии и дайки габброидов, диабазовых порфиритов и плагиогранит-порфи-

ров. Рудообразование связывается с процессами интенсивного тектонического сжатия под воздействием Джунгарского массива и внедрением малых интрузий и даек кунушского комплекса (С₃) в стадию герцинской коллизии и орогенеза. Эти процессы сопровождались метаморфогенно-гидротермальным преобразованием вмещающих пород (серпентинизация, амфиболитизация, лиственизация, березитизация, окварцевание и др.) и привнесом рудоносных гидротермальных растворов (As, Sb, Bi, Au, Ag и др.).

Рудные тела представлены штокверковыми кварц-лиственитовыми зонами лестничного типа с избирательной приуроченностью кварц-сульфидных прожилков к полосам амфиболитовых сланцев, в которых содержание золота достигает 10–30 г/т (фиг. 13)

Известно более 27 кварц-лиственитовых зон, образующих прерывистые линзообразные и жиллообразные рудные тела мощностью от 0.2 до 3 м. Руды прожилково-вкрапленные, основные руд-



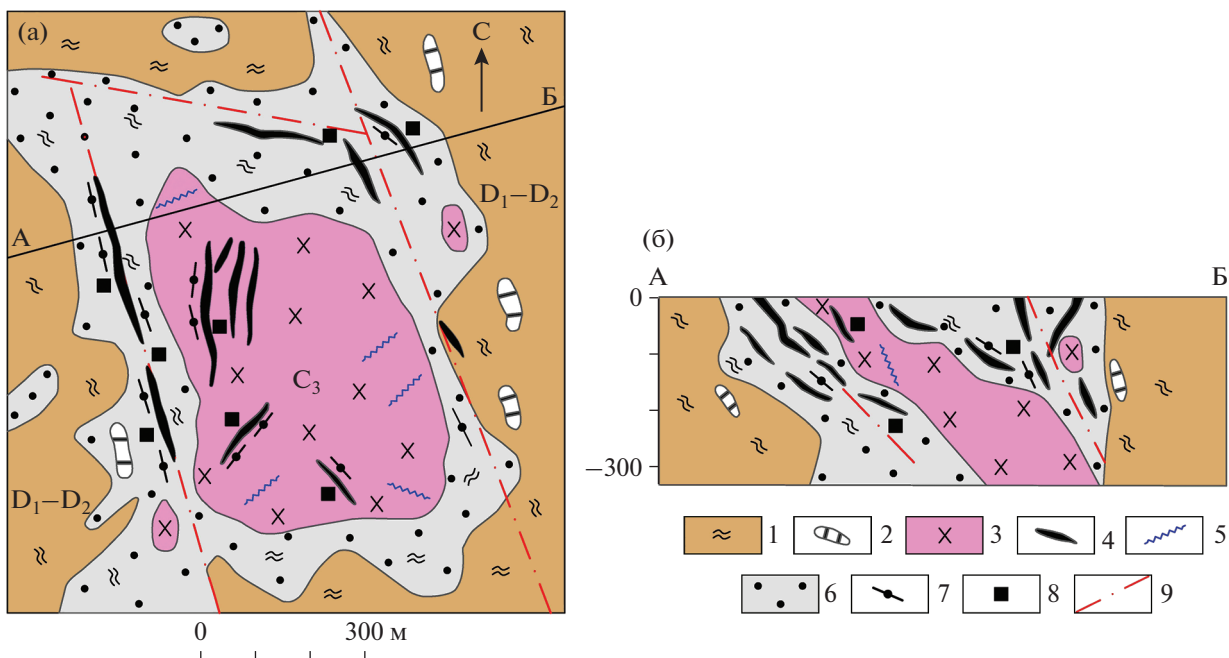
Фиг. 13. Схема геологического строения (а) и схематический разрез (б) месторождения Маралиха. 1 – рыхлые четвертичные отложения, 2 – биотит-кварц-полевошпатовые кристаллические сланцы нерасчлененные, 3 – амфиболиты, 4 – серпентинизированные гипербазиты, 5 – габбро-диабазы, 6 – дайки гранодиорит-порфиров; 7 – рудные тела установленные и 8 – предполагаемые; 9 – интервалы с повышенным содержанием золота (до 10–30 г/т); 10 – разрывные нарушения, 11 – элементы залегания. По материалам МД “Востказнедра”.

ные минералы – пирит, арсенопирит и самородное золото. К нерудным минералам относятся кварц, анкерит, доломит и кальцит. Самородное золото в кварцевых жилах свободное (размером до 2–3 мм), встречаются его сростки с галенитом и блеклыми рудами. Содержание золота составляет 3.9–10.1 г/т, выявлена его корреляция с Ag (+0.82), As (+0.75) и другими элементами. В листовниках золото тонкодисперсное, связанное с пиритом, арсенопиритом и анкеритом. Арсенопирит представлен призматическими, таблитчатыми и игольчатыми кристаллами. Пириты характеризуются сложной формой, образуют сростки и идиоморфные кристаллы, содержат примеси (г/т): Au (2.29–12.23), Ag (1.92–15.5), Sb

(43.98–467), отмечены максимальные значения Cu (8320), Zn (1638), Pb (5967), Cr (1200), Ni (1153), Co (624), Ti (4530) и других элементов.

В листовниках на микроуровне выявлены включения пирита, арсенопирита, тетраэдрита, ксенотима, а также отмечается циркон, монацит, магнетит, треворит, шеелит, кальцит и др. В пропилитах фиксируются титаномagnetит, халькопирит, циркон, самородные железо и свинец.

По результатам ICP–MS во вмещающих породах выявлены аномальные содержания халькофильных и сопутствующих элементов (Cu, Pb, Zn, As, Bi, Ba). Повышены также значения редких элементов (Nb, Li, Rb, Cs, Sn, Mo).



Фиг. 14. Схема геологического строения (а) и схематический разрез (б) месторождения Манка. 1 – метapelиты и 2 – линзы мраморов “зеленосланцевой” формации, D_1 – D_2 ; 3 – плагиограниты кунушского комплекса, C_3 ; 4 – золотоносные кварцевые и карбонатно-кварцевые жилы; 5 – кварц-альбитовые жилы; 6 – зоны гранитизации и ороговикования; 7 – лиственизация; 8 – сульфидизация; 9 – разрывные нарушения.

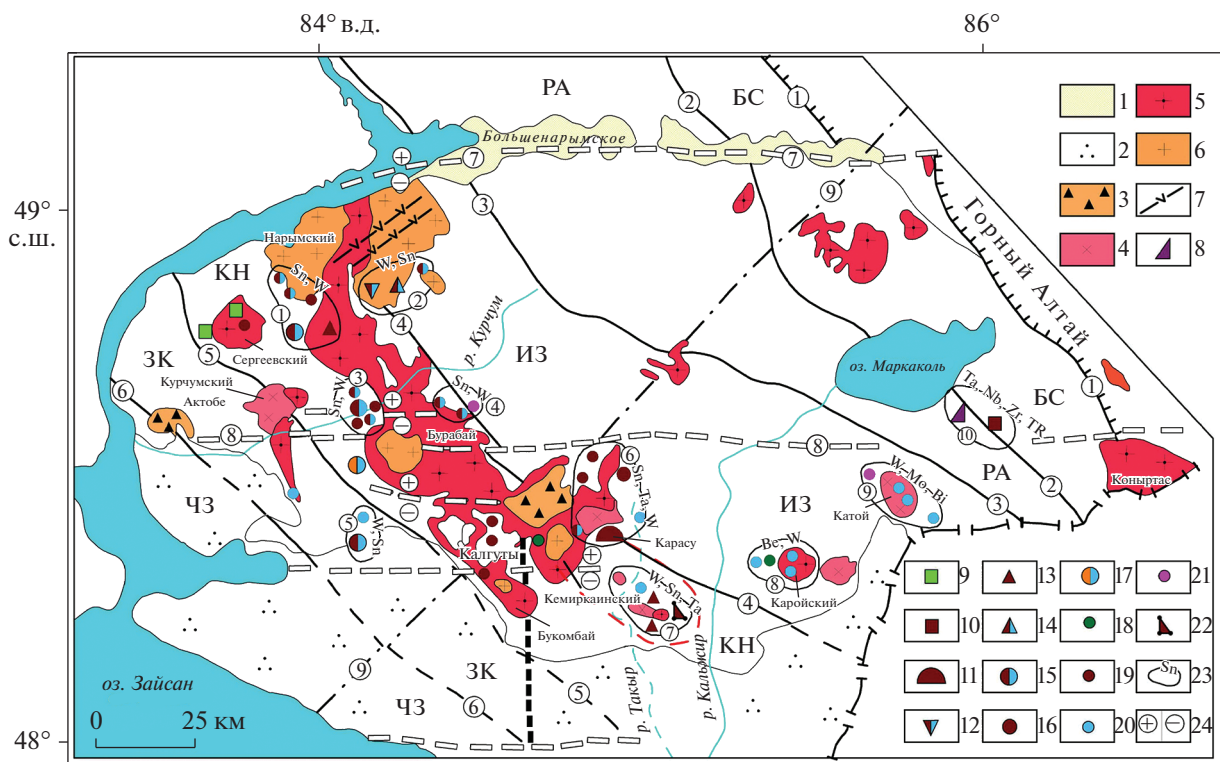
Существует определенное сходство месторождения Маралиха с золоторудными объектами Западной Калбы (Бакырчик, Мираж, Суздальское и др.) по геотектонической позиции (коллизонная сутурная зона), рудоконтролирующей роли разломов, ассоциации с офиолитовыми гипербазитами, близости минерального состава руд (пирит, арсенопирит, антимонит, самородное золото и др.). Отличия заключаются в повышенной основности и геохимической специализации рудовмещающих пород (кристаллические сланцы, габброиды, диабазы, амфиболиты, лиственилы, аномальные значения Cr, Ni, Zr, Sr, Y, Th, U). По результатам геологоразведочных работ запасы золота составляют порядка 8 т. Перспективы могут быть увеличены за счет доразведки его северо-западного фланга и глубоких горизонтов.

Месторождение *Манка* является представителем золото-кварц-березитовой формации, разрабатывалось в прошлые годы. Его изучали Ф.В. Чухров, М.Ф. Тарасов, П.Ф. Вяткин и др. Основные сведения приведены в работах (Бородаевский и др., 1959; Глоба и др., 2006). Сложено породами известково-терригенной формации (пугачевская свита D_{1-2}), прорванными штоковидным массивом и дайками гранодиорит-плагиогранитового состава (фиг. 14). Вмещающие породы (алевролиты, песчаники, известняки) подвержены рассланцеванию, филлитизации, мраморизации и ороговикованию. В плагиогранитном массиве сформирова-

лись кварц-пирит-анкерит-серцитовые метасоматиты и золотоносные кварцевые жилы.

Рудные тела представлены кварцевыми жилами Манка, Секущая и Горцеховская с содержанием Au от 5.4 до 10–20 г/т. Главные рудные минералы – пирит, тетраэдрит и самородное золото, к второстепенным относятся халькопирит, галенит, сфалерит, нагиагит, тетрадимит, шеелит и др. Самородное золото в кварцевых жилах в виде мелких скоплений, а в сульфидах и теллуридах образует тонкодисперсную вкрапленность. По геологическим условиям образования и золото-сурьмяно-теллуридного составу руд сближается с золоторудными объектами Западной Калбы (Суздальское, Баладжал, Жерек, Алимбет и др.), Рудного Алтая (Секисовское) и Долоносай в Китае (Беспаяв и др., 1997; Рафаилович и др., 2011; Han et al., 2014; Zimanovskaya, Gavrilenko, 2014). По этим данным, с учетом работ (Мао et al., 2003; Глоба, 2006) месторождение Манка заслуживает дальнейшего изучения. Прогнозные ресурсы золота при среднем содержании 5.89 г/т составляют 3.2 т (оценка Н.В. Полянского).

Калба-Нарымский редкометалльный пояс объединяет многие месторождения и рудопроявления различных рудно-формационных типов (Лопатников и др., 1982; Омирсериков, Исаева, 2011; Дьячков и др., 2017₁). Месторождения генетически связаны с гранитами Калба-Нарымского плутона, сформированными в постколлизонной



Фиг. 15. Схема размещения гранитоидных формаций и редкометалльного оруденения Южного Алтая. 1 – четвертичные отложения; 2 – рыхлые отложения нерасчлененные; 3–4 – вулканоплутоническая ассоциация C_3 ; 3 – риолит-дацитовая наземная, 4 – гипабиссальных плагиогранит-гранодиоритов; 5–6 – гранитовая P_1 ; 5 – первая и 6 – вторая фазы калбинского комплекса; 7 – габбродиабаз-гранитпорфировая формация P_2 (миролюбовский комплекс); 8–19 – рудные формации: 8 – эпимагматическая тантал-ниобий-редкоземельная, 9 – пегматитовая тантал-ниобиевая, 10 – редкометалльно-пегматитовая; 11 – альбитит-грейзеновая олово-танталовая, 12 – олово-вольфрамовая, 13 – грейзеново-кварцевожильная оловянная, 14 – олово-вольфрамовая в гранитах калбинского комплекса и 15 – в плагиогранитах кунушского комплекса, 16 – гидротермальная кварцевожильная оловянная, 17 – золото-вольфрамовая. Рудопроявления и точки минерализации (18 – бериллия, 19 – олова, 20 – вольфрама, 21 – молибдена, 22 – тантал-ниобия в корках выветривания); 23 – рудные узлы и рудоносные участки; 24 – тектонические блоки (приподнятые и опущенные). Названия рудных узлов и участков (цифры в кружках): 1 – Ленинско-Чердоакский, 2 – Чебунды-Касаткинский, 3 – Бурабайский, 4 – Новая Точка, 5 – Торккалмак, 6 – Карасу-Койтасский, 7 – Оргымбай, 8 – Каройский, 9 – Катойский, 10 – Азутау-Успенский.

геодинамической обстановке пермского времени. Подобные граниты орогенного типа характерны для Горного Алтая, Урала, Центрального Казахстана, Китая и других регионов Центрально-Азиатского орогенного пояса (Jahn et al., 2000; Yakubchuk, 2004; Владимирова и др., 2008; Ферштатер, 2013; Nan et al., 2014; Ярмолюк и др., 2016; Хомичев, 2016; Khromyukh et al., 2016). Судя по составу гранитов, выплавление их материнском магм происходило в гранитно-метаморфическом слое (Щерба и др., 1984). Редкометалльные объекты сосредоточены в Шульбинском, Северозападно-Калбинском, Центрально-Калбинском и Нарымском рудных районах. Наиболее значимыми являются месторождения редкометалльных пегматитов (Ta, Nb, Be, Li, Cs, Sn), развитых преимущественно в Центрально-Калбинском рудном районе. Известные пегматитовые месторождения (Бакенное, Юбилейное, Белая Гора и др.) разра-

батывались до 1994 г., в настоящее время законсервированы. Имеются перспективы открытия новых пегматитовых месторождений в надинтрузивных зонах скрытых гранитных массивов. Также целесообразна переоценка известных мелких объектов с комплексными олово-тантал-литиевыми рудами.

Нарымский гранитоидный плутон занимает дискордантное положение относительно более ранних геологических образований, включая Иртышскую зону смятия, Калгутинскую вулканотектоническую постройку и интрузивно-дайкивые пояса кунушского комплекса (C_3). Объединяет крупные гранитные массивы (Нарымский, Бурабай, Калгуты, Кемиркаинский и Букомбай), сложенные гранитами калбинского комплекса P_1 (фиг. 15).

В Калбинском комплексе выделяются две интрузивные фазы: 1) средне-крупнозернистые пор-

фировидные биотитовые граниты и 2) среднезернистые равномернозернистые биотитовые и мусковитизированные граниты, каждая из которых сопровождалась своими жильными породами и типами редкометалльных руд. Границы между разнофазными гранитами, как и в других районах Калба-Нарымской зоны, резкие секущие. Установлено закономерное положение гранитов II фазы во внутренних частях массивов, сформированных под экраном гранитоидов I фазы.

Формирование гранитных массивов происходило в посторогенной тектонической обстановке с последующим проявлением внутриплитной активизации. По материалам Г.Н. Щербы (1957) и космических снимков отмечается продольное зональное строение Нарымского плутона, в котором выделяются четыре блока, разделяющихся широтными разломами, полузамкнутыми сланцевыми перемычками и ступенчато погруженных в юго-восточном направлении. Северный Нарымский блок представляется наиболее приподнятым и эродированным, что подтверждается значительным срезом гранитоидов I фазы и широким развитием гранитов II фазы. Южный Калгутинский блок считается более опущенным и фиксируется мелкими гранитными массивами и апофизами. На этом основании на юго-восточном погружении Нарымского плутона прогнозируются скрытые купола рудоносных гранитных массивов, что подтверждено буровыми работами на месторождении Карасу. В Бурабайском массиве четко проявлены круговые структуры, фиксируемые автономной системой трещиноватости, ксенолитами осадочных пород и растительностью.

Авторами подчеркивается интенсивное контакто-метасоматическое воздействие калбинских гранитных интрузий на боковые породы такырской свиты и более ранние метаморфические и магматические образования, что предопределило специфические особенности геологии и металлогении Нарымского рудного района. В восточном экзоконтакте Нарымского массива граниты не только срезают пояс кунушских крутопадающих даек, но и содержат крупные ксенолиты пологих даек, залегающих в них почти горизонтально. Научный и практический интерес представляет грейзеново-кварцевожильный штокверковый олововольфрамовый тип оруденения, наложенный на плагиограниты и дайки кунушского комплекса в результате воздействия редкометалльных калбинских гранитов (Чердоаяк, Новая Точка, Серсимбай). Контактто-метасоматическому преобразованию подверглись серпентинизированные гипербазиты маралихинского комплекса (PR₁?) с образованием промышленных тальк-брейнеритовых руд Курчумского месторождения (Большой Алтай..., 2003).

В завершающую стадию герцинского цикла в процессе внутриплитной активизации в северо-восточных разломах локализовались пострудные

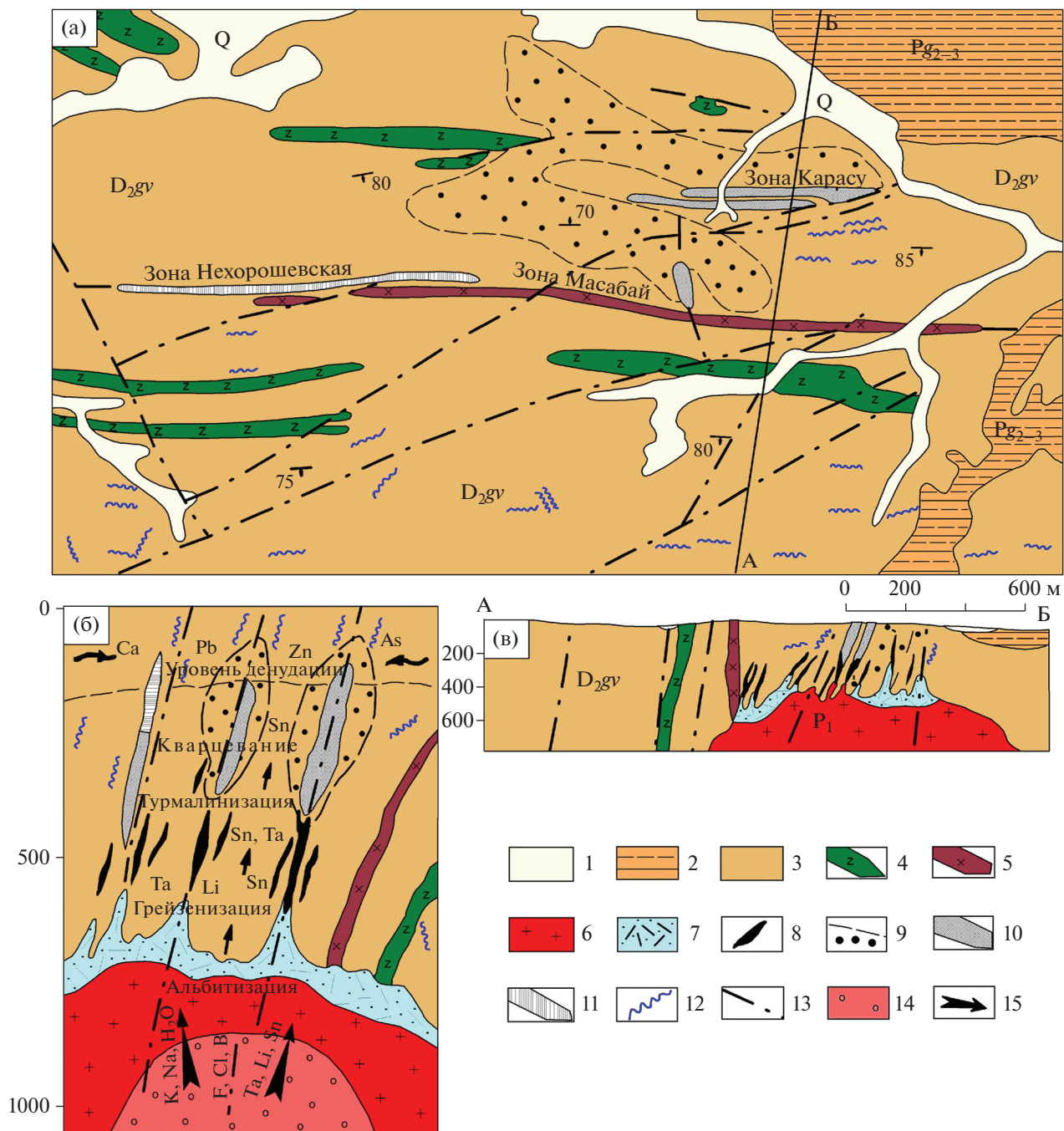
дайки габбродиабаз-гранит-порфировой формации (миролюбовский комплекс P₂), произошли сбросо-сдвиговые смещения тектонических блоков по системе широтных разломов с амплитудой до 300 м (Владимиров и др., 2008; Khromykh et al., 2016; Dyachkov et al., 2017).

В Нарымском рудном районе в большей степени проявлены альбитит-грейзеновая и грейзеново-кварцевожильная рудные формации, а редкометалльные пегматиты имеют ограниченное распространение.

Месторождение *Карасу* находится в юго-восточном экзоконтакте Кемиркаинского гранитного массива (фиг. 15). Относится к внепегматитовому олово-тантал-литиевому типу оруденения альбитит-грейзеновой формации (фиг. 16). Ранее его относили к кварцево-жильному оловорудному типу, проявленному на поверхности (Т.А. Александров, И.М. Николаенко и др.). Г.Н. Щерба (1951 г.) связывал редкометалльные руды с глубинным магматическим источником. Позднее по результатам геофизических и буровых работ был выявлен на глубине около 400 м гранитный массив с редкометалльной минерализацией (Sn, Ta, Li и др.).

Месторождение контролируется зоной широтного разлома, гидротермально-измененными сланцами кыстав-курчумской свиты D₂ в надинтрузивной зоне (ороговикование, турмалинизация, флюоритизация, сульфидизация, окварцевание и др.). Относится к жильно-штокверковому морфоструктурному типу. С учетом материалов А.Е. Степанова (Степанов и др., 1978) в вертикальной колонне выделяются следующие типы руд (сверху вниз): 1) оловоносные кварцевые прожилки (Sn до 1.25%); 2) линейно-штокверковые грейзеновые зоны с кварцевыми прожилками (Sn — 0.01–2%); 3) дайки кунушского комплекса с наложенной минерализацией (Sn, Ta, Li, W, As и др.); 4) альбитизированные и грейзенизированные более ранние метасоматиты в апикальной части гранитного массива (Ta, Sn, Li, TR и др.), с которыми связаны основные прогнозные ресурсы редких металлов (Ta₂O₅ до 7 тыс. т). Содержание Sn в верхних кварцевых жилах >1%, в жильном штокверке в среднем 0.1%, в метасоматитах 0.03–0.5%, Ta₂O₅ — 0.016% и выше (Большой Алтай ..., 2000).

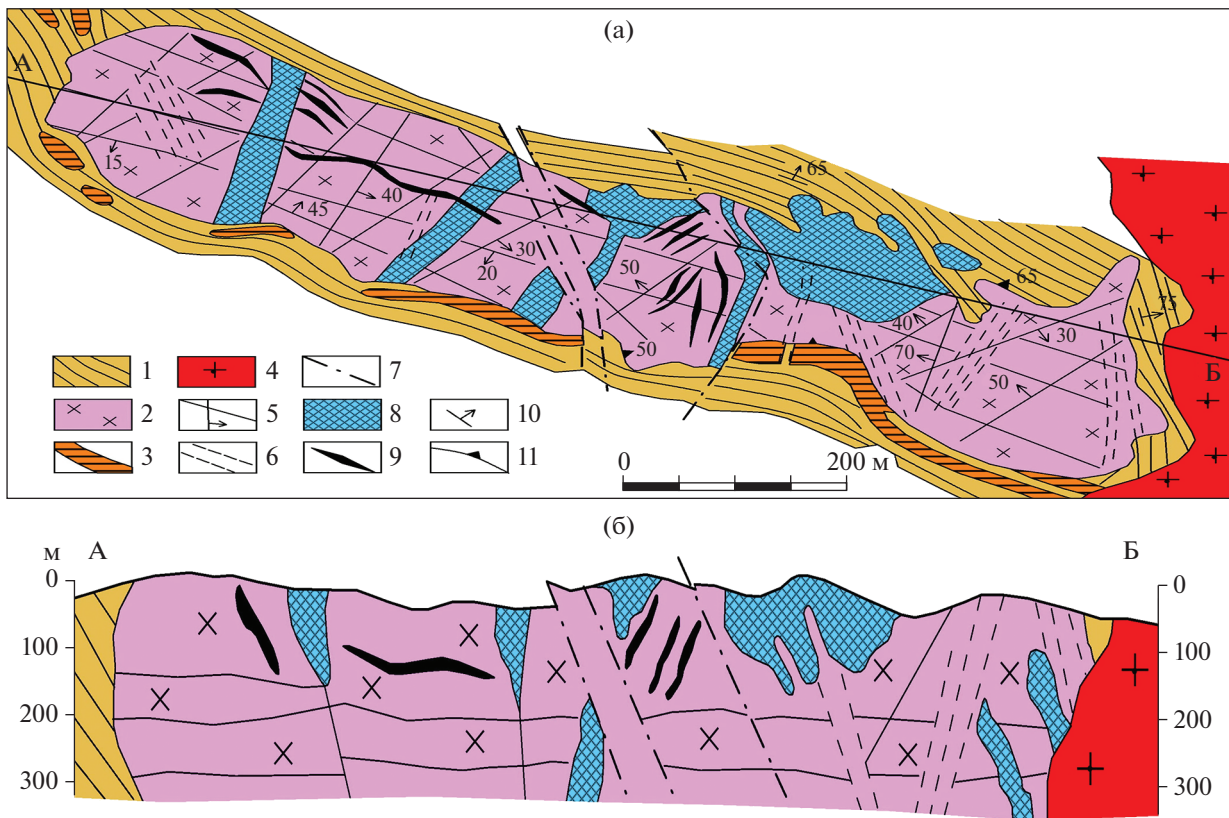
Геолого-генетическая модель рудообразования месторождения Карасу определяет пространственно-генетическую связь редких металлов (Sn, Ta, Li и др.) со среднезернистыми мусковитизированными гранитами II фазы калбинского комплекса (P₁). Подобные граниты проявлены на Ново-Ахмировском литиеносном месторождении и имеют Ag/Ag-изотопный возраст 274.5 млн лет (Анникова и др., 2019). В Калба-Нарымской зоне к нетрадиционному типу относятся также перспективные рудопроявления и участки Малочерневинский, Торткалмак, Мунча, Апогранитный, Шурук и др. Перспективы этих объектов значительно повышаются в связи с обнаружением в Горном Алтае



Фиг. 16. Схема геологического строения месторождения Карасу: а – план месторождения, б – модель образования, в – разрез. 1 – четвертичные отложения (Q); 2 – гравийно-галечниковые отложения турангинской свиты (Pg₂₋₃); 3 – известковистые песчаники, алевролиты кыстав-курчумской свиты (D_{2gv}); 4 – диабазовые порфиры, 5 – плагиогранит-порфиры кунушского комплекса (C₃); 6 – граниты калбинского комплекса (P₁); 7 – зоны альбитизации и грейзенизации с олово-танталовым оруденением; 8 – минерализованные дайки и апофизы гранитов; 9 – ареалы развития оловоносных мусковит-кварцевых прожилков; 10 – линейно-штоковковые зоны с касситеритовой и 11 – сульфидной минерализацией; 12 – кварцевые жилы безрудные; 13 – разломы; 14 – остаточные рудоносные расплавы; 15 – направление движения флюидопотоков.

месторождения Алаха, представленного рудоносными альбит-сподуменовыми гранитами практической значимости (Анникова и др., 2016). Кроме того, в других регионах Казахстана к альбитит-

грейзеновой формации относятся более значительные месторождения Сарымбет, Карагайлы Актас и др., в России – Этыка и другие. Поэтому рекомендуется продолжить изучение подобных



Фиг. 17. Схематический геологический план (а) и разрез (б) месторождения Чердомяк. 1 – сланцы такырской группы; 2–3 – кунушский комплекс (C_3): 2 – метаморфизованные плагиограниты, 3 – плагиогранит-порфиры; 4 – биотитовые граниты калбинского комплекса (P_1); 5 – система трещин; 6 – зоны сдвига; 7 – разломы; 8 – рудоносные штокверки; 9 – кварцевые жилы; 10 – слоистость по простиранию и падению; 11 – азимуты поверхности контактов интрузий плагиогранитов.

объектов в Калба-Нарымской зоне (Карасу, Ново-Ахмировское и др.) в связи с возросшим спросом на литиевое сырье, тантал и другие редкие металлы (Ткачев и др., 2019).

Месторождение *Чердомяк* является примером наложенного Sn – W-оруденения на плагиограниты кунушского комплекса. Открыто в 1934 г. П.К. Каликом. В изучении и разведке месторождения принимали участие П.К. Коровин, Н.Н. Буданов, Т.А. Миненко, Г.Н. Щерба и другие исследователи. Пространственно приурочено к западной экзоконтактной зоне Нарымского гранитоидного массива (P_1) меридионального простирания, прорывающего тонкослоистые песчаниково-алевролитовые отложения такырской свиты (D_3). Модель формирования месторождения связывается с тектоническим воздействием гранитоидного плутона на более ранний Кунушский массив плагиогранитов, которые подверглись трещинно-разрывным деформациям и испытали контактово-метасоматические преобразования (графитизация, пропилилизация, грейзенизация, окварцевание) с концентрацией рудного вещества (Sn, W, Be, As и др.). В рудоотложение вовлекались компоненты (Sn, W, B, F, H_2O), привносимые флюидопотоками при

миграции элементов из магмы материнских (продуктивных) гранитов. Плагиограниты выступали в роли своеобразных структурно-литологических ловушек или геохимических барьеров для концентрации наложенного редкометалльного оруденения. Рудные тела лестничного типа локализируются в тектонически нарушенном массиве плагиогранитов (фиг. 17). С повышенной известковистостью среды связывается образование в рудах шеелита.

Рудовмещающие плагиограниты – это породы темно-серой до черной окраски (за счет графитизации), содержащие вкрапленники белого плагиоклаза и мелкие ксенолиты графитизированных сланцев. Возраст плагиогранитов по новым геохронологическим данным 305 млн лет (Куйбида и др., 2019). Средний количественно-минеральный состав (%): плагиоклаз № 25 (63.1), кварц (27.6), калиевый полевошпат (2.7), биотит (5), акцессории (1.6). Плагиограниты частично или полностью перекристаллизованы, имеют мелкозернистую основную массу, измененные их разности содержат турмалин, флюорит и шеелит. Петрохимически пересыщены SiO_2 ($Q = +27.7$) и глиноземом ($a' = 43$), характеризуются натриевой спецификой

щелочей ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 3.4$) и повышенной кальциевостью ($\text{CaO} - 2.72$ мас. %).

На месторождении преобладают кварцевые жилы и штокверки. Главные рудные тела приурочены к висячему боку плагиогранитов и контролируются наложенной системой трещиноватости северо-восточного и северо-западного направлений. Кварцевые жилы характеризуются вытянутой плитообразной формой, мощность их составляет 0.1–2 м, длина от 20–60 до 200 м. Рудоносные штокверки имеют основное значение, представлены системой сближенных кварцевых жил, прожилков и полос грейзенизированных метасоматитов кварц-мусковит-флюорит-турмалинового состава, локализованных в пологих меридиональных и диагональных трещинах. В плане образуют линзовидную форму с выклиниванием на глубине в виде конуса или “ласточкина хвоста”. Размеры штокверков: длина – 30–110 м при мощности от первых до десятков метров, протяженность их на глубину до 100–250 м. Штокверковые тела сгруппированы в несколько рудоносных зон с преобладающим простиранием СВ $20^\circ - 30^\circ$ и падением на ЮВ под углами $50^\circ - 70^\circ$ (в сторону гранитного массива).

Главные рудные минералы – шеелит, касситерит и арсенопирит, к второстепенным относятся пирит, лимонит, халькопирит, галенит и берилл. Основные нерудные минералы – кварц, турмалин (шерл), мусковит, графит, флюорит. Шеелит светлой окраски образует гнезда размером до 20 см в поперечнике, содержит включения игольчатого турмалина. В нем определены примеси редких земель ($\Sigma\text{TR} = 356.6$ г/т) при максимальном значении Ce (121.5), Nd (110.2), Gd (17.67) и Dy (8.39). Содержание редких элементов достигают (г/т): Ta – 358.9, Nb – 166.6, Sn – 6.66, Mo – 25.33.

Касситерит представлен хорошо ограненными кристаллами дипирамидально-призматического облика коричневого цвета, длиной до 16 см и более. Встречались отдельные кристаллы весом 1.5–16 кг. Характеризуется аномальным содержанием In (до 82.96 г/т), относительно других рудных минералов, низкой танталоносностью (Ta_2O_5 до 0.03 мас. %). Арсенопирит образует хорошо ограненные кристаллы, двойники и сростки размером от 1–2 мм до 2–3 см. По результатам масс-спектрометрии содержит примеси (г/т): Cu (665), Zn (174.7), Sn (174.9), Ta (11.79), Bi (100.4), Au (1.79), Ag (5.05), Pd (1.18), Pt (0.1). Повышены значения редких земель (Ce – 162.2, La – 100.7, Pr – 30.6) по сравнению с пиритом. По геохимическим данным, в рудах определены корреляционные связи Sn–W (+0.65).

Месторождение Чердолак разведывалось горными выработками и буровыми скважинами до глубины 100–150 м. По данным разведки, среднее содержание в балансовых рудах Sn – 0.11%, WO_3 – 0.19%. Эксплуатировалось до 1958 г., в настоящее время законсервировано. По новым результатам буровых работ 2019 г. (ТОО “ГРК “Топаз”) на ме-

сторождении установлено продолжение минерализованных зон на глубину более 200 м с оценкой прогнозных ресурсов WO_3 порядка 7000 т.

По мере удаления от Нарымского гранитного массива в западном направлении масштабность оруденения, степень гнейсования и тектонической нарушенности плагиогранитов заметно ослабевают. Эти данные подчеркивают рудоконтролирующую роль калбинских гранитов в формировании Чердолакского месторождения. Непосредственно с гранитами калбинского комплекса генетически связано преимущественно пегматитовое, альбитит-грейзеновое, грейзеново-кварцевожилльное и др. оруденение (Ta, Nb, Be, Sn, W и др., фиг. 15). На основании результатов буровых работ на месторождении выявляется выдержанный минеральный состав руд (кварц-турмалин-флюорит-графитовый, касситерит-шеелитовый парагенезисы) до глубины 200 м, что может свидетельствовать о вскрытии только средней части месторождения.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В результате исследований по общей проблеме “Большой Алтай” (геология и металлогения) на основе современных геотектонических концепций (Yakubchuk, 2004; Летников, 2000; Владимиров и др., 2008; Добрецов, 2011; Safonova, 2014; Кузьмин, Ярмолюк, 2016; Liu..., 2018) дальнейшее развитие получили представления о закономерном поясовом распределении месторождений, зональности рудных поясов, геолого-металлогеническом моделировании и критериях прогнозирования ведущих типов месторождений. Эти исследования показывают, что имеются перспективы открытия новых месторождений в недрах Восточного Казахстана (Большой Алтай ..., 2000; Большой Алтай ..., 2010; Dyachkov et al., 2011). На основе системного анализа большого фактического материала уточнена геотектоническая позиция и специфика металлогении рудных поясов Большого Алтая на юго-восточном продолжении в пределах территории Южного Алтая, что отражает их значительную протяженность (более 1000 км) и высокую рудную продуктивность.

Рудноалтайский медно-полиметаллический пояс здесь выражен железорудными и медно-полиметаллическими месторождениями и рудопроявлениями в Маркакольском и Теректинском тектонических блоках (Маркакольское, Александровское, Теректинское и др.). Эти объекты по генезису аналогичны главным колчеданно-полиметаллическим месторождениям Рудного Алтая – Зырянскому, Риддер-Сокольному, Тишинскому и др. (Chekalin, Dyachkov, 2013; Gaskov, 2018), но отличаются меньшими масштабами оруденения. Далее продолжение рудного пояса в Китае подтверждается известными железорудными месторождениями (Мынку, Абагун) и колчеданно-полиметаллическими (Коктал, Тимурты, Ашалы и др.) (Беспаяев

и др., 1997; Mao et al., 2003; Yang et al., 2008). В Белоубинско-Сарымсактинской зоне, расположенной на границе с Горным Алтаем, выявляется пространственная совмещенность полиметаллических и железорудных месторождений, что позволяет в соответствии с работами Э.Г. Кассандрова, А.И. Гусева, А.Е. Бекмухаметова и др. (Большой Алтай ..., 2010) выделить единый Алтайский железо-медно-полиметаллический пояс.

Главная новизна исследований заключается в обосновании продолжения золотоносных структур на территорию Южного Алтая, где выделяются Манка-Кыставкурчумская и Майкопчегай-Маралихинская рудные зоны и узлы. Выявляется определенное сходство геологических структур и золоторудных месторождений Западной Калбы, Чарской зоны и Южного Алтая по геотектонической позиции (Зайсанская, Иртышская сутуры), рудоконтролирующей роли разрывной тектоники, пространственно-генетической связи золотого оруднения с приразломными малыми интрузиями и порфиоровыми дайками габбро-диорит-гранодиорит-плагиогранитовой серии коллизионного типа (кунушский комплекс C_3 и его аналоги) (Dyachkov et al., 2017). Выявляется близость вещественного состава ряда южно-алтайских золоторудных объектов (Манка, Кыстав-Курчум, Майкопчегай, Маймыр) с месторождениями Западной Калбы (Суздальское, Кулуджун, Баладжал и др.) и Китайского Алтая (Долоносай, Сарыбулак и др.). На этой основе представляется возможным выделить крупный Восточно-Казахстанский золоторудный пояс, который продолжается на территорию Китайского Алтая и в Монголию (Dyachkov et al., 2011; Goldfarb et al., 2014; Han et al., 2014; Zibra et al., 2017; Dyachkov et al., 2018). Особое значение имеет определение благоприятной роли амфиболитовых сланцев ($PR_1?$) повышенной основности для осаждения и концентрации золотолиственитовой минерализации (Маралиха), проявленной в Кыстав-Курчумском тектоническом блоке. Отличительные особенности рудоносности Южного Алтая заключаются в более широком развитии золото-россыпных месторождений, разрабатываемых в разные годы (Майорова, Майоров, 2014).

Калба-Нарымский редкометалльный пояс по-прежнему является главной редкометалльной структурой Восточного Казахстана.

Непосредственно в Нарымском рудном районе развиты преимущественно грейзеново-кварцевожилые и гидротермально-кварцевожилые олово-вольфрамовые месторождения и рудопоявления, сохранившиеся в эндо- и экзоконтактах гранитных массивов, а редкометалльные и блоковые микроклиновые пегматиты имеют подчиненное значение (Щерба, 1957; Бисатова и др., 2017; Дьячков и др., 2017). К перспективному типу оруднения относятся альбитит-грейзеновые метасоматиты (Sn, Ta, Li и др.), локализованные в апикальных зонах скрытых гранитных куполов

(Карасу и др.). Подобные редкометалльные граниты формировались в различных геологических циклах и эпохах, наряду с пегматитовыми месторождениями, имеют практическую значимость (Кузьмин, Ярмолюк, 2016; Ткачев и др., 2019; Анникова и др., 2019). Особое значение имеет выделение штокверкового грейзеново-кварцевожилых руд (Sn, W), наложенных на плагиограниты кунушского комплекса в результате контакто-метасоматического воздействия гранитоидов Нарымского массива (месторождения Чердолак, Новая Точка и др.). С этих позиций плагиограниты кунушского комплекса рассматриваются в виде благоприятной рудовмещающей среды (структурно-литологических ловушек) для локализации редкометалльного оруднения (Ta, Nb, Be, Li, Sn, W), генетически связанного с гранитоидами калбинского комплекса. В связи со значительной денудированностью Нарымского гранитоидного плутона и связанных с ним месторождений редких металлов перспективное направление прогнозно-поисковых работ должно быть ориентировано на выявление скрытых редкометалльных гранитных массивов.

ВЫВОДЫ

С современных геотектонических позиций определены специфические особенности развития геологических и рудоносных структур Южного Алтая, подверженных интенсивным тектоническим, метаморфическим и гидротермально-метасоматическим преобразованиям в стадию герцинской коллизии Джунгарского массива Китайского Алтая и Сибирской плиты. Вследствие преобладающего тектонического сжатия выявляется пространственная сопряженность тектонических зон и рудных поясов Рудного Алтая, Иртышской зоны смятия и Калбы с формированием сложных складчато-разрывных и надвиговых структур, фиксируемых блоками докембрийского фундамента (Кыстав-Курчумский, Маркакольский, Теректинский и др.) и протрузиями серпентинизированных гипербазитов. В региональном плане уточнена геотектоническая позиция и специфика металлогении юго-восточных флангов Рудноалтайского (Cu, Pb, Zn, Au и др.), Калба-Нарымского (Ta, Nb, Be, Li и др.) и Западно-Калбинского (Au, Ag) поясов Большого Алтая. Подчеркивается их значительная протяженность (до 800–1000 км) и высокая рудная продуктивность. С новых научных позиций выявлены специфические особенности геологических условий формирования и размещения ряда месторождений железа, золота и редких металлов, влияющих на практику геологоразведочных работ.

В Рудноалтайском поясе свинцово-цинковые месторождения (Никитинское, Пневское и др.), локализованные преимущественно в карбонатно-терригенной толще (D_{1-2}), отнесены к стратиформному SEDEX (?)-типу. По пространствен-

ной совмещенности железорудных и колчеданных объектов прогнозируется Белоубинско-Сарымсактинский железо-полиметаллический пояс (Холзунское, Марказоль и др.), что согласуется с работами Э.Г. Кассандрова, Н.И. Гусева, А.Е. Бекмухаметова и других авторов (Большой Алтай..., 2000, 2010). В Курчум-Кальджирском блоке намечена избирательная роль амфиболитов и амфиболитовых сланцев (PR₁?) повышенной основности в локализации золото-лиственитового оруденения (Маралиха и др.). В соответствии с работами китайских геологов (Liu et al., 2018; Goldfarb et al., 2019), обосновано продолжение золотоносных структур Западной Калбы на территорию Южного Алтая по сходству геотектонической позиции и близости вещественного состава руд золоторудных месторождений, что позволяет в общей структуре Большого Алтая выделить крупный Восточно-Казахстанский золоторудный пояс региональной ранговости, перспективы которого еще не исчерпаны.

В Калба-Нарымском редкометалльном поясе (в Нарыме) к перспективному типу оруденения отнесены албитит-грейзеновые метасоматиты (Ta, Sn, Li), генетически связанные с гранитами II фазы калбинского комплекса Р₁ (месторождение Карасу). Этот новый тип редкометалльного оруденения, сопоставляемый с Ново-Ахмировским месторождением (Иртышская зона), является продуктивным на литиевое сырье и рекомендуется для дальнейшего изучения (Zagorsky et al., 2014; Дьячков и др., 2017; Анникова и др., 2019). Плагииграниты кунушского комплекса (С₃) коллизиионного типа, подверженные контактово-метасоматическим преобразованиям под воздействием Нарымского гранитоидного массива пермского возраста, рассматриваются в качестве благоприятной вмещающей среды для концентрации наложенного олово-вольфрамового оруденения (месторождение Чердолак). Прогнозируются поиски скрытого редкометалльного оруденения на флангах гранитоидного пояса.

