

## ТАЛЬК-КАРБОНАТНЫЕ МЕТАСОМАТИТЫ И ИХ РОЛЬ В ФОРМИРОВАНИИ КОБАЛЬТ-МЕДНОКОЛЧЕДАННОГО ОРУДЕНЕНИЯ В УЛЬТРАМАФИТАХ ГЛАВНОГО УРАЛЬСКОГО РАЗЛОМА

© 2009 г. Д. А. Артемьев, В. В. Зайков

*Институт минералогии УрО РАН  
456317, Челябинская обл., г. Миасс  
E-mail: artemyev@mineralogy.ru*

Поступила в редакцию 08.06.2008 г.

На рудных полях Ивановского и Ишкининского кобальт-медноколчеданных месторождений в ультрамафитах Главного Уральского разлома известны тальк-карбонатные породы, маркирующие рудные зоны. Тальк-карбонатные метасоматиты представляют собой придонные гидротермально-измененные апосерпентинитовые породы, сложенные преимущественно тальком, магнезитом и кальцитом с подчиненным количеством доломита, сидерита, эпидота, хлорита, кварца и реликтовыми магнетитом и хромшпинелидами. Тела метасоматитов шириной до 100 м и длиной до первых километров приурочены к кровле серпентинитовых пластин, где прослеживаются на глубину до 300 м. Их образование происходило в придонных условиях в результате метасоматического воздействия гидротермальных растворов, циркулирующих по трещинам во вмещающих серпентинитах. Сходство гидротермальных растворов, приводивших к метасоматозу и формировавших оруденение, устанавливается термобаро-геохимическими характеристиками флюидных включений и изотопными соотношениями  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  в кальците из метасоматитов и карбонатных заполнений в сульфидных рудах. Различия в минералогическо-геохимических особенностях тальк-карбонатных метасоматитов на разных рудных полях обусловлены многоэтапностью процесса метасоматоза и различными глубинами формирования метасоматитов. Магнезит-тальковые метасоматиты Ивановского месторождения являлись более глубинными и претерпели меньше смен окислительно-восстановительных условий, чем кальцит-тальковые метасоматиты Ишкининского месторождения. При метасоматозе серпентинитов происходила миграция большинства элементов, влияющая на формирование кобальт-медноколчеданного оруденения. Наиболее важным ее аспектом является вынос типоморфных элементов – кобальта и никеля, содержание которых в метасоматитах уменьшается на 10–20 и 20–30%, соответственно. Отложение этих элементов выше по разрезу в виде поздних гидротермальных кобальтин- и пентландит-содержащих жил свидетельствует о возможности формирования кобальт-никелевой минерализации, источником которой являлись вмещающие породы. Таким образом, наличие крупных тел тальк-карбонатных метасоматитов может рассматриваться как один из поисковых критериев соответствующего оруденения.

*Ключевые слова: Главный Уральский разлом, ультрамафиты, колчеданные месторождения, тальк-карбонатные метасоматиты, миграция элементов, кобальт, никель.*

### ВВЕДЕНИЕ

В ультрамафитах зоны Главного Уральского разлома известны кобальт-медноколчеданные месторождения, приуроченные к серпентинитам и характеризующиеся повышенными концентрациями никеля и кобальта. Наиболее известными объектами этого типа являются Ишкининское, Ивановское и Дергамышское месторождения. На рудных полях этих месторождений установлены зоны околорудных тальк-карбонатных метасоматитов, которые некоторыми исследователями рассматриваются как источник металлов при формировании сульфидного оруденения [7, 15, 39, 44].

Среди обширных месторождений талька и тальк-карбонатных пород мира С.А. Коренбаумом [18] было выделено несколько основных генетических типов: 1) образовавшиеся в результате метасоматических процессов в гипербазитах, магнезиальных

скарнах и магнезитах; 2) формировавшиеся при метаморфизме осадочных и вулканических пород, богатых магнезитом; 3) связанные с доломитами. Наиболее распространенным типом тальк-карбонатных метасоматитов, являются породы, приуроченные к ультрабазитам, среди которых было выделено две основные формации: магнезит- и кальцит-тальковая, приуроченная к палеогидротермальным полям в ультрабазитах вмещающих колчеданные месторождения, и тальк-магнезитовая, связанная с воздействием более поздних интрузий на серпентиниты, вмещающая месторождения талька и талькомагнезита [11]. Образование карбоната и талька связано с высокотемпературным преобразованием ультрамафитов, связанным, в первом случае, с инфльтрационным воздействием гидротермальных растворов на вмещающие породы, а во втором – с биметасоматическим воздействием внедряющихся интрузий и вмещающих пород. Различия в мине-

рагении формаций обусловлено различным возрастом и глубиной, составом растворов и физико-химическими условиями формирования.

Под термином “тальк-карбонатные метасоматиты” в нашем случае понимаются гидротермально-метасоматические породы, формирующиеся при метасоматозе серпентинитов при прохождении сквозь них гидротермального флюида, к которым относятся тальк-карбонатные и карбонат-тальковые (вплоть до талькитов) апосерпентинитовые метасоматиты, сложенные преимущественно таблитчатыми и игольчатыми сростаниями магнезита, кальцита и талька. На рудных полях тела метасоматитов обычно приурочены к кровле серпентинитовых пластин, где они маркируют рудную зону. Зоны метасоматитов шириной до 100 м и длиной до первых километров имеют субмеридиональное простирание и, по данным бурения, прослеживаются на глубину до 300 м.

Целью настоящего исследования явилось установление минералого-геохимических особенностей и закономерностей миграции элементов при метасоматическом преобразовании серпентинитов в тальк-карбонатные породы и влияние этих процессов на формирование кобальт-никелевого оруднения медноколчеданных месторождений в ультрамафитах Главного Уральского разлома.

## МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Фактический материал по Ивановскому рудному полю был получен при документации керна скважин 230, 234 и 235, пробуренных Сибайским филиалом ОАО “Башкиргеология” в 2005-2006 гг. и вскрывающих рудные зоны. Скважинами вскрыты пластины серпентинитов, местами карбонатизированных, с зонами тальк-карбонатных метасоматитов, содержащих тела колчеданных руд, блоки базальтов и габброидов. Из керна скважин было отобрано 18 проб серпентинитов и 27 проб метасоматитов без видимой сульфидной и жильной минерализации.

На Ишкининском месторождении отбор проб производился в приповерхностных условиях на опорных обнажениях и в разведочных траншеях, расположенных на территории рудных зон, где отобраны по 33 пробы серпентинитов, карбонатизированных серпентинитов и тальк-карбонатных метасоматитов. Пробы отбирались из пород без приповерхностных изменений и видимой сульфидной и жильной минерализации.

Оптические исследования минерального состава и структурно-текстурных особенностей пород и руд были выполнены на микроскопах AxioLab и Olympus BX50 (Институт минералогии УрО РАН) и бинокулярном микроскопе МБС-9.

Определение химического состава хромшпинелидов и сульфидов осуществлялось на рентгеноспек-

тральном микроанализаторе JEOL JСХА-733 (Институт минералогии УрО РАН, аналитик Е.И. Чурин).

Петрохимическая характеристика пород основана на силикатном анализе, выполненном классическим химическим методом в Южно-Уральском центре коллективного пользования по исследованию минерального сырья (Институт минералогии УрО РАН, аттестат № РОСС RU.0001.514536, аналитик Т.В. Семенова).

Геохимические данные получены измерением растворенной вытяжки методом массспектропии с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS) на приборе Perkin Elmer ELAN 9000 (Институт геологии и геохимии УрО РАН, аналитик Д.Н. Киселева). В качестве внутреннего стандарта использовался раствор индия заданной концентрации, а в качестве внешнего – вскрытый вместе с пробами стандарт базальта BCR-2 (US Geological Survey). Оценка погрешности выполненных анализов, оцененная по критерию  $3\sigma$ , составила от 5 до 20 отн. %, в зависимости от элемента.

Кроме того, для геохимической характеристики пород использовался метод атомно-абсорбционной спектроскопии на спектрометре Perkin-Elmer 3110 (Институт минералогии УрО РАН, аналитик М.Н. Мальяренко). Вытяжка для измерения была получена в результате разложения растертой пробы массой 50 г смесью состоящей из 2 частей HF, 3 частей HCl и 1 части HNO<sub>3</sub> в закрытых автоклавах с однокамерной реакционной емкостью из тефлона при температуре 150°C в течение 6 часов. После упаривания кислотных экстрактов вещество переводилось в раствор HNO<sub>3</sub> с коэффициентом разбавления исходной пробы 10<sup>3</sup>.

Минеральный субмодальный состав пород рассчитывался на основе химического анализа с помощью таблиц для нахождения массовых процентов содержания формульных единиц минералов по их молекулярному количеству [17], а также оценивался визуально по петрографическим шлифам в проходящем свете.

Оценка привноса-выноса элементов произведена путем расчета по изообъемному методу Линдгрена-Рудника в массовых процентах, с учетом удельной массы и пористости пород [17]. Средняя удельная масса пробы, вычисленная в пикрометрах с погрешностью  $\pm 0.02$  г/см<sup>3</sup>, для серпентинитов составил 2.54 г/см<sup>3</sup>, для тальк-карбонатных метасоматитов – 2.71 г/см<sup>3</sup>. Средняя пористость, установленная отношением плотности образца к его удельной плотности, составила для серпентинитов – 10%, для метасоматитов – 2.5%. При расчете баланса вещества для перехода серпентинит–метасоматит, учитывая полученные данные пористости и удельной плотности пород принималось в расчет лишь процентное содержание элементов в 1 м<sup>3</sup>. Основанием для этого послужили расчеты, показывающие что разность плотностей компенсируется различием пористостей пород; погрешность составляет  $\pm 1.5\%$ .