На основе системного анализа геолого-структурных, геолого-геофизических, петрологических и минералого-геохимических факторов и критериев разработаны перспективные направления прогнозно-поисковых работ на территории Южного Алтая.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы признательны анонимным рецензентам за конструктивные замечания.

ФИНАНСИРОВАНИЕ

Работа выполнена при финансовой поддержке Комитета науки Министерства образования и науки Республики Казахстан, по договору № 120 от 01.06.2020 г., № гос. регистрации 0120РК00135; по гранту № AP08856325.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Анникова И.Ю., Владимиров А.Г., Гаврюшкина О.А., Смирнов С.З. Геология и минералогия Алахаинского месторождения сподуменовых гранит-порфиров (Горный Алтай) // Геология руд. месторождений. 2016. Т. 58. № 5. С. 451–475.
- Анникова И.Ю., Владимиров А.Г., Смирнов С.З., Ойцева Т.А., Михеев Е.И., Джес Е.Н., Травин А.В., Дьячков Б.А., Маслов В.И., Гертнер И.Ф. Геология и минералогия Ново-Ахмировского месторождения литиевых топазциновальдитовых гранитов (Восточный Казахстан) // Литосфера. 2019. Т. 19. № 2. С. 304–326. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2019-19-2-304-326>
- Беспяев Х.А., Полянский Н.В., Ганженко Г.Д., Дьячков Б.А., Евтушенко О.П., Ли Тянь Дэ. Геология и металлогения Юго-Западного Алтая (в пределах территории Казахстана и Китая). Алматы: Гылым, 1997.
- Берзин Н.А., Колман Р.Г., Добрецов Н.Л., Зоненшайн Л.П., СяО Сючань, Чанг Э.З. Геодинамическая карта западной части Палеоазиатского океана // Геология и геофизика. 1994. № 7–8. С. 8–29.
- Бисатова А.Е., Соляник В.П., Караваева Г.С., Дьячков Б.А. Основные результаты геологического доизучения территории Южного Алтая // (Материалы международной научно-практической конференции “Минералогия Казахстана”). Алматы, 2017. С. 167–173.
- Большой Алтай: (геология и металлогения). Кн. 1. Геологическое строение. Алматы: Гылым, 1998.
- Большой Алтай (геология и металлогения). Кн. 2. Металлогения, Алматы: РИО ВАК РК, 2000.
- Большой Алтай (геология и металлогения). Кн. 3. Не-рудные ископаемые, Алматы: НИЦ, Гылым, 2003.
- Большой Алтай – уникальная редкометалльно-золото-полиметаллическая провинция Центральной Азии: Матер. междунар. конф. Усть-Каменогорск, 2010.
- Бородаевский Н.И., Смольников В.Н., Чернишева В.И. Геологическое строение рудного поля Манка (Южный Алтай). Труды ин-та ЦНИГРИ. Вып. 31. М., 1959. С. 73–103.
- Буслов М.М. Тектоника и геодинамика Центрально-Азиатского пояса: роль позднепалеозойских крупноплутонидных сдвигов // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 1. С. 66–90. <https://www.sibran.ru/upload/iblock/8df/8df0be3132dd36d96172530db1685d1f.pdf>
- Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Хромых С.В., Полянский О.П., Червов В.В., Владимиров В.Г., Травин А.В., Бабин Г.А., Куйбыда М.Л., Хомяков В.Д., Пермский магматизм и деформации литосферы Алтая как следствие термических процессов в земной коре и мантии // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. № 7. С. 621–636. <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S1068797108001119>.
- Глоба В.А. Месторождение Манка – новый геолого-промышленный тип месторождений золота (Южный Алтай) // Изв. НАН РК. Сер. геол. 2006. № 5. С. 20–28.
- Гусев А.И., Гусев Н.И. Адакитовые гранитоиды Калбы и их металлогения // Большой Алтай – уникальная редкометалльно-золото-полиметаллическая провинция Центральной Азии. Единство и разнообразие. Усть-Каменогорск, 2010. С. 129–130.
- Дергачев А.Л., Еремин Н.И., Сергеева Н.Е. Вулканогенные колчеданные месторождения типа Бесси // Вест. Моск. Ун-та. Геология. 2011. № 4. С. 53–60.
- Дженчураева Р. Д. Плюмовая тектоника и металлогения // Геология и охрана недр. 2015. № 2. С. 44–48.
- Дьячков Б.А., Матайбаева И.Е., Фролова О.В., Гавриленко О.Д. Типы редкометалльных месторождений Во-

- сточного Казахстана и их оценка // Горный журн. 2017. № 8. С. 45–50.
<https://doi.org/10.17580/gzh.2017.08.08>
- Дьячков Б.А., Омисериков М.Ш., Сапаргалиев Е.М., Ойцева Т.А., Кузьмина О.Н., Зимановская Н.А.* Научные основы разработки технологии прогнозно-поисковых работ // Инновационные и перспективные технологии геологических работ в Казахстане. Алматы, 2017. С. 21–26.
- Еремин Н.И., Дергачев А.Л., Сергеева Н.Е., Позднякова Н.П.* Типы колчеданных месторождений вулканической ассоциации // Геология руд. месторождений. 2000. Т. 42. № 2. С. 177–190.
- Изох А.Э., Поляков Г.В., Светлицкая Т.В., Прокопьев И.Р.* Ультрабазит-базитовый магматизм Большого Алтая и связанное с ним Cu-Ni оруденение // Большой Алтай – уникальная редкометалльно-золото-полиметаллическая провинция Центральной Азии: Матер. междунар. конф. Усть-Каменогорск, 2010. С. 128–129.
- Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Ковач В.П. и др.* Источники фанерозойских гранитоидов Центральной Азии: Sm-Nd-изотопные данные // Геохимия. 1996. № 8. С. 699–712.
- Колчеданные месторождения СССР. Москва, 1983.
- Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В.* Тектоника плит и мантийные плюмы – основа эндогенной тектонической активности Земли последних 2 млрд. лет // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 1. С. 11–30. <http://www.sibran.ru/upload/iblock/0ce/0ceb8e12ddf99839e8350b4c0a49d6d2.pdf>
- Куйбыда М.Л., Крук Н.Н., Владимиров А.Г., Полянский Н.В., Николаева И.В.* U-Pb изотопный возраст, состав и источники плагиогранитов Калбинского хребта (Восточный Казахстан) // ДАН. Наука. 2009. Т. 424. № 1. С. 84–88.
- Куйбыда М.Л., Тимкин В.И., Кривчиков В.А., Мурзин О.В., Крупчатников В.И., Попова О.М., Гусев Н.И.* Среднепалеозойские риолиты Горного и Рудного Алтая: возраст и особенности состава // ДАН. 2019. Т. 487. № 5. С. 532–537.
- Летников Ф.А.* Флюидный режим эндогенных процессов в континентальной литосфере и проблемы металлогении // Проблемы глобальной геодинамики. Москва: ГЕОС, 2000. С. 204–224.
- Лобанов К.В., Гасков И.В.* Медно-колчеданное Карчинское месторождение в высоко метаморфизованных породах Курчумского блока: геологическое строение, особенности образования и метаморфизма (Рудный Алтай) // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 1. С. 1–15.
- Лопатников В.В., Изох Э.П., Ермолов П.В., Пономарева А.П., Степанов А.Е.* Магматизм и рудоносность Калба-Нарымской зоны Восточного Казахстана. М.: Наука, 1982.
- Майорова Н.П., Майоров В.Н.* Некоторые особенности геологии и минерализации Южного Алтая // Корреляция алтаид и уралид: магматизм, метаморфизм, стратиграфия, геохронология, геодинамика и металлогеническое прогнозирование. Новосибирск: СО РАН, 2014. С. 105–107.
- Мирошникова А.П., Мизерный А.И., Мизерная М.А., Дьячков Б.А.* Золото-сульфидно-кварцевые месторождения – перспективные объекты укрепления минерально-сырьевой базы золота в Казахстане // Горный журнал Казахстана. 2018. № 2. С. 8–13.
- Омисериков М.Ш., Исаева Л.Д.* Геолого-динамическая модель формирования редкометалльных месторождений Калба-Нарымской рудной зоны // Геологическая наука независимого Казахстана: достижения и перспективы. Алматы. 2011. С. 199–203.
- Плотников А.В., Крук Н.Н., Владимиров А.Г., Ковач В.П., Журавлев Д.З., Мороз Е.Н.* Sm-Nd-изотопная систематика метаморфических пород западной части Алтае-Саянской складчатой области // ДАН. 2003. Т. 388. № 2. С. 228–232.
- Рафаилович М.С., Мизерная М.А., Дьячков Б.А.* Крупные месторождения золота в черносланцевых толщах: условия формирования, признаки сходства. Алматы: Наука, 2011.
- Степанов А.Е., Лопатников В.В., Мясин Н.И.* Новые данные об олово-редкометалльных проявлениях Нарыма // Геология, геохимия и минералогия месторождений редких элементов. Алма-Ата. 1978. № 5. С. 30–38.
- Ткачев А.В., Рундквист Д.В., Вишневецкая Н.А.* Глобальная металлогения тантала в геологическом времени // Геология руд. месторождений. 2019. Т. 61. № 6. С. 19–37.
- Третьяков А.В.* Формирование, закономерности размещения и перспективы россыпной золотоносности Востока Казахстана. Алматы: КазГЕО, 2009.
- Ужкенов Б.С., Федоренко О.А., Смирнов А.В.* Сутурные зоны и крупные месторождения Центральной Евразии: геологическая позиция, металлогеническая специализация, критерии прогноза и поисков. Рудные провинции Центральной Азии. Алматы: КазГЕО, 2008.
- Феритатер Г.Б.* Палеозойский интрузивный магматизм Среднего и Южного Урала. Екатеринбург: РИО УрО РАН, 2013.
- Хомичев В.Л.* Петрологическая основа гранитоидных рудно-магматических систем. Новосибирск: СНИИГГиМС, 2016.
- Хромых С.В., Владимиров А.Г., Изох А.Э., Травин А.В., Прокопьев И.Р., Азимбаев Е., Лобанов С.С.* Петрология и геохимия габброидов и пикритовидов Алтайской коллизионной системы герцинид: свидетельства активности Таримского плюма // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 10. С. 1648–1667.
- Хромых С.В., Цыганков А.А., Котлер П.Д., Навозов О.В., Крук Н.Н., Владимиров А.Г., Травин А.В., Юдин Д.С., Бурмакина Г.Н., Хубанов В.Б., Буянтуев М.Д., Анциферова Т.Н., Караваева Г.С.* Позднепалеозойский гранитоидный магматизм Восточного Казахстана и Западного Забайкалья: тестирование плюмовой модели // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 5. С. 983–1004.
- Хромых С.В., Котлер П.Д., Гурова А.В., Семенова Д.В.* Посторогенные дайковые пояса Алтайской аккреционно-коллизионной системы: геологическая позиция, состав и возраст. Корреляция алтаид и уралид: глубинное строение литосферы, стратиграфия, магматизм, метаморфизм, геодинамика и металлогения, 2–6 апреля, Новосибирск, Россия. 2018. С. 161–162.
- Шуликов Е.С.* Геолого-металлогенические особенности центральной части Южного Алтая. Казань: Изд. Казан. ун-та, 1980.
- Щерба Г.Н.* Геология Нарымского массива гранитоидов на Южном Алтае. Алма-Ата: Изд. АН Каз. ССР, 1957.
- Щерба Г.Н., Дьячков Б.А., Нахтигаль Г.П.* Металлогения Рудного Алтая и Калбы. Алма-Ата: Наука, 1984.
- Ярмолюк В.В., Лыхин Д.А., Козловский А.М., Никифоров А.В., Травин А.В.* Состав, источники и механизмы формирования редкометалльных гранитоидов позднепалеозойской Восточно-Саянской зоны шелочного магматизма (на примере массива Улан-Тологой) // Петрология. 2016. Т. 24. № 5. С. 515–536.

- Chekalin V.M., Dyachkov B.A.* Rudny Altai base-metal belt: localization of massive sulfide mineralization // *Geology of Ore Deposits*. 2013. V. 55. № 6. P. 438–454. <https://doi.org/10.1134/S1075701513060020>
- Davis G.* The Yanshan belt of North China: Tectonics, adakitic magmatism, and crustal evolution // *Earth Science Frontiers*. 2003. V. 10. 373–384.
- Dyachkov B.A., Mizernaya M.A., Maiorova N., Chernenko Z., Maiorov V., Kuzmina O.N.* Geotectonic Position and Metallogeny of the Greater Altai Geological Structures in the System of the Central-Asian Mobile Belt // *New Frontiers in Tectonic Research – General Problems, Sedimentary Basins and Island Arcs*. 2011. P. 73–92. <https://doi.org/10.5772/21607>
- Dyachkov B., Oitseva T., Frolova O., Mataibaeva I., Kuzmina O.* Geotectonic position and ore potential of intrusive-dyke belts in East Kazakhstan // *Proceeding of 17th International multidisciplinary scientific geoconference, Bulgaria*. 2017. P. 239–246.
- Dyachkov B., Mizernaya M., Kuzmina O., Zimanovskaya N., Oitseva T.* Tectonics and metallogeny of East Kazakhstan // *Tectonics – Problems of Regional Settings*. 2018. P. 20–27. <https://doi.org/10.5772/intechopen.72745>
- Gaskov I.V.* Features of magmatism-related metallogeny of Gorny Altai and Rudny Altai (Russia) // *Russian Geology and Geophysics*. 2018. V. 59. P. 1010–1021. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2018.07.020>
- Goldfarb R.J., Taylor D.R., Collins G.S., Goryachev N.A., Orlandini O.F.* Phanerozoic continental growth and gold metallogeny of Asia // *Gondwana Res.* 2014. V. 25. P. 48–102. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2013.03.002>
- Goldfarb R.J., Qiu K.F., Deng J., Chen Y.J., Yang L.Q.* Orogenic gold deposits of China // *Econ. Geol.* 2019. <https://doi.org/10.5382/SP.22.08>
- Han Ch., Wenjiao Xi., Zhao G., Su B., Sakyi P.A., Ao S., Wan B., Zhang J., Zhang Zh., Wang Zh.* Mid.-Late Paleozoic metallogenesis and evolution of the Chinese Altai and East Junggar Orogenic Belt, NW China, Central Asia // *J. of Geosciences*. 2014. V. 59. № 3. P. 255–274. <https://doi.org/10.3190/jgeosci.173>
- Jahn B., Wu F., Chen B.* Granitoids of the Central Asian Orogenic Belt and continental growth in the Phanerozoic // *Transactions of the Royal Society of Edinburgh Earth Sciences*. 2000. V. 91. P. 181–193.
- Khromykh S.V., Tsygankov A.A., Kotler P.D., Navozov O.V., Kruk N.N., Vladimirov A.G., Karavaeva G.S.* Late Paleozoic granitoid magmatism of Eastern Kazakhstan and Western Transbaikalia: Plume model test // *Russian Geology and Geophysics*. 2016. V. 57. № 5. P. 773–789. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2015.09.018>
- Kozakov I.K., Didenko A.N., Azimov P.Ya., Kirnozova T.I., Sa'nikova E.B., Anisimova I.V., Erdenejargal C.* Geodynamic Settings and Formation Conditions of Crystalline Complexes in the South Altai and South Gobi Metamorphic Belts // *Geotectonics*. 2011. V. 45. № 3. P. 174–194. <https://doi.org/10.1134/S0016852111030022>
- Kuibida M.L., Dyachkov B.A., Vladimirov A.G., Kruk N.N., Khromykh S.V., Kotler P.D., Oitseva T.* Contrasting granitic magmatism of the Kalba fold belt (East Kazakhstan): Evidence for Late Paleozoic post-orogenic events // *J. Asian Earth Sciences*. 2019. V. 175. P. 178–198. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2018.08.027>
- Liu B., Chen J.F., Ma X., Liu J.L., Gong E.P., Shi W.G., Han B.F.* Timing of the final closure of the Irtysh–Zaysan Ocean: New insights from the earliest stitching pluton in the northern West Junggar, NW China // *Geol. J.* 2018. V. 53. № 6. P. 2810–2823. <https://doi.org/10.1002/gj.3121>
- Lyons J.J., Coe R.S., Zhao X.X., Renne P.R., Kazansky A.Y., Izokh A.E., Kungurtsev L.V., Mitrokhin D.V.* Paleomagnetism of the early Triassic Semeitau igneous series, eastern Kazakhstan – art. No. 2139 // *J. Geophys. Res.: Solid Earth*. 2002. V. 107. № B7. P. 2139–2139. <https://doi.org/10.1029/2001JB000521>
- Mao J., Goldfarb R.J., Seltmann R., Wang D., Xiao W., Hart Craig, Hart C.J.R. (Editor).* Tectonic evolution and metallogeny of the Chinese Altai and Tianshan. Xinjiang, China. London: CERCAMS, 2003.
- Pearce J.* Sources and settings of granitic rocks // *Episodes*. 1996. V. 19. P. 120–125.
- Pirajno F., Ernst R.E., Borisenko A.S., Fedoseev G., Naumov E.A.* Intraplate magmatism in Central Asia and China and associated metallogeny // *Ore Geol. Rev.* 2009. V. 35. № 2. P. 114–136.
- Safonova I.Yu., Simonov V.A., Kurganskaya E.V., Obut O.T., Romer R.L., Seltmann R.* Late Paleozoic oceanic basalts hosted by the Char suture-shear zone, East Kazakhstan: Geological position, geochemistry, petrogenesis and tectonic setting // *J. Asian Earth Sciences*. 2012. V. 49. P. 20–39. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2019.103178>
- Safonova I.* The Russian-Kazakh Altai orogen: An overview and main detatable issues // *Geosci. Front.* 2014. V. 5. № 4. P. 537–552. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2013.12.003>
- Yakubchuk A.* Architecture and mineral deposit settings of the Altaid orogenic collage: A revised model // *J. Asian Earth Sciences*. 2004. V. 23. № 5. P. 761–779. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2004.01.006>
- Yang F.Q., Mao J.W., Yan S.H., Liu F., Chai F.M., Zhou G., Dai J.Z.* Geochronology, geochemistry and geological implications of the Mengku synorogenic plagiogranite pluton in Altai, Xinjiang // *Acta Geol. Sin.* 2008. V. 82. № 4. P. 485–499.
- Ye Z., Kesler S.E., Essene E.J., Zonar P.B., Borhauer J.I.* Relation of Karlin-type gold mineralization to lithology, structure and alteration screamer zone // *Betze-Post deposit, Nevada, Mineralium Deposita*. 2003. V. 38. № 1. P. 22–38. <https://doi.org/10.1007/s00126-002-0265-8>
- Zagorsky V.Ye., Vladimirov A.G., Makagon V.B., Kuznetsova L.G., Smirnov S.Z., D'yachkov B.A., Uvarov A.N.* Large fields of spodumenepegmatites in the settings of rifting and postcollisional shear-pull-apart dislocations of continental lithosphere // *Russian Geology and Geophysics*. 2014. V. 55. № 2. P. 237–251. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2014.01.008>
- Zibra I., Clo F., Weinberg R.F., Peternell M.* The ~2730 Ma onset of the Neoproterozoic Yilgarn Orogeny // *Tectonics*. 2017. V. 36. P. 1787–1813. <https://doi.org/10.1002/2017TC004562>
- Zimanovskaya N.A., Gavrilenko O.D.* Gold in massive sulfide (base metal) and carbonaceous gold sulfide deposits in Eastern Kazakhstan // *Eurasian mining*. 2014. № 1. P. 49–53.

УДК 553.46/552.32/550.93

ИЗОТОПНЫЙ U–Pb-ВОЗРАСТ ЦИРКОНА (МЕТОД LA-ICP-MS) ИЗ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД И НЕКОТОРЫЕ АСПЕКТЫ ГЕНЕЗИСА Mo–W-МЕСТОРОЖДЕНИЯ ТЫРНЫАУЗ (СЕВ. КАВКАЗ)

© 2021 г. С. Г. Соловьев^{a, *}, С. Г. Кряжев^b, Д. В. Семенова^c, Ю. А. Калинин^c,
В. С. Кряжев^d, М. С. Емкужев^d, Н. С. Бортников^{a, e}

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

^bЦентральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных
и благородных металлов, Варшавское шоссе, 129-1, Москва, 117545 Россия

^cИнститут геологии и минералогии им. В.С.Соболева СО РАН, просп. Ак. Коптюга, 3, Новосибирск, 630090 Россия

^dАО Росгеология, Херсонская ул., 43-3, Москва, 117246 Россия

^eВсероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского,
Средний просп. Васильевского острова, 74, Санкт-Петербург, Россия

*e-mail: serguei07@mail.ru

Поступила в редакцию 20.01.2021 г.

После доработки 23.04.2021 г.

Принята к публикации 28.04.2021 г.

Выполненные определения изотопного U–Pb-возраста циркона (метод LA-ICP-MS) в главных типах магматических пород подчеркивают присутствие на месторождении интрузий как неогенового, так и более древнего (вплоть до позднепалеозойского) возраста. Наиболее ранними являются породы массива “трондьемитов”, которые внедрились в позднем палеозое. Данный возраст пород массива “трондьемитов”, подтвержденный изотопным U–Pb-методом (302 ± 4 млн лет) по циркону из пород его главной интрузивной фазы (тоналитов-гранодиоритов), согласуется с проявлением позднепалеозойской эпохи вольфрамоносного магматизма и ассоциирующего W-оруденения на Северном Кавказе (в Передовом хребте) и допускает возможность позднепалеозойского возраста крупных тел измененных скарнов с W-минерализацией на месторождении Тырнауз. На следующем, неогеновом этапе происходило внедрение лейкократовых гранитов с формированием тел магматических брекчий, внедрением сопровождающей дайковой свиты аплитов и развитием интенсивной молибденовой (с подчиненным W) минерализации в крупных жильно-прожилковых, штокверковых системах. Изотопный U–Pb-возраст циркона в лейкократовых гранитах составляет 2.67 ± 0.04 млн лет. Далее были сформированы крупный массив биотитовых (эльджуртинских) гранитов и связанная с ним свита даек аплитов и аляскитов. Последующим было внедрение субвулканических тел риолитов. Изотопный U–Pb-возраст циркона в эльдуртинских гранитах составляет 2.10 ± 0.08 млн лет, а в риолитах – 2.05 ± 0.04 млн лет. Внедрение этих пород сопровождалось формированием Mo–W–Bi–Te–Au-минерализации.

Ключевые слова: изотопные U–Pb-исследования, циркон, гранитоиды, Mo–W-месторождение Тырнауз, Северный Кавказ

DOI: 10.31857/S0016777021050051

ВВЕДЕНИЕ

Месторождение Тырнауз (Кабардино-Балкария) – крупнейшее в России месторождение Mo–W- и Mo-руд в скарнах и послескарновых рудоносных метасоматитах. Резервы и ресурсы месторождения, отработанные в 1940–2001 гг. и все еще остающиеся в недрах, в совокупности составляют не менее 850 тыс. т WO₃ и 220 тыс. т Mo, вместе с 60 т Au, 19 тыс. т Bi, 320 т Ag и 45 тыс. т Cu (Емкужев, Джубуев, 2012; Elbrus Mining Company,

2021). Как следствие, по резервам/ресурсам вольфрама и молибдена, месторождение Тырнауз занимает место среди крупнейших вольфрамовых и молибденовых месторождений мира. Кроме этого, сателлитное месторождение Гитче-Тырнауз, расположенное непосредственно к северу от рудных тел месторождения Тырнауз, вмещает крупные ресурсы Au-руд. Оконтуренные по результатам работ ООО “Каббалкгеология” ресурсы этого месторождения составляют порядка 140 т Au

при среднем содержании 2.5 г/т Au (бортовое содержание 0.5 г/т Au).

Месторождение Тырнауз изучалось многими авторами, в результате чего были выявлены основные особенности его геологического строения, последовательности и состава продуктивного магматизма, состава и стадийности формирования скарнов и послескарновых рудоносных метасоматитов, изучены многие черты минеральных парагенезисов и состава рудных минералов, определены ведущие параметры физико-химических условий образования, изучены многие другие генетические аспекты (например, Хрушев, 1958; Пэк, 1962; Кононов, 1963; Родзянко и др., 1973; Ляхович, 1976; Граменицкий и др., 1978; Хитаров и др., 1980; Рехарский и др., 1997; Граменицкий, Кононов, 2019). Вместе с этим, в 1990-х гг., ввиду резкого снижения потребности промышленности в вольфраме и молибдене, истощения запасов руд месторождения с высокими содержаниями металлов, последующего закрытия и разрушения рудника и связанного с ним горнодобывающего и обогатительного комплекса Тырнауза, геологоразведочные работы на месторождении прекратились. Это не могло не повлиять на объем и содержание научно-исследовательских работ; как следствие, многие геологические и генетические аспекты остались практически не изученными с применением современных методов исследований.

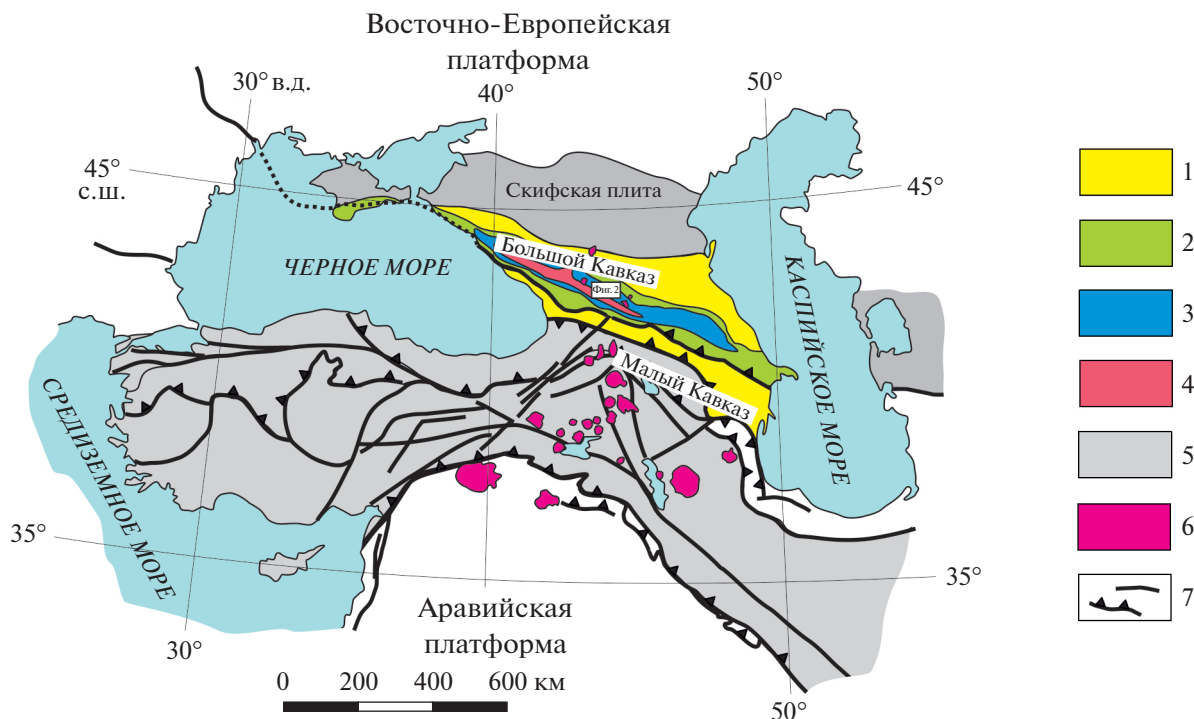
В частности, по магматическим породам месторождения, по-видимому, за единственным исключением (Grün et al., 1999), отсутствуют определения изотопного U–Pb-возраста циркона. Не выполнялись ранее и определения U–Pb-возраста циркона указанных пород с использованием метода лазерной абляции с ионизацией в индуктивно-связанной плазме с масс-спектрометрическим окончанием (LA-ICP-MS). Между тем, такие данные имели бы важное значение как для разработки модели формирования этого уникального месторождения, так и для установления особенностей металлогении более обширного региона Северного Кавказа и, на этой основе, выработки критериев оценки перспектив последнего. Это также дало бы возможность верификации других изотопных датировок с помощью независимого метода, что важно, принимая во внимание известные ограничения различных изотопных методов, и явилось бы ценным опытом использования изотопного U–Pb-метода для датирования весьма молодых (с возрастом менее 3 млн лет) геологических образований. Несмотря на то что метод лазерной абляции уступает в точности анализу при помощи ионного микрозонда с масс-спектрометром вторичных ионов (например, SIMS SHRIMP), в последнее время он получил широкое распространение в силу наибольшей доступности, простоты пробоподготовки и высокой производи-

тельности, в том числе и для датирования молодых зерен циркона с возрастом вплоть до 0.1 млн лет (например, Paquette et al., 2009; Ito et al., 2013; Sliwinski et al., 2017). Циркон считается надежным геохронометром, т.к. он лишь с трудом подвергается преобразованиям при наложении последующих процессов, что важно при датировании магматических пород в зонах постмагматического рудообразования.

Настоящая работа содержит результаты изучения изотопного U–Pb-возраста циркона магматических пород месторождения Тырнауз (метод LA-ICP-MS), сопровождаемые интерпретацией полученных данных в контексте предполагаемой эволюции магматогео-гидротермальной системы.

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ПОЗИЦИИ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Район месторождения Тырнауз находится в северной части Кавказского сегмента Альпийско-Гималайского орогенного пояса и приурочен к пересечению глобальных субширотных структур, связанных с развитием и закрытием океана Тетис в палеозойское и мезо-кайнозойское время, и субмеридиональных структур, возникших при кайнозойской коллизии континентальных блоков Восточно-Европейской платформы и Африкано-Аравийской плиты (фиг. 1). В палеозое, в частности, был сформирован субширотный грабен-синклинорий Передового хребта Кавказа, ограниченный зонами Северного и Пшекиш-Тырнаузского разломов (Хаин, 1984; Лаврищев и др., 2011), к последней из которых приурочен район месторождения Тырнауз. Развитие субширотных структур включало также формирование позднепалеозойских коллизионных и постколлизионных поясов гранитоидов как в регионах Центральной и Западной Европы, так и на Кавказе (Хаин, 1984; Richards, 2015). В мезозое имело место формирование индосинийского и киммерийского структурно-вещественных комплексов, которые распространены в различных тектонических зонах Кавказа. Кайнозойская конвергенция Африкано-Аравийской и Евразийской плит привела к росту мощности литосферы и ее деламинации, с развитием, напротив, поперечных, субмеридиональных структур в зоне Транскавказского поперечного поднятия (Philip et al., 1989; Лаврищев и др., 2011) и соответствующих им поясов постколлизионного (до внутрилитного) магматизма (Богина, 1994). С такими поперечными структурами на Северном Кавказе связаны пояса и зоны миоценовых (~7–9 млн лет) и плиоцен–голоценовых (~3–0.25 млн лет) высококальциевых известково-щелочных до шошонитовых интрузий (сиениты, граниты, риолиты, рио-



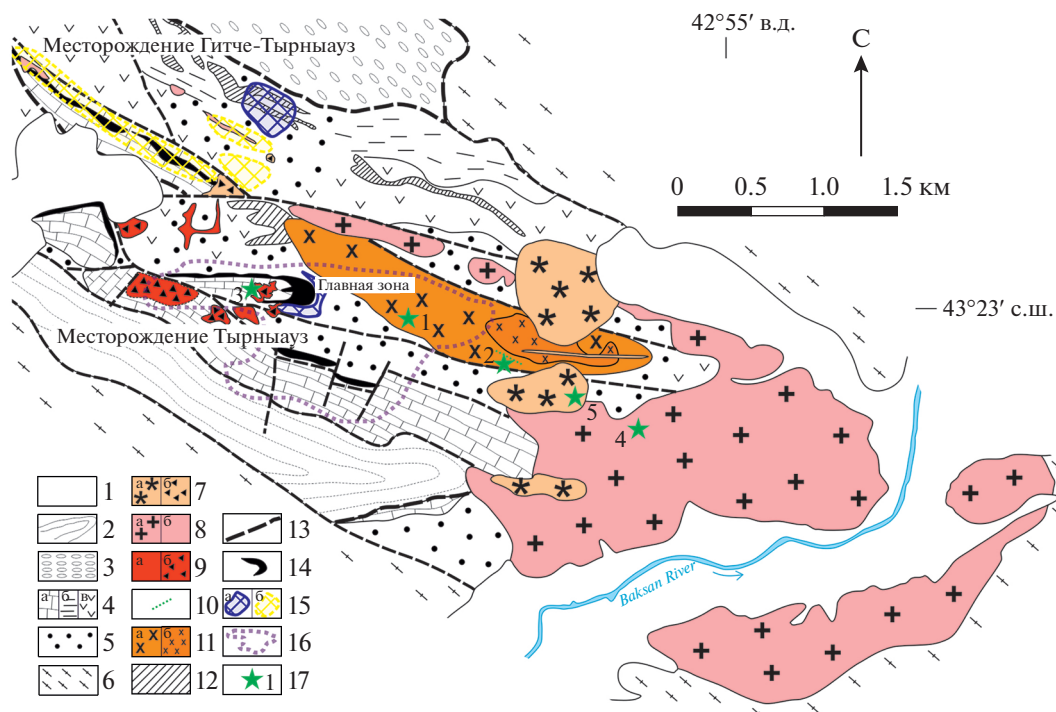
Фиг. 1. Позиция района месторождения Тырнауз в Кавказском сегменте Альпийско-Гималайского орогенного пояса (Philip et al., 1989; Носова и др., 2005; Sosson et al., 2010; Richards, 2015). 1 – орогенные осадочные бассейны, 2–4 – тектоно-стратиграфические комплексы Большого Кавказа (2 – верхнеюрские-эоценовые комплексы, 3 – нижне-среднеюрские комплексы, 4 – докембрийские–нижнепалеозойские комплексы), 5 – террейны Анатолии (Турции), Ирана, Закавказья и Малого Кавказа, 6 – неоген-четвертичные вулканические центры, 7 – зоны разломов, надвигов и сутурных зон.

лито-дациты, трахиандезиты и др.) (Носова и др., 2005).

Указанному общему структурному плану соответствует строение рудного поля месторождения Тырнауз (фиг. 2). Оно приурочено к узкому блоку верхнепалеозойских (девон-нижнекаменноугольных) и мезозойских терригенно-осадочных и вулканогенных пород, зажатому среди блоков метаморфических пород протерозоя (Рехарский и др., 1997; Письменный и др., 2004). Этот блок является частью покровно-надвиговой структуры Северного Кавказа, с общим субширотным до запад-северо-западного простиранием, и составляет часть мобильной Пшекиш-Тырнаузской тектонической зоны (Пэк, 1962; Рехарский и др., 1997). В данном блоке размещены тела ранне-среднепалеозойских (?) ультраосновных пород и интрузивы позднепалеозойских диоритов-гранитов и “трондьемитов” (кварцевых диоритов-тоналитов-гранодиоритов), ориентированные согласно с простиранием этой структуры. Развиты также серии внутривблоковых разломов субширотного и запад-северо-западного простирания. Скарново-рудные тела и многие рудные зоны вне скарнов подчинены указанной общей ориентации.

Напротив, субмеридиональные структуры контролируют размещение субвулканических тел альпийских (неогеновых) интрузий. В целом рудное поле месторождения несет элементы долгоживущей проницаемой структуры, своего рода структуры центрального типа, или глубококорневой очаговой структуры, сформированной на пересечении двух поперечных линейных элементов. Это особенно наглядно подчеркивается широким распространением магматических брекчий, особенно брекчий лейкократовых гранитов в центральной части рудного поля (фиг. 2). С развитием общей структуры центрального типа, по-видимому, связаны и элементы концентрически-зонального размещения оруденения в рудном поле (Хрушев, 1958).

Месторождение Тырнауз представлено несколькими крупными телами пироксен-гранатовых, волластонит-пироксен-гранатовых, везувиан-гранатовых скарнов, развитыми вдоль контактов мраморов и биотитовых роговиков и несущими наиболее существенную Mo–W-апоскарновую минерализацию (молибдошеелит), зонами пироксен-гранат-кварцевых и гранат-кварцевых жил (с молибденитом и подчиненным шеелитом) в карбо-



Фиг. 2. Схематическая геологическая карта месторождения Тырнауз (Пэк, 1962; Родзянко и др., 1973; Ляхович, 1976; Дзагоева и др., 1983; Рехарский и др., 1997). 1 – аллювиальные четвертичные отложения, 2 – нижнеюрские отложения (черные сланцы, конгломераты, песчаники), 3 – верхнекаменноугольные молассовые отложения (конгломераты и песчаники), 4 – девонские и нижнекаменноугольные отложения: известняки, мраморы (а), аргиллиты, филлиты (б), вулканогенные породы (лавы и туфы андезитов)(в), 5 – биотитовые роговики по девон-нижнекаменноугольным терригенным и вулканогенным породам, 6 – протерозойские кристаллические сланцы, гнейсы, мигматиты, 7 – штоки и дайки риолитов (а) и магматические брекчии с предположительно риолитовым цементом (б), 8 – биотитовые граниты Эльджуртинского массива (“эльджуртинские граниты”) (а) и предположительно “постэльджуртинские” дайки и штоки аплитов (б), 9 – лейкократовые граниты (а) и их магматические брекчии (б), 10 – дайки основных пород, 11 – породы массива “трондьемитов”: тоналиты-гранодиориты (а), плагиограниты (б), 12 – дайки и силлы ультраосновных пород (средний–поздний палеозой ?), 13 – разломы, включая надвиги, 14 – скарново-рудные тела с Mo–W-минерализацией, 15 – кварцевые штокверки с молибденитом (а) и золотой минерализацией (б), 16 – контуры карьера, 17 – места отбора проб (1 – тоналит-гранодиорит, 2 – габбро-диорит, 3 – лейкократовый гранит, 4 – эльджуртинский гранит, 5 – риолит).

натных породах (Граменицкий и др., 1978), крупными штокверками кварц-полевошпат-молибденитовых и кварц-молибденитовых жил и прожилков, развитыми преимущественно в пачках биотитовых роговиков (Пэк, 1962; Рехарский и др., 1997), зонами пропиловых метасоматитов на флангах месторождения, а также локальными зонами карбонат-серицит-кварцевых метасоматитов, обогащенными шеелитом, а на верхних уровнях – сульфидами (Родзянко и др., 1973). Различные скарны и послескарновые рудносные метасоматиты, в том числе амфибол-эпидот-хлорит-кварцевые (пропиловые) и карбонат-серицит-кварцевые (березиты и др.) метасоматиты, широко развиты и на сателлитном золоторудном (с подчиненными Mo и W) месторождении Гитче-Тырныауз, расположенном к северу от рудных тел месторождения Тырнауз (Столяров, 2015).

ТИПЫ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД И ИХ СООТНОШЕНИЯ С МЕТАСОМАТИТАМИ И РУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИЕЙ

Работами разных авторов на месторождении было установлено неоднократное внедрение гранитоидной магмы и соответствующая длительная магматогенно-гидротермальная эволюция. Среди гранитоидов различаются “трондьемиты”, лейкократовые граниты, биотитовые (эльджуртинские) граниты и субвулканические тела (неки) риолитов (риолито-дацитов). Более молодыми являются субвулканические тела витрофиров и витроандезитов, а также дайки трахиандезитов-трахибазальтов.

“Трондьемиты”

Интрузии “трондьемитов” (кварцевых диоритов-тоналитов-гранодиоритов-плагиогранитов)

считаются наиболее ранними. Эти породы были оконтурены в виде удлинено-линзовидного массива размером порядка 2.0×0.5 км, который вытянут в запад-северо-западном направлении (фиг. 2). Выделение “трондьемитов” как наиболее древних интрузивных пород на месторождении признается большинством геологов; однако ряд авторов, напротив, рассматривает эти породы как результат магматического замещения и/или постмагматической метасоматической переработки биотитовых роговиков при внедрении более молодых (неогеновых) гранитоидов. Массив характеризуется сложным внутренним строением, определяемым присутствием интрузивных тел, по крайней мере, трех фаз внедрения, а также наличием останцов вмещающих пород, участков неравномерных пятнистых, гнейсовидных текстур магматического замещения и соответствующих гибридных разновидностей пород. Был установлен интрузивный, рвущий характер контактов этого массива и показано ороговикование вмещающих девон-нижнекаменноугольных терригенных и вулканогенных пород вблизи него (Дзагоева и др., 1983). Ранняя интрузивная фаза представлена небольшими телами кварцевых габбро-диоритов, сохранившимися около контактов массива, вторая (главная) фаза – кварцевыми диоритами и тоналитами-гранодиоритами, преобладающими в северо-западной части массива, и третья фаза – плагиогранитами, слагающими его юго-восточную часть (Дзагоева и др., 1983).

Для интрузивных пород, слагающих массив “трондьемитов” Тырнауза, характерны мелко-среднезернистые, слабопорфировидные структуры, с широким развитием амфибола и других темноцветных минералов. В частности, габбро-диориты – это биотит-пироксен-амфиболовые и биотит-пироксеновые мелко-среднезернистые слабопорфировидные породы. Тоналиты-гранодиориты состоят из плагиоклаза (андезина; 40–60 об. %), амфибола с реликтами клинопироксена (10–15 об. %), биотита (до 10 об. %) и кварца (до 25–30 об. %). При снижении содержания кварца и росте количества амфибола породы переходят в кварцевые диориты. Плагиограниты – это мелкозернистые слабопорфировидные до резкопорфировидных (в краевых частях интрузивных тел) породы, содержащие плагиоклаз (олигоклаз; 40–55 об. %), кварц (до 40 об. %), амфибол, биотит и немного калиевого полевого шпата. Таким образом, для пород характерны резкое преобладание плагиоклаза среди полевых шпатов и постоянное присутствие кварца. Акцессорные минералы в породах массива “трондьемитов” включают магнетит, ильменит, циркон, апатит, сфен (Дзагоева и др., 1983).

Лейкократовые граниты

Лейкократовые граниты слагают небольшие штоковидные, с многочисленными апофизами, сложноветвящиеся интрузивные тела, а также цемент тел магматических брекчий, распространенных в центральной части рудного поля в целом на площади около 1.5×1 км (фиг. 2). Среди штоковидных тел наиболее известны штоки “Паук” и “Самолет”, причем первый частью находится непосредственно под крупным скарновым телом Главной рудной зоны месторождения и в “фокусе” частично окружающего его молибденитового штокверка, который местами наложен и на лейкократовые граниты. Породы штока “Паук” в разных объемных соотношениях содержат угловатые обломки-ксенолиты вмещающих пород (биотитовых и пироксеновых роговиков, мраморов и др., а также скарнов) и, таким образом, по крайней мере локально, также являются магматическими брекчиями, цемент которых сложен лейкократовыми гранитами (Ляхович, 1976; Курдюков, 1982).

Лейкократовые граниты представляют собой светлые (белые, желтовато-белые), мелкозернистые равномернозернистые или слабопорфировидные породы с малым содержанием биотита (0–3 об. %) и варьирующими количествами плагиоклаза (олигоклаз; от 25–30 до 45–55 об. %), калиевого полевого шпата (ортоклаз; от 5–10 до 30–40 об. %) и кварца (Ляхович, 1976; Курдюков, 1982). Последнее определяет выделение существенно плагиоклазовых (“плагиограниты” или “лабрадоритовые граниты”, на контактах с мраморами), калишпат-плагиоклазовых и обогащенных магматическим кварцем фазовых и/или фациальных разновидностей, а также лейкогранит-порфиоров. Развита графическая и пегматоидная структуры, участки (домены) с преобладанием плагиоклаза или калиевого полевого шпата, участки ритмично-полосчатого (“расслоенного”) полевошпат-кварцевого сложения и другие признаки кристаллизации флюидонасыщенной магмы в апикальной части интрузива. Акцессорные минералы включают магнетит, ильменит, циркон, апатит, сфен, монацит, ортит, а также красный гранат.

Присутствие в лейкократовых гранитах ксенолитов пироксеновых и пироксен-гранатовых скарнов подчеркивает послескарновый возраст этих магматических пород (Пэк, 1962; Родзянко и др., 1973; Ляхович, 1976). По данным А.А. Курдюкова (1984), апофизы штока “Паук” пересекают скарны Главной рудной зоны месторождения. Послескарновые рудоносные метасоматиты, в том числе пироксен-гранат-кварцевые и гранат-кварцевые, с характерным красно-коричневым и красным гранатом, а также с молибденитом и подчиненным шеелитом, слагают многочисленные

разноориентированные метасоматические жилы (Граменицкий и др., 1978), распространенные в центральной части месторождения (преимущественно в карбонатных породах) и пересекающие лейкократовые граниты. Крупные штокверки кварц-полевошпат-молибденитовых и кварц-молибденитовых жил, с которыми связаны основные ресурсы молибдена, развитые преимущественно в биотитовых роговиках, также пересекают лейкократовые граниты (Пэк, 1962; Родзянко и др., 1973). Таким образом, лейкократовые граниты являются послескарновыми, но предшествуют формированию метасоматических жил с молибденитом (и подчиненным шеелитом) и наиболее масштабных послескарновых молибденитовых (кварц-полевошпат-молибденитовых, кварц-молибденитовых) штокверков (Пэк, 1962; Ляхович, 1976).

*Биотитовые (эльджуртинские) граниты
и риолиты (риолито-дациты)*

Биотитовые (эльджуртинские) граниты слагают наиболее крупный (площадью около 20 кв. км) эллипсоидный Эльджуртинский интрузивный массив, который выходит на поверхность непосредственно к востоку от Главной рудной зоны месторождения (фиг. 2), а также “подстилает” площадь последнего. Глубокие скважины, пройденные в породах массива до глубины порядка 5 км от поверхности, из этих гранитов не вышли (Попов и др., 1993). Эльджуртинские граниты — это светлые (серые или розовые) порфирировидные породы, обычно с крупными (до 4–5 см) фенокристаллами калиевого полевого шпата (ортоклаз до санидина), сложенные в целом в равных количествах (25–35 об. %) калиевым полевым шпатом, плагиоклазом и кварцем, а также биотитом (5–10 об. %) (Пэк, 1962; Ляхович, 1976; Хитаров и др., 1980; Попов и др., 1993). Выделяются несколько разновидностей гранитов, которые относятся к разным фазам внедрения и различаются по составу фенокристаллов (калиевый полевой шпат, плагиоклаз) и по их объемным соотношениям с основной массой (Попов и др., 1993; Соболев, Кононов, 1993). Акцессорные минералы включают ильменит, количественно преобладающий над магнетитом (Попов и др., 1993), а также апатит, циркон, ортит, флюорит.

Риолиты (риолито-дациты) слагают три сравнительно более крупных субвулканических субвертикальных тела (штока или некка), образующих цепочку, ориентированную в меридиональном направлении, а также несколько даек, ориентированных, однако, в субширотном направлении (фиг. 2). Эти породы слагают также цемент небольших тел магматических брекчий, распространенных к северу и северо-западу от Главной скарново-рудной зоны месторождения.

Риолиты (риолито-дациты) — это желтовато-серые пористые породы, в которых присутствуют фенокристаллы калиевого полевого шпата (санидина), зонального плагиоклаза, кварца и биотита, погруженные в тонко-мелкозернистую основную массу, состоящую из тех же минералов, а также в разной степени раскристаллизованного стекла (Пэк, 1962; Ляхович, 1976).

Биотитовые граниты Эльджуртинского массива срезают на глубине скарново-рудные тела, зоны молибденитовых штокверков, интрузивные тела “трондьемитов” и лейкократовых гранитов, а также ассоциирующие с последними дайки аплитов и др. С другой стороны, становление массива эльджуртинских гранитов и последующих субвулканических штоков и даек риолитов сопровождалось развитием сначала кварц-пироксен-флюорит-кальцитовых жил с шеелитом (Кононов, Куликов, 1979), а затем кварц-сульфидных штокверков с комплексной Mo–W–Bi–Te–Au-минерализацией. Последняя слабо развита в крупных скарново-рудных телах месторождения Тырнауз, но отмечена в самих эльджуртинских гранитах (Докучаев, Носова, 1994; Носова и др., 1996) и играет преобладающую роль на удалении от ведущих Mo–W- и Mo-рудных тел — на золоторудном месторождении-сателлите Гитче-Тырнауз, где ассоциирует с предположительно “пост-эльджуртинскими” дайками аплитов и аляскитов (Парада, Столяров, 2012). Таким образом, эльджуртинские граниты, как и лейкократовые граниты, а также риолиты, являются внутрирудными интрузиями.

**ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ И ИЗОТОПНАЯ
(K–Ar, Rb–Sr, ⁴⁰Ar/³⁹Ar, U–Pb) ДАТИРОВКА
МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД**

Для пород массива “трондьемитов” Тырнауза имеется значительный разброс оценок возраста, приводимых разными авторами. В частности, на современных геологических картах данный массив “трондьемитов” отнесен к среднему палеозою (Письменный и др., 2004). Это основано на данных о нахождении окатанной гальки предположительно “трондьемитов” в девонских конгломератах (Пэк, 1962). Последнее, однако, было давно оспорено (Дзгоева и др., 1983), а более молодые позднепалеозойские (позднекаменноугольные-раннепермские) изотопные K–Ar-датировки, полученные для двух проб (соответственно 304 и 280 млн лет), были приведены в работе А.А. Курдюкова (1983). Это лучше согласуется с геологическими данными, т.к. “трондьемиты” прорывают девонские-нижнекаменноугольные отложения. В противоречии с указанными датировками находятся другие изотопные K–Ar-данные, указывающие на значительно более молодой возраст “трондьемитов” (7.5 ± 0.3 млн лет) (Багдасарян,

Ляхович, 1981), но, возможно, объясняемые омоложением изотопной K–Ar-системы в результате термального воздействия неогеновых интрузий (Костицын, Кременецкий, 1995). Галька биотитовых роговиков, возможно, связанных с “трондьемитами”, была отмечена в конгломератах, залегающих в основании разреза нижнеюрских отложений (Курдюков, 1974).

Лейкократовые граниты, биотитовые (эльджуртинские) граниты, риолиты и витрофиры, а также сопровождающие гранитоиды дайки аплитов и/или аляскитов являются более молодыми; они пересекают как породы массива “трондьемитов”, так и крупные скарновые тела, развитые на контактах мраморов и биотитовых роговиков (Пэк, 1962; Ляхович, 1976; Курдюков, 1983, 1984). На современных геологических картах лейкократовые граниты объединены с эльджуртинскими гранитами и риолитами в единый альпийский (неогеновый) тырныузский вулcano-плутонический комплекс (Письменный и др., 2004; Лавришев и др., 2011).

Оценки возраста лейкократовых гранитов, приводимые разными авторами, существенно различаются. Так, первые определения их K–Ar-возраста дали значение в 90 и 70 млн лет, а затем был получен более молодой изотопный K–Ar-возраст (от 20 ± 2 до 7.0 ± 1.5 млн лет) лейкократовых гранитов штока “Паук”, а также ортоклаза из фенокристаллов (2 млн лет) (Борсук и др., 1972; Борсук, 1979).

Разными авторами были выполнены оценки изотопного возраста эльджуртинских гранитов с использованием K–Ar, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ и Rb–Sr методов. В частности, был показан изотопный K–Ar-возраст эльджуртинского гранита в диапазоне от 2.0 ± 0.2 до 1.9 ± 0.15 млн лет, а таковой риолитов – от 1.80 ± 0.25 до 1.60 ± 0.25 млн лет (Борсук и др., 1972) и 1.65 ± 0.15 млн лет (Аракелянц и др., 1968). По данным А.З. Журавлева и Е.В. Негрей (1993), изотопный Rb–Sr-возраст эльджуртинского гранита составляет 1.982 ± 0.008 млн лет. Величины изотопного $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (по биотиту) возраста гранитов Эльджуртинского массива изменяются по разрезу от 2.2–2.5 млн лет в его кровельной части до 1.8–2.0 млн лет на уровне современного среза р. Баксан и 1.2–1.4 млн лет в скважине на глубине около 3800 м (Hess et al., 1993). С использованием ионного микрозонда (SHRIMP), для эльджуртинских гранитов, был получен изотопный U–Pb-возраст циркона, составляющий 2.04 ± 0.03 млн лет (Grün et al., 1999). Эльджуртинские граниты сопровождаются многочисленными дайками аплитов, аляскитов, лейкогранит-порфиров, которые в значительной мере являются жильными дериватами эльджуртинских гранитов, наиболее обогащенными рудными элементами (Носова и др., 1996), хотя многие дайки аплитов в рудном по-

ле, несомненно, связаны и с лейкократовыми гранитами, которые предшествовали эльджуртинским гранитам. По данным Ю.А. Костицына и А.А. Кременецкого (1995), изотопный Rb–Sr-возраст, полученный по коллекции “постэльджуртинских” аплитов и аляскитов из вертикального разреза >3 км, составляет 2.12 ± 0.010 млн лет. Для риолитов был получен изотопный K–Ar-возраст порядка 2.0–1.85 млн лет и Rb–Sr-возраст 1.92 ± 0.10 млн лет (Лебедев и др., 2004), а для прорывающих риолиты дайки витроандезитов получен K–Ar-возраст 1.55 млн лет (Борсук и др., 1972).

ХАРАКТЕРИСТИКА ИЗУЧЕННЫХ ОБРАЗЦОВ

Для определения изотопного U–Pb-возраста циркона была отобрана проба наиболее распространенных пород второй (главной) фазы внедрения массива “трондьемитов”, представленных тоналитами-гранодиоритами (фиг. 2). Была изучена также проба небольшой (мощностью около 50 см) дайки основных пород (габбро-диоритов), пересекающей массив “трондьемитов”.

Для исследования лейкократовых гранитов была отобрана проба разновидности этих пород, слагающих цемент магматической брекчии в верхней части штока “Паук”. Брекчия содержит перемешанные угловатые, частично ассимилированные обломки биотитовых роговиков и, вероятно, других вмещающих пород. Цементирующие лейкократовые граниты в брекчии по объему преобладают над обломками; это мелкозернистые равномернозернистые до слабопорфировидных породы желтовато-белого цвета со слабым кремевым оттенком, двуполевошпатовые, с количественным преобладанием плагиоклаза над калиевым полевым шпатом.

Для исследования эльджуртинских гранитов была отобрана проба гранита из верхней части соответствующего массива, а для исследования риолитов – проба из одного из штоков (некков) этих пород. Отобранный эльджуртинский гранит содержит крупные фенокристаллы калиевого полевого шпата (ортоклаза до санидина) в среднезернистой биотит-кварц-полевошпатовой основной массе. Отобранный риолит (риолито-дацит) содержит фенокристаллы полевых шпатов и кварца, а также их оскольчатые фрагменты в тонкозернистой биотит-кварц-полевошпатовой основной массе.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Для проб пород, в которых были проведены изотопные U–Pb-исследования циркона, был определен химический состав. Анализы породообразующих оксидов выполнены рентгенофлуоресцентным методом, FeO – волюмометрическим методом, рассеянных и редкоземельных

элементов — методом ICP-MS в лаборатории ЦНИГРИ.

Изотопные U–Pb-исследования циркона выполнены в Центре многоэлементных и изотопных исследований ИГМ СО РАН (г. Новосибирск) с помощью масс-спектрометра высокого разрешения Element XR (Thermo Fisher Scientific) с эксимерной системой лазерной абляции Analyte Excite (Teledyne Cetac), оснащенной двухкамерной ячейкой HelEx II. Данные о морфологии и внутреннем строении зерен циркона получены по катодолюминесцентным изображениям. Изображения получены на сканирующем электронном микроскопе LEO-1430 (Zeiss). Параметры измерения масс-спектрометра оптимизировали для получения максимальной интенсивности сигнала ^{208}Pb при минимальном значении $^{248}\text{ThO}^+ / ^{232}\text{Th}^+$ (менее 2%), используя стандарт NIST SRM612. Все измерения выполняли по массам ^{202}Hg , $^{204}(\text{Pb} + \text{Hg})$, ^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{208}Pb , ^{232}Th , ^{238}U . Съемка проводилась в режиме E-scan. Детектирование сигналов проводилось в режиме счета (counting) для всех изотопов, кроме ^{238}U и ^{232}Th (режим triple). Диаметр лазерного луча составлял 35–50 мкм, частота повторения импульсов 5 Hz и плотность энергии лазерного излучения 3 Дж/см². Данные масс-спектрометрических измерений, в том числе расчет изотопных отношений, обрабатывали с помощью программы Glitter (Griffin et al., 2008). ^{235}U рассчитывался из ^{238}U на основе отношения $^{238}\text{U} / ^{235}\text{U} = 137.818$. Для учета элементного и изотопного фракционирования U–Pb-изотопные отношения нормализовали на соответствующие значения изотопных отношений стандартных цирконов Plesovice (Slama et al., 2008). Для контроля качества данных использован стандартный циркон GJ-1 (Jackson et al., 2004). В ходе исследований для циркона GJ-1 получены оценки возраста 601 ± 5 и 605 ± 6 млн лет (2σ), что совпадает с оценками возраста, полученными методом ID-TIMS (Jackson et al., 2004). Для циркона с возрастом более 3 млн лет проведена коррекция на нерадио-генный свинец (Andersen, 2002); диаграммы с конкордией построены с помощью программы Isoplot (Ludwig, 2003). Для циркона с возрастом менее 3 млн лет проведена коррекция на нерадио-генный свинец и неравновесность изотопной системы (учет промежуточных изотопов распада ^{238}U , ^{235}U) (Sakata et al., 2017; Sakata, 2018). Поскольку для “молодого” циркона характерен низкий радиогенный прирост по ^{207}Pb , возраст для этого циркона определен по $^{206}\text{Pb} / ^{238}\text{U}$ изотопному отношению и представлен в виде средневзвешенных значений (Sakata et al., 2017; Sakata, 2018). Расчет средневзвешенных значений и построение диаграмм проведены с помощью программы Isoplot (Ludwig, 2003).

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Химический состав магматических пород

Химический состав изученных пород приведен в табл. 1. Содержания петрогенных оксидов в изученных гранитоидах согласуются с таковыми, ранее опубликованными рядом авторов для соответствующих разновидностей (Пэк, 1962; Ляхович, 1976; Борсук, 1979; Попов и др., 1993). Состав изученной пробы “трондьемитов” соответствует тоналиту-гранодиориту. Химический состав изученной пробы лейкократовых гранитов соответствует двуполевошпатовой разновидности этих пород, выделяемой среди пород штока “Паук”. Изученные эльджуртинские граниты отличаются от лейкократовых гранитов более высоким содержанием калия (за счет натрия и кальция) и несколько меньшим содержанием кремнезема. Невысокие потери при прокаливании и индикаторные соотношения петрогенных оксидов (MacLean, Barrett, 1993) подтверждают отсутствие существенных гидротермальных изменений пород, установленное при изучении прозрачных шлифов.

Морфология кристаллов и изотопные U–Pb-характеристики циркона из пород массива “трондьемитов”

Акцессорный циркон в тоналитах-гранодиоритах массива “трондьемитов” довольно редок, что согласуется с низким общим содержанием Zr (табл. 1). Тем не менее, из пробы извлечены и изучены шесть прозрачных бесцветных хорошо ограненных кристаллов циркона призматической формы длиной 80–150 мкм с коэффициентом удлинения порядка 2 (фиг. 3). В CL-изображении в большинстве кристаллов наблюдается небольшое темное или светлое незональное ядро призматической формы и грубо- или тонкозональная светлая оболочка. Призматический габитус и отчетливая осцилляторная зональность изученных кристаллов циркона из тоналитов-гранодиоритов главной фазы внедрения массива “трондьемитов” Тырнауза, отвечающего, по-видимому, “автокристам” этого минерала (Miller et al., 2007), свидетельствуют о его магматическом происхождении (например, Hoskin, Black, 2000).

Изотопные U–Pb-исследования были проведены для шести кристаллов циркона (табл. 2; фиг. 3); их конкордантный U–Pb-возраст составляет 302 ± 4 млн лет (СКВО = 0.02) (фиг. 4). Полученное конкордантное значение U–Pb-возраста 302 ± 4 млн лет, по-видимому, соответствует времени кристаллизации интрузий тоналитов-гранодиоритов в массиве “трондьемитов”.

Таблица 1. Химический состав изученных проб магматических пород месторождения Тырнауз

	1	2	3	4	5		1	2	3	4	5
мас. %											
SiO ₂	66.80	57.40	74.34	72.64	69.14	Mo	4.49	4.53	4.51	14.3	2.26
TiO ₂	0.57	1.03	0.30	0.36	0.52	W	6.28	3.31	3.78	89.7	20.7
Al ₂ O ₃	14.15	14.20	13.42	14.20	14.56	Sn	8.4	4.3	8.21	6.05	8.46
Fe ₂ O ₃	1.72	2.92	0.41	0.59	1.67	Cs	2.77	0.91	3.85	13.4	15.8
FeO	4.40	7.00	1.17	1.55	1.82	Hf	0.82	1.39	3.18	6.93	4.67
MnO	0.12	0.22	0.05	0.04	0.03	Ta	0.39	0.08	7.10	2.72	1.86
MgO	1.93	4.21	1.09	0.71	1.14	Ga	9.88	11.6	17.4	20.0	20.7
CaO	4.39	7.20	1.15	1.63	1.99	Th	0.47	0.62	21.2	38.9	26.6
Na ₂ O	4.37	4.85	4.90	3.21	2.85	U	0.36	0.34	4.95	7.18	8.81
K ₂ O	1.10	0.51	2.93	4.32	4.12	Cu	30.1	115	24.0	9.0	12.8
P ₂ O ₅	0.11	0.08	0.06	0.11	0.28	Zn	78.7	338	50.5	50.1	77.4
LOI	0.88	0.46	0.73	0.54	1.43	Pb	38.0	89.0	22.7	20.1	33.5
Total	100.54	100.08	100.55	99.90	99.55	La	2.07	3.33	31.6	43.0	35.9
г/г						Ce	5.28	8.64	55.5	87.2	71.4
Ba	33.1	50.5	384	255	357	Pr	0.72	1.27	5.61	9.75	7.84
Sr	87.5	160	245	132	150	Nd	3.29	5.94	17.7	33.3	25.6
Co	11.8	21.1	2.32	4.49	3.92	Sm	0.93	1.85	2.89	6.52	4.82
Ni	18.4	34.2	5.16	6.13	5.60	Eu	0.31	0.60	0.83	0.57	0.77
V	98.5	303	19.5	31.4	62.3	Gd	1.24	2.54	2.40	5.43	4.04
Cr	33.3	5.80	16.5	21.4	19.0	Tb	0.21	0.50	0.42	0.85	0.56
Rb	93.6	27.8	139	233	276	Dy	1.40	3.46	2.32	4.91	3.37
Li	22.0	30.1	18.8	46.1	66.9	Ho	0.34	0.83	0.51	0.99	0.66
Be	0.73	1.10	3.31	6.15	6.47	Er	1.10	2.46	1.34	2.74	1.83
Zr	24.4	39.4	85.1	239	165	Tm	0.17	0.39	0.22	0.42	0.28
Nb	1.78	0.66	18.5	16.0	14.2	Yb	1.23	2.31	1.29	2.61	1.69
Y	8.21	18.5	12.2	23.6	16.7	Lu	0.22	0.38	0.21	0.45	0.27

Примечание. Пробы: 1 – тоналит-гранодиорит, 2 – дайка основных пород (габбро-диорит), 3 – лейкократовый гранит, 4 – эльдзуртинский гранит, 5 – риолит.

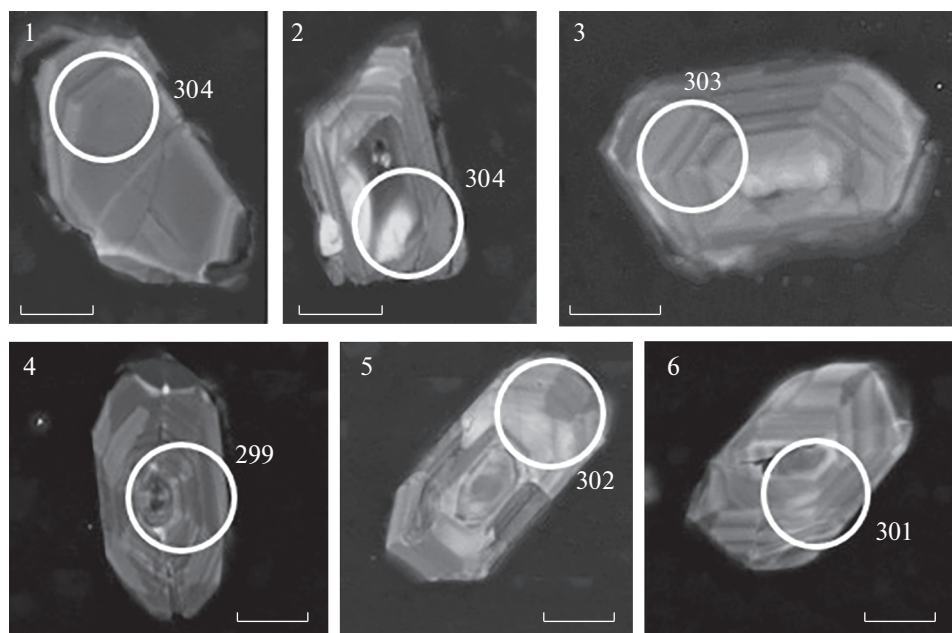
Морфология кристаллов и изотопные U–Pb-характеристики циркона из дайки габбро-диоритов

Кристаллы циркона, выделенные из этой дайки, представлены прозрачными бесцветными, хорошо ограненными удлиненно-призматическими индивидуумами длиной до 80–200 мкм с коэффициентом удлинения от 4–5 до 10–12 (фиг. 5). В CL-изображении в кристаллах наблюдается небольшое светлое или темное незональное ядро призматической формы и тонкозональная оболочка. U–Pb-геохронологические исследования были проведены для 9 зерен циркона, и все удлиненно-призматические кристаллы характеризуются конкордантными U/Pb-отношениями (фиг. 6, табл. 3) с U–Pb-возрастом 155 ± 2.0 млн лет (СКВО = 0.0100). Принимая, ввиду призматиче-

ского габитуса и отчетливой осцилляторной зональности, магматическое происхождение изученных кристаллов циркона, полученное конкордантное значение U–Pb-возраста 155 ± 2.0 млн лет, вероятно, соответствует времени кристаллизации пород дайки.

Морфология кристаллов и изотопные U–Pb-характеристики циркона из лейкократовых гранитов

Из пробы выделены и изучены 28 кристаллов циркона, среди которых различаются два типа. Первый тип представлен бесцветными, желтоватыми, светло-розовыми или светло-бурыми мутными таблитчатыми или коротко-призматическими кристаллами длиной 40–50 мкм с коэффи-



Фиг. 3. Катодолуминесцентные изображения кристаллов циркона из тоналитов-гранодиоритов массива “трондьемитов” месторождения Тырнауз. Окружностями обозначены точки, где проводилось изотопное датирование, номера точек соответствуют таковым в табл. 2. Показаны локальные значения изотопного возраста (млн лет; табл. 2). Длина масштабной линейки – 20 мкм.

циентом удлинения порядка 1.5–2 (тип 1; фиг. 7). По данным изотопных U–Pb-исследований, для этих кристаллов циркона характерны преимущественно “древние” датировки, с вариациями изотопного U–Pb-возраста от порядка 300 до почти 1500 млн лет (табл. 4).

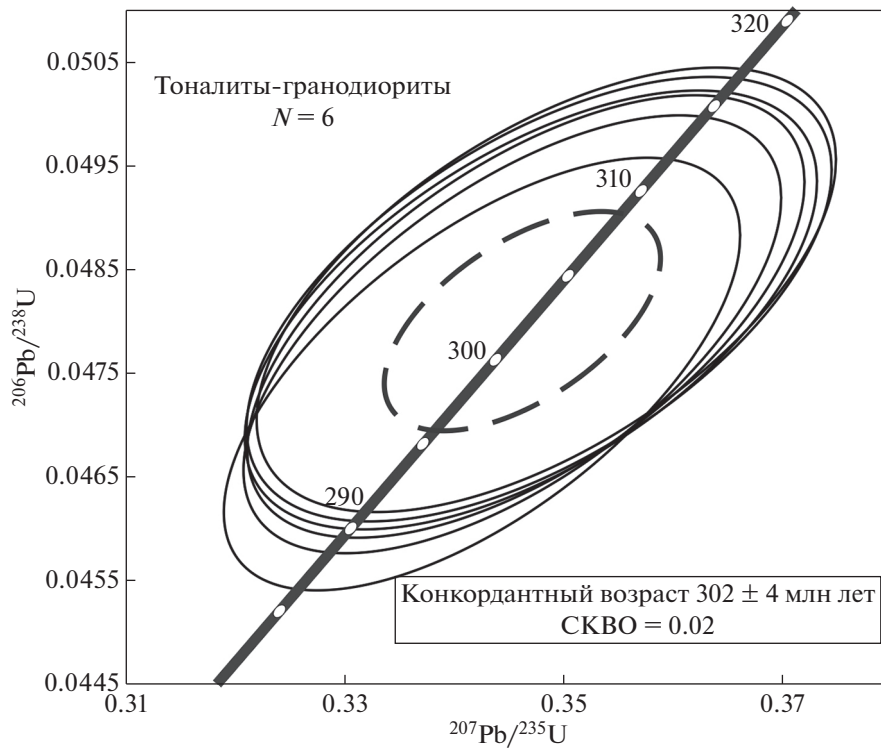
Второй тип представлен наиболее распространенными прозрачными бесцветными, хорошо ограниченными удлиненно-призматическими кристаллами длиной до 120 мкм с коэффициентом удлинения порядка 2–3 (тип 2; фиг. 7). В CL-изображении во многих кристаллах 2-го типа наблюдается разных размеров светлое незональное ядро

призматической формы и тонкозональная светлая оболочка. Для таких ядерных зон некоторых кристаллов циркона получены “древние” изотопные U–Pb-датировки, однако наиболее распространены удлиненно-призматические кристаллы циркона с “молодым” U–Pb-возрастом, составляющим порядка 2.5–2.9 млн лет (табл. 5; фиг. 8). Ввиду выявления “молодого” (моложе 3 млн лет) циркона и низкого содержания ^{207}Pb , возраст определен по $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ изотопному отношению и представлен в виде средневзвешенного значения. Последнее для изученной выборки “молодого” циркона составляет 2.67 ± 0.04 млн лет (СКВО = 1.8).

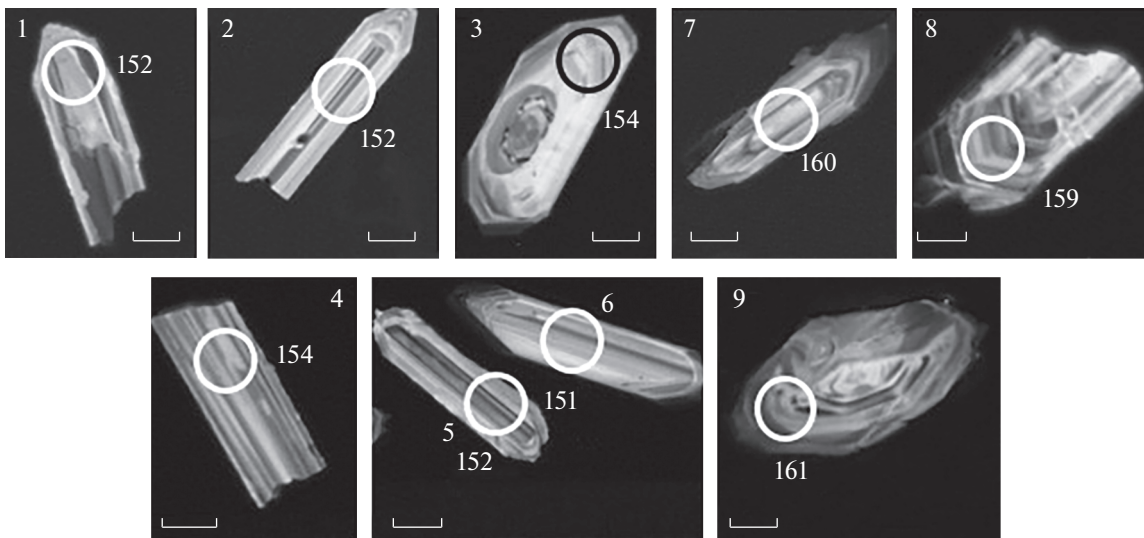
Таблица 2. Результаты U–Pb-изотопных исследований циркона из тоналитов-гранодиоритов массива “трондьемитов” месторождения Тырнауз

№ точки анализа	Содержание, г/т		Th/U	Изотопные отношения				Rho	Возраст, млн лет				D, %
	^{206}Pb	U		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1σ		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	2σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	2σ	
1	31	722	1.36	0.34779	3.1	0.04822	1.8	0.6	303	19	304	11	–0.1
2	27	617	1.52	0.34844	3.1	0.04831	1.8	0.6	304	19	304	11	–0.2
3	40	933	1.47	0.34704	3.1	0.04811	1.8	0.6	303	19	303	11	–0.1
4	41	970	0.82	0.34258	2.8	0.04750	1.8	0.6	299	17	299	11	0.0
5	27	629	0.58	0.34659	3.0	0.04805	1.8	0.6	302	18	303	11	–0.1
6	34	793	0.79	0.34535	2.9	0.04788	1.8	0.6	301	17	301	11	–0.1

Примечание. Rho – коэффициент корреляции ошибок изотопных отношений. D – дискордантность.



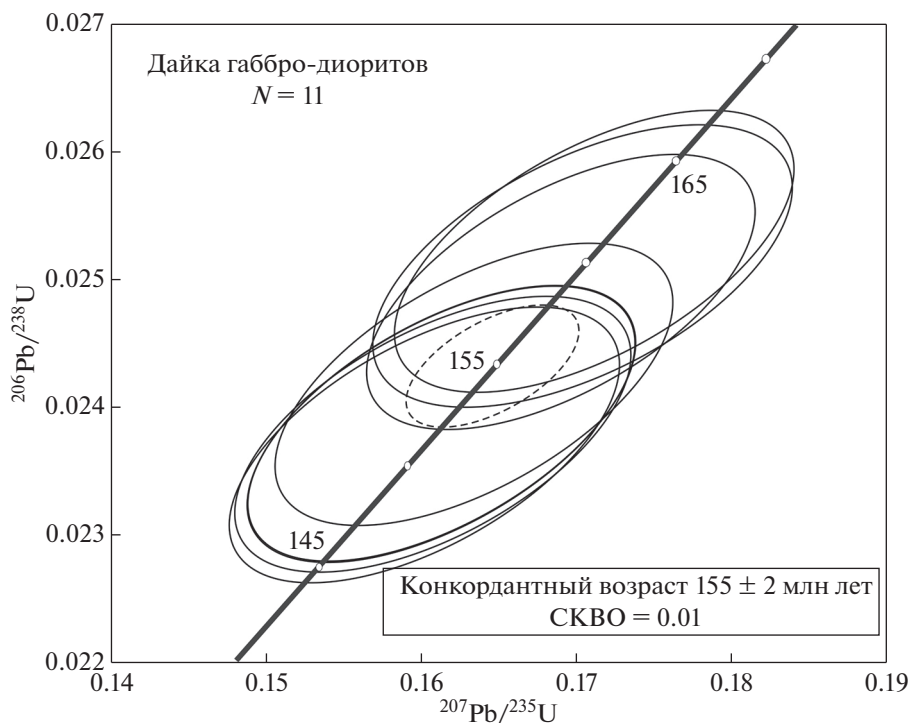
Фиг. 4. Диаграмма с конкордией для кристаллов циркона из тоналитов-гранодиоритов массива “трондьемитов” месторождения Тырнауз. Тонкие сплошные эллипсы – результаты единичных анализов, пунктирный эллипс соответствует конкордантному значению. Погрешности единичных анализов и вычисленных конкордантных возрастов и пересечений с конкордией приведены на уровне 2σ.



Фиг. 5. Микрофотографии кристаллов циркона из дайки габбро-диоритов месторождения Тырнауз, снятые в режиме катодоллюминесценции. Окружностями обозначены аналитические кратеры, номера точек зондирования соответствуют таковым в табл. 3. Показаны локальные значения изотопного возраста (млн лет; табл. 3). Длина масштабной линейки – 20 мкм.

Призматический облик и отчетливая осцилляционная зональность “молодого” циркона из изученной разновидности лейкократовых гранитов Тырнауза, отвечающего, по-видимому, “авто-

кристам” этого минерала (Miller et al., 2007), свидетельствуют о его магматическом происхождении (например, Hoskin, Black, 2000). Это дает основания полагать, что полученный средневзвешенный



Фиг. 6. Диаграмма с конкордией для кристаллов циркона из дайки габбро-диоритов месторождения Тырнауз по данным табл. 3. Тонкие сплошные эллипсы – результаты частных анализов, пунктирный эллипс соответствует конкордантному значению. Погрешности единичных анализов и вычисленных конкордантных возрастов и пересечений с конкордией приведены на уровне 2σ .

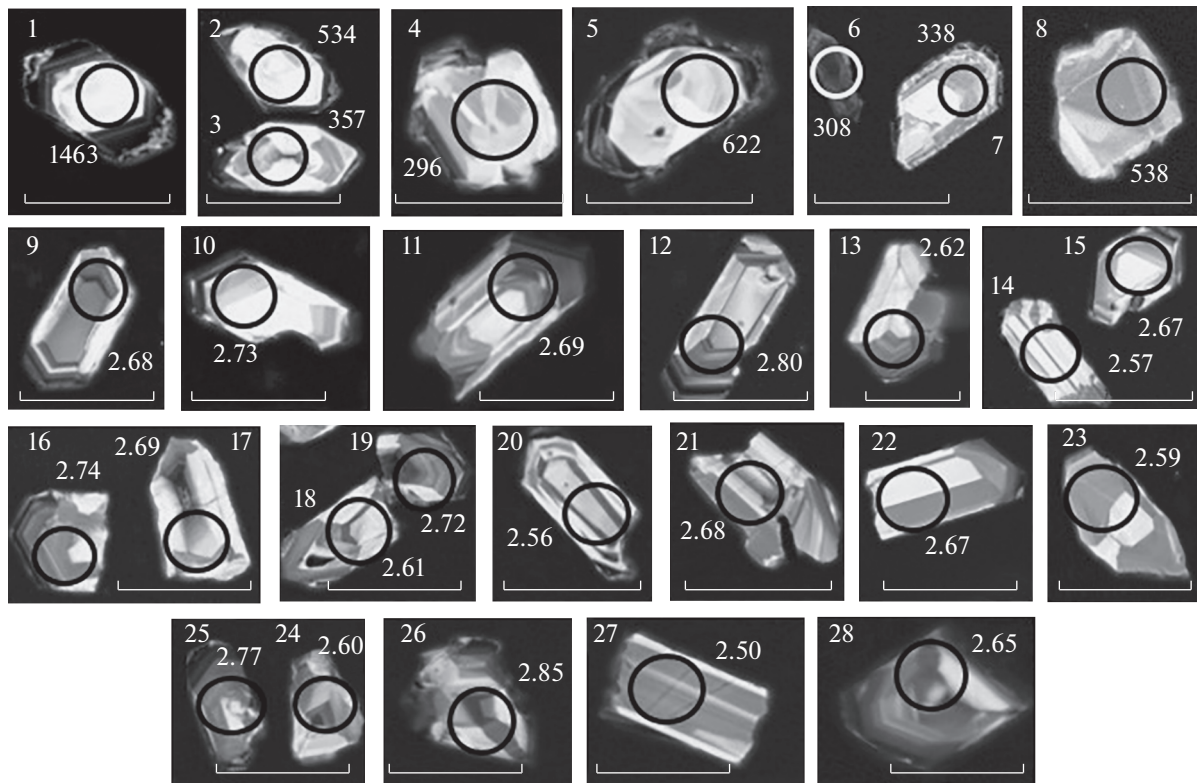
изотопный U–Pb-возраст 2.67 ± 0.04 млн лет (фиг. 8; табл. 5) соответствует времени кристаллизации этой разновидности лейкократовых гранитов. Напротив, разновозрастные “древние” цирконы, по-видимому, являются ксеногенными (“ксенокристами”), или “унаследованными” (Miller et al.,

2007), захваченными как из ксенолитов брекчии, так и из пород более глубоких уровней, через которые внедрялась магма лейкократовых гранитов или соответствующий еще недифференцированный расплав. В числе последних можно предполагать позднепалеозойские гранитоиды и раз-

Таблица 3. Результаты U–Pb-изотопных исследований циркона из дайки основных пород (габбро-диоритов) месторождения Тырнауз

№ точки анализа	Содержание, г/г		Th/U	Изотопные отношения				Rho	Возраст, млн лет				D, %
	^{206}Pb	U		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1σ		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	2σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	2σ	
1	9	413	0.33	0.16134	3.2	0.02387	1.8	0.6	152	10	152	6	-0.1
2	7	326	0.29	0.16138	3.2	0.02387	1.8	0.6	152	10	152	6	-0.1
3	6	260	0.22	0.16344	3.2	0.02418	1.9	0.6	154	10	154	6	-0.2
4	8	384	0.20	0.16308	3.7	0.02412	1.8	0.5	153	11	154	6	-0.1
5	7	340	0.28	0.16081	3.2	0.02379	1.9	0.6	151	10	152	6	-0.1
6	5	254	0.37	0.16024	3.2	0.02370	1.9	0.6	151	10	151	6	0.0
7	13	607	0.32	0.17042	3.2	0.02510	1.8	0.6	160	10	160	6	0.0
8	51	2292	0.23	0.16904	3.0	0.02490	1.8	0.6	159	10	159	6	0.1
9	14	621	0.10	0.17120	3.1	0.02522	1.8	0.6	161	10	161	6	0.0

Примечание. Rho – коэффициент корреляции ошибок изотопных отношений. D – дискордантность.



Фиг. 7. Катодолюминесцентные изображения кристаллов циркона из лейкократовых гранитов месторождения Тырныауз. Окружностями обозначены точки, где проводилось изотопное датирование, номера точек соответствуют такому в табл. 4 и 5. Показаны локальные значения изотопного возраста (млн лет; табл. 4 и 5). Длина масштабной линейки – 100 мкм.

личные еще более древние образования, возможно, породы метаморфического фундамента орогена. Возраст некоторых “ксенокристов” циркона (296 и 308 млн лет) совпадает в пределах ошибки со значением изотопного U–Pb-возраста (302 ± 4 млн лет) “трондьемитов” Тырныауза.

Морфология кристаллов и изотопные U–Pb-характеристики циркона из эльджуртинских гранитов и риолитов

Кристаллы циркона в изученной пробе эльджуртинских гранитов представлены прозрачными

Таблица 4. Результаты U–Pb-изотопных исследований “древнего” циркона из лейкократовых гранитов месторождения Тырныауз

№ точки анализа	Содержание, г/г		Th/U	Изотопные отношения				Rho	Возраст, млн лет				D, %
	²⁰⁶ Pb	U		²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ		²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2σ	
1	150	636	0.33	3.28642	19.4	0.25481	2.6	0.1	1478	574	1463	76	1.0
2	11	148	0.68	0.69211	3.2	0.08638	1.8	0.6	534	34	534	20	0.0
3	54	1072	0.74	0.42069	2.8	0.05689	1.8	0.6	357	20	357	13	0.0
4	15	349	0.38	0.33741	3.1	0.04695	1.8	0.6	295	18	296	11	-0.2
5	43	488	0.75	0.84412	2.9	0.10131	1.8	0.6	622	36	622	23	-0.1
6	35	811	0.64	0.35433	2.9	0.04891	1.8	0.6	308	18	308	11	0.1
7	50	1064	0.33	0.39564	2.8	0.05389	1.8	0.6	339	19	338	12	0.1
8	87	1142	1.00	0.69900	2.7	0.08704	1.8	0.6	538	30	538	19	0.1

Примечание. Rho – коэффициент корреляции ошибок изотопных отношений. D – дискордантность.

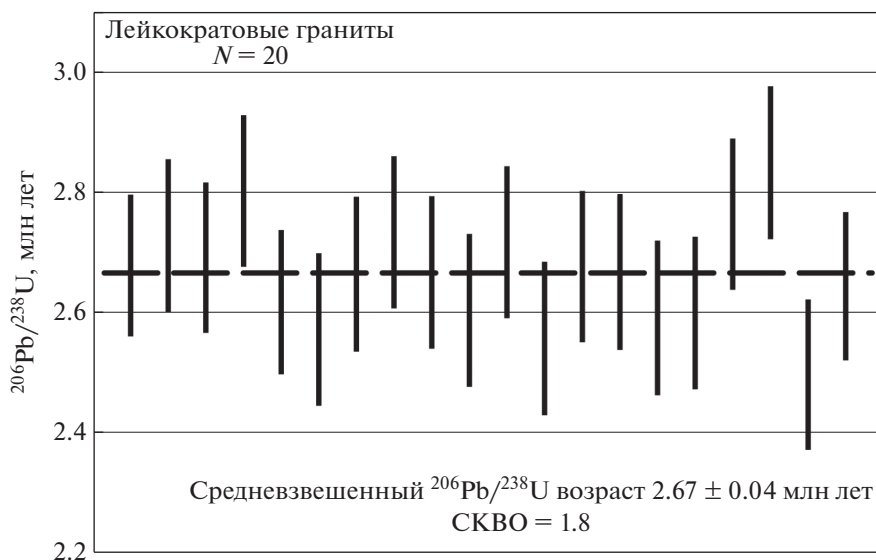
Таблица 5. Результаты U–Pb-изотопных исследований “молодого” циркона из лейкократовых гранитов месторождения Тырнауз

№ точки анализа	Содержание, г/г		Th/U	Изотопные отношения*					Возраст**, млн лет	
	²⁰⁶ Pb _c	U		²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ	Rho	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ
9	2.46	6370	0.52	0.00606	0.00015	0.00043	0.00001	0.94	2.681	0.060
10	0.47	1279	0.37	0.00301	0.00019	0.00041	0.00001	0.39	2.729	0.064
11	1.00	2720	0.54	0.00351	0.00014	0.00041	0.00001	0.61	2.692	0.062
12	2.12	5602	0.31	0.00297	0.00009	0.00042	0.00001	0.79	2.803	0.063
13	1.10	2937	0.51	0.00596	0.00019	0.00042	0.00001	0.75	2.619	0.060
14	0.46	1307	0.43	0.00335	0.00023	0.00039	0.00001	0.37	2.573	0.063
15	0.35	976	0.32	0.00294	0.00026	0.00040	0.00001	0.28	2.665	0.064
16	0.91	2461	0.38	0.00292	0.00014	0.00041	0.00001	0.51	2.735	0.063
17	0.92	2579	0.54	0.00279	0.00015	0.00040	0.00001	0.47	2.668	0.063
18	0.71	2066	0.51	0.00274	0.00017	0.00039	0.00001	0.41	2.605	0.063
19	0.85	2355	0.41	0.00321	0.00018	0.00041	0.00001	0.43	2.718	0.063
20	0.74	2203	0.73	0.00338	0.00025	0.00039	0.00001	0.35	2.558	0.064
21	0.75	2073	0.53	0.00382	0.00020	0.00041	0.00001	0.47	2.677	0.063
22	0.33	936	0.46	0.00281	0.00032	0.00040	0.00001	0.22	2.670	0.066
23	0.39	1110	0.34	0.00306	0.00027	0.00039	0.00001	0.29	2.592	0.064
24	0.82	2348	0.57	0.00282	0.00016	0.00039	0.00001	0.45	2.601	0.063
25	0.77	2081	0.39	0.00357	0.00018	0.00042	0.00001	0.47	2.765	0.063
26	1.07	2827	0.53	0.00321	0.00018	0.00043	0.00001	0.41	2.850	0.063
27	0.48	1399	0.87	0.00431	0.00024	0.00039	0.00001	0.46	2.498	0.062
28	1.07	2968	0.53	0.00438	0.00017	0.00041	0.00001	0.63	2.645	0.062

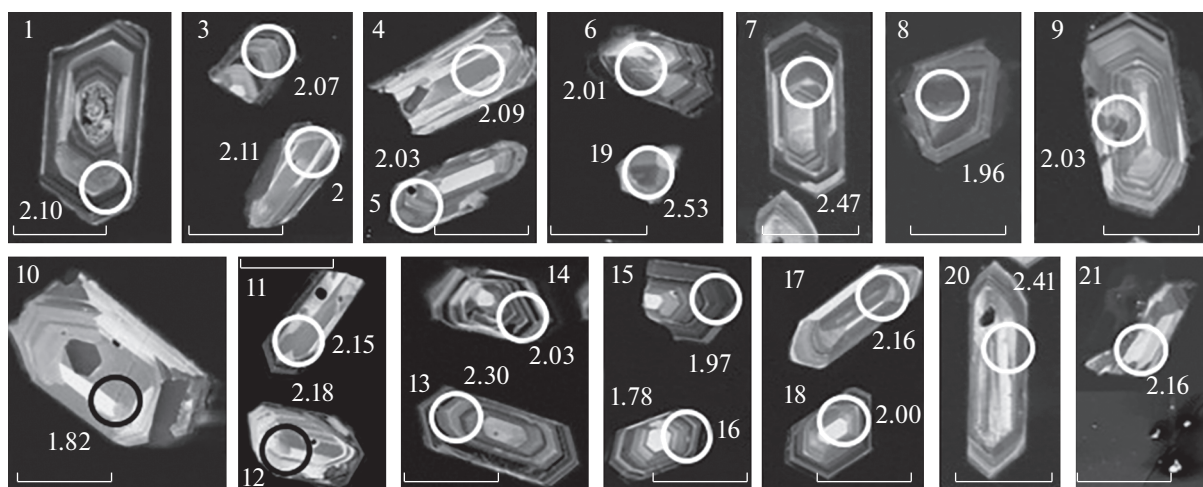
Примечание. Rho – коэффициент корреляции ошибок изотопных отношений ²⁰⁷Pb/²³⁵U и ²⁰⁶Pb/²³⁸U; * – без коррекции на нерадиоγενный свинец и Th/U неравновесность; ** – ²⁰⁶Pb/²³⁸U-возраст с коррекцией на нерадиогенный свинец и Th/U неравновесность согласно Sakata et al. (2017) и Sakata (2018).