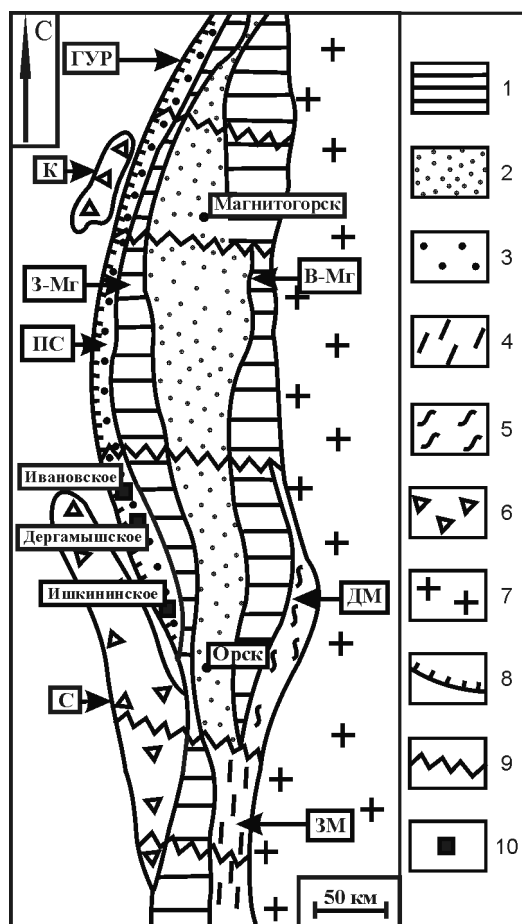


Рис. 1. Схема расположения колчеданных месторождений в структурах Южного Урала (по [12]).

1 – палеоостровные дуги: З-Мг – Западно-Магнитогорская, В-Мг – Восточно-Магнитогорская; 2 – Сибайский междугорный бассейн; 3–5 – офиолитовые зоны: 3 – Присакмаро-Вознесенская (ПС) (фрагмент аккреционной призмы Западно-Магнитогорской палеоостровной дуги), 4 – Западно-Мугоджарская (ЗМ) (задуговой бассейн в тылу Западно-Магнитогорской палеоостровной дуги), 5 – Домбаровская (ДМ) (задуговой бассейн в тылу Восточно-Магнитогорской палеоостровной дуги), 6 – краевые аллахтоны: С – Сакмарский, К – Крака; 7 – Восточно-Мугоджарский микроконтинент; 8 – Главный Уральский разлом (ГУР); 9 – скрытые поперечные разломы, ограничивающие сегменты палеоостроводужной системы; 10 – кобальт-медноколчеданные месторождения.

### ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И СТРОЕНИЕ РУДНЫХ ПОЛЕЙ

Зона Главного Уральского разлома сложена ордовикскими и силурийскими офиолитами, среди которых заключены блоки силурийских, девонских и каменноугольных вулканогенных и осадочных отложений. Падение зоны восточное под углом 35–50°. Непосредственно под ней, по данным сейсмического профилирования, фиксируется клин кристаллического фундамента Восточно-Европейской плиты [16].

Ишкининское, Ивановское и Дергамышское кобальт-медноколчеданные месторождения локализованы на южном фланге Главного Уральского разлома (рис. 1) в Присакмаро-Вознесенской структурно-формационной зоне, с которой соседствует Западно-Магнитогорская структурно-формационная зона, с приуроченными к ней крупными медно-цинково-колчеданными месторождениями [10].

### Ивановское месторождение

Ивановское месторождение расположено в 20 км к северо-западу г. Акъяр (Башкортостан) в междуречье рр. Таналык и Ташла. Оно представляет собой серию тектонических пластин и блоков, сложенных серпентинитами, базальтами, кремнями и другими породами, образующими синформы и антиформы, к которым приурочен ряд колчеданных месторождений и рудопроявлений. Месторождение локализовано в зоне тектонического контакта меланжированных серпентинитов Байгускаровского ультраосновного массива с основными породами, представленными базальтами, габбро и габбро-долеритами (рис. 2) [15, 25].

Ивановское месторождение было открыто в 1954 г. Э.С. Бучковским и Н.И. Шкатовым. Поисково-разведочные работы проводили: в 1959–1961 гг. Перелочанская партия, под руководством Н.И. Шкатова, в 1964–1966 гг. Байгускаровская геолого-поисковая и геофизическая партии под руководством Э.С. Бучковского. Вещественный состав руд изучался В.П. Москвичевым и В.М. Исмагиловым. Значительные сведения о геологии, минералогии и геохимии рудных полей опубликованы Э.С. Бучковским, М.И. Исмагиловым, А.А. Захаровым и А.А. Захаровой [25].

Возраст рудовмещающих вулканогенно-осадочных толщ, которые по геохимическим параметрам соответствуют лавам баймак-бурибайского комплекса [19, 29], определен как ниже-среднедевонский. В составе олистостромовых толщ, перекрывающих рудную зону, имеются блоки силицитов, содержащих силурийские граптолиты, что долгое время приводило к ошибочному трактованию возраста рудовмещающих толщ.