бесцветными, хорошо ограниченными индивидуумами удлиненно-призматической формы длиной 100–150 мкм с коэффициентом удлинения порядка 3–4 (фиг. 9). В CL-изображении в большинстве кристаллов наблюдаются разных размеров светлое незональное ядро призматической формы и тонкозональная светлая оболочка. Кристаллы циркона в изученной пробе риолитов также представлены прозрачными бесцветными, хорошо ограниченными индивидуумами, большинство из которых, однако, характеризуется резко удлиненной (иногда игольчатой) призматической формой, с длиной до 300 мкм и коэффициентом удлинения порядка 7–10, иногда более (фиг. 10). Меньшая часть кристаллов циркона в риолитах представлена более короткими призматическими кристаллами длиной 80–100 мкм и коэффициентом удлинения порядка 2 (фиг. 10). В CL-изображении в большинстве кристаллов также наблюдаются разных размеров светлое незональное ядро призматической формы и тонкозональная светлая оболочка.

Изотопные U–Pb-исследования были выполнены для 21 зерна циркона эльдзуртинских гранитов и для 30 зерен циркона риолитов (табл. 6, 7; фиг. 9, 10). Как и для “молодого” циркона из лейкократовых гранитов, для данного “молодого” циркона корректнее определять возраст по ²⁰⁶Pb/²³⁸U изотопному отношению и представлять в виде средневзвешенного значения. Соответственно, для изученной выборки циркона из эльдзуртинских гранитов средневзвешенный изотопный U–Pb-возраст составляет 2.10 ± 0.08 млн лет (СКВО = 8.5) (фиг. 11а). Для изученной выборки циркона из риолитов средневзвешенный изотопный U–Pb-возраст составляет 2.05 ± 0.04 млн лет (СКВО = 3.3) (фиг. 11б). Как и в других случаях, призматический облик и отчетливая осцилляторная зональность акцессорного циркона из эльдзуртинских гранитов и риолитов Тырнауза, отвечающего, по-видимому, “автокристам” этого минерала (Miller et al., 2007), свидетельствуют о его магматическом происхождении. Это дает основания полагать, что полученные значения средневзвешенного изотопного U–Pb-возраста соответствуют времени кристаллизации указанных пород.



Фиг. 8. Диаграмма средневзвешенного изотопного U–Pb-возраста для “молодых” цирконов из лейкокраповых гранитов месторождения Тырныауз.



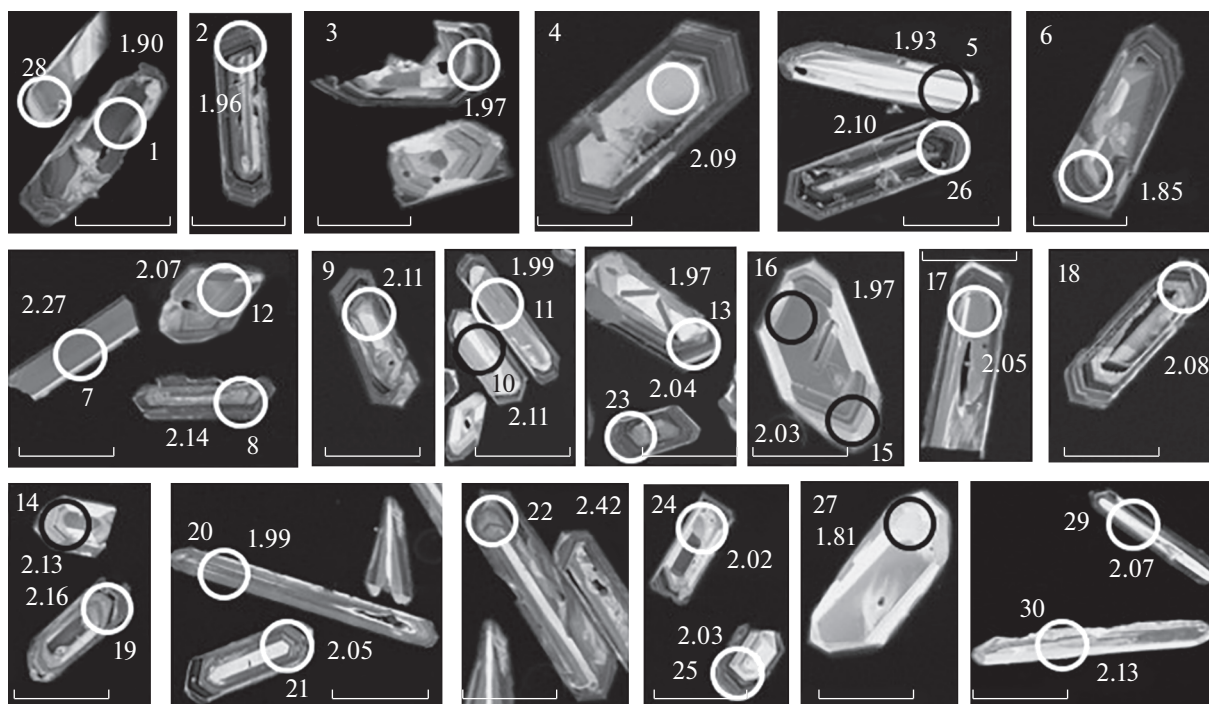
Фиг. 9. Катодолуминесцентные изображения кристаллов циркона из эльджуртинских гранитов месторождения Тырныауз. Окружностями обозначены точки, где проводилось изотопное датирование, номера точек соответствуют таковым в табл. 6. Показаны локальные значения изотопного возраста (млн лет; табл. 6). Длина масштабной линейки – 100 мкм.

Для изученных кристаллов циркона отмечены некоторые вариации значений изотопного U–Pb-возраста, составляющие в целом 1.78–2.53 млн лет для циркона из эльджуртинских гранитов и 1.81–2.42 млн лет для циркона из риолитов. При этом получены несколько более древние значения возраста в ядрах кристаллов (до 2.47 млн лет в эльджуртинских гранитах и обычно более 2 млн лет в риолитах). Однако как более древние (до 2.3 млн лет в эльджуртинских гранитах и до 2.42 млн лет в риолитах), так и молодые (до 1.82 млн лет в эльджуртинских гранитах, до 1.85 млн лет в риолитах) значения возраста отмечены и в периферических

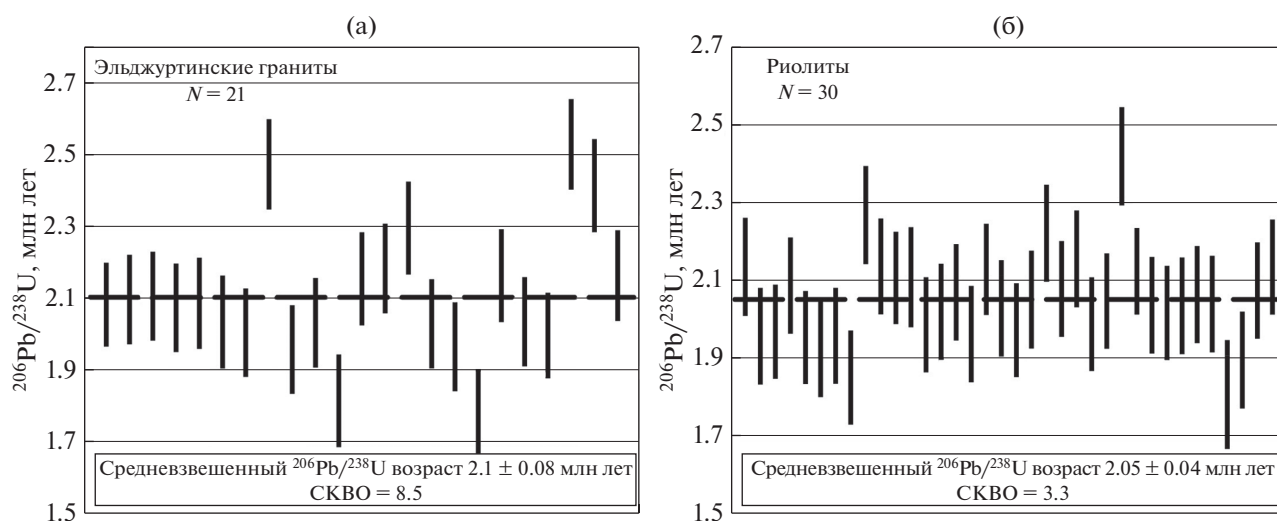
зонах кристаллов циркона. Устойчивой разницы датировок кристаллов циркона разной (от коротко-призматической до игольчатой) формы в риолитах не выявлено.

НЕКОТОРЫЕ АСПЕКТЫ ГЕНЕЗИСА МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Несмотря на очевидную фрагментарность выполненных исследований, полученные изотопные U–Pb-данные по циркону магматических пород позволяют уточнить ряд аспектов генезиса месторождения Тырныауз. В частности, установ-



Фиг. 10. Катодолуминесцентные изображения кристаллов циркона из риолитов месторождения Тырнауэз. Окружностями обозначены точки, где проводилось изотопное датирование, номера точек соответствуют таковым в табл. 7. Показаны локальные значения изотопного возраста (млн лет; табл. 7). Длина масштабной линейки – 100 мкм.



Фиг. 11. Диаграммы средневзвешенного изотопного $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраста для цирконов из эльджуртинских гранитов (а) и риолитов (б) месторождения Тырнауэз.

ленный позднепалеозойский U–Pb-возраст циркона из пород массива “трондьемитов” подтверждает присутствие позднепалеозойских интрузивных пород на месторождении. При этом конкордантный позднепалеозойский возраст не позволяет рассматривать изученные цирконы ни в качестве “ксенокристов” (Miller et al., 2007), “унаследованных” при магматическом замеще-

нии и/или плавлении девон-нижнекаменноугольных вулканитов при внедрении более молодых (неогеновых) интрузий, ни как “автокристы” или “антекристы” (Miller et al., 2007), кристаллизовавшиеся из гибридного расплава в неогене, как это должно было бы оказаться, если бы подобная модель образования “трондьемитов” имела место. Хотя процессы магматического замеще-

Таблица 6. Результаты U–Pb-изотопных исследований циркона из эльджуртинских гранитов месторождения Тырнауза

№ точки анализа	Содержание, г/т		Th/U	Изотопные отношения*					Возраст**, млн лет	
	²⁰⁶ Pb	U		²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ	Rho	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ
1	1.32	4918	0.25	0.00221	0.00008	0.00031	0.00001	0.89	2.097	0.062
2	0.22	766	0.30	0.00318	0.00021	0.00032	0.00001	0.47	2.106	0.062
3	0.69	2503	0.16	0.00268	0.0001	0.00031	0.00001	0.86	2.074	0.062
4	0.14	496	0.34	0.0024	0.00024	0.00031	0.00001	0.32	2.086	0.063
5	0.49	1889	0.30	0.00193	0.00009	0.0003	0.00001	0.71	2.034	0.065
6	0.43	1617	0.25	0.00265	0.00013	0.0003	0.00001	0.68	2.005	0.062
7	0.65	2010	0.29	0.00276	0.00015	0.00037	0.00001	0.50	2.473	0.063
8	0.72	2796	0.18	0.00233	0.00009	0.00029	0.00001	0.89	1.958	0.062
9	0.36	1322	0.24	0.00221	0.00012	0.0003	0.00001	0.61	2.032	0.062
10	0.07	285	0.52	0.00226	0.00034	0.00027	0.00001	0.25	1.815	0.064
11	0.09	325	0.62	0.00205	0.00031	0.00032	0.00001	0.21	2.154	0.065
12	0.18	614	0.32	0.00301	0.00021	0.00033	0.00001	0.43	2.183	0.062
13	0.55	1849	0.17	0.00236	0.00013	0.00034	0.00001	0.53	2.295	0.065
14	0.85	3215	0.25	0.00221	0.0001	0.0003	0.00001	0.74	2.029	0.062
15	1.35	5320	0.20	0.00215	0.00008	0.00029	0.00001	0.93	1.965	0.062
16	0.47	1871	0.20	0.00415	0.00016	0.00028	0.00001	0.93	1.784	0.058
17	0.31	1105	0.30	0.00208	0.00015	0.00032	0.00001	0.43	2.163	0.065
18	0.16	557	0.40	0.00506	0.00026	0.00032	0.00001	0.61	1.997	0.060
19	0.58	1733	0.38	0.00292	0.00017	0.00038	0.00001	0.45	2.528	0.063
20	0.25	755	0.57	0.00244	0.00027	0.00036	0.00001	0.25	2.413	0.065
21	0.42	1510	0.25	0.00223	0.00018	0.00032	0.00001	0.39	2.163	0.063

Примечание. Rho – коэффициент корреляции ошибок изотопных отношений ²⁰⁷Pb/²³⁵U и ²⁰⁶Pb/²³⁸U; * – без коррекции на нерадиоγενный свинец и Th/U-неравносность; ** – ²⁰⁶Pb/²³⁸U-возраст с коррекцией на нерадиоγενный свинец и Th/U-неравносность согласно Sakata et al. (2017) и Sakata (2018).

ния, контаминации и гибридизма пород широко проявлены в массиве “трондьемитов”, они, очевидно, связаны с внедрением именно позднепалеозойской магмы.

Позднепалеозойский изотопный U–Pb-возраст циркона (302 ± 4 млн лет) из пород массива “трондьемитов” Тырнауза подчеркивает возрастную близость последних к возрасту диорит-гранитных интрузивов, с которыми связан ряд других Mo–W- и W-месторождений и проявлений в регионе. В частности, близкие K–Ar-датировки были получены для неизменных биотитовых гранитов (308 млн лет) и их Mo–W-носных грейзенизированных разновидностей (305 и 304 млн лет) рудопроявления Субаши, а несколько более молодые (290–297 млн лет) – для гранитоидов W-месторождения Кти-Теберда (Подлесский и др., 1992; Гурбанов, Аретц, 1996). Таким образом, изотопный U–Pb-возраст циркона из пород массива “трондьемитов” Тырнауза совпадает с датировками герцинской–позднепалеозойской (позднекаменноугольной–раннепермской) эпохи воль-

фрамоносного магматизма и W-оруденения на Северном Кавказе (Передовом хребте) (Гурбанов и др., 1992). При подтверждении позднепалеозойского возраста скарнов Тырнауза, ввиду масштабов W-оруденения на этом объекте, могло бы быть получено наиболее веское подтверждение металлогенической значимости этой эпохи. Вместе с этим, полные формационные аналоги массива “трондьемитов” в регионе не известны (Письменный и др., 2004), а подавляющее большинство позднепалеозойских гранитоидных массивов в регионе значимой W-минерализацией не сопровождаются. Поэтому можно предположить, что эволюция состава близких по возрасту гранитоидов от диорит-гранитных плутонов (Гурбанов и др., 1992) до массивов с выраженной “трондьемитовой” (тоналит-плагиогранитной) спецификой, определяемая локальной разницей магматических источников и условий кристаллизации магмы, могла способствовать росту продуктивности вольфрамоносных интрузий.

Таблица 7. Результаты U–Pb-изотопных исследований циркона из риолитов месторождения Тырнауза

№ точки анализа	Содержание, г/т		Th/U	Изотопные отношения*					Возраст**, млн лет	
	²⁰⁶ Pb	U		²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ	Rho	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ
1	0.75	2721	1.08	0.00233	0.00009	0.00032	0.00001	0.81	2.134	0.063
2	1.08	4201	0.27	0.00233	0.00013	0.00029	0.00001	0.62	1.956	0.062
3	0.62	2405	0.17	0.00327	0.00014	0.0003	0.00001	0.78	1.968	0.060
4	1.50	5610	0.10	0.00246	0.00008	0.00031	0.00001	0.99	2.086	0.062
5	0.13	507	0.32	0.00273	0.00031	0.00029	0.00001	0.30	1.927	0.064
6	0.75	3025	0.16	0.00302	0.00014	0.00028	0.00001	0.77	1.850	0.060
7	0.24	817	0.49	0.00267	0.00019	0.00034	0.00001	0.41	2.267	0.063
8	0.63	2265	0.21	0.00272	0.0001	0.00032	0.00001	0.85	2.135	0.062
9	0.57	1972	0.22	0.00437	0.00014	0.00033	0.00001	0.95	2.106	0.059
10	0.21	647	0.30	0.00883	0.00055	0.00037	0.00001	0.43	2.108	0.064
11	0.18	670	0.67	0.00391	0.00024	0.00031	0.00001	0.53	1.986	0.061
12	0.28	1008	0.25	0.00272	0.00016	0.00031	0.00001	0.55	2.069	0.062
13	0.74	2943	0.15	0.00216	0.00008	0.00029	0.00001	0.93	1.967	0.062
14	0.32	987	0.29	0.0075	0.00033	0.00036	0.00001	0.63	2.128	0.059
15	0.30	1147	0.21	0.00225	0.00014	0.0003	0.00001	0.54	2.027	0.062
16	0.25	912	0.31	0.00433	0.00025	0.00031	0.00001	0.56	1.972	0.060
17	0.19	674	0.95	0.00214	0.00019	0.00032	0.00001	0.35	2.050	0.063
18	1.19	4400	0.20	0.00191	0.00008	0.00028	0.00001	0.85	2.078	0.062
19	0.49	1724	0.21	0.00388	0.00017	0.00031	0.00001	0.74	2.155	0.062
20	0.30	1093	0.68	0.00308	0.00015	0.00031	0.00001	0.66	1.987	0.060
21	0.33	1222	0.26	0.00221	0.00017	0.00032	0.00001	0.41	2.046	0.061
22	0.36	1159	0.36	0.00857	0.00025	0.00037	0.00001	0.93	2.418	0.063
23	1.47	5531	0.14	0.00214	0.00016	0.00031	0.00001	0.43	2.036	0.062
24	0.15	485	0.19	0.00218	0.00009	0.0003	0.00001	0.81	2.016	0.060
25	0.81	3125	0.12	0.00844	0.0005	0.00036	0.00001	0.47	2.034	0.062
26	2.54	9753	0.11	0.00574	0.00068	0.0003	0.00001	0.28	2.039	0.062
27	0.04	152	0.66	0.00222	0.00016	0.00028	0.00001	0.50	1.807	0.070
28	0.48	1886	0.22	0.00199	0.00013	0.00028	0.00001	0.55	1.895	0.062
29	0.23	752	0.35	0.00388	0.00021	0.00033	0.00001	0.56	2.073	0.062
30	0.53	1794	0.37	0.71984	0.0135	0.08853	0.00162	0.98	2.134	0.061

Примечание. Rho – коэффициент корреляции ошибок изотопных отношений ²⁰⁷Pb/²³⁵U и ²⁰⁶Pb/²³⁸U; * – без коррекции на нерадиоогенный свинец и Th/U-неравновесность; ** – ²⁰⁶Pb/²³⁸U-возраст с коррекцией на нерадиоогенный свинец и Th/U-неравновесность согласно Sakata et al. (2017) и Sakata (2018).

Пересечение скарновых тел Тырнауза дайками и штоками лейкократовых гранитов позволяет рассматривать более древний возраст скарнов, в том числе позднепалеозойский, в связи с интрузиями “трондьемитов”. Хотя непосредственные контакты скарнов с “трондьемитами” не наблюдались (ввиду их пространственной разобщенности), такая модель, очевидно, может иметь место (Курдюков, 1983, 1984; Рехарский и др., 1997). В этом аспекте установленный позднепалеозойский возраст “трондьемитов” представляет собой необходимый, хотя еще не достаточный, элемент

модели формирования крупных тел скарнов Тырнауза, соответственно, в позднем палеозое в связи с внедрением “трондьемитов”. Для уверенного определения возраста скарнов Тырнауза необходимо изотопное датирование скарновых минералов.

Более проблематичным является отнесение рудной минерализации в скарнах к “долейкогранитной”, поскольку, несмотря на обычное присутствие ксенолитов безрудных скарнов, ксенолиты скарнов с рудной минерализацией в лейкократовых гранитах или не отмечаются, или их

взаимоотношения с вмещающими породами не выглядят однозначными. Большая часть Mo–W-рудной минерализации в скарнах, несомненно, связана с пересекающими их послескарновыми метасоматическими жилами, прожилками и их штокверками (Граменицкий и др., 1978), которые пересекают также и лейкократовые граниты. Вместе с этим, существенная часть молибдошеелита в минерализованных скарнах не обнаруживает, по крайней мере, явной связи с секущими скарны метасоматическими жилами, а распределена в виде тонкой вкрапленности, отдельных небольших гнезд, неправильной формы скоплений, цепочек зерен вдоль реликтовой полосчатости скарнов, в связи с равномерным “объемным” замещением (“пропитыванием”) скарнов апоскарновыми минеральными ассоциациями. Последние достаточно строго ограничены контурами скарновых тел, причем проявлена и “внутризалежная” минеральная зональность, выраженная в тяготеении более высоких концентраций молибдошеелита к контакту скарновых тел с мраморами (Курдюков, 1979). Все это трудно объяснить с позиций исключительной связи рудной минерализации с “наложенным” (“пост-лейкогранитным”) рудным штокверком и может указывать, напротив, на замещение безрудных скарнов рудоносными апоскарновыми метасоматитами непосредственно при гидротермальной эволюции, по крайней мере, на определенном (раннем) этапе формирования месторождения. Эти признаки могут отвечать “долейкогранитному” (в том числе позднепалеозойскому) возрасту данной апоскарновой рудной минерализации, тогда как последующие штокверки рудоносных метасоматических жил могут представлять более молодую рудную стадию.

Магматические породы юрского возраста ранее в рудном поле не отмечались. Присутствие даек основных пород позднеюрского возраста, с изотопным U–Pb-возрастом циркона, составляющим 155 ± 2.0 млн лет, вероятно, отражает активизацию зоны Пшекиш-Тырныузского разлома в связи с индосинийским и/или киммерийским тектоно-магматическим циклом развития северной окраины палеоокеана Тетис и с проявлением процессов рассеянного рифтогенеза, начавшихся в триасе и достигших своей кульминации в юрское время (Лавришев и др., 2011).

Заслуживают обсуждения изотопные U–Pb-данные о неогеновом (2.67 ± 0.04 млн лет) возрасте становления лейкократовых гранитов. Эти результаты указывают на значительно более молодой возраст данных пород, по сравнению с ранее имевшимися изотопными датировками лейкократовых гранитов, полученными K–Ar-методом (от 90 млн лет до 20 ± 2 и 7 ± 1.5 млн лет; Борсук и др., 1972; Борсук, 1979), но отличающийся от датировок лейкократовой фации эльдзуртинских гранитов, развитых на удалении от

этого штока (по которой указанные авторы получили K–Ar-даты 2 ± 0.2 млн лет). Причина такой разницы датировок лейкократовых гранитов не вполне ясна и может, в том числе, объясняться наличием разновременных интрузий (фаз внедрения) этих пород, с несколько различным возрастом кристаллизации, который в целом охватывает значительный интервал времени. Следует подчеркнуть, что наши данные относятся лишь к одной из разновидностей (возможно, фаз внедрения) лейкократовых гранитов штока “Паук”; можно допустить, что при дальнейших геохронологических U–Pb-исследованиях могут быть получены и более древние датировки лейкократовых гранитов, как по штоку “Паук”, так и по другим интрузивам этих пород. В любом случае, полученные изотопные U–Pb-данные согласуются с отнесением лейкократовых гранитов Тырныуза к неointрузиям, сформированным в альпийское (неогеновое) время, но до внедрения эльдзуртинских гранитов. Обращает внимание также присутствие среди “древнего” (ксеногенного) циркона выявленных в лейкократовых гранитах штока “Паук” кристаллов с датировками порядка 300 млн лет, т.е. весьма близкого возрасту “трондьемитов”. Это может косвенно указывать на присутствие последних на глубине, непосредственно под скарновыми телами; впоследствии они могли быть уничтожены при внедрении как лейкократовых, так и эльдзуртинских гранитов.

Таким образом, изученные лейкократовые граниты представляют собой обособленные интрузии, которые внедрились раньше эльдзуртинских гранитов, даже с учетом вариаций возраста кристаллизации верхних и более глубинных частей Эльдзуртинского массива (Hess et al., 1993). Кроме более древнего возраста, весьма специфичный набор генераций циркона также отличает изученные лейкократовые граниты от эльдзуртинских гранитов и исключает возможность их формирования при метасоматозе (автометасоматозе и др.) и при контактовом гибрилизме (“лейкократализации”) последних, что иногда предполагается. При этом разного рода процессы флюидно-магматической дифференциации, метасоматоза, метамагматизма, взаимодействия с вмещающими породами и т.п. при внедрении и кристаллизации лейкократовых гранитов проявились весьма интенсивно, с чем связаны широкие вариации их состава и текстурного облика. Все это позволяет подчеркнуть обособленность лейкократовых гранитов как самостоятельной, наиболее ранней интрузивной фазы или этапа становления неointрузий Тырныуза. Это согласуется как с известной “некомплиментарностью” составов лейкократовых и последующих эльдзуртинских гранитов (Ляхович, 1976), так и с наличием сопровождающих лейкократовые граниты, но “доэльдзуртинских” аплитов и других жильных дериватов. Неогеновый

возраст лейкократовых гранитов позволяет согласиться с отнесением к неогену и молибденовой минерализации, которая формировалась после внедрения лейкократовых гранитов и продолжалась затем до и после внедрения эльджуртинских гранитов. С формированием кварц-полевошпатоволибденитовых прожилков в неогене согласуются как данные по их изотопному K–Ar-возрасту (1.60 ± 0.25 млн лет по калиевому полевошпату; Борсук и др., 1972), так и данные определения изотопного Rb–Sr-возраста рудных образований (1.96 ± 0.02 млн лет; Журавлев, Негрей, 1993).

Полученный изотопный U–Pb-возраст (2.10 ± 0.08 и 2.05 ± 0.04 млн лет соответственно) подтверждает неогеновый (плейстоценовый, около 2 млн лет) возраст становления эльджуртинских гранитов и прорывающих их риолитов, ранее определенный для этих пород изотопными K–Ar, Rb–Sr и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методами (Борсук и др., 1972; Журавлев, Негрей, 1993; Лебедев и др., 2004). Более молодые значения возраста эльджуртинских гранитов, отмеченные другими авторами, отвечают более поздней кристаллизации глубоких частей массива. Полученные изотопные U–Pb-данные согласуются с возрастной последовательностью внедрения и кристаллизации эльджуртинских гранитов и более молодых риолитов и подчеркивают короткий временной разрыв между ними. Вместе с этим, большее разнообразие морфологических типов кристаллов циркона в риолитах предполагает более сложную историю кристаллизации этих пород, чем их непосредственное фракционирование при дифференциации магмы эльджуртинских гранитов. Последнее, в том числе, могло быть связано с возможной большей автономностью питающих их магматических очагов, на что указывает и меньшая (по сравнению с эльджуртинскими гранитами) кремнекислотность риолитов (риолито-дацитов) (Ляхович, 1976). Соответственно, еще более молодой неогеновый возраст предполагается для “пост-эльджуртинской” вольфрамовой минерализации (Кононов, Куликов, 1979), а также комплексной Mo–W–Bi–Te–Au-минерализации, которая развита в эльджуртинских гранитах (Докучаев, Носова, 1994) и играет преобладающую роль на удалении от ведущих Mo–W- и Mo-рудных тел на месторождении-спутелите Гитче-Тырныауз (Парада, Столяров, 2012).

Подтверждение “самостоятельности” интрузий лейкократовых гранитов и их раннего, определенно “доэльджуртинского” возраста подчеркивает общую антидромную последовательность внедрения магмы неинтрузий Тырныауза. Действительно, содержания кремнезема последовательно уменьшаются в ряду лейкократовые граниты → эльджуртинские граниты → риолиты (риолито-дациты) (табл. 1) и далее снижаются в еще более молодых витрофирах и витроандезитах

(Пэк, 1962; Ляхович, 1976). Современные петрогенетические интерпретации антидромного магматизма (Фролова, 1991) связывают это явление с прогрессирующим поступлением глубинных, основных магм в коровые очаги кислых расплавов по мере деструкции континентальной коры на постколлизиионном, возможно, внутриплитном этапах тектонической эволюции, с соответствующим смешением контрастных по составу (основных и кислых) магм и последующей кристаллизацией итоговых, все менее кремнекислых расплавов. Участие мантийных (астеносферных) магм в развитии гранитоидного магматизма установлено для широкой группы постколлизиионных (неогеновых) гранитоидных комплексов Северного Кавказа, включая плиоценовые гранитоиды Тырныауза (Эльджуртинский массив), как следствие мантийно-коровых процессов при коллизиионном взаимодействии Аравийской и Евразийской плит, утолщения литосферы и ее деламинации при поступлении мантийного материала (Носова и др., 2005; Докучаев и др., 2010). Поступление глубинного материала при становлении эльджуртинских гранитов отмечалось по данным изотопных исследований (Костицын, 1995), а признаком смешения основных и кислых магм могут служить округлые включения (“энклавы”) биотит-плагиоклазового состава, распространенные в этих гранитах (Костицын, 1995; Попов и др., 1993). Петрологическим следствием смешения основных и кислых расплавов могло быть ощелачивание итогового расплава, с преобладающим ростом калиевой щелочности и устойчивой кристаллизацией крупных фенокристаллов ортоклаза-санидина (Коржинский, 1958).

Участие основных магм, по-видимому, глубинного (мантийного) происхождения в формировании неогеновых гранитоидов Тырныауза согласуется с широким развитием как молибденовой, так и последующей комплексной Mo–W–Bi–Te–Au–As–Sb-минерализации. Связь большинства этих элементов (по крайней мере Bi, Te, Au, As, Sb) с основными магмами хорошо известна, и по мере развития антидромной магматической дифференциации их роль в рудообразующей системе закономерно возрастает. Таким образом, формирование неогеновой рудной минерализации Тырныауза, начавшееся после внедрения лейкократовых гранитов с развития преобладающей молибденовой минерализации, затем продолжалось до и после внедрения внутрирудных эльджуртинских гранитов и риолитов (которые пересекают и срезают более ранние гидротермально-рудные образования). Золоторудная и ассоциирующая минерализация завершает рудообразование. Формирование золото-полиметаллической минерализации на поздних этапах развития гранитогенных магмато-гидротермальных систем в связи с участием основных магм, возможно, мантийной

природы, в настоящее время признается на многих редкометальных, оловорудных и иных месторождениях “гранитогенного семейства” (Seifert, 2010; Stemprok, Seifert, 2011).

Внедрение лейкократовых гранитов и формирование систем метасоматических пироксен-гранат-кварцевых, гранат-кварцевых и иных жил с молибденитом и шеелитом, а также наиболее крупных кварц-полевошпат-молибденитовых и кварц-молибденитовых штокверков, с которыми связана наиболее интенсивная молибденовая минерализация, наиболее ярко характеризует начало нового – неогенового – этапа формирования месторождения. Последующее внедрение эльджуртинских гранитов и риолитов также сопровождалось молибденовой минерализацией. Формирование кварц-молибденитовых штокверков как до, так и после внедрения эльджуртинских гранитов подчеркивалось А.А. Курдюковым, З.И. Курдюковой (1972). Такая связь молибденовой минерализации с интрузиями лейкократовых гранитов и субвулканических тел риолитов имеет черты сходства с магматогебно-гидротермальными системами ряда крупных месторождений молибдена (с подчиненным вольфрамом), в частности, месторождений типа Юред-Хендерсон и Клаймакс (Wallace, 1995; Seedorff, Einaudi, 2004; Audetat, 2015). В некоторых Мо-месторождениях данного типа отмечаются бимодальные лейкогранит-лампрофировые комплексы, подчеркивающие связь магматизма с глубинными источниками (Bookstrem et al., 1988).

Золоторудная и ассоциирующая минерализация формировалась после внедрения эльджуртинских гранитов и сопровождающих их малых интрузий (даек аплитов, аляскитов и др., а также даек и штоков риолитов и других субвулканических пород) и получила наибольшее развитие на месторождении-сателлите Гитче-Тырныауз. Данная Au-минерализация, ввиду обычного присутствия минералов Mo, W, Bi, Te, As, Sb, имеет признаки сходства с комплексной плутоногенной (“intrusion-related”) минерализацией многих месторождений, которые ряд авторов относят к редкометально-золоторудному типу (Гамянин и др., 2000). Вероятно, можно усмотреть и определенное сходство поздней Au–Te-минерализации с эпитермальной, особенно ввиду ее возможной связи с субвулканическими интрузиями. На данном этапе исследований пока не ясно, развивается ли золотая минерализация как непосредственное эволюционное продолжение молибденовой или формируется на обособленном этапе, в связи с внедрением наиболее поздних, наименее кремнекислых интрузий, в том числе витроандезитов и т.п. Развитие золоторудной минерализации в связи с неогеновым магматизмом на Тырныаузе согласуется с широким распространением близкой по составу Au–As–Sb–Sn–Mo-минерализа-

ции в связи с неоген-четвертичными интрузиями на Северном Кавказе (Кайгородова и др., 2021).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Впервые выполненные (методом LA-ICP-MS) исследования изотопного U–Pb-возраста циркона в главных типах магматических пород месторождения Тырныауз подчеркивают присутствие на месторождении магматических пород как неогенового, так и более древнего (вплоть до позднепалеозойского) возраста.

Наиболее ранними являются породы массива “трондьемитов” (с внедрением нескольких интрузивных фаз), сформированные в позднем палеозое. Позднепалеозойский возраст массива “трондьемитов”, подтвержденный полученным изотопным U–Pb-возрастом (302 ± 4 млн лет) циркона из пород главной интрузивной фазы (тоналитов-гранодиоритов) этого массива, может рассматриваться в контексте необходимого (хотя еще недостаточного) условия для обоснования модели позднепалеозойского возраста наиболее крупных тел скарнов с апоскарновой Mo–W-минерализацией на месторождении Тырныауз.

На следующем, более позднем (неогеновом) этапе происходило внедрение штоков и сложных интрузивных тел лейкократовых гранитов, срезающих и секущих скарны, с формированием тел магматических брекчий, внедрением сопровождающей дайковой свиты аплитов и развитием интенсивной существенно молибденовой (с подчиненным вольфрамом) минерализации в крупных жильно-прожилковых, штокверковых системах. Средневзвешенный изотопный U–Pb-возраст циркона в изученной разнovidности лейкократовых гранитов составляет 2.67 ± 0.04 млн лет. Следующим было внедрение крупного массива биотитовых (эльджуртинских) гранитов, связанной с ними дайковой свиты аплитов и аляскитов, а далее – внедрение субвулканических тел риолитов. Средневзвешенный изотопный U–Pb-возраст циркона в эльджуртинских гранитах составляет 2.10 ± 0.08 млн лет, а в риолитах – 2.05 ± 0.04 млн лет. Внедрение этих пород сопровождалось формированием как молибденовой, так и комплексной Mo–W–Bi–Te–Au-минерализации, наиболее интенсивной на сателлитном Au-месторождении Гитче-Тырныауз.

Полученные изотопные U–Pb-данные обнаруживают хорошую сходимость с данными, полученными ранее с помощью изотопных K–Ar- и Rb–Sr-методов, в том числе для молодых (моложе 3 млн лет) магматических пород Тырныауза. Таким образом, изотопный U–Pb (LA-ICP-MS) метод показал свою эффективность для определения возраста циркона из таких молодых магматических образований. Выявление магматических

пород ранее неизвестного на месторождении возраста (например, юрской дайки) подчеркивает возможность дальнейшей детализации представлений об истории магматизма Тырныауза. Интересны также данные о возрасте “древнего”, ксеногенного циркона, дающие информацию о составе фундамента оргена.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарны А.В. Тышкевич (ЦНИГРИ) за отбор и подготовку проб циркона.

ФИНАНСИРОВАНИЕ

Исследование выполнено при финансовой поддержке проекта Российской Федерацией в лице Минобрнауки России (проект № 075-15-2020-802).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аракелянц М.М., Борсук А.М., Шанин Л.Л.* Новейшая гранитоидная вулcano-плутоническая формация Большого Кавказа по данным калий-аргонового датирования // Докл. АН СССР. 1968. Т. 182. № 5. С. 1157–1160.
- Багдасарян Г.П., Ляхович В.В.* Новые данные по абсолютному возрасту горных пород Тырныауза // Геология руд. месторождений. 1981. № 4. С. 97–102.
- Борсук А.М.* Мезозойские и кайнозойские магматические формации Большого Кавказа. М.: Наука, 1979. 299 с.
- Борсук А.М., Аракелянц М.М., Шанин Л.Л.* Этапы кайнозойского гранитоидного магматизма и молибденового оруденения на Северном Кавказе по геологическим и радиологическим данным // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1972. № 2. С. 135–138.
- Богина М.М.* Петрология плиоценовых гранитоидов коллизионного типа Большого Кавказа // Автореф. дисс. канд. геол.-мин. наук. М.: ИГЕМ РАН, 1994.
- Гамянин П.Н., Гончаров В.И., Горячев Н.А.* Золото-редкометалльные месторождения Северо-Востока России // Тихоокеан. геол. 2000. № 15. С. 619–636.
- Граменицкий Е.Н., Зиновьева Н.Г., Кононов О.В., Нестеров И.В.* Основные черты минералогии и зональности послескарновых продуктивных метасоматитов Тырныауза // Очерки физико-химической петрологии. М.: Наука, 1978. Вып. 7. С. 13–27.
- Граменицкий Е.Н., Кононов О.В.* Минеральные ассоциации и типы Мо-В руд Слепой залежи Тырныаузского месторождения // Геология руд. месторождений. 2019. № 4. С. 72–91.
- Гурбанов А.Г., Аретц И.* Критерии вольфрамоносности гранитов позднепалеозойской диорит-гранитной формации, Северный Кавказ // Петрология. 1996. № 4. С. 386–406.
- Гурбанов А.Г., Рехарский В.И., Андрианов В.И. и др.* О временной связи вольфрамового оруденения с гранитами позднепалеозойской диорит-гранитной формации (Северный Кавказ) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1992. № 6. С. 124–131.
- Дзгоева Е.А., Кононов О.В., Спиридонов Э.М.* Геологическое строение тоналит-плагиогранитного массива Тырныауза (Северный Кавказ) // Вестник МГУ. Сер. 4 Геология. 1983. № 3. С. 45–57.
- Докучаев А.Я., Бубнов С.Н., Гурбанов А.Г., Газеев В.М., Курчаев А.М., Лексин А.Б.* Металлогения неогеновых гранитоидов Северного Кавказа // Новые горизонты в изучении процессов магмо- и рудообразования: матер. науч. конф. Москва: ИГЕМ РАН, 2010. С. 64–65.
- Докучаев А.Я., Носова А.А.* Рудная минерализация в разрезе Тырныаузской глубокой скважины (Северный Кавказ) // Геология руд. месторождений. 1994. № 3. С. 218–229.
- Емкужев А.С., Джубуев Н.С.* Минерально-сырьевая база Кабардино-Балкарской республики // Минеральные ресурсы России. Экономика и управление. 2012. № 1. С. 42–55.
- Журавлев Д.З., Негрей Е.В.* Синхронность формирования Эльджуртинского гранита и рудоносных метасоматитов Тырныауза (Северный Кавказ) по данным Rb–Sr метода // Докл. РАН. 1993. Т. 332. № 4. С. 483–487.
- Кайгородова Е.Н., Лебедев В.А., Чернышев И.В., Якушев А.И.* Проявления неоген-четвертичного магматизма в Восточной Балкарии (Северный Кавказ, Россия): изотопно-геохронологические данные // ДАН. Науки о Земле. 2021. Т. 496. № 1. С. 36–44.
- Кононов О.В.* Процессы молибдено-вольфрамового оруденения в скарнах Тырныаузского месторождения. Дисс. ... канд. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 1963.
- Кононов О.В., Куликов И.В.* Новые данные о возрастных отношениях молибден-вольфрамового оруденения с эльджуртинским гранитом Тырныауза // Геология руд. месторождений. 1979. № 4. С. 100–103.
- Коржинский Д.С.* Кислотность-щелочность как важнейший фактор магматических и послемагматических процессов // Матер. ко 2-му Всесоюзному петрографическому совещанию. Ташкент, 1958. С. 22.
- Костицын Ю.А.* Условия становления эльджуртинского гранита по изотопным данным (кислород и стронций) в вертикальном разрезе // Геохимия. 1995. № 6. С. 780–797.
- Костицын Ю.А., Кременецкий А.А.* Возраст заключительного магматического этапа эльджуртинского гранита: Rb–Sr-изотопное датирование аплитов // Геохимия. 1995. № 7. С. 925–931.
- Курдюков А.А.* О возрасте редкометального оруденения зоны Передового хребта (Северный Кавказ) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1974. № 5. С. 135–145.
- Курдюков А.А.* Литологический контроль оруденения месторождения Тырныауз (Северный Кавказ) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1979. № 2. С. 99–111.
- Курдюков А.А.* Условия образования лейкократовых гранитоидов Тырныауза // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. 1982. № 11. С. 95–104.
- Курдюков А.А.* Структурно-магматические предпосылки оценки возраста редкометального оруденения Тырныауза // Геология руд. месторождений. 1983. № 4. С. 49–63.
- Курдюков А.А.* Эволюция термального метаморфизма Тырныаузского рудного поля и связанного с ним ору-

- денения // Геология руд. месторождений. 1984. № 4. С. 34–43.
- Курдюков А.А., Курдюкова З.И. О двух циклах рудообразования на месторождении Тырнауз (Северный Кавказ) // Докл. АН СССР. 1972. Т. 205. № 2. С. 424–427.
- Лаврицев В. А., Шейков А. А., Андреев В. М. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1000000 (третье поколение). Серия Скифская. Лист К-37 (Сочи), К-38 (Махачкала), К-39. Объяснительная записка. СПб: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2011. 431 с.
- Лебедев В.А., Чернышев И.В., Чугаев А.В., Аракелянц М.М. Продолжительность молодого (плиоценового) интрузивного магматизма в Тырнаузском рудном поле, Северный Кавказ: новые K–Ar- и Rb–Sr-данные // ДАН. 2004. Т. 396. № 2. С. 244–248.
- Ляхович В.В. Связь оруденения с магматизмом (Тырнауз). М.: Наука, 1976. 424 с.
- Носова А.А., Одикадзе Г.Л., Докучаев А.Я. Вольфрамоносные дайки глубоких частей Эльджуртинского гранитного массива (Северный Кавказ) // Докл. РАН. 1996. Т. 346. № 1. С. 79–81.
- Носова А.А., Сазонова Л.В., Докучаев А.Я. и др. Неогеновые позднеколлизийные субщелочные гранитоиды района Кавказских минеральных вод: T–P–fO₂-условия становления, фракционная и флюидно-магматическая дифференциация // Петрология. 2005. № 2. С. 139–178.
- Парада С.Г., Столяров В.В. О связи золотого оруденения северного фланга Тырнаузского месторождения с интрузивными комплексами (Кабардино-Балкарская Республика) // ДАН. 2012. Т. 443. № 4. С. 437–440.
- Письменный А.Н., Пичужков А.Н., Зарубина М.А. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000 (издание второе). Серия Кавказская. Листы К-38-I, VII (Кисловодск). Объяснительная записка. СПб: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2004. 364 с.
- Подлесский К.В., Власова Д.К., Иванова Г.Ф. и др. Условия формирования шеелитового рудопроявления Субаши в Тырнаузском рудном районе // Геология руд. месторождений. 1992. № 3. С. 47–65.
- Попов В.С., Кременецкий А.А., Липчанская Л.И., Удод Н.И. Петрология Эльджуртинского гранитного массива (Северный Кавказ) по данным глубокого бурения (состав гранитов и характер их изменчивости по вертикали) // Зап. ВМО. 1993. Ч. СХХII. № 3. С. 11–29.
- Пэк А.В. Геологическое строение рудного поля и месторождения Тырнауз. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 168 с.
- Рехарский В.И., Кудрин А.В., Малиновский Е.П. и др. Распределение и условия образования вольфрам-молибденового оруденения на месторождении Тырнауз (Россия) // Геология руд. месторождений. 1997. № 2. С. 153–162.
- Родзянко Н.Г., Нефедов Н.К., Свириденко А.Ф. Редкометалльные скарны Тырнауза. М.: Недра, 1973. 216 с.
- Соболев Р.Н., Кононов О.В. Новые данные об этапах формирования гранитов массива Эльджурту // Докл. РАН. 1993. Т. 330. № 3. С. 360–362.
- Столяров В.В. Состав, условия локализации и поисковые признаки оруденения золото-скарнового типа северного фланга Тырнаузского рудного поля. Автореф. дисс.канд. геол.-мин. наук. Ростов-на-Дону: ИАЗ ЮНЦ РАН, 2015.
- Фролова Т.И. Гомодромная и антидромная последовательность магматизма и земная кора // Вестник МГУ. Сер. 4. Геология. 1991. № 1. С. 3–19.
- Хитаров Н.И., Сендеров Э.Э., Бычков А.М. и др. Особенности условий становления Эльджуртинского гранитного массива. М.: Наука, 1980. 120 с.
- Хаин В.Е. Региональная геотектоника. Альпийско-Средиземноморский пояс. М.: Недра, 1984. 344 с.
- Хрущев Н.А. Тырнауз (скарновое вольфрамово-молибденовое месторождение на Северном Кавказе) // Сов. геология. 1958. № 2. С. 51–72.
- Andersen T. Correction of common lead in U–Pb analyses that do not report ²⁰⁴Pb // Chem. Geol. 2002. V. 192. P. 59–79.
- Audetat A. Compositional evolution and formation conditions of magmas and fluids related to porphyry Mo mineralization at Climax, Colorado // J. Petrology. 2015. V. 56. № 8. P. 1519–1546.
- Bookstrom A.A., Carten R.B., Shannon J.R., Smith R.P. Origins of bimodal leucogranite–lamprophyre suites, Climax and Red Mountain porphyry molybdenum systems, Colorado: petrologic and strontium isotopic evidence. Colorado School of Mines, 1988. V. 83. P. 1–22.
- Elbrus Mining Company. <http://elbrusmining.com/?lang=en> Accessed 18.01.2021.
- Griffin W.L., Powell W.J., Pearson N.J., O'Reilly S.Y. GLITTER: Data reduction software for laser ablation ICP-MS // Sylvester, P. (ed.). Miner. Assoc. of Canada, Short Course Series. 2008. V. 40. P. 307–311.
- Grün R., Tani A., Gurbanov A., Koshchug D., Williams I., Braun J. A new method for the estimation of cooling and denudation rates using paramagnetic centers in quartz: a case study on the Eldzhurtinskiy Granite, Caucasus // J. Geophys. Res. 1999. V. 104. P. 17.531–17.549.
- Hess J.C., Lippolt H.J., Gurbanov A.G., Michalski I. The cooling history of the late Pliocene Eldzhurtinskiy granite (Caucasus, Russia) and the thermochronological potential of grain-size/age relationships // Earth Planet. Sci. Lett. 1993. V. 117. № 3–4. P. 393–406.
- Hiess J., Condon D.J., McLean N., Noble S.R. ²³⁸U/²³⁵U systematics in terrestrial uranium-bearing minerals // Science. 2012. V. 335. P. 1610–1614.
- Hoskin P.W.O., Black L.P. Metamorphic zircon formation by solid-state re-crystallization of protolith igneous zircon. J. Metamorphic Geology. 2000. V. 18. P. 423–439.
- Ito H., Tamura A., Morishita T., Arai S., Arai F., Kato O. Quaternary plutonic magma activities in the southern Hachimantai geothermal area (Japan) inferred from zircon LA-ICP-MS U–Th–Pb dating method // J. Volcanol. Geotherm. Res. 2013. V. 265. P. 1–8.
- Jackson S.E., Pearson N.J., Griffin W.L., Belousova E.A. The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U–Pb zircon geochronology // Chem. Geol. 2004. V. 211. P. 47–69.
- Ludwig K. User's Manual for Isoplot 3.00. Berkeley Geochronology Center, Berkeley, CA, 2003. P. 1–70.