В рудном поле выделяются две рудные зоны – Ивановка-I и Ивановка-II, представленные линзами сульфидных руд, которые локализованы в хлорит-карбонатных метасоматитах, развивающихся по габбро и габбро-долеритам, и в тальк-карбонатных метасоматитах – по серпентинитам. Структура месторождения блочная, обусловленная сочетанием разрывных нарушений субмеридиального, северо-восточного и северо-западного направлений. Восточная часть рудного поля (Ивановка-I) представлена крупным блоком базальтов, диабазов и габбро, в центральной – развиты серпентиниты, а в западной – более мелкие блоки пород офиолитовой ассоциации. Руднонос-

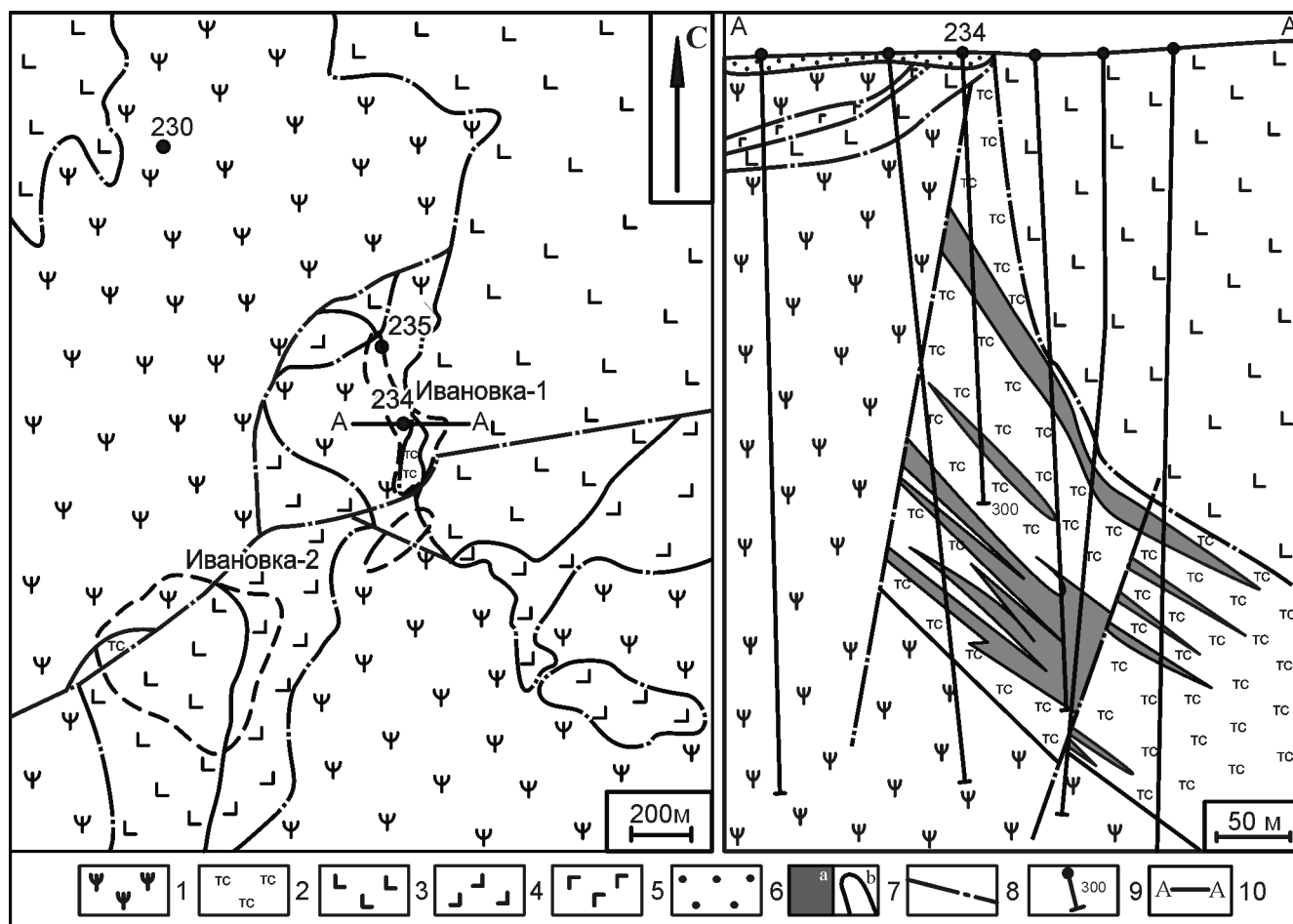


Рис. 2. Схема геологического строения и разрез рудной зоны Ивановского месторождения (по Н.И. Шкатову, А.А. Захарову, Э.С. Бучковскому [33] с изменениями).

1 – серпентиниты; 2 – тальк-карбонатные метасоматиты; 3 – базальты, диабазы; 4 – андезиты-базальты и вулканомиктовые отложения; 5 – дайки габбро, габбро-долеритов; 6 – четвертичные отложения; 7 – рудные залежи: а – рудные тела, б – проекция рудных тел на поверхность; 8 – тектонические границы и разломы; 9 – скважины; 10 – линия разреза.

ная зона, имеющая восточное падение, приурочена к контакту вулканитов основного состава с серпентинитами. Вторая рудоносная зона (Ивановка-II), расположенная в западной части рудного поля, приурочена к подошве базальтовой пластины в сходной позиции. Сульфидные руды наложены на разрывы восточного падения и рассечены разрывами западного падения [15].

В пределах месторождения широко развиты интрузивные тела базальтов, габбро, габбро-долеритов и пироксенитов, залегающие согласно с тектоническими пластинами серпентинитов. Базальты представлены зеленокаменными афировыми и порфировыми разновидностями с прослоями ксенолавокластитов и гиалокластитов, чередующихся с диабазами и габбро-долеритами. Породы рассечены жилами кальцита мощностью до 2 см, а также серией параллельных кварц-карбонатных жил.

Рудные тела месторождения выявлены во всех зонах метасоматических пород. Руды подразделены на сплошные массивные и прожилково-вкрапленные. Массивные руды образуют будины и крупные линзы протяженностью до 700 м и мощностью до 40 м; встречаются также ветвящиеся жилы и штокверки, сложенные прожилково-вкрапленной минерализацией. Руды, залегающие в метасоматитах по серпентинитам и габброидам, имеют пирит-халькопирит-пирротиновый, халькопирит-пирротиновый, пирротин-халькопирит-пиритовый и пирротиновый состав [13].

Главные рудные минералы – пирротин, халькопирит, пирит; второстепенные – пентландит, сфалерит, глаукотит, аллоклазит, линнеит, марказит, хромит, магнетит, ильменит; редкие – золото, валлериит, миллерит, никелин, борнит, рутил [6, 13, 15].

Запасы Ивановского месторождения по категории C1 + C2 составляют: руды – 24 млн. т, ни-

келя – 27 тыс. т, кобальта – 9 тыс. т, меди – 210 тыс. т, золота – 10 т, серебра – 32 т [33].

К юго-востоку от Ивановского месторождения, в 10 км западнее г. Акъяр, расположено *Дергамышское месторождение*. Оно приурочено к той же гидротермальной системе, являющейся частью выделяемого Ивановско-Дергамышского рудного поля. Оба месторождения локализованы в единой структуре Байгускаровского альпинотипного массива дунит-гарцбургитового типа и имеют общие черты геологического строения.

Дергамышское месторождение было открыто в конце 20-х гг. XX в. Наиболее значительные сведения о месторождении были опубликованы в сводном отчете К.Д. Субботина [32], кроме того, оно описано в работах Э.С. Бучковского [6], П.В. Аржавитина и Г.С. Ильясова [1].

Рудоносная зона Дергамышского месторождения состоит только из одного рудного тела, залегающего на контакте серпентинитовой и маломощной пироксенитовой пластины. По данным геологоразведочных работ, рудное тело имеет северное падение под углом 30–35° и выклинивается на глубине 130 м. Рудное тело имеет линзовидную форму с поперечником 150–200 м и максимальной мощностью до 40 м в раздуве. На флангах оно расщепляется на 2-3 пластины, разделенные серпентинитами, габбро и пироксенитами. Контакты рудного тела с вмещающими породами резкие; в лежачем боку залежи они сопровождаются маломощной зоной дробления и расщепления, а в висячем – рудокластитами. Серпентиниты вблизи месторождения раздроблены карбонатизированы и оталькованы, содержат хлорит, вкрапленники сульфидов и гематита. Внутри залежи наблюдаются линзы и отдельные обломки тальк-хлоритовых пород.

Рудная залежь халькопирит-пиритовых руд, локализованная в серпентинитах, окружена зонами тальк-карбонатных пород. Мощность зон метасоматитов достигает 30–50 м. Вблизи рудных тел тальк-карбонатные метасоматиты переходят в талькиты, мощность которых достигает 4 м. В талькитах среди мелкочешуйчатой массы талька встречаются реликты серпентина, магнетит и хромшпинелиды, иногда сульфиды, представленные, главным образом, пиритом. Метасоматиты рассечены жилками кварца и кальцита, с которыми ассоциируют сульфиды.

Тальк-карбонатные метасоматиты месторождения С.А. Коренбаумом [18] отнесены к особому типу метасоматитов “инфильтрационного” характера, связанного с гидротермальными растворами, поступавшими по тектоническим нарушениям вдоль даек габброидного состава, представленных в настоящее время тальк-хлоритовыми породами.

На месторождении выделены два типа руд: халькопирит-марказит-пиритовые и пирит-марказитовые, которые по текстурам разделены на вкраплен-

ные штокверковые и сплошные, часто рудокластического облика. Главные рудные минералы – пирит, марказит, халькопирит; второстепенные – пирротин, магнетит, ильменит, хромит, минералы группы линнеита, сфалерит, кубанит; редкие – золото, валлериит, кобальтин, арсенопирит, никелин [25].