- MacLean W.H., Barrett T.J.* Lithogeochemical techniques using immobile elements // *J. Geochem. Explor.* 1993. V. 48. P. 109–133.
- Miller J.S., Matzel J.E., Miller C.F., Burgess S.D., Miller R.B.* Zircon growth and recycling during the assembly of large, composite arc plutons // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 2007. V. 167. № 1/4. P. 282–299.
- Paquette J.L., Mergoïl-Daniel J.* Origin and U–Pb dating of zircon-bearing nepheline syenite xenoliths preserved in basaltic tephra (Massif Central, France) // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2009. V. 158. P. 245–262.
- Philip H., Cisternas A., Gvishiani A., Gorshkov A.* The Caucasus: an actual example of the initial stage of continental collision // *Tectonophysics.* 1989. V. 161(1–2). P. 1–21.
- Richards J.P.* Tectonic, magmatic, and metallogenic evolution of the Tethyan orogen. From subduction to collision // *Ore Geol. Rev.* 2015. V. 70. P. 323–345.
- Sakata S., Hirakawa S., Iwano H. et al.* A new approach for constraining the magnitude of initial disequilibrium in Quaternary zircons by coupled uranium and thorium decay series dating // *Quaternary Geology.* 2017. V. 38. P. 1–12.
- Sakata S.* A practical method for calculating the U–Pb age of Quaternary zircon: Correction for common Pb and initial disequilibria // *Geochem. J.* 2018. V. 52. P. 281–286.
- Seedorff E., Einaudi M.T.* Henderson porphyry molybdenum system, Colorado: I. Sequence and abundance of hydrothermal mineral assemblages, flow paths of evolving fluids, and evolutionary style // *Econ. Geol.* 2004. V. 99. P. 1–35.
- Seifert T.* Contributions to the metallogenetic importance of lamprophyres – examples from polymetallic Au-, Sn-W-Mo–Li–In-, As–Zn–Sn–Cu–In–Pb–Ag-/Ag–Sb-, and U-ore clusters // *Mineralogia.* 2010. V. 37. P. 55–58.
- Slama J., Kosler J., Condon D.J., et al.* Plesovice zircon – a new natural reference material for U–Pb and Hf isotopic microanalysis // *Chem. Geol.* 2008. V. 249. № 1–2. P. 1–35.
- Sliwinski J.T., Guillong M., Liebske C., Dunkl I., von Quadt A., Bachmann O.* Improved accuracy of LA-ICP-MS U–Pb ages of Cenozoic zircons by alpha dose correction // *Chem. Geol.* 2017. V. 472. P. 8–21.
- Sosson M., Kaymakci N., Stephenson R. A., Bergerat F., Starostenko V. (eds).* Sedimentary Basin Tectonics from the Black Sea and Caucasus to the Arabian Platform // Geological Society, London, Special Publications. 2010. V. 340. P. 181–238.
- Stemprok M., Seifert T.* An overview of the association between lamprophyric intrusions and rare-metal mineralization // *Mineralogia.* 2011. V. 42. P. 121–162.
- Wallace S.R.* The Climax-type molybdenum deposits: what they are, where they are, and why they are // *Econ. Geol.* 1995. V. 90. P. 1359–1380.

УДК 544.015.4+549.731.14+549.641.23+66.046.4.094.35

ТВЕРДОФАЗНЫЕ ПРЕВРАЩЕНИЯ ТИТАНОМАГНЕТИТА И ИЛЬМЕНИТА ПРИ ОКИСЛИТЕЛЬНОМ ОБЖИГЕ ВКРАПЛЕННОЙ ТИТАНОМАГНЕТИТ-ИЛЬМЕНИТОВОЙ РУДЫ МЕДВЕДЕВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ И НЕКОТОРЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

© 2021 г. Е. А. Горбатова^а, *, В. В. Холоднов^б, **, Б. И. Пировов^а, ***, М. С. Колкова^с, ****, Е. С. Шагалов^б, *****

^аВсероссийский научно-исследовательский институт минерального сырья им. Н.М. Федоровского, Старомонетный пер., 31, Москва, 119017 Россия

^бИнститут геологии и геохимии им. Акад. А.Н. Заварицкого Уральского отделения РАН, ул. Акад. Вонсовского, 15, Екатеринбург, 620016 Россия

^сМагнитогорский государственный технический университет им. Г.И. Носова, пр. Ленина, 38, Магнитогорск, 455000 Россия

*e-mail: lena_gorbatova@mail.ru

**e-mail: holodnov@igg.uran.ru

***e-mail: pirogov_bi@inbox.ru

****e-mail: sibra115@bk.ru

*****e-mail: shagalov@igg.uran.ru

Поступила в редакцию 23.12.2020 г.

После доработки 23.03.2021 г.

Принята к публикации 09.04.2021 г.

Проведен анализ экспериментальных работ отечественных и зарубежных исследователей по изучению поведения рудных минералов – титаномагнетита и ильменита в окислительной среде в разном температурном диапазоне. Обоснован оптимальный температурный режим и временной интервал окислительного обжига рудных минеральных агрегатов. Дана краткая характеристика руд Медведевского месторождения. Особое внимание уделено изучению минеральных ассоциаций вкрапленной титаномагнетит-ильменитовой руды, подверженной вторичным изменениям – амфиболизации, хлоритизации, сосюритизации, альбитизации и мартитизации. Прослежена эволюция фазовой и структурной неоднородности рудных микроагрегатов, выраженной в изменении состава и строения продуктов распада твердого раствора ряда магнетит-ильменит в результате собирательной перекристаллизации, осложненной процессами мартитизации. Установлено, что окислительный обжиг ($T = 1000–1100^{\circ}\text{C}$) минеральных агрегатов титаномагнетита и ильменита позволяет снизить степень их неоднородности и приводит к образованию устойчивых минеральных фаз – псевдобрукита, гематита и рутила с последующим их укрупнением. Неоднородность строения рудных микроагрегатов определяет особенности протекания процессов гетерогенного окисления в агрегатах разных минеральных ассоциаций. В результате твердофазных превращений мартитизированный титаномагнетит (с ламелями ильменита) полностью претерпел изменения с формированием микроагрегатов псевдобрукит-гематитового состава. Ильменит на контакте с гематитом, а также в индивидуализированных зернах преобразовался в сложные мелкозернистые агрегаты рутил-псевдобрукитового состава. Вновь сформированные минералы большей частью являются твердыми растворами. Псевдобрукит характеризуется пониженным содержанием Fe_2O_3 (до 62.71%) при TiO_2 равном 33.51%. Гематит, как продукт преобразования мартитизированного титаномагнетита, содержит до 4.90% диоксида титана. Рутил формирует ограниченные твердые растворы с псевдобрукитом, количество Fe_2O_3 достигает 7.59%. Установлено, что с уменьшением крупности материала интенсивность процесса твердофазного превращения увеличивается, поэтому оптимальными классами по преобразованию исходной руды являются $-0.25 + 0.125$ и $-0.125 + 0.071$ мм. Наиболее эффективный временной интервал обжига – 72 ч, в течение которых происходит практически полное твердофазное превращение первичных рудных минералов. Гомогенизация минеральных агрегатов и укрупнение вновь образованных железо- и титансодержащих минералов положительно повлияет на их раскрываемость в технологических продуктах и в целом повысит извлечения титана в продукты различного типа. Полученные результаты по высокотемпературному окислительному обжигу магнетит-ильменитовых руд Медведевского месторождения могут представлять собой интерес и для специалистов геологического профиля, занимающихся изучением процессов образования магматогенных магнетит-

ильменитовых месторождений, широко варьирующих как по составу оруденения (от низкотитанистого до крайне труднообогатимого высокотитанистого), так и по условиям формирования (месторождения различных фаций глубинности) с учетом важной роли при их формировании режима кислорода, состава летучих элементов-минерализаторов (воды, хлора, фтора и др.).

Ключевые слова: титаномагнетит-ильменитовые руды, Медведевское месторождение, ильменит, титаномагнетит, гематит, рутил, псевдобрукит, продукты распада твердого раствора, фазовая и структурная неоднородность рудных микроагрегатов, окислительный обжиг, твердофазные превращения, гетерогенное окисление

DOI: 10.31857/S0016777021040031

ВВЕДЕНИЕ

Магнетит-ильменитовые и титаномагнетитовые месторождения Кусинско-Копанской группы на Южном Урале характеризуются большими запасами и расположены в промышленно развитом районе Урала (Малышев, 1934; Мясников, 1959; Фоминых, 1968, 1979; Карпова, 1974; Несгоровова, 1993; Ферштатер, 2005; Пирогов и др., 2013). Традиционно эти руды рассматриваются в качестве перспективного комплексного сырья, в целом экономически выгодного для разработки на титан, ванадий и железо. Однако неблагоприятным фактором является наличие в рудах труднообогатимого титаномагнетита, часто образующего тонкие сростания с поздними генерациями ильменита. К одному из наиболее перспективных объектов относится Медведевское месторождение, которое вскрыто промышленным карьером, но отработка в настоящее время приостановлена. Во вскрытой части карьера минералогия руд достаточно хорошо изучена, и на повестке дня продолжают разработку технологии переработки труднообогатимого высокотитанистого магнетит-ильменитового рудного сырья. К одному из направлений таких исследований относится изучение твердофазовых превращений титаномагнетита и ильменита при окислительном обжиге руд (Walpole, Winter, 2002; Zhang и др., 2011; Salehi et al., 2018).

Рудные минералы – титаномагнетит, ильменит и гематит, содержащие железо разной степени окисления, имеют поле стабильности, определяемое не только давлением и температурой их образования, но также и фугитивностью кислорода. Поскольку эти превращения сопровождаются преобразованием состава, механизмы их будут более сложными, с участием процессов диффузии внутри и на границах зерен (Патнис, 1983).

Стабильность первичных рудных минералов титаномагнетитовых руд при повышении температуры в окислительной среде (при окислительном обжиге) рассматривалась в работах отечественных и зарубежных исследователей. Установлено, что уже при температуре 200°C начинается поверхностное гомогенное окисление магнетитовых зерен, что приводит к зарождению новой фазы γ -Fe₂O₃, являющейся продуктом низкотемператур-

ного процесса. При средней температуре равной 500–600°C магнетит подвергается окислению с образованием гематита (Кудрявцева, 1982; Кудрявцева и др., 1988). На примере металлургических окатышей ранее экспериментально подтверждено, что при окислительном обжиге магнетитовых окатышей начиная с температуры 600°C содержание FeO в них резко снижается, достигая минимального значения при 1050–1100°C. Следует отметить, что при 1100°C окисление окатышей достигает своего максимума, зерна магнетита преобразуются полностью в гематит по всему окатышу. Дальнейшее повышение температуры приводит к увеличению количества расплава в окатышах и к ускорению процесса жидкофазного спекания в них (Юрьев и др., 2018).

При гетерогенном окислении титаномагнетита в зависимости от фугитивности кислорода рядом с гематитом выделяются псевдобрукит и рутил. В исследованиях Акимото (Akimoto, 1957) показано, что минералы магнетит-ульвошпинелевой (Fe₃O₄ – Fe₂TiO₄) или гематит-ильменитовой (Fe₂O₃ – FeTiO₃) серии при быстром охлаждении после нагревания до 1150°C в результате полного окисления преобразуются в соединения псевдобрукитовой серии (Fe₂TiO₅ – FeTi₂O₅). В зависимости от длительности и температуры окисления ильменита возникают разные продукты: при температуре менее 850°C ильменит превращается в рутил и обогащенный ильменитом минерал ильменит-гематитовой серии; при температуре более 850°C образуется псевдобрукитовая серия твердых растворов (Tasaki, 1963; Чернышева, Зайцева, 1974; Чернышева и др. 1981; Price, 1980, 1981).

При проведении моделирования процессов окисления ильменита на воздухе (Khranov et al., 2003) были изучены структурные и фазовые механизмы окисления при $T = 400$ –1300°C стехиометричного и с дефицитом титана ильменита, синтезированного при температуре 1150°C (табл. 1).

Экспериментальные работы, посвященные изучению гомогенизации минеральных агрегатов титаномагнетита как продуктов распада твердого раствора ряда магнетит–ильменит, в процессе термической обработки на воздухе позволили обос-

Таблица 1. Продукты окисления ильменита на воздухе (Khramov, 2003)

Исходные образцы, синтезированные при $T = 1150^\circ\text{C}$	Образцы, окисленные на воздухе			
Ильменит (FeTiO_3)	(Ферриильменит) (Гематит $\alpha\text{Fe}_2\text{O}_3$)	Область распада	(Лаундит $\text{Fe}_2\text{Ti}_2\text{O}_7$) (Гематит $\alpha\text{Fe}_2\text{O}_3$)	(Псевдобрукит Fe_2TiO_5)
Ферриильменит ($\text{Fe}_{0.16}^{3+}\text{Fe}_{0.86}^{2+}\text{Ti}_{0.88}^{4+}\text{O}_3$)	Ферриильменит (Гематит $\alpha\text{Fe}_2\text{O}_3$)	Область распада	(Лаундит $\text{Fe}_2\text{Ti}_2\text{O}_7$) (Гематит $\alpha\text{Fe}_2\text{O}_3$)	(Псевдобрукит Fe_2TiO_5)
400	600	700	950	1300
Температуры фазовых переходов ($T^\circ\text{C}$)				

новать выбор оптимального температурного режима и временного интервала окислительного обжига титаномагнетитовой руды (Цветков и др., 1965). Эти исследования показали, что интенсивное перераспределение вещества между отдельными фазами титаномагнетита и ильменита сопровождается качественным и количественным их изменением на фоне существенных микроструктурных преобразований.

Таким образом, изучение процессов формирования новых рудных минеральных фаз железа и титана при окислительном обжиге минеральных агрегатов титаномагнетита и ильменита с учетом их фазовой и структурной неоднородности имеет практический смысл.

Целью работы является анализ твердофазных превращений титаномагнетита и ильменита вкрапленной титаномагнетит-ильменитовой руды Медведевского месторождения при окислительном обжиге с позиции прогноза их дальнейшего разделения в процессе рудоподготовки и для понимания природы твердофазных превращений рудных минералов.

Для достижения поставленной цели необходимо решить следующие задачи:

1. По известным экспериментальным данным обосновать оптимальный температурный режим и временной интервал окисления магнетита и ильменита.

2. Провести анализ имеющихся данных по составу и условиям образования магнетит-ильменитовых руд Медведевского месторождения. Изучить и выявить минеральные ассоциации руд.

3. Проанализировать особенности состава и строения основных типов вкрапленных титаномагнетитовых и ильменитовых руд Медведевского месторождения, подверженных вторичным постмагматическим изменениям.

4. Провести оценку структурной и фазовой неоднородности микроагрегатов магнетит-ильменитовых руд в результате твердофазных превращений при окислительном обжиге дробленого материала

разных классов крупности при температуре 1100°C во временном интервале, равном 24, 48 и 72 ч.

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СОСТАВА И УСЛОВИЙ ОБРАЗОВАНИЯ ТИТАНОМАГНЕТИТОВЫХ И ИЛЬМЕНИТОВЫХ РУД МЕДВЕДЕВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

На среднерифейском Медведевском Fe–V–Ti месторождении, которое входит в состав месторождений Кусинско-Копанской группы Башкирского мегантиклинория на западном склоне Южного Урала, датированных возрастом 1380–1350 млн лет, в последние годы выделены две рудоносные ассоциации пород (Холоднов, Шагалов, 2012; Холоднов и др., 2012, 2015, 2016, 2017). Более ранняя ассоциация пород образована ритмично-расслоенными рудоносными амфиболовыми габброидами, подвергшимися сосюритизации, и анортозитами с маломощными пластообразными залежами массивных титаномагнетитовых руд. Более поздняя ассоциация пород представлена рудным (вкрапленный тип) двупироксеновым габбро и габброноритами.

В геологическом разрезе месторождения (с запада на восток по вертикали) четко прослеживается смена ассоциаций горных пород. В западном лежачем боку месторождения залегают пироксениты и оливиновые лабрадор-битовнитовые габбронориты, в центральной части массива они сменяются безоливиновыми мезократовыми лабрадоровыми габброноритами. В восточном висячем боку расположены лейкократовые андезитовые габбронориты. Лежачий бок Медведевского месторождения контактирует с карбонатными породами саткинской свиты нижнего рифея, висячий бок – с гранито-гнейсами Губенской интрузии. Контакты имеют юго-восточное падение под углом 50° – 60° .

В структуре Медведевского месторождения выделены две зоны вкрапленных железо-титано-

вых руд (Западная или Главная и Восточная), их оконтуривание производилось по данным опробования. Главная рудная зона прослежена на 2700 м по простиранию и 600 м по падению. Мощность зоны колеблется от 75 до 250 м. В лежащем боку рудной зоны залегают преимущественно вкрапленные титаномагнетитовые руды, а висячем — вкрапленные существенно ильменитовые. В составе Главной западной рудной зоны параллельно первичной расслоенности массива встречаются пластообразные залежи сплошных титаномагнетитовых руд (Новиков и др., 1971ф¹). Восточная рудная зона прослеживается на 1500 м по простиранию и на 400 м по падению. Мощность от 10 до 150 м. Она расположена вблизи восточного контакта месторождения и почти целиком сложена вкрапленными ильменитовыми рудами.

В составе рудных минералов (ильменита и титаномагнетита) Медведевского месторождения методами рентгеноспектрального микроанализа прослежена закономерная эволюция, позволяющая характеризовать условия формирования руды как в составе более ранней ритмично-расслоенной габбро-анортозитовой серии, так и в более поздних рудоносных габброноритах. Данные, полученные по морфологии и составу ильменита, а также титаномагнетита и апатита, подтверждают направленную кристаллизацию пород и руд в исследованных макро- и микроритмах ритмично-расслоенной габбро-анортозитовой серии, снизу вверх: от более высокотемпературных парагенезисов, формирующих ритмично-расслоенные меланократовые породы с густовкрапленным титаномагнетит-ильменитовым оруденением, к относительно более низкотемпературным и безрудным анортозитам и пегматоидному габбро.

Установлено, что раннемагматический ильменит в меланократовом рудном габбро габбро-анортозитовой серии характеризуется более высокими $FeO_{общ}$ и MgO , при пониженных количествах MnO и TiO_2 . Содержание и соотношение двух первых компонентов с MnO и TiO_2 в ильменитах характеризует эволюцию этого минерала в процессе формирования руд ритмично-расслоенной серии и в габброноритах (фиг. 1). Наряду с раннемагматическим ильменитом в меланогаббро с густовкрапленным оруденением широко развит и позднемагматический ильменит. Он кристаллизуется в виде крупных, чаще всего неправильных по форме выделений, образующих в рудах сидеронитовые структуры. Этот ильменит имеет зональное строение по составу: в центре — $FeO_{общ}$ — 51.5%, MgO — 0.14%, MnO — 1.15–1.25%,

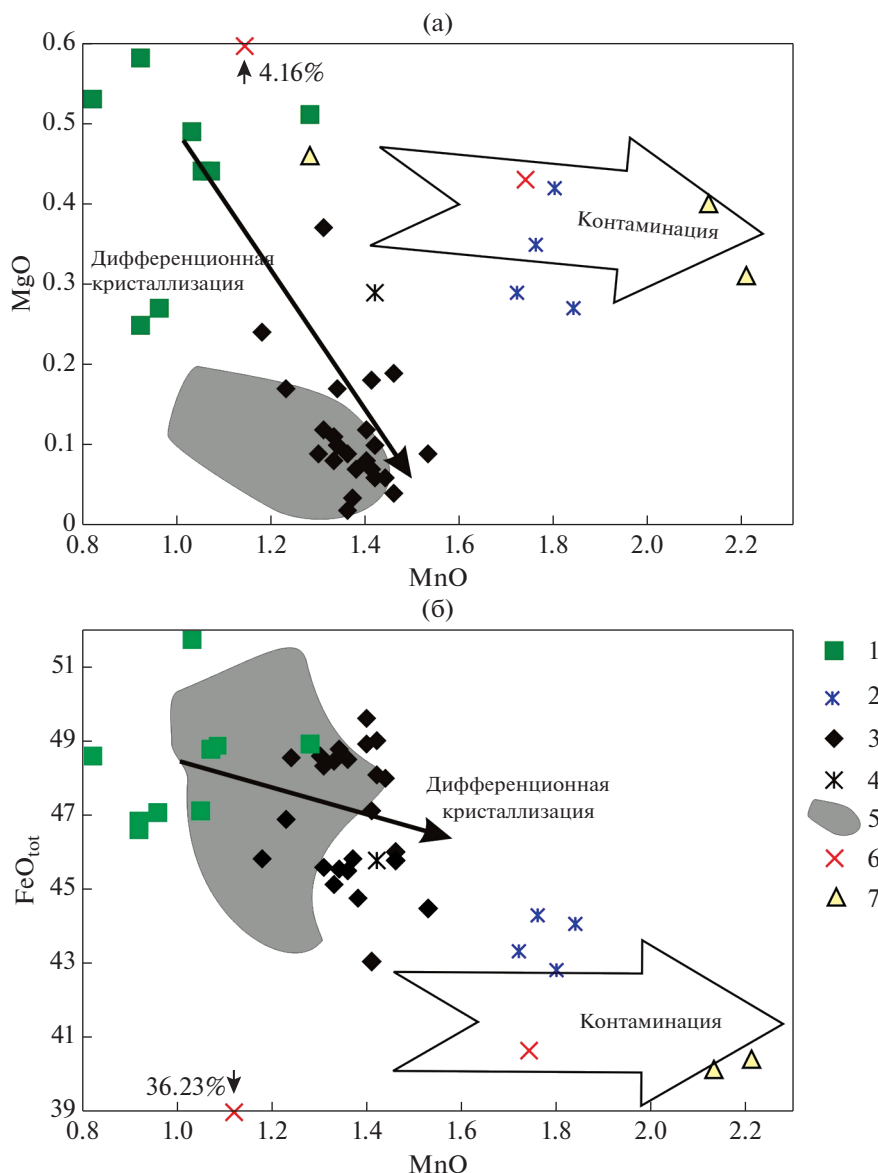
при содержании TiO_2 — 47.0%, в краях соответственно FeO — 49%, MgO — 0.07%, MnO — 1.30%, при содержании TiO_2 — 49.5%. В краевой зоне зерен позднемагматического ильменита происходит дальнейший рост содержаний марганца и титана, при понижении железа и магния.

Поздний ильменит в густовкрапленных рудах часто образует также сеть неправильных по форме сегрегаций и прожилков, состоящих из тонкозернистого ильменита в сростании с мелкочешуйчатым высокожелезистым и высокоглиноземистым хлоритом. Эта генерация позднего ильменита формируется и по периферии кристаллов раннего высокотитанистого титаномагнетита (фиг. 2). Такой титаномагнетит в центральной зоне не имеет структур распада, и здесь содержание TiO_2 в матрице составляет 13.0%. В промежуточной зоне кристаллов, где появляются структуры распада, содержание TiO_2 в матрице снижается до 9.5%, а в краю кристаллов до 6.7%.

Определены состав и этапы формирования $Ti-Fe-V$ руд и в более позднем дупироксеновом габбро Медведевского месторождения (Холоднов и др., 2017). Выделены два последовательных этапа в образовании густовкрапленных руд: ранний кумулятивный и позднемагматический (субсолидусный). Ранний высокотемпературный кумулятивный ильменит характеризуется более высокими содержаниями MgO и $FeO_{общ}$, а титаномагнетит — TiO_2 до 13 мас. %. Рудогенез на позднемагматическом этапе связан с неравновесностью богатого водой и хлором остаточного флюидизированного расплава по отношению к ранее выделившимся первичным породообразующим и рудным минералам (пироксенам, плагиоклазу, титаномагнетиту и ильмениту), образующим первичный магматический каркас рудоносных пород. Рудные минералы позднемагматического этапа — это более богатый марганцем и титаном ильменит и обогащенный ванадием и хромом низкотитанистый титаномагнетит. На позднемагматическом (субсолидусном) этапе рудогенеза формируется парагенезис этих поздних рудных минералов с богатыми алюминием, железом и хлором (до 0.7 мас. %) синезелеными амфиболами. Эти поздние амфиболы по составу отвечают феррочермакиту и ферроэдентиту, являясь главными минералами субсолидусных кайм.

Эволюция исходных рудоносных расплавов для двух выделенных рудно-магматических ассоциаций на Медведевском месторождении происходила при различных окислительно-восстановительных условиях. В отличие от амфиболового габбро расслоенной габбро-анортозитовой серии, рудное дупироксеновое габбро формировалось при более высокой фугитивности кислорода и при повышенной активности хлора. Это определяло кристаллизацию менее железистых, относительно ритмично-

¹ Новиков М.М., Левченко Н.В., Зыкова В.А. Изучение ильменитоносности габбровых массивов Кусинско-Копанской габбровой интрузии с минераграфической характеристикой перспективных участков. Геологический отчет. Челябинский ГРТ. Инв. № 5353. 1971. Т. 1. 246 с.

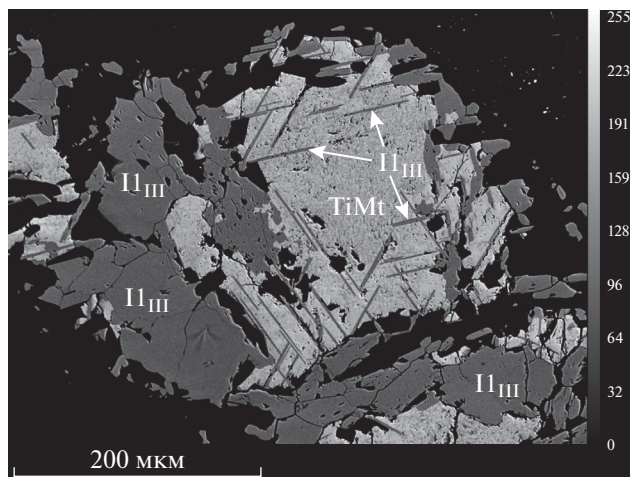


Фиг. 1. Общий тренд эволюции химического состава в координатах MgO–MnO (а) и FeO_{tot}–MnO (б) последовательно формирующихся генераций ильменита (1–4) в пробах двупироксенового габбро и в ритмично-расслоенной серии (5) Медведевского массива. 1 – ильмениты рудного двупироксенового габбро; 2–4 – ильмениты лейкократового двупироксенового габбро: 2 – ильмениты из включения в пироксене; 3 – крупные зерна ильменитов 1–2 генерации, ламели в структурах распада и капельные выделения в титаномагнетите; 4 – усредненный по площади состав ильменита; 5 – состав ильменита в породах ритмично-расслоенной серии (Холоднов и др., 2012); 6, 7 – соотношение MgO–MnO и FeO_{tot}–MnO в хромите (б) и в реликтах ильменита с титанитовой “рубашкой” (7) в горнблендитах из зоны эндоконтакта массива – как признак влияния коровой контаминации (широкая стрелка) (Холоднов и др., 2016).

расслоенной серии, но более богатых глиноземом амфиболов (фиг. 3).

Окислительный режим определял и другие особенности минерального состава пород и руд двупироксенового габбро, в том числе пониженное начальное содержание суммарного железа в ильмените, более высокое общее содержание ванадия и хрома в титаномагнетите (фиг. 4).

Таким образом, установлено, что эволюция исходных рудоносных расплавов для двух рудно-магматических серий Медведевского месторождения происходила при различных физико-химических условиях и разных режимах летучих (воды и галогенов) и кислорода. Двупироксеновое габбро формировалось при более высокой фугитивности кислорода и при повышенной активности хлора. Поэтому здесь кристаллизовались менее



Фиг. 2. Сегрегация постмагматического ильменита (Il_{III}) по краям зерен зонального со структурами распада высокотемпературного магматического титаномагнетита (Холоднов и др., 2012).

железистые амфиболы. Окислительный режим определял и другие особенности минерального состава пород и руд двупироксеновых габбро, в том числе пониженное начальное содержание суммарного железа в ильмените, более высокое общее содержание ванадия и хрома в титаномагнетите, при понижении в нем начальных содержаний титана.

МЕТОДИКА ТЕХНОЛОГИЧЕСКОГО ИССЛЕДОВАНИЯ ВКРАПЛЕННЫХ МАГНЕТИТ-ИЛЬМЕНИТОВЫХ РУД МЕДВЕДЕВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

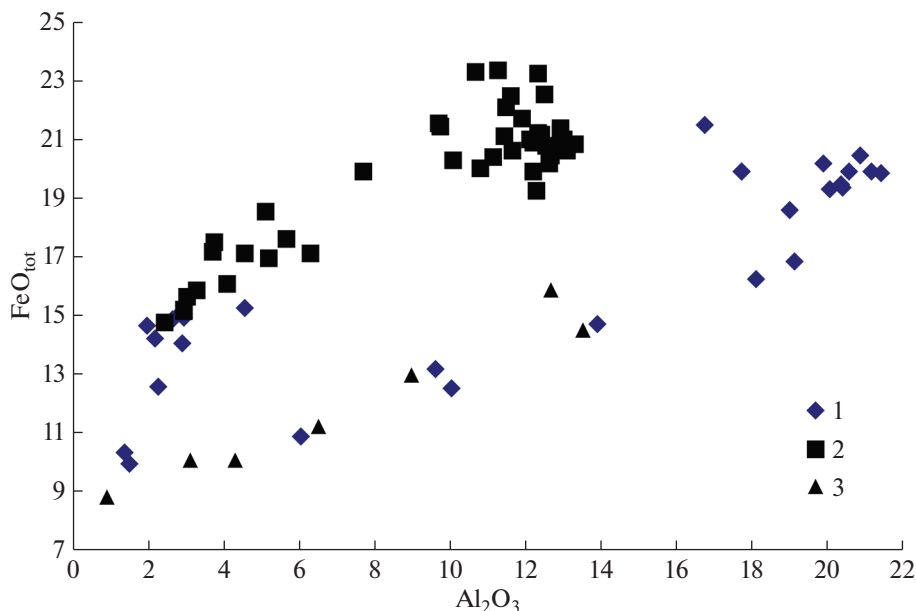
Исследована технологическая проба титаномагнетит-ильменитовых руд Медведевского месторождения. Основной объем минералогических исследований выполнен в ФГБУ «ВИМС» в соответствии с нормативно-методическими документами Научного Совета по методам минералогических исследований (НСОММИ).

Оптико-петрографические и минераграфические исследования руды и продуктов обжига проводились на микроскопе Leica DM RX с системой анализа изображения Leica QWin Standard и Tom-Analysis.

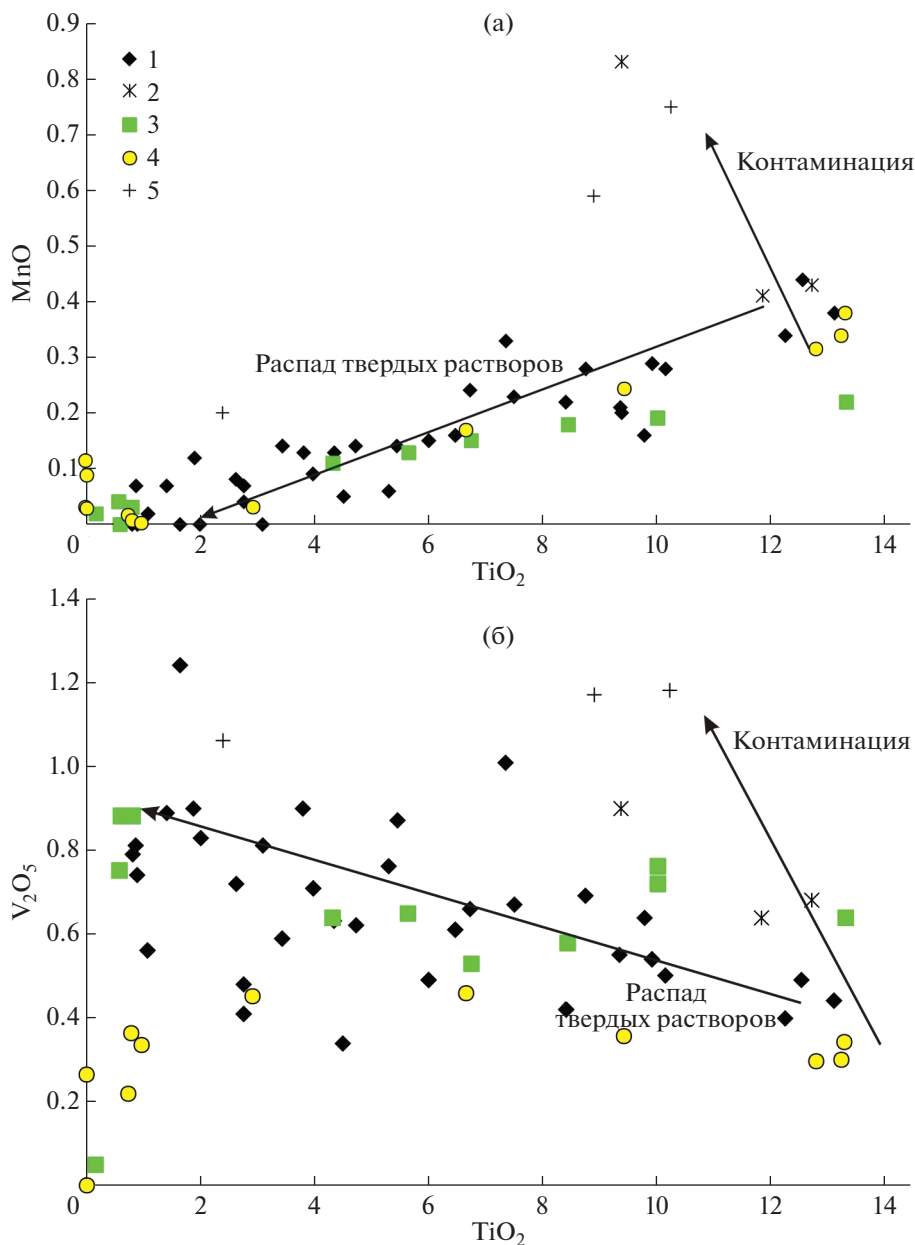
Элементный состав рудных минералов установлен с помощью электронно-зондового микроанализатора Jeol JXA-8100, оснащенного тремя волновыми спектрометрами и энерго-дисперсионной приставкой Link Pentafet. Порог обнаружения содержаний химических элементов не превышает 0.2 мас. %.

Рентгеновские исследования выполнены на дифрактометре X'Pert PRO MPD (Cu-K α излучение с графитовым монохроматором). Порог обнаружения кристаллических фаз составляет 0.5–1%.

Измерения ЯГР-спектров проводились на спектрометре MS-1104 Em с источником Co⁵⁷ в матрице родия с обработкой спектров по про-



Фиг. 3. Соотношение Al_2O_3 и FeO_{tot} в амфиболах двупироксенового габбро и ритмично-расслоенной серии Медведевского месторождения. 1 – двупироксеновое габбро; 2 – породы и руды ритмично-расслоенной серии; 3 – горнблендиты в зоне эндоконтакта (Холоднов и др., 2016).



Фиг. 4. Вариации в содержаниях TiO₂, MnO, V₂O₃ (в мас. %) в различных генерациях титаномагнетита в двупироксеновом габбро и в других породах и рудах Медведевского месторождения. 1 – двупироксеновое лейкогаббро; 2 – результаты измерений зерен “по площадям”; 3 – двупироксеновое рудное меланогаббро; 4 – амфибол-сосюритовое габбро из ритмично-расслоенной серии; 5 – массивные титаномагнетитовые руды. Стрелками показаны изменения составов при контаминации и распаде твердых растворов (Холоднов и др., 2016).

грамме UnivemMS. Изомерный сдвиг определялся относительно α-Fe. Основным измеряемым параметром являлось соотношение площадей от ионов Fe³⁺ тетраэдрических позиций (A) в структуре магнетита и октаэдрических (B) от ионов Fe³⁺ и Fe²⁺ (S_A/S_B) (теоретическое ≈0.5).

Окислительный обжиг вкрапленной титаномагнетит-ильменитовой руды осуществлялся в лабораторной печи ПЛ/12,5 при температуре

1100°C. Конструкция печи включает две части. В верхней части лабораторной печи расположена рабочая камера с многослойной теплоизоляцией и электронагревателями, а в нижней части находится блок управления электропечью. Рабочая камера выполнена из высокоэффективной волокнистой теплоизоляции на основе оксида кремния, что обеспечивает оптимальный нагрев образцов. Предварительно подготовленные пробы разных классов крупности (–1 + 0.5; –0.5 +

Таблица 2. Химический состав руды малой технологической пробы

Fe _{общ}	FeO	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	SiO ₂	Al ₂ O ₃	CaO	MgO	P	V ₂ O ₃	S
17.43	12.17	11.37	10.08	36.46	11.00	8.26	6.60	0.029	0.232	<0.05

+ 0.25; –0.25 + 0.125; –0.125 + 0.071; 1.0 × 0.1 × 0.5 мм) помещались в графитовые тигли и загружались в рабочую зону печи. Материал каждого класса крупности нагревался в течение 24, 48, 72 ч. По истечении заданного времени с целью исключения перепадов температур образцы охлаждались до комнатной температуры в камере печи. После извлечения тиглей из печи образцы исследовались в полированных шлифах в отраженном свете, а отдельно выделенные рудные фазы – рентгено-спектральным микроанализом. Начальные и конечные продукты анализировались количественным рентгенофазовым методом.

ХАРАКТЕРИСТИКА ХИМИЧЕСКОГО И МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА ИССЛЕДУЕМОЙ ТЕХНОЛОГИЧЕСКОЙ ПРОБЫ ТИТАНОМАГНЕТИТ-ИЛЬМЕНИТОВЫХ РУД МЕДВЕДЕВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Текстурно-структурные особенности руды

Объектом исследования является вкрапленная титаномагнетит-ильменитовая руда Медведевского месторождения, ассоциирующая с меланократовыми амфиболитизированными габброноритами. Во вкрапленных рудах доминирующими являются рудно-силикатные и силикатно-рудные ассоциации, обладающие первичными (сидеритовым и (или) интерстиционным строением) и вторичными структурами (растворения и замещения).

Рудные микроагрегаты имеют сложное строение, обусловленное этапами формирования, осложненными постмагматическими процессами. Для рудных микроагрегатов характерны структуры распада твердых растворов (I – магнетит–ильменит, II – гематит–ильменит) и замещения (развитие процесса мартитизации). Продукты окислительного распада твердого раствора ряда ильменит–магнетит отличаются морфологией и размерами выделений ильменита, а также его пространственным расположением в минералехозяине – магнетите. Различают паркетную, тонкорешетчатую структуры и структуру сегрегационного обособления, отражающие разные этапы эволюционного развития титаномагнетита (Юдин, 1987; Горбатова и др., 2020).

Паркетная структура микроагрегатов представлена тонкими пластинками ильменита, равномерно распределенными и ориентированными параллельно граням октаэдра (111) магнетита

(Рамдор, 1962; Чернышева и др., 1981). Тонкорешетчатое строение титаномагнетита выражается в наличии lamелл ильменита, ориентированных параллельно граням октаэдра (111) магнетита в виде табличек по (0001). Участками фиксируются две системы lamелл, расположенные под прямым углом друг к другу по направлению граней (100) и под углом 60° по (111) (Мясников, 1959; Цветков, 1965).

Ильменит в микроагрегатах титаномагнетита, ориентированный по направлениям (111), вероятно, образовался в результате низкотемпературного магнетит-ульвешпинелевого сольвуса, а ильменит, расположенный по направлениям (100), – как результат окисления распавшегося магнетит-ульвешпинелевого твердого раствора (Чернышева и др., 1981; Duchesne, 1970). Небольшая часть хорошо сформированных пластинок ильменита может образоваться в процессе непосредственного распада магнетит-ильменитового твердого раствора, учитывая ограниченную растворимость ильменита (5%) в магнетите (Чернышева, Зайцева, 1974; Basta, 1957).