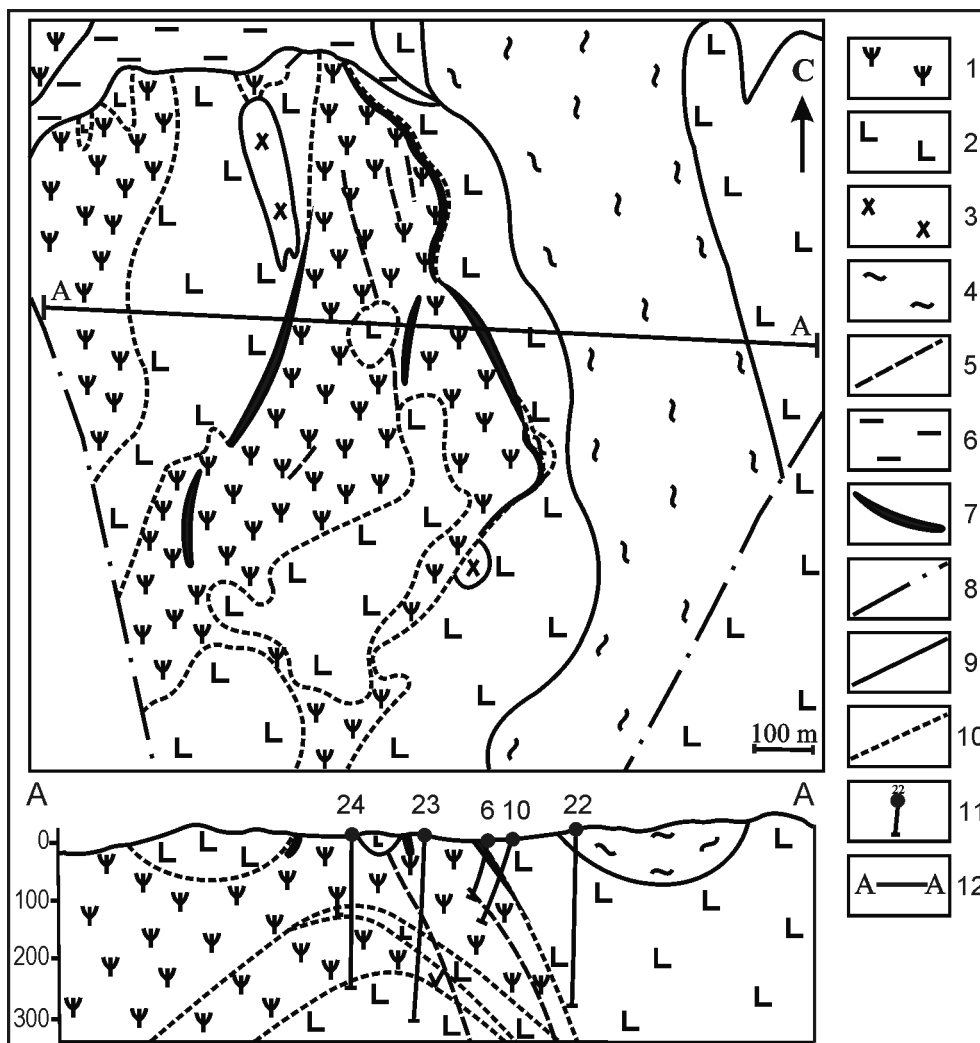
Запасы Дергамышского месторождения по категории С1 + С2 составляют: руды – 2 млн т, Cu – 26 тыс. т, Zn – 18 тыс. т, Co – 1,7 тыс. т, Au – 1,2 т, Ag – 3,8 т [33].

### Ишкининское месторождение

Ишкининское месторождение расположено на левом берегу р. Сухая Губерля, в 20 км западнее г. Гай, возле д. Ишкинино (Оренбургская обл.). Оно приурочено к антиформе из трех тектонических пластин, сложенных ордовикскими и силурийскими серпентинитами, силурийскими и девонскими вулканогенными, вулканогенно-осадочными и осадочными породами. Оруденение, локализованное в крыльях антиформы, сопровождается зонами тальк-карбонатных метасоматитов (рис. 3).

Ишкининское месторождение было открыто в 1927 г. Башкирским горным трестом по древним горным выработкам. В 1929–1933 гг. на месторождении производились поисковые работы Институтом прикладной минералогии и Средне-Волжским горным трестом. В 1940–1942 гг. на участке работала Ишкининская геологоразведочная партия под руководством К.Д. Субботина, результаты работы которой стали основополагающими для дальнейших исследований. Обзор более поздних поисково-оценочных и научно-исследовательских работ дан в монографии [26].

Рудное поле ограничено на западе и востоке крутопадающими меридиональными разломами сдвигового характера. На нем выделены две основные рудные зоны – Восточная и Западная. Восточная рудная зона локализована в контакте ультрабазитовой и базитовой пластин, где развиты оруденелые конгломератовидные серпентиниты с сульфидными линзами, тальк-карбонатные метасоматиты с прожилково-вкрапленной и брекчиевой сульфидной минерализацией и брекчии с серпентинитовыми и сульфидными обломками в карбонатном цементе. Центральная часть зоны протяженностью 200 м до глубины 30 м вскрыта несколькими подземными выработками. В ассоциации с конгломератовидными серпентинитами выявлены 15 линзообразных рудных тел мощностью до 2 м, длиной по простиранию до 65 м, по падению – до 30 м. В ассоциации с тальк-карбонатными метасоматитами установлены 26 линзообразных тел сплошных и вкрапленных руд. Мощность рудных линз достигает 6 м, длина по простиранию – 15–63 м, по падению – 13–60 м. Зона метасоматитов с перерывами прослеживается на 1 км к югу до замыкания антиформы [14].