Существенно изменяются морфология и размеры сегрегационных обособлений ильменита, для них характерны более укрупненные выделения, что предопределяет возможность их раскрытия с выделением ильменитового продукта.

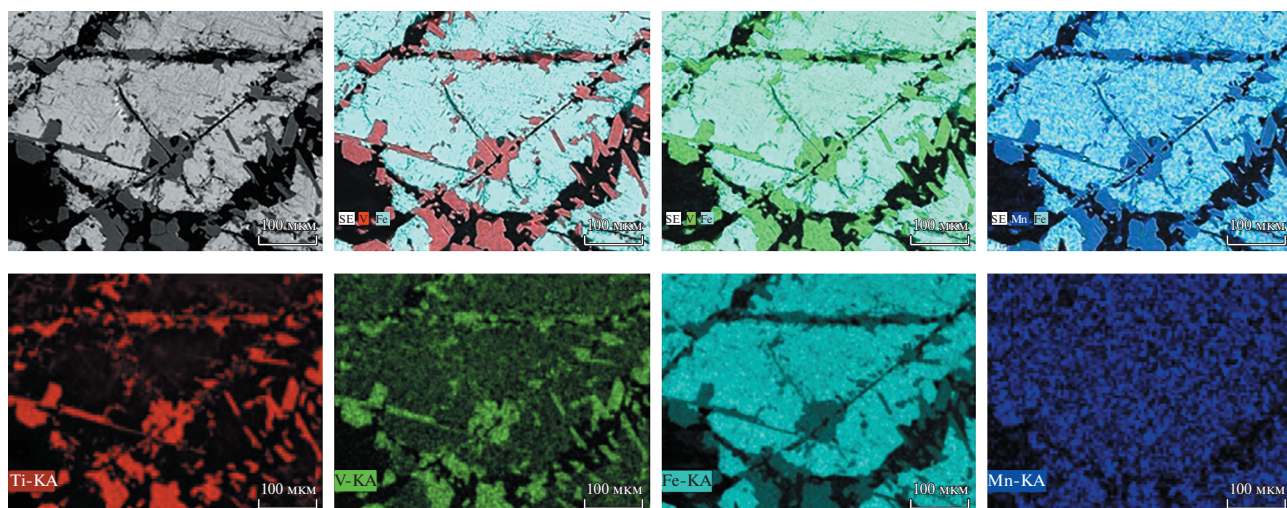
Структура распада твердых растворов ряда гематит–ильменит прослеживается в свободных зернах ильменита, где параллельно граням пинакоида {0001} фиксируются единичные пластинки гематита или их серия (Рамдор, 1962; Жилиева и др., 1974).

Зерна титаномагнетита подвержены мартитизации, выраженной в частичном или полном замещении магнетита гематитом. По периферии зерен магнетита и по трещинкам четко фиксируется развитие иглоочек гематита с постепенным его проникновением внутрь зерна.

Химический состав руды

Исследуемые руды по содержанию TiO₂ относятся к высокотитанистым (табл. 2). Главными рудообразующими элементами являются железо, ванадий и титан.

Железо в исследуемой технологической пробе связано как с железосодержащими силикатами – синезеленой роговой обманкой, хлоритом и биотитом, так и непосредственно с рудными минералами: титаномагнетитом и ильменитом. Часть же-



Фиг. 5. Карта распределения химических элементов в микроагрегатах титаномагнетита паркетного строения. РЭМ.

леза, помимо основных первичных рудных минералов — титаномагнетита и ильменита, содержится в пирите, гематите и гидрооксидах.

Ванадий в руде является особо ценным элементом, образует изоморфную примесь к железу в магнетите и существенно меньшую — в ильмените. Редко фиксируется в железосодержащих силикатах, например, в роговой обманке.

Титан является вторым ценным элементом железо-титановых руд. Его содержание косвенно определяет возможность переработки руд. Титан почти полностью связан с ильменитом, и только небольшое количество содержится в магнетите и роговой обманке. Марганец, хром, кобальт и медь присутствуют в небольших количествах в виде изоморфных примесей в титаномагнетите и ильмените (фиг. 5).

Сера и фосфор фиксируются здесь в незначительном количестве. Следует отметить, что в отношении фосфора руды относятся к особо чистым.

Шлакообразующие оксиды образуют, главным образом, силикаты, и лишь некоторое количество Al и Mg входит в состав магнетита в виде изоморфной примеси. По соотношению шлакообразующих компонентов ($\text{CaO} + \text{MgO}/\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3 = 0.313$ и 0.306) руды относятся к кислым. Следует иметь в виду, что благоприятный коэффициент основности сырой руды меняется в худшую сторону при обогащении руд.

Минеральный состав руды

Минеральный состав изучаемой технологической пробы представлен следующими рудными и нерудными минералами (мас. %): рудными (18) — ильменитом, магнетитом, титаномагнетитом, гематитом, пиритом и гидроксидами железа; неруд-

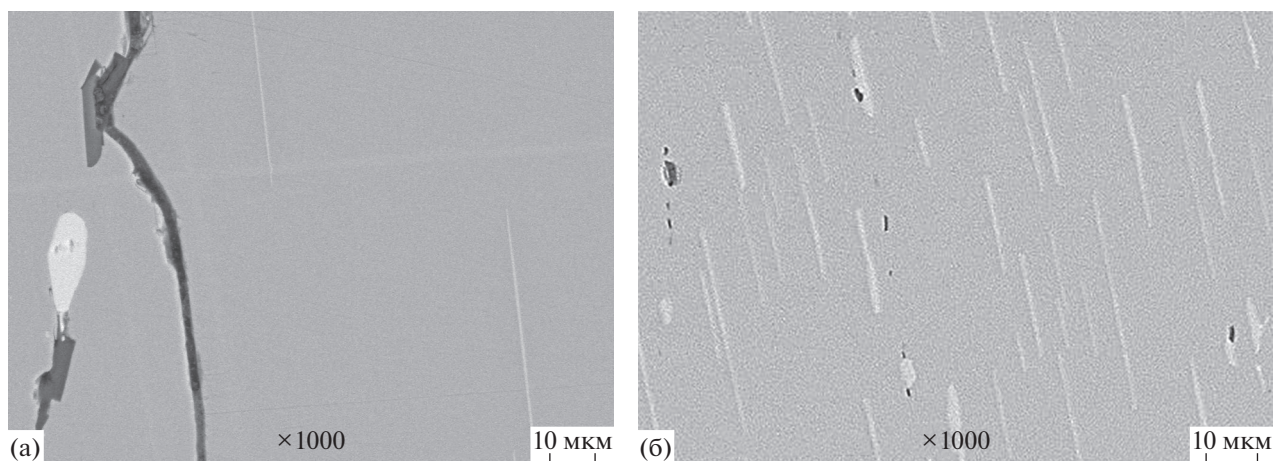
ными — в основном, амфиболом (43), хлоритом (2), плагиоклазом (27), кварцем (1), эпидотом (9), в подчиненном количестве встречаются апатит, биотит, титанит.

Рудные минералы — титаномагнетит и ильменит — встречаются здесь, большей частью, в виде минерального агрегата, являющегося продуктом распада твердого раствора “магнетит—ильменит”. Титаномагнетит подвержен преобразованиям, что обуславливает его неоднородность как в структурном, так и в фазовом отношении, осложненную процессами мартитизации.

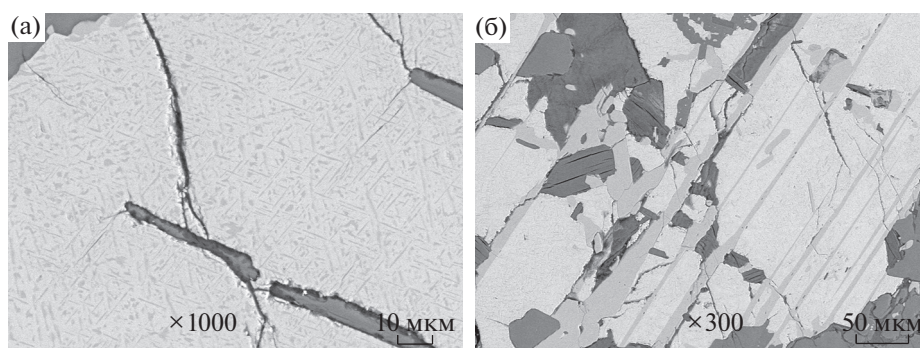
Ильменит представлен тремя основными морфологическими разновидностями: свободными аллотриоморфными зернами, иногда в сростаниях с титаномагнетитом; продуктами распада твердого раствора ряда ильменит—магнетит; идиоморфными и аллотриоморфными выделениями, образовавшимися в результате замещения титаномагнетита в рудных агрегатах со структурами распада твердого раствора (“облачковые структуры”).

Аллотриоморфные зерна обособленного ильменита характеризуются бухтообразными очертаниями и глубокими заливами, облекающими нерудные минералы. Внутреннее строение ильменита осложнено наличием продуктов распада твердого раствора — тонких пластин гематита. Обилие и мощность пластин сильно изменчивы, что обусловлено, вероятно, стадийностью проявления распада твердого раствора с образованием двух и более разновидностей гематита (фиг. 6а, б). Мощность пластин гематита составляет менее 3 мкм при максимальных размерах ильменита 0.8–1.2 мм.

Морфология ильменита в продуктах распада твердого раствора ряда ильменит—магнетит изменяется от пластин и ламелей до крупных сегрега-



Фиг. 6. Продукты распада твердого раствора ряда ильменит–гематит с образованием отдельных пластинок гематита в ильмените (а) и гемоильмените (б). Изображение в обратно-рассеянных электронах.



Фиг. 7. Продукты распада твердого раствора ряда магнетит–ильменит с формированием паркетного (а) и решетчатого (б) строения. Изображение в обратно-рассеянных электронах.

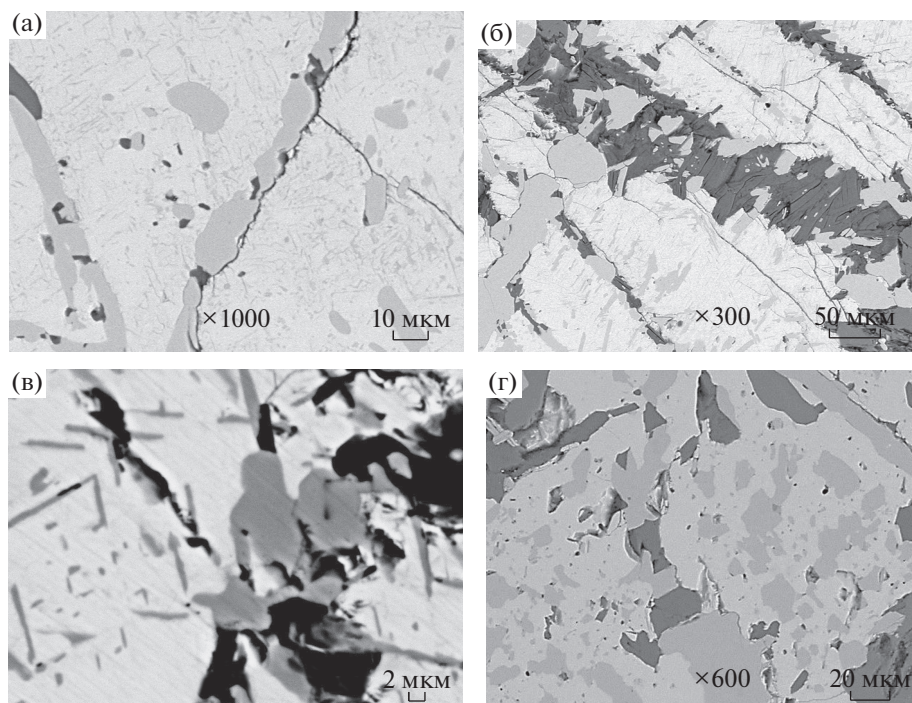
ционных обособлений. Длина пластинок достигает 10–12 мкм при ширине 1–2 мкм, а ширина ламелей составляет 4–10 мкм при длине более 100 мкм, что подтверждает отсутствие возможности механического разделения ильменита и магнетита (фиг. 7а, б).

Сегрегационные обособления ильменита представлены: аллотриоморфными зернистыми агрегатами, выполняющими полости трещин мощностью более 40 мкм с четко выраженными границами (фиг. 8а, б); аллотриоморфными обособлениями с неровными контурами, расположенными внутри или по периферии зерен магнетита, размер которых варьирует в широких пределах от 5 до 50 мкм (фиг. 8в); идиоморфными зернами от тонко- до толстотаблитчатого габитуса, локализуемыми вдоль трещин и по контурам зерен титаномагнетита с размерами кристаллов от 4 до 20 мкм (фиг. 8г).

Морфология и размеры выделений ильменита “облачковых” структур определяются исходной его формой – пластинчатой, ламелей (идиоморф-

ной) и сегрегационного обособления (аллотриоморфной), как продукта распада твердого раствора (фиг. 9).

Содержание диоксида титана в аллотриоморфных зернах ильменита варьирует от 50.15 до 52.16 мас. %, при этом количество оксида железа (II) составляет 43.55–44.05 мас. %, оксида магния – 0.24–0.37 мас. %, а оксида марганца – 0.84–1.10 мас. %. Для ильменита паркетной структуры характерно самое низкое содержание TiO_2 – 47.68–50.14 мас. % при FeO и Fe_2O_3 , равных 45.10–47.47 и 1.47–3.85 мас. % соответственно. С увеличением степени перекристаллизации количество TiO_2 увеличивается до 48.96–50.07 мас. % для микроагрегатов тонкорешетчатой структуры и до 51.01–52.50 мас. % для ильменита сегрегационного обособления, а содержание FeO – 42.05–43.78 и 43.44–45.91 мас. % соответственно. Примесные компоненты при этом составляют: Fe_2O_3 – 5.24–5.68 и 0.26–2.97 мас. %; MnO – 0.45–1.24 и 0.70–1.14 мас. % соответственно для ильменита



Фиг. 8. Морфологические типы ильменита структур сегрегационного обособления: а, б — аллотриоморфные образования, выполняющие полости трещин; в — аллотриоморфные обособления; г — идиоморфные выделения. Изображение в обратно-рассеянных электронах.

микроагрегатов тонкорешетчатой структуры и сегрегационного обособления (табл. 3).

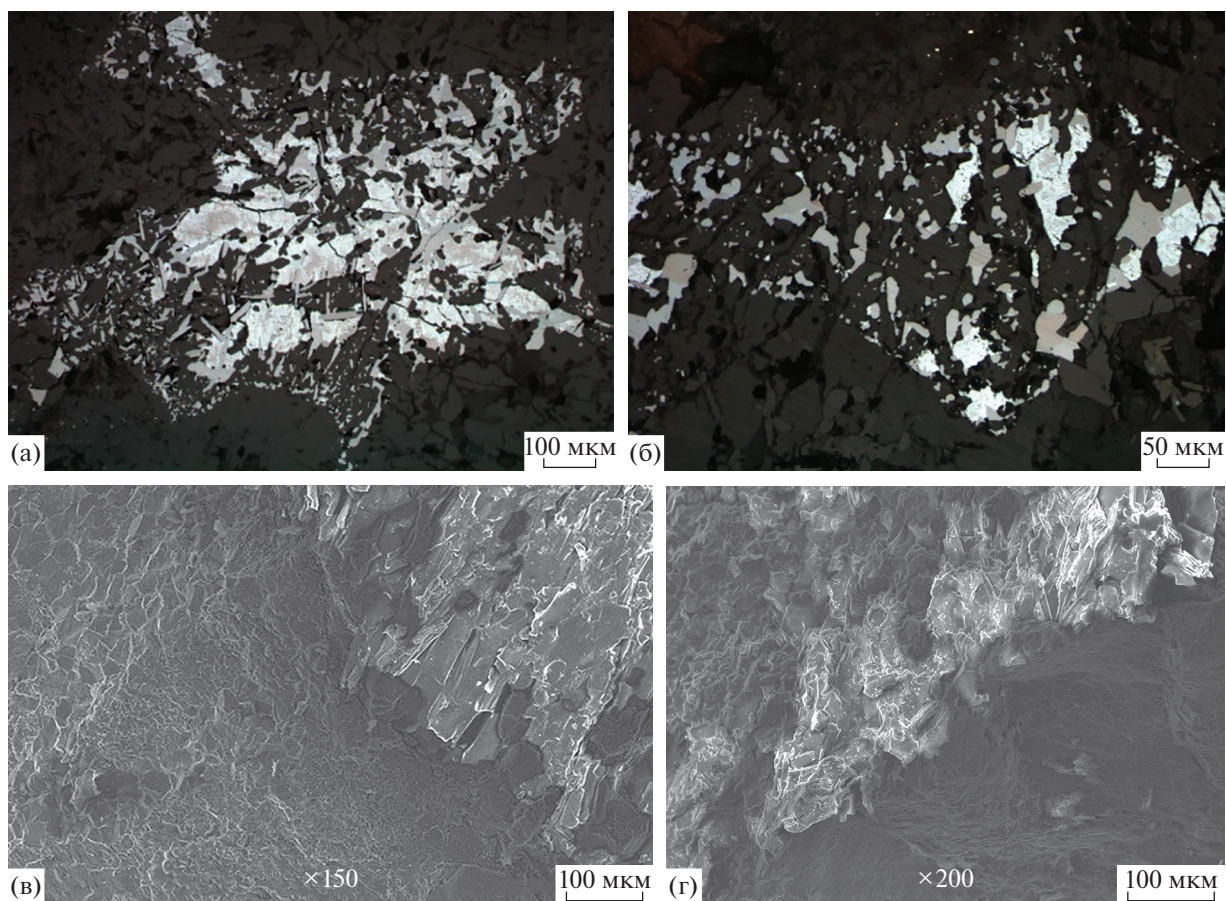
Титаномагнетит является характерным минералом вкрапленных руд. Обычно он образует ксеноморфные зерна, подчиняясь контурам силикатных минералов. Границы зерен титаномагнетита с силикатами неровные с частичным проникновением друг в друга. В местах соприкосновения с идиоморфными зернами плагиоклаза наблюдается прямолинейный контур. Размер зерен титаномагнетита колеблется от 0.01 до 0.4 мм с преобладанием 0.1–0.2 мм. Титаномагнетит встречается в виде отдельных зерен или микроагрегатов. В составе титаномагнетита нередко присутствуют включения плагиоклазов и роговой обманки округлой или удлиненной форм выделения. Размер включений составляет 0.05–0.01 мм.

Для титаномагнетита “паркетной структуры” характерно самое низкое содержание Fe_2O_3 — 64.63–66.89 мас. % при TiO_2 и V_2O_5 , равных 0.77–1.93 и 0.89–1.09 мас. % соответственно. С увеличением степени перекристаллизации количество Fe_2O_3 увеличивается до 65.89–67.68 мас. % для титаномагнетита микроагрегатов тонкорешетчатой структуры и 66.43–67.31 мас. % для титаномагнетита сегрегационного обособления, примесные компоненты при этом составляют TiO_2 — 0.43–1.05 и 0.53–0.86 мас. %; V_2O_5 — 0.72–1.22 и 0.83–

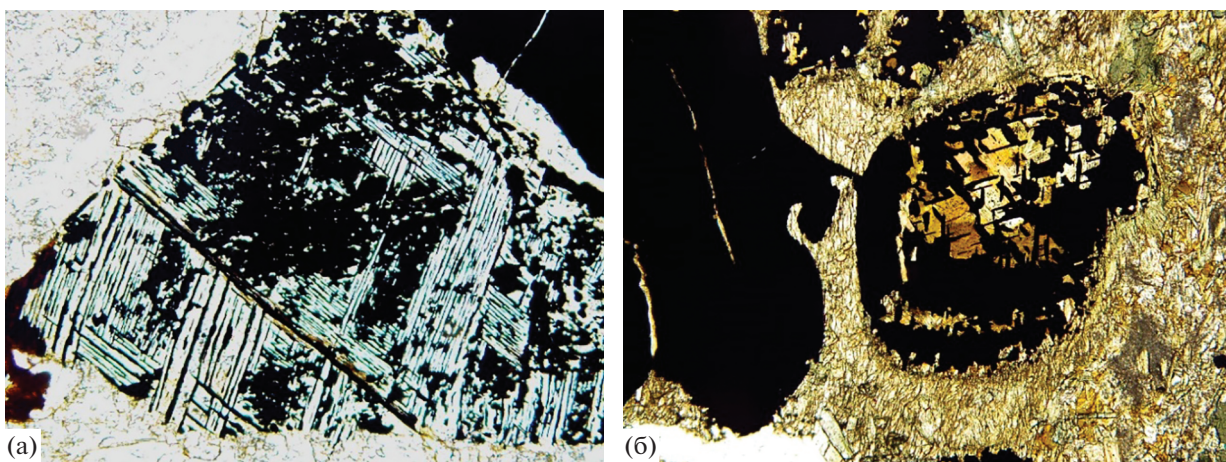
1.11 мас. % соответственно (табл. 4). Морфология и внутреннее строение титаномагнетита претерпели сильное изменение в процессе постмагматической амфиболизации габброноритов. Замещение титаномагнетита в рудных агрегатах со структурами распада твердого раствора постмагматической сине-зеленой роговой обманкой, обогащенной хлором, начинается по контурам зерен, образуя шестоватые оторочки, или по ослабленным зонам — направлениям спайности, трещинам, границам зерен (фиг. 10). Постепенное проникновение роговой обманки внутрь титаномагнетита приводит к образованию решетчатых и “облачковых” структур ильменита с реликтами титаномагнетита. Интенсивность замещения титаномагнетита различная, но в большей степени высокая.

Минеральные агрегаты титаномагнетита подвержены гипергенным процессам мартитизации — образования псевдоморфоз гематита. В рудах фиксируются разные стадии мартитизации.

На ранних этапах мартитизации гематит в виде тонких иголок развивается по периферии минеральных агрегатов титаномагнетита и вдоль ослабленных зон — границ зерен и трещин. Постепенно проникая внутрь минеральных агрегатов, гематит образует тончайшие пластинки, ориентированные по (111). Развитие пластинок приводит к формированию решетки с последующим сдушением ее ячеек (фиг. 11а). Полные псевдоморфозы гематита по маг-



Фиг. 9. Идиоморфные и аллотриоморфные выделения ильменита “облачковых” структур. Отраженный свет, николи параллельны (а, б); изображение во вторичных электронах (в, г).



Фиг. 10. Замещение титаномагнетита роговой обманкой: а — по границам зерен; б — по контуру и внутри микроагрегата. Проходящий свет, николи параллельны. Фотографии из архива В.А. Попова.

нетиту прослеживаются очень редко, обычно процесс замещения наблюдается незавершенным (фиг. 11б).

*Мессбаэровская спектроскопия
титаномагнетит-ильменитовой руды*

Оценка дефектности структуры магнетита и содержаний примесных элементов, а также распре-

Таблица 3. Химический состав и кристаллохимическая формула ильменита. Рентгеноспектральный микроанализ

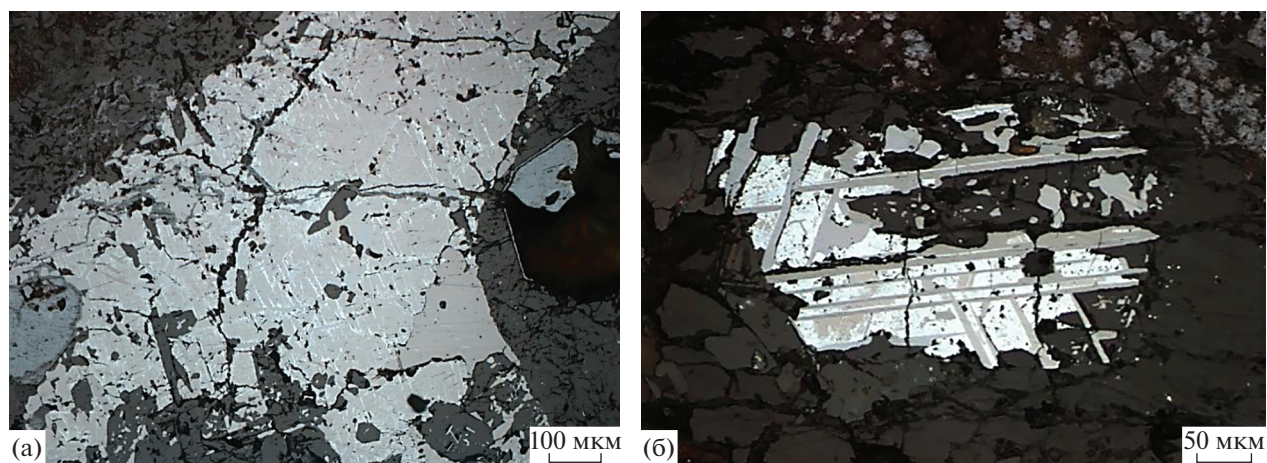
Компоненты, %													Кристаллохимическая формула			
Na ₂ O	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	K ₂ O	CaO	TiO ₂	V ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	MnO	FeO	Fe ₂ O ₃	NiO		CuO	ZnO	CoO
Аллотриоморфный обособленный																
0.09	0.25	0.06	0.26	0.04	0.08	51.57	0.49	0.00	1.10	43.89	1.35	0.15	0.00	0.00	0.67	Mg _{0,01} Co _{0,01} V _{0,01} Mn _{0,02} Fe _{0,03} Fe _{0,93} Ti _{0,98} O ₃
0.00	0.32	0.00	0.13	0.02	0.03	52.16	0.56	0.00	1.09	44.05	0.94	0.00	0.30	0.00	0.40	Mg _{0,01} Co _{0,01} Cu _{0,01} V _{0,01} Mn _{0,02} Fe _{0,02} Fe _{0,93} Ti _{0,99} O ₃
0.14	0.37	0.10	0.15	0.00	0.10	50.98	0.49	0.07	0.84	43.55	2.86	0.23	0.13	0.00	0.00	Ni _{0,01} Cu _{0,01} V _{0,01} Mg _{0,01} Mn _{0,02} Fe _{0,05} Fe _{0,92} Ti _{0,97} O ₃
0.00	0.24	0.00	0.09	0.15	0.00	50.15	0.63	0.06	1.06	43.67	3.32	0.18	0.00	0.00	0.47	Co _{0,01} V _{0,01} Mg _{0,01} Mn _{0,02} Fe _{0,06} Fe _{0,93} Ti _{0,96} O ₃
0.06	0.29	0.04	0.16	0.05	0.05	51.21	0.54	0.03	1.02	43.79	2.11	0.14	0.11	0.00	0.38	
Паркетный																
0.00	0.00	0.00	0.15	0.00	0.00	50.14	0.00	0.00	0.77	45.10	3.85	0.00	0.00	0.00	0.00	Mn _{0,02} Fe _{0,09} Fe _{0,94} Ti _{0,95} O ₃
0.12	0.31	0.14	0.22	0.00	0.00	47.68	0.88	0.00	1.21	47.47	1.47	0.08	0.00	0.00	0.43	Mg _{0,01} V _{0,01} Co _{0,01} Mn _{0,03} Fe _{0,12} Fe _{0,91} Ti _{0,91} O ₃
0.06	0.15	0.07	0.18	0.00	0.00	48.91	0.44	0.00	0.99	46.28	2.66	0.04	0.00	0.00	0.22	
Тонкорешетчатый																
0.19	0.00	0.00	0.22	0.07	0.00	49.09	0.86	0.00	0.45	43.07	5.26	0.00	0.00	0.09	0.69	Mn _{0,01} Co _{0,01} V _{0,02} Fe _{0,10} Fe _{0,92} Ti _{0,94} O ₃
0.13	0.31	0.14	0.23	0.00	0.00	48.96	0.74	0.00	1.24	42.05	5.68	0.08	0.00	0.00	0.45	Mg _{0,01} Co _{0,01} V _{0,02} Mn _{0,03} Fe _{0,11} Fe _{0,89} Ti _{0,93} O ₃
0.00	0.00	0.00	0.15	0.00	0.00	50.07	0.00	0.00	0.77	43.78	5.24	0.00	0.00	0.00	0.00	Mn _{0,02} Fe _{0,10} Fe _{0,93} Ti _{0,96} O ₃
0.11	0.10	0.05	0.20	0.02	0.00	49.37	0.53	0.00	0.82	42.97	5.39	0.03	0.00	0.03	0.38	
Сегрегационное обособление																
0.00	0.00	0.00	0.19	0.00	0.00	51.38	0.00	0.00	0.70	45.43	2.30	0.00	0.00	0.00	0.00	Mn _{0,02} Fe _{0,04} Fe _{0,96} Ti _{0,98} O ₃
0.00	0.00	0.00	0.21	0.00	0.15	51.17	0.00	0.00	0.75	44.75	2.97	0.00	0.00	0.00	0.00	Mn _{0,02} Fe _{0,06} Fe _{0,95} Ti _{0,97} O ₃
0.00	0.00	0.00	0.14	0.00	0.00	51.83	0.00	0.00	0.72	45.72	1.58	0.00	0.00	0.00	0.00	Mn _{0,02} Fe _{0,03} Fe _{0,97} Ti _{0,99} O ₃
0.00	0.00	0.00	0.18	0.00	0.00	52.33	0.00	0.00	0.76	45.91	0.82	0.00	0.00	0.00	0.00	Mn _{0,02} Fe _{0,02} Fe _{0,97} Ti _{1,00} O ₃
0.20	0.32	0.00	0.19	0.00	0.00	51.85	0.81	0.00	0.93	44.58	0.26	0.12	0.00	0.13	0.62	Mg _{0,01} Co _{0,01} V _{0,02} Mn _{0,02} Fe _{0,94} Ti _{0,99} O ₃
0.30	0.35	0.00	0.32	0.00	0.18	51.01	0.79	0.00	1.09	43.44	1.80	0.14	0.00	0.14	0.43	Mg _{0,01} Co _{0,01} Ca _{0,01} V _{0,02} Mn _{0,02} Fe _{0,03} Fe _{0,92} Ti _{0,97} O ₃
0.19	0.20	0.00	0.20	0.07	0.00	52.50	0.54	0.00	1.14	43.46	1.36	0.00	0.00	0.00	0.33	Mg _{0,01} Co _{0,01} V _{0,01} Mn _{0,02} Fe _{0,03} Fe _{0,92} Ti _{1,00} O ₃
0.10	0.12	0.00	0.20	0.01	0.05	51.73	0.31	0.00	0.87	44.76	1.58	0.04	0.00	0.04	0.20	

Примечание. Расчет кристаллохимических формул производился по кислородному методу. Цветом выделено среднее значение компонентов.

Таблица 4. Химический состав и кристаллохимическая формула магнетита. Рентгеноспектральный микроанализ

Компоненты, %													Кристаллохимическая формула			
Na ₂ O	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	K ₂ O	CaO	TiO ₂	V ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	MnO	FeO	Fe ₂ O ₃	NiO		CuO	ZnO	CoO
Паркетный																
0.00	0.00	0.00	0.20	0.00	0.00	0.84	1.07	1.99	0.32	30.95	64.63	0.00	0.00	0.00	0.00	(Mn _{0,01} Fe _{0,99})(Ti _{0,02} V _{0,03} Cr _{0,06} Fe _{1,85})O ₄
0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.93	0.89	0.00	0.00	31.58	65.60	0.00	0.00	0.00	0.00	Fe _{1,00} (V _{0,03} Ti _{0,06} Fe _{1,88})O ₄
0.13	0.09	0.00	0.25	0.03	0.07	0.77	0.92	0.02	0.07	29.89	66.89	0.20	0.07	0.00	0.61	(Ni _{0,01} Co _{0,02} Fe _{0,96})(Ti _{0,02} V _{0,03} Fe _{1,93})O ₄
0.19	0.00	0.18	0.39	0.06	0.08	1.11	1.09	0.00	0.03	30.47	65.65	0.27	0.00	0.00	0.47	(Ni _{0,01} Co _{0,01} Fe _{0,98})(Al _{0,01} Ti _{0,03} V _{0,03} Fe _{1,89})O ₄
0.08	0.02	0.05	0.21	0.02	0.04	1.17	0.99	0.50	0.10	30.72	65.69	0.12	0.02	0.00	0.27	
Тонкорешчатый																
0.03	0.22	0.10	0.00	0.00	0.03	0.43	0.72	0.02	0.00	29.43	67.68	0.14	0.00	0.14	1.06	(Mg _{0,01} Co _{0,03} Fe _{0,94})(Ti _{0,01} V _{0,02} Fe _{1,96})O ₄
0.00	0.00	0.24	0.14	0.05	0.00	0.87	1.22	0.11	0.00	30.48	66.18	0.03	0.00	0.00	0.68	(Co _{0,02} Fe _{0,99})(Al _{0,01} V _{0,02} Ti _{0,03} Fe _{1,92})O ₄
0.19	0.00	0.10	0.80	0.00	0.00	1.05	0.96	0.00	0.00	30.07	65.93	0.00	0.00	0.00	0.89	(Co _{0,03} Fe _{0,97})(Ti _{0,03} V _{0,03} Fe _{1,92})O ₄
0.00	0.04	0.06	0.32	0.00	0.00	1.03	1.07	0.00	0.10	30.25	66.20	0.22	0.00	0.00	0.71	(Ni _{0,01} Co _{0,02} Fe _{0,97})(Ti _{0,03} V _{0,03} Fe _{1,92})O ₄
0.07	0.00	0.17	0.41	0.02	0.00	1.05	0.94	0.19	0.21	30.17	65.89	0.22	0.00	0.00	0.63	(Mn _{0,01} Ni _{0,01} Co _{0,02} Fe _{0,97})(Al _{0,01} Cr _{0,01} Ti _{0,03} V _{0,03} Fe _{1,91})O ₄
0.05	0.04	0.11	0.28	0.01	0.00	1.06	0.97	0.05	0.05	30.33	66.25	0.10	0.00	0.02	0.66	
Сегрегационное обособление																
0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.65	0.87	0.00	0.00	31.17	67.31	0.00	0.00	0.00	0.00	Fe _{1,00} (Ti _{0,02} V _{0,03} Fe _{1,95})O ₄
0.34	0.00	0.10	0.13	0.02	0.06	0.86	1.06	0.00	0.00	30.00	66.76	0.00	0.00	0.00	0.68	(Co _{0,02} Fe _{0,98})(Ti _{0,03} Fe _{1,96})O ₄
0.14	0.00	0.12	0.26	0.00	0.00	0.53	0.83	0.20	0.00	30.04	67.18	0.01	0.08	0.00	0.62	(Co _{0,02} Fe _{0,97})(Al _{0,01} Cr _{0,01} Ti _{0,02} V _{0,03} Fe _{1,95})O ₄
0.17	0.00	0.12	0.15	0.09	0.07	0.63	1.11	0.05	0.17	30.24	66.43	0.00	0.00	0.00	0.79	(Mn _{0,01} Co _{0,02} Fe _{0,98})(Al _{0,01} Ti _{0,02} V _{0,03} Fe _{1,93})O ₄
0.16	0.00	0.08	0.14	0.03	0.03	0.67	0.97	0.06	0.04	30.36	66.92	0.00	0.02	0.00	0.52	

Примечание. Расчет кристаллохимических формул производился по кислородному методу. Цветом выделено среднее значение компонентов.



Фиг. 11. Образование псевдоморфоз гематита по титаномagnetиту с образованием решетки (а) и последующим укрупнением в виде минеральных агрегатов (б). Отраженный свет, николи параллельны.

ления железа по минералам проводилась методом ЯГР-спектроскопии, что позволило проанализировать механизм изоморфных замещений и степень изменения минералов (табл. 5) (Коровушкин, 1993, 2003).

Мессбауэровский спектр магнитного продукта вкрапленной титаномagnetит-ильменитовой руды (фиг. 12) был разложен на три секстета и три дублета. Секстет С1 в соответствии с изомерным сдвигом (0.37 мм/с), согласно данным работы (Menil, 1985), квадрупольным расщеплением (−0.18 мм/с) и магнитным полем на ядрах Fe⁵⁷ (515 кЭ) отвечает антиферромагнитному гематиту. Присутствие единственного секстета свидетельствует о том, что ионы Fe занимают идентичные позиции.

Ферримагнитному минералу — магнетиту — соответствуют секстеты С2 и С3. С2 обусловлен

ионами Fe³⁺ тетраэдрической позиции, С3 — Fe³⁺ и Fe²⁺ октаэдрической позиции, которые связаны электронным обменом.

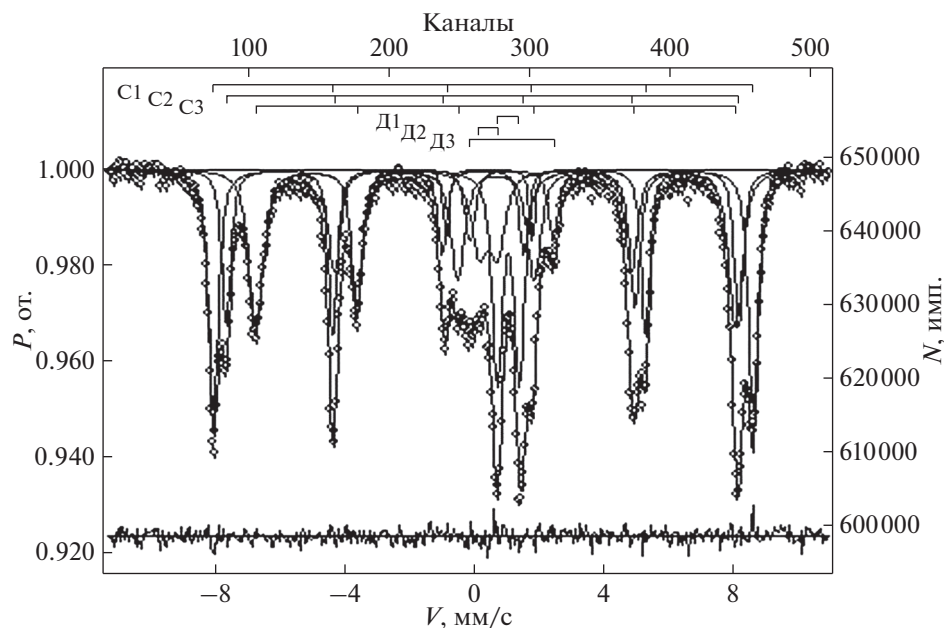
Мессбауэровские спектры магнетита характеризуются незначительными отклонениями соотношений площадей S_A/S_B, равными 0.66, что свидетельствует о небольших изоморфных замещениях в них. Их суммарное содержание варьирует в пределах 0.04% MeO. При x = 0.04 кристаллохимическая формула магнетита приобретает следующий вид: Fe³⁺[Fe_{0.88}³⁺Fe_{1.08}³⁺Me_{0.04}]O₄.

Дублет Д1 от ионов Fe²⁺ по параметрам соответствует антиферромагнитному ильмениту, а дублет Д2 от ионов Fe³⁺ — суммарный эффект от тонкодисперсной оксидной фазы, частично окисленного железа ильменита и силиката. Ионы Fe²⁺ (Д3) связаны с силикатами.

Таблица 5. Результаты изучения магнитного продукта титаномagnetит-ильменитовой руды

Компонента спектра	Изомерный сдвиг δ, мм/с	Квадрупольное расщепление Δ, мм/с	Магнитные поля на ядрах Fe ⁵⁷ H, кЭ	Площадь компонента S, %	Интерпретация
С1 (Fe ³⁺)	0.37	−0.19	515	23.0	Fe ³⁺ гематита
С2 (Fe ³⁺)	0.28	−0.02	489	23.7	Fe ³⁺ (тет.) магнетита
С3 (Fe ³⁺ + Fe ²⁺)	0.67	−0.02	357	27.8	(Fe ³⁺ + Fe ²⁺) (окт.) магнетита
Д1 (Fe ²⁺)	1.06	0.66		15.3	Fe ²⁺ ильменита
Д2 (Fe ³⁺)	0.31	0.45		5.7	Fe ³⁺ ильменита + силиката
Д3 (Fe ³⁺)	1.14	2.62		4.5	Fe ³⁺ силиката

Примечание. Мессбауэровская спектроскопия. Аналитик В.В. Коровушкин.



Фиг. 12. Мессбауэровские спектры вкрапленной титаномагнетит-ильменитовой руды.

Магнитное поле на ядрах Fe^{57} , химический сдвиг и квадрупольное расщепление являются менее чувствительными к небольшим изоморфным замещениям, нежели изменения интенсивностей А- и В-пиков мессбауэровского спектра магнетита (Архипенкова и др. 1976, 1985; Кудрявцева, 1988). Поскольку в стехиометрическом магнетите отношение заселенности тетраэдрической позиции к заселенности октаэдрической равно 0.5, и отношение площадей секстетов С2 к С3 (S_A/S_B) должно быть равно 0.5. Любое нарушение соотношения свидетельствует о том, что в магнетите присутствуют изоморфные и/или механические примеси, или магнетит представляет собой член ряда магнетит–маггемит.

Магнетит богат изоморфными примесями (табл. 6), основными являются ванадий, титан, хром и марганец. Кроме изоморфных примесей, магнетиты содержат механические в виде продуктов распада твердого раствора и гематита, образующегося в результате процесса мартитизации.

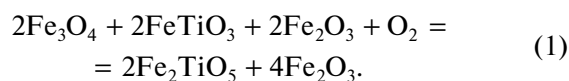
Таким образом, в руде четко прослеживается структурная и фазовая неоднородность микроагрегатов титаномагнетита и ильменита, определенная эволюцией продуктов распада твердого раствора ряда ильменит–гематит и ильменит–магнетит, осложненная процессами мартитизации и замещением роговой обманкой и хлоритом. На уровне минерального индивида – титаномагнетита – неоднородность проявляется в наличии изоморфных и механических примесей.

РЕЗУЛЬТАТЫ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОГО ИССЛЕДОВАНИЯ ОКИСЛИТЕЛЬНОГО ОБЖИГА ТИТАНОМАГНЕТИТ-ИЛЬМЕНИТОВОЙ РУДЫ

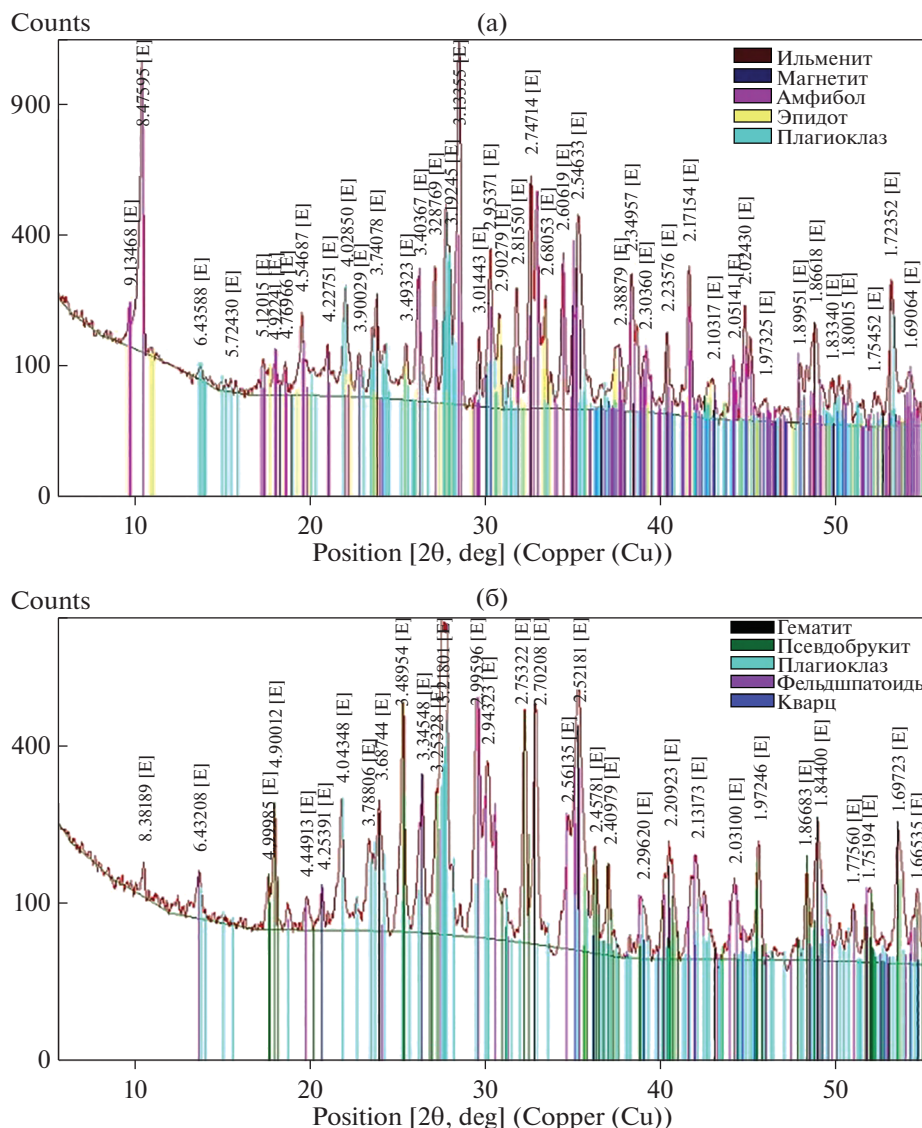
По данным минералого-аналитических методов исследования установлено, что в период нагрева образцов протекали процессы гетерогенного окисления минералов, сопровождавшиеся их твердофазным превращением с перераспределением химических элементов между отдельными минеральными фазами и образованием более устойчивых соединений – гематита (Fe_2O_3), псевдобрукита (Fe_2TiO_5) и рутила (TiO_2). Максимальные твердофазные превращения достигались при наиболее длительном нагреве (фиг. 13).