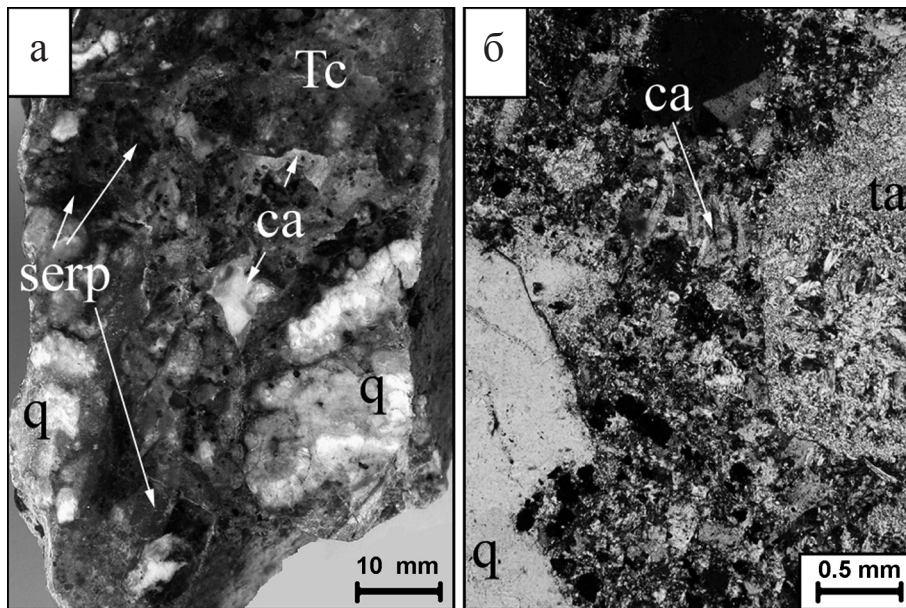
**Рис. 3.** Схема геологического строения и разрез центральной части Ишкининского месторождения (по К.Д. Субботину, А.П. Сидоренко, А.Т. Полуэктову с изменениями [26]).

1 – аподунитовые и апогарцбургитовые серпентиниты с зонами тальк-карбонатных метасоматитов; 2 – базальты, андезитобазальты, вулканомиктовая олистострома с андезитобазальтовыми дайками; 3 – габбро-диориты с дайками базальтоидов; 4 – силициты и вулканомиктово-кремнистая олистострома; 5 – дайки габбро-пегматитов; 6 – четвертичные отложения; 7 – рудоносные зоны; 8 – разломы; 9 – границы стратиграфических подразделений и интрузивных тел; 10 – границы серпентинитовых пластин; 11 – разведочные скважины; 12 – линия разреза.

Западная рудная зона приурочена к западному крылу антиформы и связана с несколькими небольшими телами тальк-карбонатных метасоматитов сложной морфологии. Она вытянута на 240 м при общей ширине 15–100 м. В ее северной части, в месте выклинивания зоны метасоматитов, в бронзовом веке был пройден карьер размером 20 × 40 м. В шурфе, пройденном в днище карьера, на глубине 20–22 м были найдены обломки сульфидных руд.

Восточное крыло антиформы перекрыто олистостромовой толщей ниже-, среднедевонского возраста, мощность которой достигает 400 м. Ее вулканогенная часть отнесена к баймак-

бурибайской свите ( $D_{1-2}$ ), формировавшейся на ранней стадии развития островной дуги в надсубдукционной обстановке. Состав ее по латерали неоднороден: лавовые постройки базальтового и бонинитового состава, рассеченные параллельными дайками диабазов сменяются олистостромовыми брекчиями, с обломками вулканитов основного, реже кислого состава, олистолитами серпентинитов, габбро и диоритов, достигающими в поперечнике 10–30 м. Матрикс брекчий псефитово-псаммитовый вулканомиктовый. Осадочная часть, отнесенная к ишкининской свите ( $De_1-gv_1$ ), представлена кремнисто-глинистыми отложениями с преобладанием фтанитов и подчиненными прослоями



**Рис. 4.** Гравелиты с обломками тальк-карбонатных пород: а – внешний вид, б – микрофотография в проходящем свете (без анализатора).

Tc – тальк-карбонатные породы, serp – серпентинит, q – кварц, ta – тальк, ca – кальцит.

красноцветных яшм. Силициты содержат остатки эйфельских конодонтов *Polygnathus ex gr. costatus Klapp, Pol. aff. Pseudofoliatius* [31]. Ишкининская толща замещает по латерали андезит-базальтовый комплекс островодужных вулканов Ирландского хребта. В кремнистых отложениях присутствуют вулканомиктовые прослои и линзы известняков с ранне-среднедевонской бентосной фауной [41].

В составе олистостромы на границе вулканомиктовой и кремнистой пачек сосредоточены блоки офикальцитовых брекчий, содержащих обломки серпентинитов разной степени изменения, тальк-карбонатных пород, карбонатов и др., сцементированных гематит-кальцитовым цементом с незначительной примесью арагонита, магнезита, сидерита и кварца [2]. Размер блоков в поперечнике достигает 2–4 м. Часть из них располагается в кремнистом субстрате, часть – на подложке вулканомиктовых брекчий.