Неоднородность строения рудных микроагрегатов, выраженная в наличии участков мартитизированного титаномагнетита и зерен ильменита, обуславливает особенности протекания процессов гетерогенного окисления в микроагрегатах разных минеральных ассоциаций (фиг. 14).

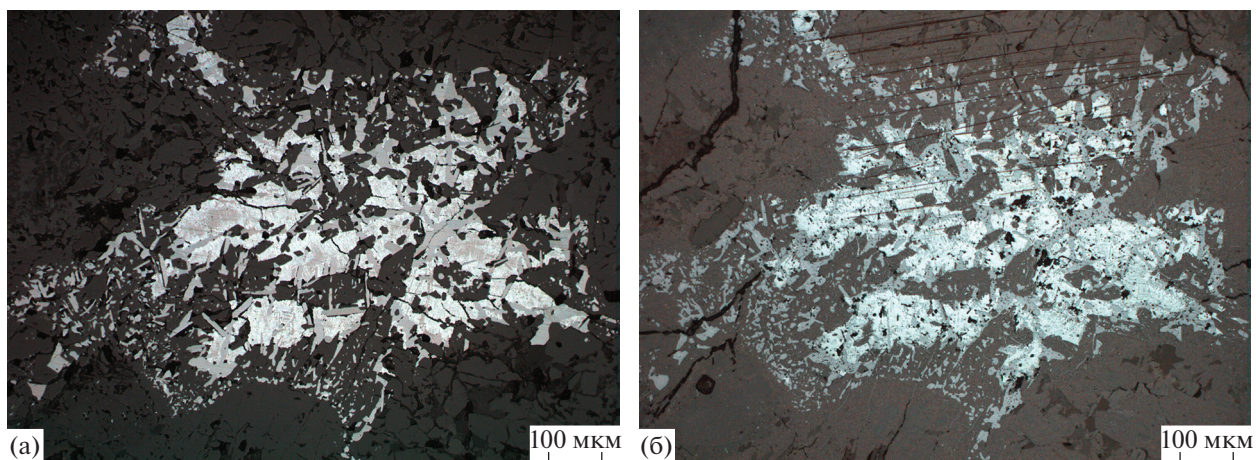
В результате твердофазных превращений мартитизированный титаномагнетит с lamелями ильменита полностью претерпел изменения с формированием микроагрегатов псевдобрукит-гематитового состава (1):



Ильменит на контакте с гематитом (2) и в индивидуализированных зернах (3) преобразовался в сложные мелкозернистые агрегаты рутил-псевдобрукитового состава:



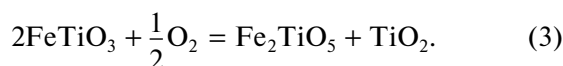
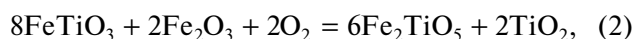
Фиг. 13. Рентгенограммы образцов исходной вкрапленной титаномagnetит-ильменитовой руды до нагрева (а) и после окислительного обжига в течение 72 ч (б). Цветными линиями показаны дифракционные линии основных минеральных фаз.



Фиг. 14. Рудный агрегат до (а) и после (б) эксперимента. Отраженный свет, николи параллельны.

Таблица 6. Параметры мессбауэровских спектров и состав титаномагнетитов

Соотношение площадей в ЯГР-спектре, S_A/S_B	Коэффициент окисления железа, $K_0 = Fe^{3+}/Fe_{общ}$	Изоморфные примеси, %	Механические примеси, %
0.66	0.43	Ti – 2.85% V – 0.63% Mn – 0.04%	Гематит, продукты распада твердого раствора ряда ильменит–магнетит



Неоднородность микроагрегатов псевдобрукит-гематитового и рутил-псевдобрукитового составов прослеживается на разных уровнях организации минерального вещества в рамках гранулометрического спектра продуктов обжига, полученных во временных интервалах, равных 24, 48 и 72 ч. На структурном уровне твердофазные превращения проявляются в образовании продуктов распада твердых растворов ряда псевдобрукит–гематит и рутил–псевдобрукит и, как следствие, центров нуклеации псевдобрукита и рутила (фиг. 11).

Эволюция продуктов распада твердых растворов проявляется в изменении строения микроагрегатов от тонкой до грубой микроструктуры с частичным сохранением первичного строения протомикроагрегатов, что четко прослеживается в материале окислительного обжига разной длительности процесса в рамках гранулометрического спектра.

Анализ продуктов обжига показал, что с уменьшением крупности материала интенсивность процесса твердофазного превращения увеличивается и является наиболее максимальной для классов – 0.25 + 0.125 и –0.125 + 0.071 мм. На уровне минерального индивида в результате диффузионных процессов фиксируется изменение химического состава вновь образованных минеральных фаз (табл. 7).

Такие превращения подтверждаются условиями возникновения продуктов распада твердых растворов, отраженных на диаграмме состояния системы $Fe_2O_3-TiO_2$ (Бережной, 1970). При температуре 1100°C подвижность атомов становится заметной, в результате теплового возбуждения постоянно происходит местная перегруппировка атомов, способствуя перераспределению химических элементов и зарождению центров нуклеации (Патнис, 1983; Хисина, 1987).

Для псевдобрукит-гематитовых микроагрегатов изменение проявляется в постепенной гомогенизации основного минерала – гематита, выраженной в перераспределении химических элементов в пространстве с последующим очищением гемати-

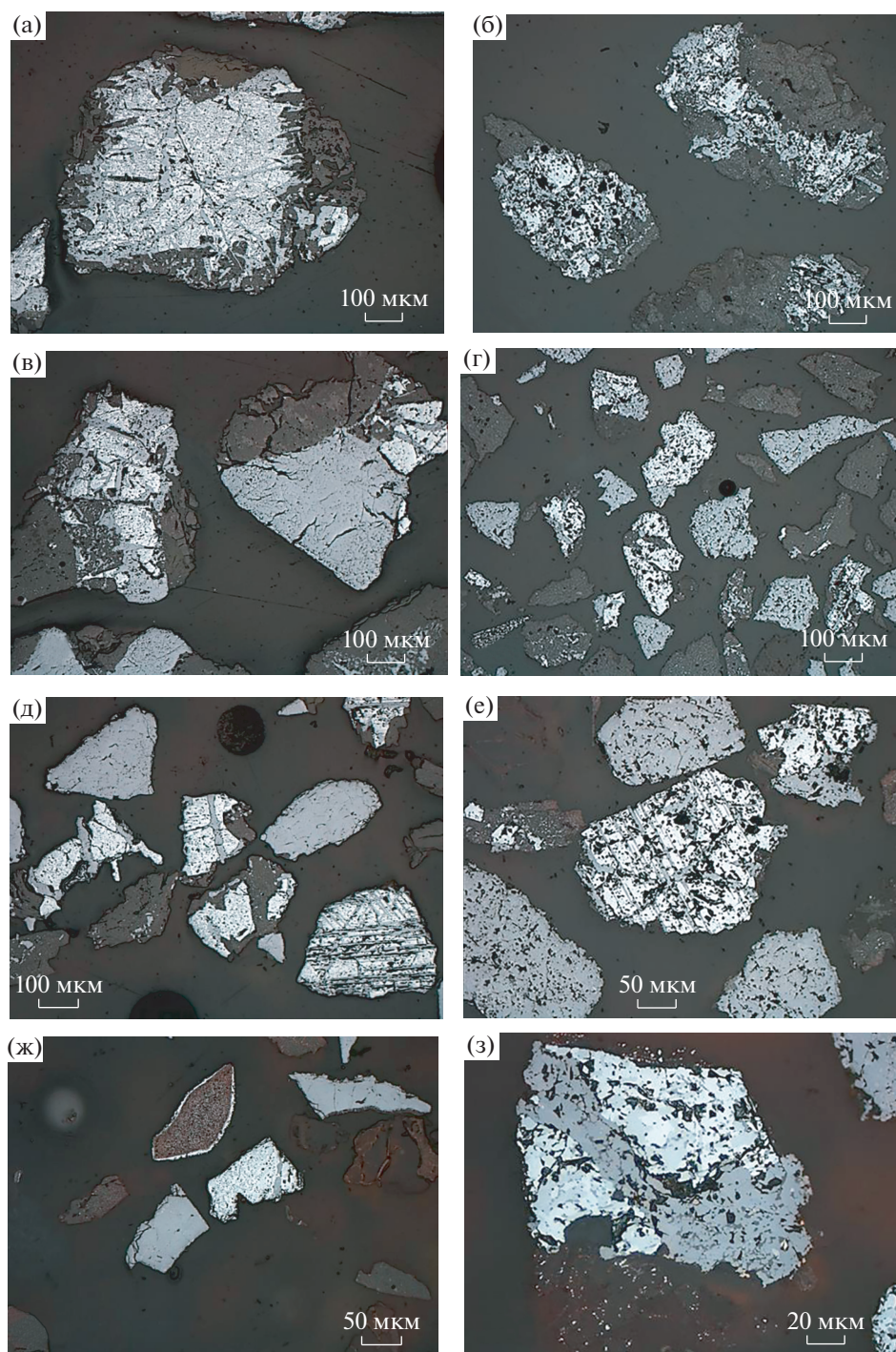
та от титана и укрупнением выделений псевдобрукита. При окислительном обжиге в течение 24 ч фиксируется густая сеть мелких выделений центров нуклеации псевдобрукита (Патнис, 1983; Хисина, 1987; Горбатова и др., 2020), как продукта распада твердого раствора (фиг. 15).

При этом содержание TiO_2 в гематите составляет 3.59–5.77%, что свидетельствует об его очищении в процессе твердофазных превращений (табл. 7). С увеличением временного интервала термической обработки, равного 48 ч, происходят диффузионные процессы, количество диоксида титана достигает 12.39–12.53% (фиг. 16, табл. 8).

В течение временного интервала, равного 72 ч, перераспределение химических элементов в микроагрегатах сопровождается образованием более грубой микроструктуры – крупных выделений псевдобрукита. Это свидетельствует о том, что длительный обжиг при температуре 1100°C удерживает заметную диффузию атомов и способствует укрупнению частиц за счет перераспределения компонентов от меньших частиц к большим. Гематит характеризуется содержанием оксида железа (III) 87.80–95.20% и диоксида титана 3.19–4.90%, вероятно являющимся изоморфной примесью (табл. 7).

Сопоставление теоретического ($Fe_2O_3 = 66.67%$; $TiO_2 = 33.34%$) и реального химических составов псевдобрукита, полученных по данным рентгеноспектрального микроанализа, показало расхождение в содержаниях основных компонентов, обусловленное разной рудной минеральной ассоциацией микроагрегатов – псевдобрукит-гематитовой и рутил-псевдобрукитовой. Наиболее приближенный к теоретическому химический состав прослеживается в псевдобруките микроагрегатов рутил-псевдобрукитовой минеральной ассоциации (табл. 7), образовавшейся в результате твердофазного превращения в течение 72 ч.

Псевдобрукит, формирующий микроворстки в гематите, характеризуется повышенным количеством Fe_2O_3 . Так, при обжиге в течение 24 ч содержание Fe_2O_3 в псевдобруките составляет 62.87% (ламели) и 71.48% (микроворстки), а TiO_2 – 30.76 и 21.05% соответственно. Самое высокое количество оксида железа (III) – 76.04–78.12% – присуще всем минералам псевдобрукит-гематитовых мик-



Фиг. 15. Микроагрегаты псевдобрукит-гематитового и рутил-псевдобрукитового составов предварительно дробленого материала вкрапленной титаномagnetит-ильменитовой руды в рамках гранулометрического спектра. Продолжительность окислительного обжига – 24 (а, в, д, ж) и 72 (б, г, е, з) ч. Отраженный свет, николи параллельны.

роагрегатов, подвергнутым термической обработке при 48 ч, что подчеркивает отсутствие конечных членов непрерывных твердых растворов Fe_2O_3 – Fe_2TiO_5 (табл. 8).

Fe_2TiO_5 , встречающийся в виде мелкозернистого агрегата с рутилом, обладает повышенным со-

держанием TiO_2 . В микроагрегатах, полученных при обжиге в течение 24 ч, количество диоксида титана составляет около 40%, а оксида железа (III) – от 54.20 до 56.65%. В продуктах обжига в течение 48 ч содержание TiO_2 увеличивается до 50%, что указывает на присутствие псевдобрукита не как

Таблица 7. Результаты рентгеноспектрального микроанализа (мас. %) рудных минералов

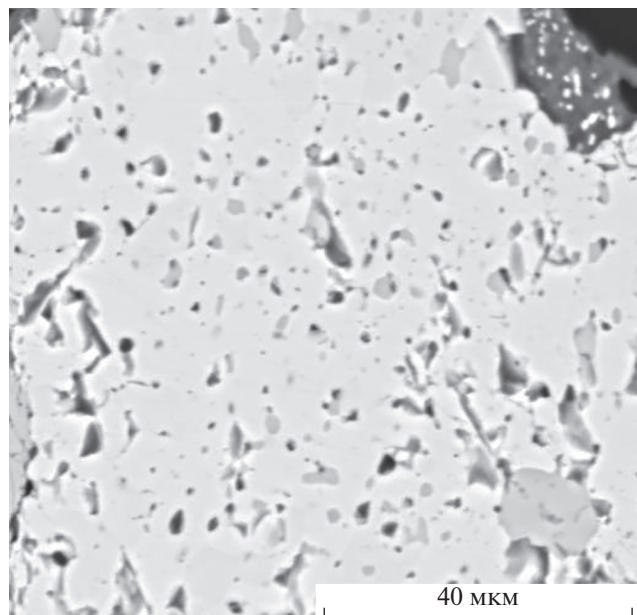
Время обжига, ч	Na ₂ O	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	K ₂ O	CaO	TiO ₂	V ₂ O ₅	Cr ₂ O ₃	MnO	FeO	Fe ₂ O ₃	NiO	CuO	ZnO	CoO
Псевдобрукит (теоретические содержания Fe ₂ O ₃ = 66.67%; TiO ₂ = 33.34%)																
24	0.00	0.22	0.21	0.11	0.00	0.00	39.38	0.23	0.06	1.06	0.00	56.65	0.00	0.00	0.00	0.56
	0.18	1.76	0.47	0.04	0.00	0.04	39.98	0.39	0.00	0.93	0.00	54.20	0.00	0.00	0.00	0.46
	0.00	0.08	0.08	0.00	0.05	0.00	30.76	0.93	0.09	0.21	0.00	62.87	0.08	0.00	0.00	0.49
	0.00	0.00	0.06	0.13	0.00	0.17	21.05	1.46	0.04	0.14	0.00	71.48	0.10	0.00	0.00	0.42
	0.00	0.20	0.00	0.21	0.00	0.04	28.24	1.57	0.00	0.31	0.00	65.34	0.06	0.00	0.00	0.26
48	0.20	0.43	0.11	0.06	0.00	0.04	43.10	0.64	0.00	1.01	0.00	51.70	0.10	0.00	0.00	0.28
	0.00	0.27	0.23	0.11	0.01	0.00	50.44	0.48	0.00	0.61	0.00	46.25	0.14	0.00	0.00	0.63
	0.00	1.21	0.59	0.00	0.00	0.00	16.06	0.59	0.04	0.35	0.00	76.04	0.00	0.00	0.00	0.37
	0.16	2.57	0.79	0.11	0.00	0.06	13.09	0.18	0.09	0.21	0.00	78.12	0.00	0.00	0.00	0.67
72	0.00	0.17	0.60	0.19	0.00	0.11	33.51	0.82	0.00	0.16	0.00	62.71	0.00	0.00	0.00	0.35
	0.00	0.43	0.25	0.11	0.00	0.00	36.36	1.09	0.00	1.02	0.00	57.58	0.09	0.00	0.00	0.36
	0.00	0.78	0.38	0.00	0.00	0.07	33.63	0.52	0.07	0.00	0.00	60.18	0.33	0.00	0.00	0.21
	0.04	0.27	0.25	0.02	0.04	0.08	35.21	0.64	0.00	1.33	0.00	59.38	0.06	0.19	0.00	0.63
Рутил (теоретические содержания TiO ₂ = 100%)																
24	0.07	0.10	0.15	0.11	0.06	0.00	90.76	1.70	0.00	0.17	0.00	6.95	0.13	0.00	0.00	0.00
	0.00	0.10	0.04	0.04	0.00	0.00	73.28	0.61	0.13	0.35	0.00	21.02	0.27	0.00	0.00	0.17
48	0.00	0.28	0.19	0.19	0.00	0.00	78.15	0.96	0.00	0.22	0.00	14.54	0.06	0.00	0.00	0.13
	0.00	0.27	0.34	0.04	0.00	0.08	52.58	0.86	0.00	0.66	0.00	39.81	0.09	0.00	0.00	0.08
72	0.00	0.00	0.21	0.19	0.00	0.08	94.30	1.21	0.00	0.06	0.00	3.46	0.00	0.00	0.00	0.14
	0.11	0.25	0.23	0.24	0.05	0.15	87.01	1.46	0.13	0.25	0.00	7.59	0.03	0.00	0.11	0.00
Гематит (теоретические содержания Fe ₂ O ₃ = 100%)																
24	0.00	0.00	0.06	0.26	0.00	0.04	3.59	0.43	0.12	0.22	0.00	91.01	0.22	0.00	0.00	0.63
	0.07	0.10	0.28	0.06	0.02	0.07	4.94	0.25	0.00	0.40	0.00	89.69	0.10	0.00	0.00	0.44
	0.00	0.80	0.36	0.17	0.00	0.10	5.77	0.36	0.00	0.57	0.00	87.96	0.00	0.00	0.00	0.78
48	0.00	2.07	0.89	0.11	0.00	0.07	12.39	0.13	0.00	0.17	0.00	76.58	0.08	0.00	0.00	0.37
	0.00	2.22	2.76	0.41	0.00	0.17	12.53	0.34	0.07	0.21	0.00	77.71	0.23	0.00	0.00	0.47
72	0.00	0.71	0.64	0.00	0.00	0.00	4.90	0.38	0.00	0.54	0.00	87.80	0.00	0.00	0.00	0.86
	0.44	0.66	0.25	0.06	0.01	0.23	3.60	0.43	0.00	0.53	0.00	90.49	0.23	0.03	0.00	0.94
	0.54	0.00	0.19	0.06	0.02	0.10	3.37	0.25	0.00	0.45	0.00	95.20	0.03	0.15	0.16	0.82

отдельной минеральной фазы, а как твердого раствора рутил-псевдобрукитового состава. Следовательно, псевдобрукит в пробах встречается как крайний член или как фаза промежуточного состава продуктов распада твердых растворов ряда рутил–псевдобрукит и псевдобрукит–гематит.

Анализ химического состава рутила подтверждает наличие Fe₂O₃. Наблюдается положительная динамика уменьшения содержания оксида железа (III) с увеличением времени обжига, макси-

мальное значение TiO₂ достигается при нагреве в течение 24 и 72 ч (табл. 7). Для рутила, образовавшегося в процессе температурной обработки при 48 ч, характерно пониженное значение диоксида титана, связанное с диффузионными процессами. Он является нестехиометричным за счет обогащения Fe₂O₃, что приводит к возникновению пересыщенного твердого раствора (табл. 8).

Таким образом, минеральные фазы микроагрегатов псевдобрукит-гематитового и рутил-псев-



Фиг. 16. Микроагрегат псевдобрукит-гематитового состава. Изображение в обратно-рассеянных электронах.

добррукитового составов, образовавшиеся в результате твердофазных превращений при временном интервале, равном 24 и 72 ч, большей частью относятся к конечным членам твердых растворов с содержанием Fe_2O_3 (для рутила) и TiO_2 (для гематита), приемлемым в качестве изоморфной примеси. Микроагрегаты (при $t = 48$ ч) сложены нестехиометричными минеральными фазами – промежуточными продуктами твердого раствора (фиг. 17).

Полученные данные хорошо согласуются с диаграммой системы $Fe_2O_3-TiO_2$ (фиг. 18). В поле $Fe_2O_{3,тв.р.}-Fe_2TiO_5$ диаграммы состояния при температуре $1100^\circ C$ происходит преобразование мартитизированного титаномагнетита с тонкими вростками ильменита в собственно гематит

Таблица 8. Химический состав рудных минералов в точках и по площади, мас. %. Рентгеноспектральный микроанализ

№	Fe	Ti
<i>гематит</i>		
1	53.56	7.43
S1	54.35	7.51
<i>псевдобрукит</i>		
2	53.18	9.63
3	54.64	7.85

(твердый раствор гематита и псевдобрукита) и мелкие зерна псевдобрукита.

В связи с тем, что в магнетите содержится ильменит, в полученном гематите образуются зародыши псевдобрукита. С течением времени зародыши начинают расти и укрупняться. Этот процесс успешно реализуется с увеличением времени выдержки образцов в печи. Изменение ильменита при твердофазных превращениях протекает в поле $Fe_2TiO_5-TiO_2$ диаграммы состояния с образованием псевдобрукита и рутила (как крайних членов твердого раствора) и промежуточных фаз псевдобрукит-рутилового состава.

Полученные результаты эксперимента позволили проследить процесс твердофазного превращения титаномагнетита и ильменита в более устойчивые минеральные фазы и выявить зависимость степени однородности рудных микроагрегатов от крупности используемого дробленого материала и временного интервала окислительного обжига.

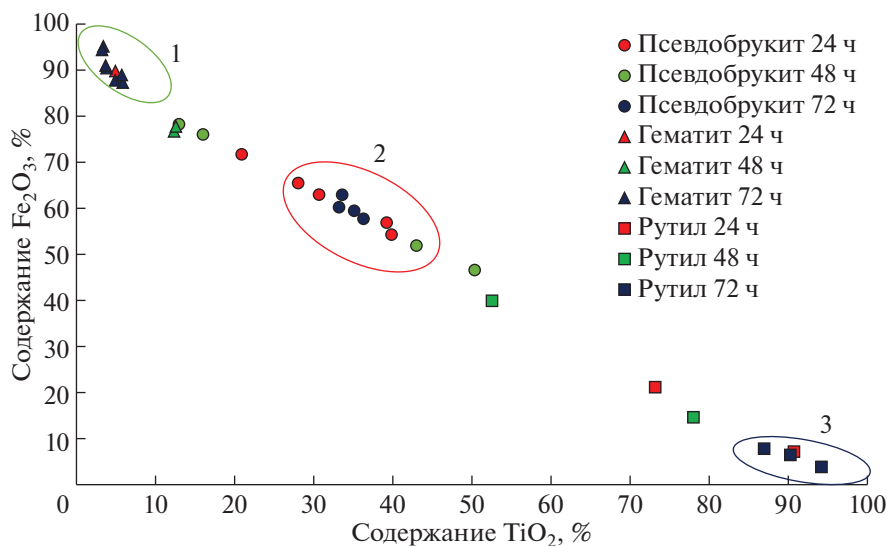
ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Процессы, протекающие в минеральных агрегатах титаномагнетита и ильменита при окислительном обжиге, можно классифицировать как твердофазные превращения рудных минералов при заданных физико-химических параметрах (температуры, давления и окислительно-восстановительного потенциала). Одним из частных случаев проявлений твердофазных превращений является гипогенная мартитизация.

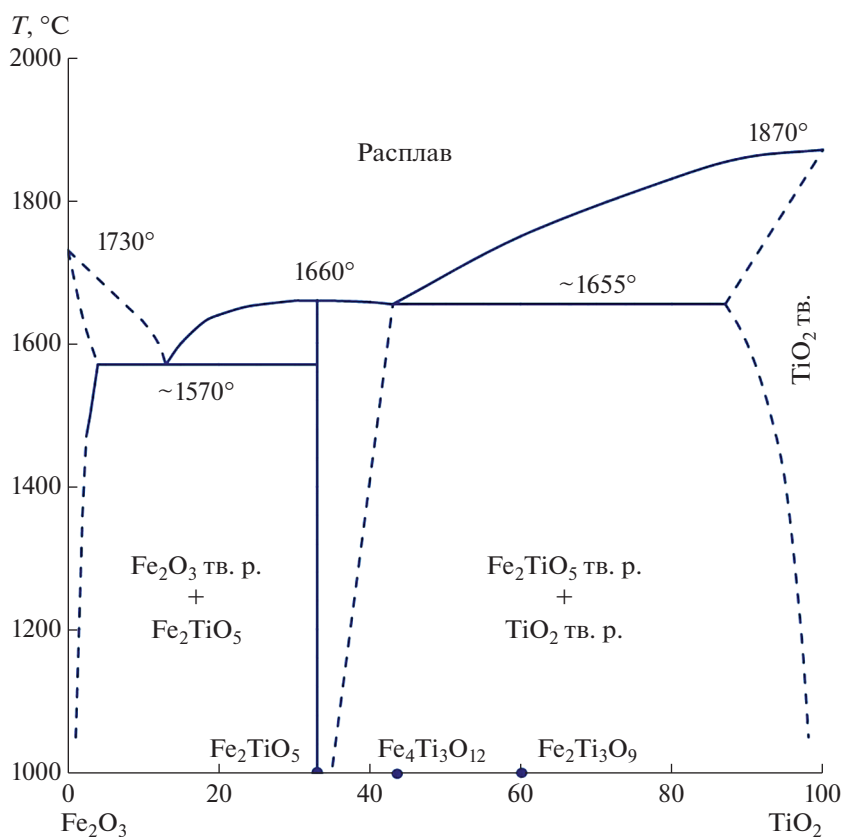
Твердофазные превращения минеральных агрегатов мартитизированного титаномагнетита и ильменита с характерными структурами распада твердых растворов ряда магнетит–ильменит и ильменит–гематит при окислительном обжиге ($1100^\circ C$) влекут за собой существенные качественные изменения. Степень преобразования минеральных агрегатов напрямую зависит от длительности эксперимента. Необходимо учесть, что параллельно происходит преобразование силикатной составляющей.

Начальный этап твердофазных превращений мартитизированного титаномагнетита обуславливает его окисление с частичной потерей ионов железа и очищением протоминерала от титана с нарушением строения микроагрегатов титаномагнетита. В зернах вновь образованного гематита присутствует значительное количество свободных обособлений псевдобрукита. Дальнейшая собирательная перекристаллизация псевдобрукита в гематите приводит к объединению мелких обособлений псевдобрукита в более крупные зерна.

Непосредственно ильменит в процессе окислительного обжига претерпевает значительные преобразования с формированием более устойчивых фаз



Фиг. 17. Химический состав гематита, псевдобрукита, рутила и промежуточных фаз, по данным рентгеноспектрального микроанализа. В овалах показаны теоретические составы минералов: 1 – гематита (Fe_2O_3); 2 – псевдобрукита (Fe_2TiO_5); 3 – рутила (TiO_2).



Фиг. 18. Диаграмма состояния системы Fe_2O_3 – TiO_2 (Бережной, 1970).

псевдобрукита и рутила при заданных физико-химических параметрах. При собирательной перекристаллизации фиксируется укрупнение зерен рутила.

Химический состав вновь образованных минералов – гематита, псевдобрукита и рутила – в условиях твердофазных превращений изменяется

закономерно и полностью зависит от степени их преобразования.

Вновь сформированные минералы большей частью являются твердыми растворами. Гематит как продукт преобразования мартитизированного магнетита содержит до 4.90 мас. % диоксида титана. Рутил образует ограниченные твердые растворы с псевдобрукитом, что наблюдается в продуктах термической обработки руды. Установлено, что с уменьшением крупности дробленого материала интенсивность процесса твердофазного превращения увеличивается, поэтому оптимальными классами для максимального преобразования исходных минеральных фаз являются $-0.25 + 0.125$ и $-0.125 + 0.071$ мм.

Таким образом, экспериментально полученные данные показали, что уменьшение степени неоднородности минерального и химического составов в технологической пробе вкрапленных ильменит-титаномагнетитовых руд Медведевского месторождения в процессе их окислительного обжига положительно скажется на раскрываемости вновь образованных железо- и титансодержащих минералов в технологических продуктах и в целом повысит извлечение титана в технологические продукты различного типа.

Наряду с этим необходимо отметить, что проделанный цикл экспериментальных исследований по повышению качества технологических продуктов обогащения руд Медведевского месторождения путем их высокотемпературного окислительного обжига представляет несомненный интерес и для специалистов геологического профиля. В первую очередь это касается геологов, занимающихся прогнозом переработки руд с учетом процессов формирования магматогенных магнетит-ильменитовых месторождений, широко варьирующих как по составу руд (от низко- до высокотитанистых), так и по *PT*-условиям их формирования (месторождения различных фаций глубинности) и отличающихся режимом кислорода и составом летучих элементов-минерализаторов (хлора, фтора и др.).

Особый интерес для подобных исследований представляют среднерифейские месторождения (Маткальское, Копанское, Медведевское и Кусинское) Кусинско-Копанской группы на Южном Урале, заключающие в себе крупные запасы титана (около 7 млрд т), а также ванадия и железа. Данные месторождения различаются минеральным составом и условиями формирования, что определяется их локализацией в древней (1390–1350 млн лет) тектонически весьма мобильной рифтовой структуре.

Месторождения Кусинско-Копанской группы сформировались на разной глубине и при различных температурах, давлениях, в условиях существенных вариаций режима кислорода и летучих

элементов-минерализаторов, что и определило особенности минерального состава ильменитовых и титаномагнетитовых руд отдельных месторождений. С ростом глубины формирования месторождений в составе рудного титаномагнетита последовательно снижаются содержания титана: малоглубинное Копанское месторождение – до 15 мас. % TiO_2 , менее глубинное Медведевское месторождение – до 10–13 мас. %, наиболее глубинное Кусинское месторождение – до 6 мас. % и растет содержание ванадия (от 0.5 до 1.5 мас. %) и хрома (от 0.1 до 2.5 мас. %). В рудах наиболее глубинного северного Кусинского месторождения растет (до 40%) количество первично обособленного магматогенного легкообогатимого ильменита в парагенезисе с наименее титанистым магнетитом. Следует отметить, что на месторождениях фиксируется гипергенная рудная минерализация, выраженная, в первую очередь, образованием гематита.

Экспериментальные данные, как было отмечено выше, позволяют получить представление о возможных парагенетических минеральных ассоциациях, образующихся в процессе твердофазных превращений, направленных как на изменение минерального состава руды, так и на преобразование ее строения. Присутствие гематита и псевдобрукита в одной минеральной ассоциации свидетельствует о высокотемпературном процессе изменения руды при повышенных значениях окислительно-восстановительного потенциала (Eh) и кислотности (рН).

Наличие мартитизированного титаномагнетита в тонких сростаниях с ильменитом в высокотитанистых ильменит-титаномагнетитовых рудах предопределяет выбор технологии их переработки. Поскольку в мартитизированных рудах уже запущен природный процесс окисления магнетита, то при окислительном обжиге происходит ускорение твердофазного превращения магнетита и ильменита с образованием новых более устойчивых фаз. На примере месторождений Южного Урала хорошо прослеживается выбор способа переработки руд. Так, низкотитанистые руды Кусинского месторождения с обособленными выделениями ильменита и магнетита эффективно перерабатываются традиционными методами обогащения – магнитной сепарацией с последующей флотацией. А месторождения высокотитанистых руд на данный момент не отрабатываются в связи с отсутствием эффективных технологий обогащения. Исследования позволяют на этапе проведения реверсионных работ, с учетом выявленных закономерностей, обосновать целесообразность дальнейших геологоразведочных работ при данном уровне развития технологий переработки высокотитанистых ильменит-титаномагнетитовых руд со сложным строением.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы признательны анонимным рецензентам за полезные замечания.

ФИНАНСИРОВАНИЕ

Работа выполнена в рамках госбюджетной темы № АААА-А18-118052590029-6, в ИГГ УрО РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Архипенкова А.Я., Зайцева Г.М., Коровушкин В.В.* Магнетит из железорудных месторождений Юга Сибирской платформы // *Материалы по геологии полезных ископаемых Восточной Сибири.* Иркутск: Востсибкнигиздат, 1976.
- Архипенкова А.Я., Зайцева Г.М., Коровушкин В.В.* Магнетит из руд Коршуновского и Рудногорского месторождений // *Восточная Сибирь: Минералогический журнал.* 1985. Т. 7. С. 62–67.
- Бережной А.С.* Многокомпонентные системы окислов. Киев: Наукова Думка, 1970. 544 с.
- Жилева В.А., Кудрявцева Г.П., Сергеева Н.Е.* Зависимость коэрцитивных спектров от особенностей состава и строения ферритмагнетиков // *Геоман. и аэрон.* 1974. Т. XIV. № 5. С. 892–898.
- Горбатова Е.А., Пирогов Б.И., Колкова М.С., Сысоев В.И., Иоспа А.В.* Однородность микроагрегатов псевдобрукит-гематитового состава, проявляющаяся при окислительном обжиге титаномагнетитовых руд Медведевского месторождения // *Разведка и охрана недр.* 2020. № 6. С. 47–52.
- Карпова О.В.* Титаномагнетитовые руды Южного Урала. М.: Наука, 1974. 152 с.
- Коровушкин В.В.* ЯГР-спектроскопия в практике геолого-минералогических работ. (Лабораторные и технологические исследования минерального сырья: Обзор). М.: АО “Геоинформмарк”, 1993. 39 с.
- Коровушкин В.В.* Кристаллохимия минералов железа и олова в решении задач прикладной минералогии (по данным мессбауэровской спектроскопии): автореф. дис. ... док. геол.-мин. наук: 25.00.05. М., 2003. 196 с.
- Кудрявцева Г.П., Гаранин В.К., Жилева В.А., Трухин В.И.* Магнетизм и минералогия природных ферритмагнетиков. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1982. 295 с.
- Кудрявцева Г.П.* Ферритмагнетизм природных окислов. М.: Недра, 1988. 232 с.
- Несговорова Л.А.* Лабораторные исследования проб руды Медведевского месторождения: отчет о НИР. Екатеринбург: ГОУ “Уралмеханобр-Технология”, 1993.
- Мальшев И.И., Пантелеев П.Т., Пэк А.В.* Титаномагнетитовые месторождения Урала. Изд-во АН СССР, 1934.
- Мясников В.С.* Некоторые особенности титаномагнетитовых руд Южного Урала и проявления в них метаморфизма // *Геология руд. месторождений.* 1959. № 2. С. 49–62.
- Патнис А.* Основные черты поведения минералов. Пер. с англ. М.: Мир, 1983. 304 с.
- Пирогов Б.И., Броничская Е.С., Астахова Ю.М., Волков Е.С.* Особенности вещественного состава титаномагнетитовых руд магматического генезиса, определяющие их обогатимость // *Разведка и охрана недр.* 2013. № 2. С. 47–51.
- Рамдор П.* Рудные минералы и их сростания / Под ред. А.Г. Бетехтина. Пер. с англ. М.: Изд-во иностр. лит-ры, 1962. 1132 с.
- Ферштатер Г.Б., Холоднов В.В., Прибавкин С.В., Бородин Н.С., Бочарникова Т.Д.* Рифтогенный магматизм и оруденение Южного Урала // *Геология руд. месторождений.* 2005. Т. 47. № 5. С. 421–443.
- Фоминых В.Г.* Титаномагнетиты пород Кусинской габбро-диабазовой интрузии // *Минералы месторождений полезных ископаемых Урала.* Свердловск: УФАИ СССР, 1968. С. 24–27.
- Фоминых В.Г.* Условия образования титаномагнетитовых месторождений Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1979. С. 57–79.
- Хисина Н.Р.* Субсолидусные превращения твердых растворов породобразующих минералов. М.: Наука, 1987. 208 с.
- Холоднов В.В., Шагалов Е.С.* Верхний и нижний возрастные рубежи среднерифейских рудоносных (Ti–Fe–V) интрузий Кусинско-Копанского комплекса на Южном Урале: U–Pb датирование цирконов Медведевского месторождения // *ДАН.* 2012. Т. 446. № 4. С. 432–437.
- Холоднов В.В., Шагалов Е.С., Бочарникова Т.Д.* К вопросу об установлении верхнего возрастного предела формирования рудоносных интрузий Кусинско-Копанского комплекса: U–Pb датирование циркона из поздних гранитов Медведевского месторождения // *Литосфера.* 2012. № 3. С. 99–109.
- Холоднов В.В., Шагалов Е.С., Бочарникова Т.Д., Коновалова Е.В.* Состав и условия формирования Ti–Fe–V оруденения в дупироксеновом габбро Медведевского месторождения (Ю. Урал). Часть I. Петрохимическая и геохимическая характеристика пород и руд // *Литосфера.* 2015. № 6. С. 69–82.
- Холоднов В.В., Шагалов Е.С., Бочарникова Т.Д., Коновалова Е.В.* Состав и условия формирования Ti–Fe–V оруденения в дупироксеновом габбро Медведевского месторождения (Ю. Урал). Ч. 2. Стадийность рудообразования – как результат эволюции рудоносного расплава // *Литосфера.* 2016. № 2. С. 48–70.
- Холоднов В.В., Ферштатер Г.Б., Шагалов Е.С., Шардакова Г.Ю.* Рифейский магматизм и рудообразование, предшествующие раскрытию Уральского палеоокеана (западный склон Южного Урала) // *Литосфера.* 2017. № 2. С. 5–27.
- Цветков А.И., Щепочкина Н.И., Матвеева Н.А.* О природе пластинчатых образований в титаномагнетите // *Изв. АН СССР.* М.: Наука, 1965. Вып. 2. С. 16–32.
- Чернышева Л.В., Зайцева Г.М.* Кристаллохимия магнетита, его магнитные свойства и физико-химические условия образования // *Минералогия и геохимия железорудных месторождений Урала: сб. статей.* Свердловск: УНЦ АН СССР, 1974. С. 3–17.
- Чернышева Л.В., Смелянская Г.А., Зайцева Г.М.* Типоморфизм магнетита и его использование при поисках и оценке рудных месторождений. М.: Недра, 1981. 235 с.
- Юдин Б.А.* Окисные железо-титановые и железные руды магматических формаций Карелии и Кольского

- полуострова. Петрозаводск: Карел. фил. АН СССР, 1987. 213 с.
- Юрьев Б.П., Брук Л.Б., Спиринов Н.А., Шешуков О.Ю., Гольцев В.А., Шевченко О.И., Метелкин А.А. Основы теории процессов при обжиге железорудных окатышей: научная монография / М-во образования и науки РФ; ФГАОУ ВО “УрФУ им. первого Президента России Б.Н. Ельцина”, Нижнетагил. технол. ин-т (фил.). Нижний Тагил: НТИ (филиал) УрФУ, 2018. 310 с.
- Akimoto S.T. Katsura M. Ioshida Magnetic properties of $TiFe_2O_4$ – Fe_3O_4 system and their change with oxidation // J. Geomagnet. Geoelectr. 1957. V. 9. P. 165–175.
- Basta E.Z. Accurate determination of the cell dimensions of magnetite // Min. Mag. 1957. V. 34. № 237.
- Duchesne J.C. Microtextures of Fe-Ti oxide minerals in the South-Rogeland anorthositic complex (Norway) // Annales Soc. Geol. Belgique. T. 93. 1970. № 3. P. 527–544.
- Menil F. Systematic trends of ^{57}Fe Mössbauer isomer shifts in (FeOn) and (FeFn) polyhedra. Evidence of a new correlation between the isomer shift and the inductive effect of the competing bond T-X (–Fe) (where X is O or F and T element with a formal positive charge) // J. Phys. and Chem. Solids. 1985. V. 46. № 7. P. 763–789.
- Price G.D. Exsolution microstructures in titanomagnetites, and their magnetic significance // Phys. Earth Planet. Inter. 1980. V. 23. P. 2–12.
- Price G. D. Subsolidus phase relations in the titanomagnetite solid solution series // Am. Mineral. 1981. V. 66. P. 751–758.
- Salehi H., Aghajani H., Salimkhani H. Isothermal and kinetic studies on oxidation roasting of Kahnooj ilmenite concentrate // Chemical engineering transactions. 2018. V. 66. P. 397–402.
- Tasaki A., S. Lida. Magnetic properties of a synthetic single crystal of α - Fe_2O_3 // J. Phys. Soc. Japan. 1963. V. 8. № 8. P. 1148–1154.
- Khramov D.A., Glazkova M.A., Rusakov V.S., Urusov V.S. The experimental modeling of air oxidation ilmenite // Electronic Scientific Information Journal “Herald of the Department of Earth Sciences RAS”. 2003. № 1 (21).
- Walpole E.A., Winter J.D. The Austpac ERMS and EARS processes for the manufacture of high-grade synthetic rutile by the hydrochloride leaching of ilmenite // Proceedings of Chloride Metallurgy. 2002. 2. Montreal, Canada, October 2002. P. 401–415.
- Zhang W., Zhu Z., Cheng C.Y. A literature review of titanium metallurgical processes // Hydrometallurgy. 2011. V. 108. Iss. 3–4. July 2011. P. 177–188.

КРАТКИЕ
СООБЩЕНИЯ

УДК 553.2

СОСУЩЕСТВУЮЩИЕ ТЕТРАЭДРИТ–(Zn) И СФАЛЕРИТ
НА ЗОЛОТОРУДНОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ ТЕРЕМКИ
(ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ): ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ
И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ

© 2021 г. Н. Г. Любимцева^а, *, В. Ю. Прокофьев^а, Н. С. Бортников^а

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

*e-mail: luy-natalia@yandex.ru

Поступила в редакцию 05.03.2021 г.

После доработки 30.05.2021 г.

Принята к публикации 07.06.2021 г.

На золоторудном месторождении Теремки выделена парагенетическая ассоциация тетраэдрита–(Zn) и сфалерита. Определены химические составы этой пары сосуществующих минералов. В тетраэдрите–(Zn) соотношения $Sb/(Sb + As)$ и $Fe/(Fe + Zn)$ изменяются соответственно от 0.66 до 0.97 и от 0.28 до 0.40. Между соотношениями $Sb/(Sb + As)$ и $Fe/(Fe + Zn)$ установлена отрицательная корреляция. Содержание Fe в сфалерите изменяется от 0.88 до 1.43 мас. % (1.5–2.5 мол. % FeS). Оценены температура и фугитивность серы при отложении тетраэдрит–(Zn)–сфалеритового парагенезиса, которые изменялись от 130 до 280°C и от $10^{-13.2}$ до $10^{-8.1}$ соответственно.

Ключевые слова: месторождение Теремки, тетраэдрит–(Zn), сфалерит, сосуществующие минералы, распределение Fe и Zn, геотермометр, условия образования

DOI: 10.31857/S0016777021050038

ВВЕДЕНИЕ

Реконструкция условий минералообразования, выявление закономерностей распределения элементов между сосуществующими минералами – это одна из ключевых проблем современной минералогии, геохимии и учения о рудных месторождениях. При решении вопросов генезиса руд значительный интерес представляют минералы переменного состава, соотношение элементов в которых определяется физико-химическими параметрами минералообразующего флюида и закономерностями их распределения между минералом и флюидом.

Объектом исследования были выбраны сосуществующие блеклая руда и сфалерит золоторудного месторождения Теремки (Восточное Забайкалье). Эти два сульфида обладают широкими вариациями состава, часто находятся в ассоциации, и их химический состав (и его изменение) нередко используется в качестве индикатора физико-химических условий образования руд. Область использования минеральной ассоциации блеклой руды и сфалерита для оценки температур расширилась благодаря исследованиям термодинамических свойств этой пары минералов (Raabe, Sack, 1984; Sack, Loucks, 1985; Сэк, 2017; и др.).

Месторождение Теремки находится в 5 км от крупного золоторудного месторождения Дарасун. Ассоциации минералов на этих месторождениях схожи, однако на месторождении Теремки ассоциации не изучены с той же детальностью (Тимофеевский, 1972; Прокофьев и др., 2004; Любимцева и др., 2018_{1,2}; и др.). Условия образования продуктивной стадии месторождения Теремки были определены по данным изучения флюидных включений в кварце (Прокофьев и др., 2004; Prokofiev et al., 2010), а изучение рудных минералов переменного состава, таких как блеклая руда и сфалерит, которые могут находиться в ассоциации с самородным золотом, с этой целью не проводилось.

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Месторождение Теремки расположено в Читинской области, вблизи населенного пункта Вершино–Дарасунский (фиг. 1а, б). Месторождение состоит из серии пологих золоторудных турмалин–кварцевых сульфидных жил и зон вкрапленных руд и связано с системой разломов и гранодиорит–порфирами амуджиканского комплекса

(J_2-K_1), вмещающими породами являются габброиды (Pz_1) и гранитоиды среднепалеозойского–раннемезозойского возраста (Тимофеевский, 1972; Прокофьев и др., 2004; Prokofiev et al., 2010; и др.) (фиг. 1в). Минерализация золоторудных жил сформировалась в три стадии: *раннерудную* (кварц, турмалин, серицит, пирит, арсенопирит, халькопирит), *продуктивную* (кварц, пирит, халькопирит, сфалерит, блеклая руда, галенит, марказит, халькопирит, самородное золото, самородное серебро, пирротин, бурнонит, самородный висмут, висмутин, матильдит, айкинит, козалин, тетрадимит и др.) и *пострудную* (кварц, карбонат). Зерна самородного золота округлые, с плавными границами, размером до 50 мкм, находятся в сростаниях с кварцем, халькопиритом, сфалеритом, галенитом и минералами висмута. В некоторых жилах можно проследить смену от зальбандов к центру кварц-турмалиновых и кварц-пиритовых ассоциаций кварц-сульфидными парагенезисами с самородным золотом и кварц-карбонатными агрегатами в центре жил. Раздробленные кварц-турмалиновые и пиритовые обломки часто сцементированы сульфидами.

ВЗАИМООТНОШЕНИЯ МИНЕРАЛОВ

Рудные минералы на месторождении Теремки представлены обломками мономинеральных зерен и сростаниями сульфидов размером 1–2 мм и меньше, сцементированных карбонатом, а также образуют вкрапленность во вмещающей породе (фиг. 2а, б).

Наблюдение взаимоотношений минералов под микроскопом показало, что блеклая руда (тетраэдрит) и сфалерит совместно с галенитом, халькопиритом и карбонатом выполняют интерстиции между зернами кварца. Галенит-халькопирит-тетраэдритовые агрегаты цементируют раздробленные зерна раннего пирита (фиг. 2в) и образуют крупнозернистые агрегаты, сцементированные карбонатом (фиг. 2д, е). Взаимоотношения тетраэдрита и халькопирита в этих агрегатах неоднозначны. Наблюдаются как сростания со взаимными ровными границами между зернами этих минералов (фиг. 2д, е, з, 3б, г), так и прожилки тетраэдрита, секущие халькопирит (фиг. 2з, 3в). Сфалерит-га-

ленит-халькопирит-тетраэдритовые агрегаты образуют крупнозернистые агрегаты в карбонате (фиг. 2ж, 3в), совместно с карбонатом выполняют интерстиции между зернами кварца (фиг. 3г), мелкие зерна этих агрегатов цементируются карбонатом (фиг. 3а, б). Эмульсионная вкрапленность халькопирита в сфалерите, приуроченная к халькопирит-галенитовым сростаниям, образующим цепочки выделений, свидетельствует о замещении сфалерита этими минералами (фиг. 2ж). Вероятно, на месторождении присутствуют две генерации блеклой руды: ранняя (тетраэдрит) образует взаимные сростания с халькопиритом, галенитом и сфалеритом, а другая – поздняя – обрастает ранние агрегаты тетраэдрита, замещает халькопирит и в виде тончайших прожилков проникает в сфалерит и галенит.

Одинаковое положение тетраэдрита и сфалерита относительно ранних минералов, ровные границы, отсутствие пересечений и коррозионных взаимоотношений между ними указывают на близкое по времени образование этих минералов при достижении равновесных условий.

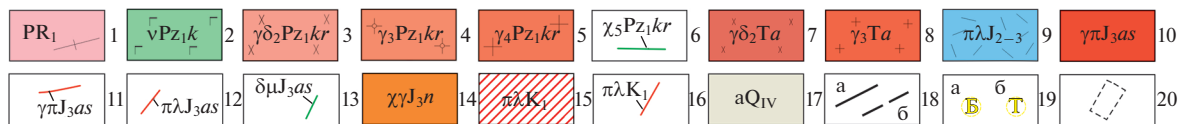
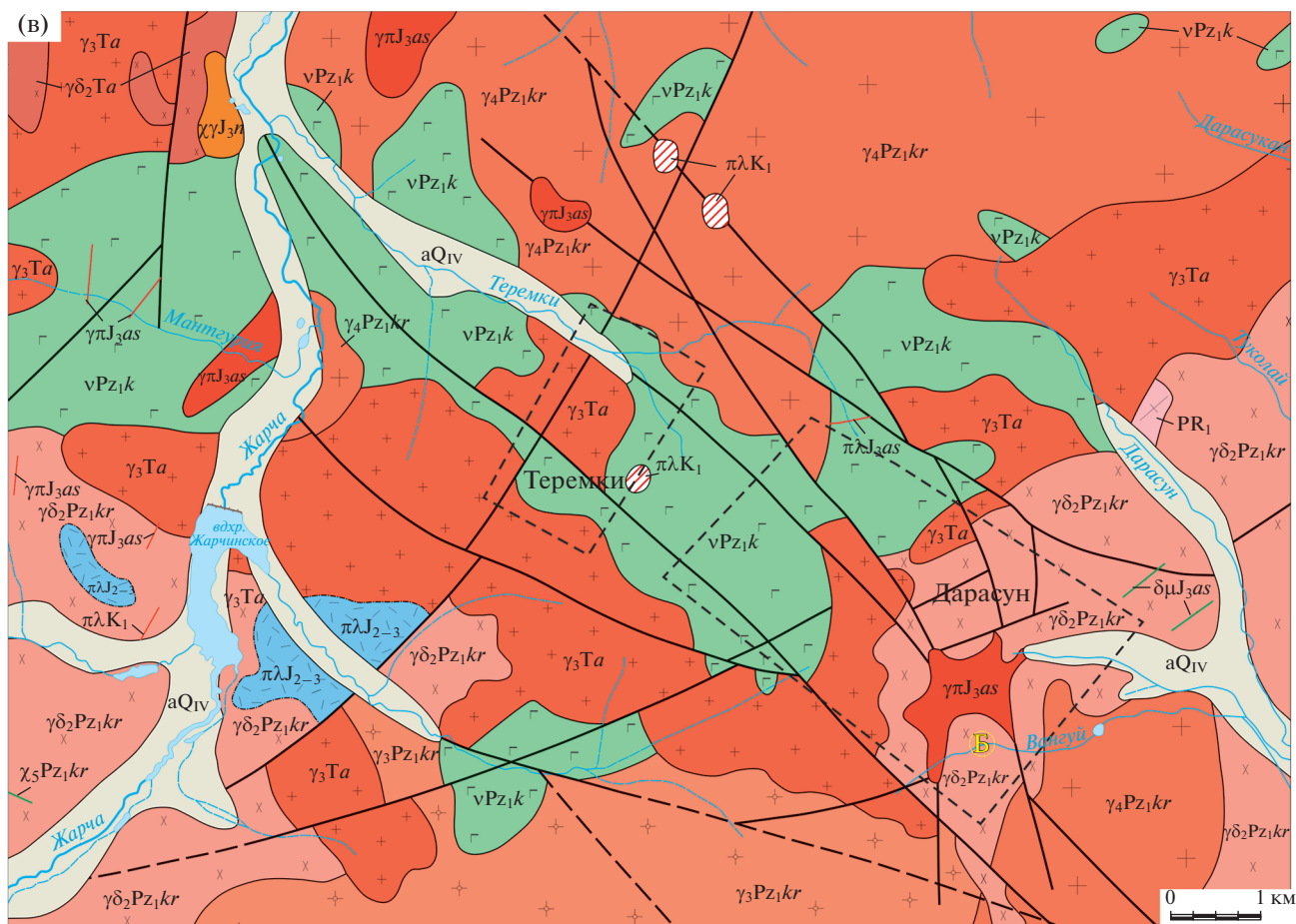
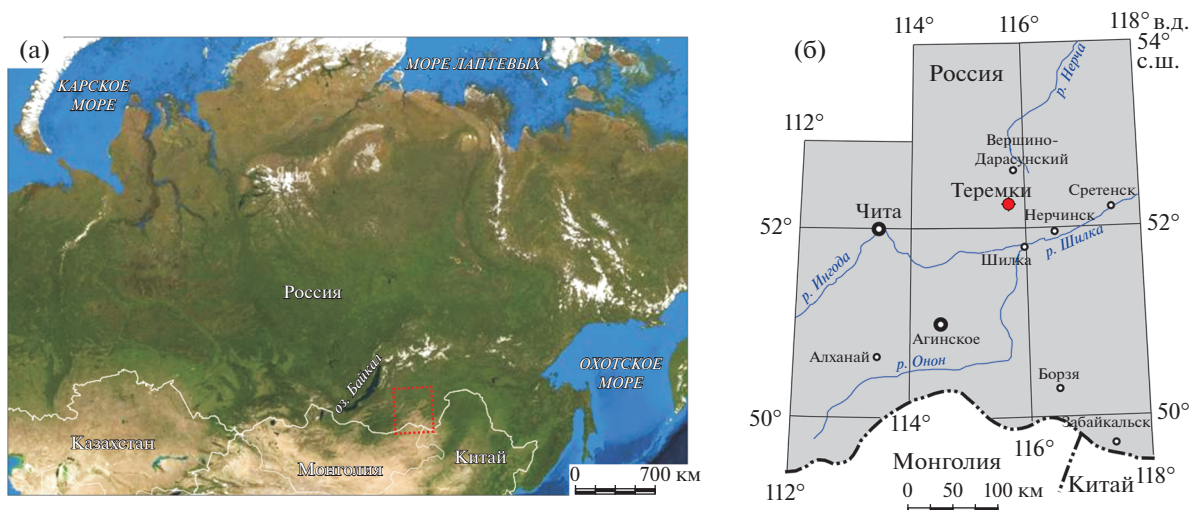
ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ТЕТРАЭДРИТА И СФАЛЕРИТА

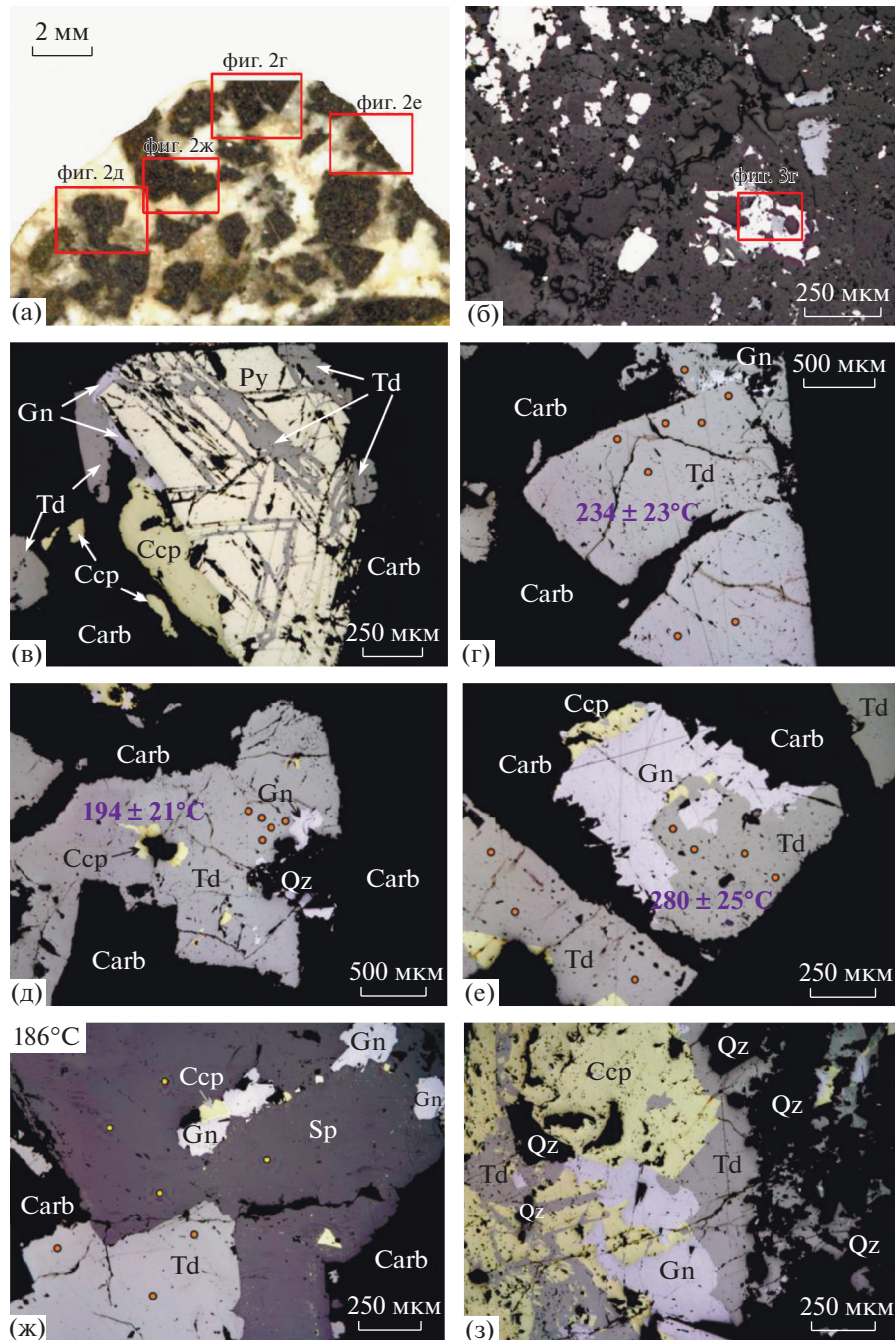
Химический состав тетраэдрита и сфалерита изучен с помощью рентгеноспектрального микроанализатора (РСМА) Camebax-microbeam (аналитик Н.Н. Кононова, ГЕОХИ РАН). Условия анализа: ток зонда – 30 нА, ускоряющее напряжение – 20 кВ, диаметр пучка зонда – 2–5 мкм.

По данным РСМА (51 анализ), тетраэдрит-(Zn) на месторождении Теремки содержит низкие концентрации Ag (0.5–0.9 мас. %) и Bi (до 1 мас. %): соотношения $Sb/(Sb + As) = 0.66–0.97$ и $Fe/(Fe + Zn) = 0.27–0.43$ (фиг. 4а). Между соотношениями $Sb/(Sb + As)$ и $Fe/(Fe + Zn)$ в тетраэдрите отмечается средняя отрицательная корреляция (коэффициент корреляции –0.6).

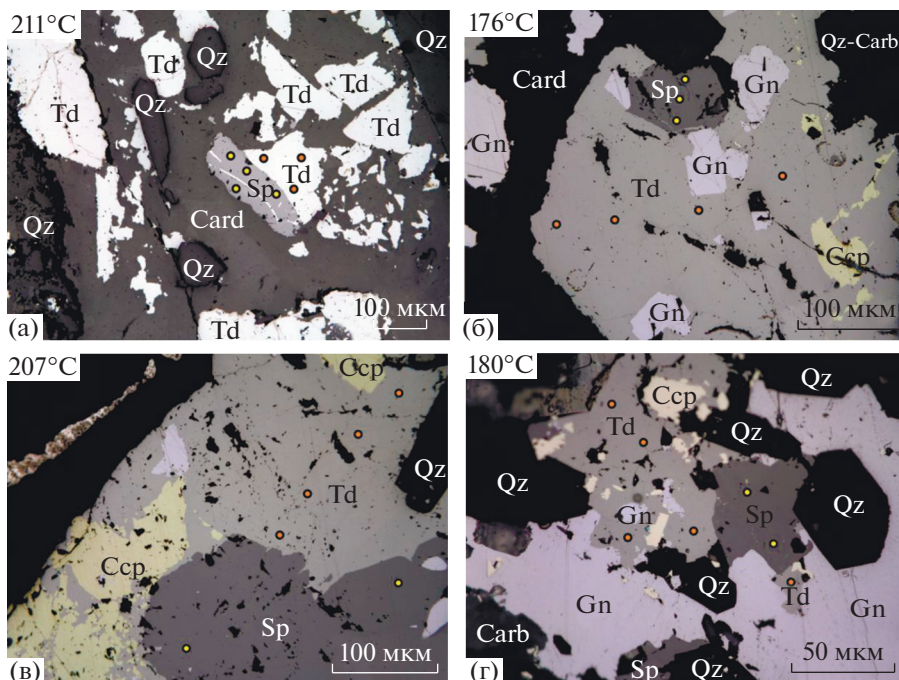
Сфалерит на месторождении (по данным 15 анализов) характеризуется низкими содержаниями Fe: 0.52–2.39 мас. % (0.9–4.2 мол. % FeS), концентрации Cu не превышают 0.56 мас. %, Cd 0.24–0.86 мас. %. Ранее сообщалось, что содержание Fe в

Фиг. 1. Географическая (а, б) и геологическая (в) схемы размещения золоторудного месторождения Теремки (Восточное Забайкалье). Геологическая схема составлена по материалам Дарасунской ГРЭ и с использованием материалов геологической съемки масштаба 1 : 200 000. 1 – метаморфических комплекс (PR₁): гнейсы и кристаллические сланцы; 2 – кручининский габбро-амфиболитовый комплекс (Pz₁k); 3–6 – крестовский комплекс (Pz₁kr): 3 – гранодиориты, диориты, 4 – граниты, плагиограниты, 5 – граниты, 6 – дайки лампрофиров; 7–8 – аманский комплекс (Ta): 7 – граниты, гранодиориты, диориты, монцодиориты, 8 – граниты, аляскиты; 9–13 – амуджиканский комплекс (J₃as): 9 – риолиты, фельзиты и их туфы и лавобрекчии, 10 – гранит-порфиры и плагиогранит-порфиры, 11 – дайки гранит-порфиры и плагиогранит-порфиры, 12 – дайки фельзитов, 13 – дайки лампрофиров; 14 – нерчуганский комплекс щелочных гранитов (J₃л); 15–16 – раннемеловой субвулканический комплекс (K₁): 15 – риолиты, фельзиты, перлиты, обсидианы, 16 – дайки фельзитов; 17 – аллювиальные отложения (Q_{IV}); 18 – тектонические нарушения: достоверные (а), предполагаемые (б); 19 – внемасштабные метасоматические тела: березитов (а), турмалинитов (б); 20 – контур месторождения.

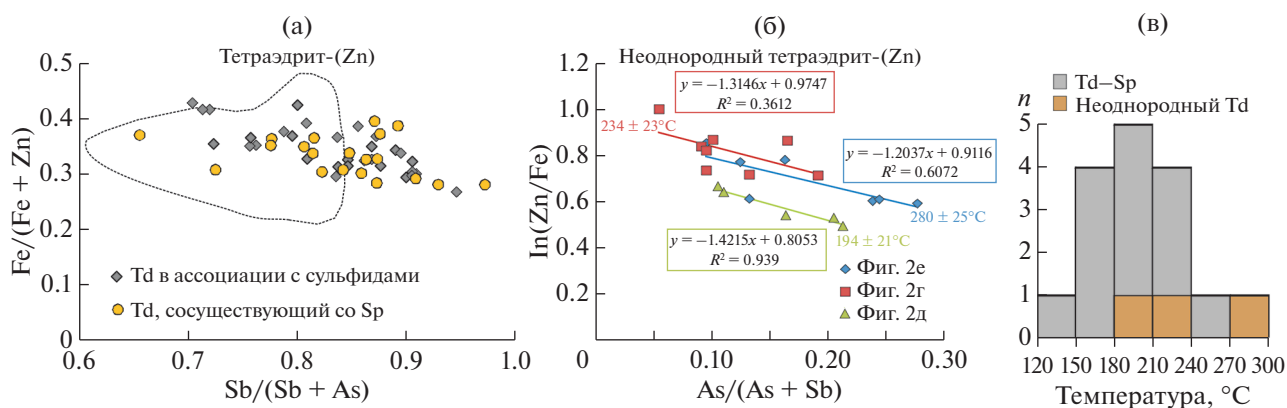




Фиг. 2. Взаимоотношения минералов в рудах Теремкинского месторождения. а – обломки сульфидов и их срастания (черное) сцементированы карбонатом (белое); б – агрегаты сульфидов образуют гнезда и вкрапленность (светлое) во вмещающих нерудных минералах (темно-серое); сульфиды совместно с карбонатом (Carb) выполняют интерстиции между зернами кварца (Qz); в – катаклазированный пирит (Py) сцементирован галенит-халькопирит-тетраэдритовым агрегатом; г – на крупнозернистый тетраэдрит (Td) нарастает галенит-тетраэдритовый агрегат; трещины в нем залечены карбонатом; д – агрегат тетраэдрита с включениями халькопирита (Ccp) и галенита (Gn) в карбонате; е – зерна тетраэдрита и срастания тетраэдрита с галенитом и халькопиритом сцементированы карбонатом; ж – срастание тетраэдрита, сфалерита (Sp) и галенита. Галенит в срастании с халькопиритом образует цепочки выделений в сфалерите. Сфалерит на контактах с сульфидами и по периферии содержит эмульсионную вкрапленность халькопирита; з – галенит-халькопирит-тетраэдритовый агрегат, выполняющий интерстиции между зернами кварца. Тетраэдрит образует с халькопиритом как взаимные срастания с ровными границами, так и замещает его, образуя сеть прожилков. Здесь и далее: точками отмечены РСМА-анализы и указаны температуры, рассчитанные для сосуществующих тетраэдрита-(Zn) и сфалерита (по усредненным составам) и для неоднородного тетраэдрита-(Zn). Фотографии в отраженном свете.



Фиг. 3. Взаимоотношения сосуществующих тетраэдрита-(Zn) и сфалерита в рудах Теремкинского месторождения. а – обломки зерен тетраэдрита и срastания тетраэдрита со сфалеритом, кристаллы кварца сцементированы карбонатом; б – агрегат тетраэдрита с включениями сфалерита, галенита и халькопирита в карбонате; в – аллотриоморфнозернистое срastание тетраэдрита, сфалерита и халькопирита. Тетраэдрит замещает халькопирит, образуя в нем прожилки и корродируя по краям, проникает по контакту халькопирита и сфалерита, содержит включения галенита; г – сфалерит-галенит-халькопирит-тетраэдритовый агрегат с карбонатом выполняют интерстиции между зернами кварца. Фотографии в отраженном свете.



Фиг. 4. Состав тетраэдрита-(Zn) (а, б) и гистограмма рассчитанных температур кристаллизации тетраэдрит-сфалеритового парагенезиса (в) Теремкинского месторождения. Пунктиром на фиг. 4а обозначена область составов блеклой руды, сосуществующей со сфалеритом, на месторождении Дарасун (Любимцева и др., 2018₂).

сфалерите варьирует от 1.74 до 8.2 мас. %, что соответствует 3.0–13.8 мол. % FeS (Прокофьев и др., 2004).

Сосуществующие тетраэдрит-(Zn) и сфалерит были найдены в образце из жилы № 2 (обр.2419шт82).

Состав тетраэдрита-(Zn) (мас. %): Cu 38.76–39.86, Ag 0.60–0.94, Zn 4.69–5.54, Fe 1.82–2.63, Sn 0.11–0.27, Cd до 0.14, Hg до 0.17, Sb 19.96–27.95, As 0.50–6.46, Bi 0.05–0.77, Te до 0.07, S 24.23–24.86, Se до 0.09; обобщенная формула

Таблица 1. Результаты рентгеноспектральных микроанализов сосуществующих тетраэдрита- (Zn) и сфалерита и температуры и фугитивности серы при их отложении на месторождении Теремки

№ п/п	Ф	Мин.	n	Концентрация, мас. %											Тетраэдрит		Сфалерит, мол. %		T, °C	lg/S ₂
				Ag	Cu	Zn	Fe	Sn	Cd	Sb	As	Bi	S	Сумма	Sb/(As + Sb)	Fe/(Zn + Fe)	FeS	CuS		
1		Td	4	0.62-0.72 0.66	38.92-39.60 39.23	5.03-5.54 5.32	1.85-2.46 2.12	0.17-0.27 0.22	н.п.о.	24.15-27.47 25.72	1.29-4.28 2.67	0.05-0.77 0.31	24.43-24.71 24.59	100.82	0.78-0.93 0.86	0.28-0.36 0.32	2.12-2.22 2.16	0.09-0.86 0.33	211	-9.3
2		Sp	4	0.06-0.56 0.21	64.36-65.08 64.89	1.21-1.27 1.24	1.88	0.22	0.51-0.56 0.54	26.38	2.37	0.18	32.64-32.88 32.73	99.61	0.87	0.28	2.17	0.09	241	-8.1
3		Td	1	0.64	38.92	5.54	1.88	0.22	н.п.о.	26.38	2.37	0.18	24.51	100.64	0.87	0.28	2.17	0.09	241	-8.1
4		Sp	1	0.06	0.06	65.07	1.24	0.54	0.54	26.38	2.37	0.18	32.72	99.69	0.87	0.28	2.17	0.09	241	-8.1
5		Td	1	0.72	39.16	5.19	2.27	0.17	н.п.о.	24.86	2.75	0.77	24.43	100.32	0.85	0.34	2.14	0.17	192	-10.2
6		Sp	1	0.11	0.11	65.06	1.22	0.55	0.55	24.86	2.75	0.77	32.64	99.64	0.85	0.34	2.14	0.17	192	-10.2
7		Td	1	0.62	39.60	5.03	2.46	0.27	н.п.о.	24.15	4.28	0.05	24.71	101.24	0.78	0.36	2.12	0.86	190	-10.3
8		Sp	1	0.56	0.56	64.36	1.21	0.56	0.56	24.15	4.28	0.05	32.66	99.42	0.78	0.36	2.12	0.86	190	-10.3
9		Td	4	0.60-0.81 0.70	38.96-39.39 39.23	4.69-4.97 4.81	2.45-2.63 2.53	0.19-0.22 0.21	н.п.о.-0.11 н.п.о.	24.82-26.61 25.80	1.98-3.46 2.52	0.21-0.57 0.32	24.40-24.59 24.49	100.60	0.82-0.89 0.86	0.37-0.40 0.38	2.24-2.49 2.40	0.06-0.14 0.09	176	-11.0
10		Sp	3	0.04-0.09 0.06	64.91-65.28 65.06	1.28-1.43 1.38	2.45-2.63 2.53	0.33-0.45 0.41	0.33-0.45 0.41	24.82-26.61 25.80	1.98-3.46 2.52	0.21-0.57 0.32	32.68-33.16 32.94	99.85	0.82-0.89 0.86	0.37-0.40 0.38	2.24-2.49 2.40	0.06-0.14 0.09	176	-11.0
11		Td	1	0.81	38.96	4.82	2.45	0.22	н.п.о.	25.75	2.25	0.57	24.47	100.30	0.88	0.37	2.24	0.06	167	-11.4
12		Sp	1	0.04	0.04	64.99	1.28	0.45	0.45	25.75	2.25	0.57	32.99	99.75	0.88	0.37	2.24	0.06	167	-11.4
13		Td	4	0.69-0.94 0.85	39.03-39.86 39.41	5.04-5.49 5.35	1.82-2.34 2.04	0.11-0.22 0.18	н.п.о.	22.34-27.95 24.95	0.50-5.22 2.86	0.15-0.46 0.33	24.23-24.86 24.59	100.63	0.73-0.97 0.84	0.28-0.35 0.31	1.93-2.02 1.97	0-0.27 0.14	207	-9.4
14		Sp	2	н.п.о.-0.18 0.09	65.37-65.51 65.44	1.11-1.17 1.14	1.82-2.34 2.04	0.63-0.86 0.75	0.63-0.86 0.75	22.34-27.95 24.95	0.50-5.22 2.86	0.15-0.46 0.33	33.11-33.42 33.27	100.68	0.73-0.97 0.84	0.28-0.35 0.31	1.93-2.02 1.97	0-0.27 0.14	207	-9.4
15		Td	1	0.69	39.86	5.49	2.09	0.11	н.п.о.	22.34	5.22	0.15	24.84	100.88	0.72	0.31	1.93	0.27	233	-8.3
16		Sp	1	0.18	0.18	65.37	1.11	0.63	0.63	22.34	5.22	0.15	33.11	100.43	0.72	0.31	1.93	0.27	233	-8.3

Таблица 1. Продолжение

№ п/п	Фиг.	Мин.	n	Концентрация, мас. %												Тетраэдрит		Сфалерит, мол. %		T, °C	lg/S ₂
				Ag	Cu	Zn	Fe	Sn	Cd	Sb	As	Bi	S	Сумма	Sb/(As + Sp)	Fe/(Zn + Fe)	FeS	CuS			
17		Td	5	0.61–0.92 0.79	38.76–39.44 39.21	4.93–5.43 5.19	2.03–2.51 2.24	0.18–0.23 0.21	н.п.о.–0.14 н.п.о.	19.96–25.94 24.12	2.32–6.46 3.63	0.19–0.57 0.42	24.34–24.84 24.58	100.52	0.65–0.83 0.80	0.30–0.37 0.34			180	–10.6	
18		Sp	2		0.07–0.31 0.19	65.08–65.45 65.27	0.88–1.23 1.06		0.29–0.31 0.31				33.37–33.39 0.38	100.20		1.53–2.13 1.83	0.11–0.47 0.29				
19		Td	1	0.61	39.32	4.98	2.51	0.18	н.п.о.	19.96	6.46	0.54	24.84	99.40	0.66	0.37			161	–11.4	
20		Sp	1		0.07	65.45	0.88		0.32				33.39	100.11		1.53	0.11				
21		Td	1	0.84	39.08	5.43	2.03	0.22	0.14	24.7	3.28	0.57	24.77	101.06	0.82	0.30			233	–8.4	
22		Sp	1		0.31	65.08	1.23		0.29				33.37	100.28		2.13	0.47				
23		Td	3	0.64–0.73 0.70	39.39–39.64 39.51	5.14–5.35 5.27	1.98–2.24 2.08	0.19–0.22 0.20	н.п.о.–0.12 н.п.о.	24.83–25.95 25.44	2.63–3.49 3.02	0.22–0.60 0.35	24.57–24.63 24.60	101.17	0.81–0.86 0.84	0.30–0.34 0.32			186	–10.3	
24		Sp	4		0.05–0.08 0.07	63.26–65.69 64.96	0.52–2.39 1.04		н.п.о.–0.30 0.21				32.32–32.53 32.39	98.67		0.92–4.23 1.84	0.08–0.12 0.11				
25		Td	1	0.72	39.64	5.35	1.98	0.22	0.12	25.95	2.63	0.22	24.63	101.46	0.86	0.30			129	–13.2	
26		Sp	1		0.08	65.39	0.70		н.п.о.				32.53	98.77		1.24	0.12				

Примечание. Td – тетраэдрит-(Zn), Sp – сфалерит, n – количество анализов, н.п.о. – ниже предела обнаружения (<2σ). Содержание (мас. %): Se 0.09 (ан. 15), Te 0.07 (ан. 7). В числителе – диапазон составов, в знаменателе – среднее значение. Усредненные анализы (ан. 1–2, 9–10, 13–14, 17–18, 23–24), остальные – анализы на кон- тактах сосуществующих зерен минералов.

Таблица 2. Результаты рентгеноспектральных микроанализов неоднородного тетраэдрита-(Zn) месторождения Теремки

№ п/п	Фиг.	n	Концентрация, мас. %											Fe/(Zn + Fe)	As/(As + Sb)	ln(Zn/Fe)	m	T, °C
			Ag	Cu	Zn	Fe	Sn	Sb	As	Bi	S	Сумма						
1			0.69	39.44	5.38	1.95	0.19	26.61	1.72	0.33	24.39	100.70	0.30	0.10	0.86			
2			0.63	39.98	5.05	2.35	0.23	23.50	4.52	0.18	24.96	101.48	0.35	0.24	0.61			
3			0.64	39.52	5.28	2.06	0.20	25.52	3.05	н.п.о.	24.34	100.61	0.31	0.16	0.78			
4	2e	7	0.55	39.47	5.21	2.05	0.20	25.80	2.25	0.45	24.18	100.25	0.32	0.12	0.78	-1.20	280 ± 25	
5			0.77	40.14	5.08	2.39	0.07	22.66	5.34	0.28	25.11	101.84	0.36	0.28	0.60			
6			0.63	39.26	4.96	2.29	0.13	25.70	2.41	0.42	24.42	100.29	0.35	0.13	0.62			
7			0.68	39.70	5.04	2.33	0.20	23.01	4.56	0.35	24.79	100.87	0.35	0.24	0.61			
8			0.65	38.96	5.33	1.96	0.19	26.30	1.62	0.55	24.45	100.01	0.30	0.09	0.84			
9			0.65	39.32	5.17	2.15	0.15	26.10	2.44	0.27	24.47	100.72	0.33	0.13	0.72			
10			0.64	39.29	5.34	2.00	0.24	26.21	1.69	0.61	24.39	100.52	0.30	0.09	0.82			
11			0.66	39.24	5.38	1.92	0.22	26.48	1.82	0.60	24.44	100.76	0.29	0.10	0.87			
12	2г	8	0.48	38.91	5.59	1.75	0.22	27.33	0.96	0.71	23.99	99.94	0.27	0.05	1.00	-1.31	234 ± 23	
13			0.53	39.66	5.51	1.98	0.19	25.54	3.10	0.07	24.69	101.27	0.30	0.16	0.87			
14			0.61	39.63	5.20	2.17	0.20	24.87	3.62	0.21	24.88	101.39	0.33	0.19	0.72			
15			0.72	39.02	5.17	2.11	0.23	27.05	1.74	0.13	24.43	100.60	0.32	0.09	0.74			
16			0.68	39.91	4.95	2.48	0.17	24.50	3.89	0.23	24.92	101.73	0.37	0.21	0.53			
17			0.66	39.62	5.09	2.28	0.13	26.69	2.03	0.22	24.57	101.29	0.34	0.11	0.65			
18	2д	5	0.72	39.47	5.08	2.22	0.18	26.31	1.90	0.81	24.28	100.97	0.34	0.11	0.67	-1.42	194 ± 21	
19			0.71	39.65	4.87	2.41	0.19	24.96	3.00	0.50	24.84	101.13	0.37	0.16	0.55			
20			0.78	39.64	4.92	2.55	0.23	24.03	3.99	0.39	25.02	101.55	0.38	0.21	0.50			

Примечание. n – количество анализов, m – наклон кривой, определенный из точек составов зонального тетраэдрита-(Zn), нанесенных на график As/(As + Sb) против ln(Zn/Fe), н.п.о. – ниже предела обнаружения (<2σ). Содержание (мас. %): Se 0.08 (ан. 2), Hg 0.21 (ан. 7) и 0.11 (ан. 10), Te 0.09 (ан. 4) и 0.07 (ан. 6).

ОБСУЖДЕНИЕ

Сообщалось, что рудообразующий флюид Теремкинского месторождения близок по составу и физико-химическим параметрам к флюиду месторождения Дарасун (Прокофьев и др., 2004 и ссылки там), что также отражается в схожести составов минералов руд. Сходство обнаружено также и в составах блеклой руды и сфалерита на этих месторождениях. Железистость сфалерита на месторождении Теремки варьирует от 0.52 до 8.20 мас. %, что соответствует 0.9–13.8 мол. % FeS (Прокофьев и др., 2004 и данная работа), на Дарасуне – от 0.45 до 4.71 мас. % (0.8–8.2 мол. % FeS) (Любимцева и др., 2018₂ и ссылки там). Состав блеклой руды на месторождениях несколько отличается. На месторождении Дарасун установлен почти полный диапазон составов твердого раствора теннантит-тетраэдрита с непрерывным изоморфизмом между Sb и As и между Fe и Zn (Любимцева и др., 2018₁). На месторождении Теремки был обнаружен только тетраэдрит-(Zn). Однако в блеклых рудах обоих месторождений между соотношениями Sb/(Sb + As) и Fe/(Fe + Zn) проявляется отрицательная корреляция.

Составы сосуществующих тетраэдрита и сфалерита на этих месторождениях также похожи. Железистость сфалерита на месторождении Теремки 0.88–1.43 мас. % (1.5–2.5 мол. % FeS), на Дарасуне – 0.79–2.80 мас. % (1.4–4.9 мол. % FeS) (Любимцева и др., 2018₂). Тетраэдрит на месторождении Теремки попадает в область составов тетраэдрита месторождения Дарасун (фиг. 4а), но имеет более сурьмянистые составы, сосуществующие со сфалеритом. На месторождении Теремки соотношение Sb/(Sb + As) в тетраэдрите варьирует от 0.66 до 0.97, на Дарасуне – от 0.70 до 0.84 (Любимцева и др., 2018₂). Соотношения Fe/(Fe + Zn) в тетраэдрите схожи: на Теремках – 0.28–0.40, на Дарасуне – 0.20–0.48 (Любимцева и др., 2018₂).

Результаты данного исследования показывают, что формирование сфалерит-тетраэдритовых парагенезисов на золоторудном месторождении Теремки происходило при температуре от 130 до 280°C (фиг. 4в) и фугитивностях серы $10^{-13.0}$ – $10^{-8.1}$. Полученные данные хорошо согласуются с температурами гомогенизации (216–298°C) флюидных включений в кварце продуктивной стадии месторождения Теремки (Прокофьев и др., 2004; Prokofiev et al., 2010). Более низкие температуры, рассчитанные для сфалерит-тетраэдритовых агрегатов, можно объяснить более широкой областью кристаллизации ассоциации тетраэдрита со сфалеритом и карбонатом, но без кварца. Фугитивность серы, рассчитанная в представленной работе, сходна с фугитивностью (10^{-15} – 10^{-10}), определенной по температурам гомогенизации включе-

ний в продуктивном кварце в ассоциации со сфалеритом (Прокофьев и др., 2004).

Температуры кристаллизации сфалерит-тетраэдритовых парагенезисов на месторождении Теремки (130 до 280°C) ниже, чем температуры образования этих парагенезисов на месторождении Дарасун (175–355°C) (Любимцева и др., 2018₂), и больше схожи с температурами формирования бурнонит-зелигманит-блеклорудных парагенезисов (100–250°C) месторождения Дарасун (Любимцева и др., 2019). Фугитивность серы при формировании сфалерит-тетраэдритовых парагенезисов на месторождении Теремки ($10^{-13.0}$ – $10^{-8.1}$) в целом близка к фугитивности серы на месторождении Дарасун ($10^{-11.0}$ – $10^{-5.1}$) (Любимцева и др., 2018₂), но отличается более низкими значениями.

ВЫВОДЫ

1. Выделена парагенетическая ассоциация тетраэдрита-(Zn) и сфалерита и установлены сосуществующие составы этой пары минералов на золоторудном месторождении Теремки. В тетраэдрите соотношение Sb/(Sb + As) варьирует от 0.66 до 0.97, Fe/(Fe + Zn) – от 0.28 до 0.40, между соотношениями Sb/(Sb + As) и Fe/(Fe + Zn) установлена отрицательная корреляция. Содержание железа в сфалерите изменяется от 0.88 до 1.43 мас. % (1.5–2.5 мол. % FeS).

2. Оценены условия образования сфалерит-тетраэдритовых парагенезисов на месторождении: формирование сосуществующих тетраэдрита-(Zn) и сфалерита происходило при температуре 130–280°C и фугитивности серы $10^{-13.2}$ – $10^{-8.1}$.

3. Проведено сравнение составов минералов (блеклой руды и сфалерита) и физико-химических параметров формирования (температуры и фугитивности серы) изученного объекта с месторождением Дарасун. Показано сходство составов блеклой руды и сфалерита на этих месторождениях и близость физико-химических параметров формирования продуктивных ассоциаций рудных жил.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы признательны анонимным рецензентам за конструктивные замечания.

ФИНАНСИРОВАНИЕ

Исследования проведены при финансовой поддержке госзадания 121041500220-0 “Структурно-химические неоднородности и парагенетические ассоциации минералов как отражение процессов петро- и рудогенеза”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Добровольская М.Г., Бортников Н.С., Наумов В.Б.* Железистость сфалерита как показатель режима серы при формировании рудных месторождений // Геология руд. месторождений. 1991. № 5. С. 80–93.
- Коржинский Д.С.* Теоретические основы анализа парагенезисов минералов. М.: Наука, 1973.
- Любимцева Н.Г., Бортников Н.С., Борисовский С.Е., Прокофьев В.Ю., Викентьева О.В.* Блеклая руда и сфалерит золоторудного месторождения Дарасун (Восточное Забайкалье, Россия). Часть 1: Минеральные ассоциации и сростания, химический состав и его эволюция // Геология руд. месторождений. 2018₁. Т. 60. № 2. С. 109–140.
- Любимцева Н.Г., Бортников Н.С., Борисовский С.Е., Прокофьев В.Ю., Викентьева О.В.* Блеклая руда и сфалерит золоторудного месторождения Дарасун (Восточное Забайкалье, Россия). Часть 2: Распределение железа и цинка, флюидные включения, условия образования // Геология руд. месторождений. 2018₂. Т. 60. № 3. С. 251–273.
- Любимцева Н.Г., Бортников Н.С., Борисовский С.Е.* Существующие бурнонит-зелигманитовый и теннантит-тетраэдритовый твердые растворы на золоторудном месторождении Дарасун (Восточное Забайкалье, Россия): оценка температур минералообразования // Геология руд. месторождений. 2019. Т. 61. № 3. С. 85–104.
- Прокофьев В.Ю., Зорина Л.Д., Бакшеев И.А., Плотинская О.Ю., Кудрявцева О.Е., Ишков Ю.М.* Состав минералов и условия формирования руд Теремкинского месторождения золота (Восточное Забайкалье, Россия) // Геология руд. месторождений. 2004. Т. 46. № 5. С. 385–406.
- Сэк Р.О.* Термохимия блеклых руд: несмесимость внутри куба составов $(\text{Cu,Ag})_{10}(\text{Fe,Zn})_2(\text{Sb,As})_4\text{S}_{13}$ // Петрология. 2017. Т. 25. № 5. С. 504–522.
- Тимофеевский Д.А.* Геология и минералогия Дарасунского золоторудного региона. М.: Недра, 1972.
- Barton P.B., Toulmin P.* Phase relations involving sphalerite in the Fe–Zn–S system // Econ. Geol. 1966. V. 61. № 5. P. 815–849.
- Lusk J., Calder B.O.E.* The composition of sphalerite and associated sulfides in reactions of the Cu–Fe–Zn–S, Fe–Zn–S and Cu–Fe–S systems at 1 bar and temperatures between 250 and 535°C // Chem. Geol. 2004. V. 203. № 3. P. 319–345.
- Prokofiev V.Y., Garofalo P.S., Bortnikov N.S., Kovalenker V.A., Zorina L.D., Grichuk D.V., Selektor S.L.* Fluid inclusion constraints on the genesis of gold in the Darasun district (Eastern Transbaikalia), Russia // Econ. Geol. 2010. V. 105. № 2. P. 395–416.
- Raabe K.C., Sack R.O.* Growth zoning in tetrahedrite-tennantite from the Hock Hocking mine, Alma, Colorado // Can. Mineral. 1984. V. 22. P. 577–584.
- Sack R.O., Loucks R.R.* Thermodynamic properties of tetrahedrite-tennantite: constraints on the interdependence of the $\text{Ag} \leftrightarrow \text{Cu}$, $\text{Fe} \leftrightarrow \text{Zn}$, $\text{Cu} \leftrightarrow \text{Fe}$, and $\text{As} \leftrightarrow \text{Sb}$ exchange reactions // Am. Mineral. 1985. V. 70. № 11–12. P. 1270–1289.
- Scott S.D., Barnes H.L.* Sphalerite geothermometry and geobarometry // Econ. Geol. 1971. V. 66. P. 653–669.