В восточной части Западной рудной зоны выявлена линза сероцветных гравелитов с обломками кварца, серпентинитов и тальк-карбонатных метасоматитов. Размер линзы 2 × 5 м при мощности около 1 м. Размер обломочного материала варьирует от первых миллиметров до 3 см (рис. 4). Цемент алевроито-псаммитовый, представлен перетертым серпентинитовым материалом и мелкочешуйчатой массой, состоящей из талька, карбонатов и хлорита. Гравелиты формировались при размыве серпентинитов и тальк-карбонатных метасоматитов, что свидетельствует о том, что образование метасома-

титов происходило близ поверхности дна океана в нижнем девоне до начала накопления олистостромовых толщ.

Руды представлены массивными сплошными, прожилково-вкрапленными и обломочными разностями. Сплошные руды принадлежат пирит-пирротинному, халькопирит-пирит-пирротинному и сульфоарсенидно-сульфидному минеральному типу. Прожилково-вкрапленные руды подразделяются на пирит-пентландит-пирротинный, халькопирит-пирит-пирротинный, пирит-халькопирит-пирротинный и халькопиритовый типы.

Обломочные руды представлены сульфидно-серпентинитовыми конглобрекциями, гравелитами, гравелитопесчаниками и песчаниками [25].

Главные рудные минералы – пирротин, пирит, халькопирит; второстепенные – арсенопирит, кобальтин, герсдорфит, никелин, магнетит, хромит, пентландит, минералы группы линнеита, раммельсбергит, крутовит; редкие – самородное золото, леллингит, сафлорит, сфалерит, раклиджит [13, 25, 26].

Прогнозные ресурсы колчеданных руд на общую длину всех рудоносных зон в 2000 м определены К.Д. Субботиным [32] в количестве 1.1 млн. т. По данным А.П. Сидоренко [28], запасы разведанной части Восточной зоны на глубину 200 м по категории В + С1 + С2 составили: кобальта – 36.6 т при среднем содержании 0.033 мас. %, меди – 1165 т при среднем содержании 1.04 мас. %, серы – 31884 т при среднем содержании 28 мас. %.

## ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ И ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД

Серпентиниты Ивановского месторождения принадлежат крупному Байгускарговскому альпинотипному массиву дунит-гарцбургитового типа. Серпентиниты Ишкининского месторождения относятся к Ишкининскому альпинотипному массиву дунит-гарцбургитового типа, являющемуся восточным продолжением Халиловского альпинотипного массива. Массивы сложены главным образом нацело серпентинизированными гарцбургитами с подчиненными телами дунитов и секущими их дайками пироксенитов, габбро, габбро-диоритов, габбро-пегматитов и диоритов, осложнены зонами меланжа с блоками пород нижнего палеозоя. По геофизическим данным массивы вытянуты в субмеридиональном направлении и достигают длины 30–50 км, в восточном направлении они круто погружаются под осадочный чехол [7, 22].

На рудных площадях фиксируются зоны тальк-карбонатных метасоматитов, приуроченных к кровле серпентинитовых пластин и маркирующих рудные тела. Эти зоны образуют субмеридиональные полосы, длина которых достигает первых километров, ширина составляет около 100 м, на глубину, по данным бурения, они прослеживаются на 100–120 м на Ишкининском и свыше 300 м – на Ивановском месторождении.

### Серпентиниты

Серпентиниты на рудных полях слагают крупные пластины и блоки мощностью до 200–400 м. Они осложнены субмеридиональными зонами меланжа, которые разделяют аподунитовые и апогарцбургитовые разности [13]. Серпентиниты представлены массивными и пятнистыми породами зеленого, темно-зеленого, темно-серого цветов. Текстуры пород однородные, местами мелкопятнистые, иногда с тонкими ветвящимися офитовыми прожилками. Микроструктура решетчатая, петельчатая, реже пластинчатая. В апогарцбургитовых серпентинитах имеются темно-серые и зеленые реликты пироксена, замещенного баститом, с размером выделений от 2 до 8 мм, содержания которых иногда достигают 30%. Местами они слегка карбонатизированы, иногда оталькованы и гематитизированы. Вблизи даек габбро-диоритов появляются прожилки хризотил-асбеста мощностью до первых миллиметров. Вторичные минералы, представленные приуроченным к трещинам тальком, карбонатами, бруситом и хлоритом, развиваются в виде мелких чешуек, зерен и налетов размером до 0.3 мм. Акцессорная минерализация представлена хромитом, магнетитом и сульфидами с размером зерен до первых миллиметров.

Микроскопически серпентиниты имеют футляровидные (петельчатые) структуры, сложенные β-лизардитом с характерными пылевидными окаймляющими вкраплениями магнетита, подчеркивающими петли лизардита, и антигоритом, образующим реликтовую полигонально-зернистую коробчатую структуру с размером коробочек (петель) до 2 мм, которые рассечены отдельными жилами хризотила и кальцита. Выделения магнетита вокруг петель лизардита указывает на значительные процессы серпентинизации перидотитов [37].

Иногда встречаются более ранние участки с α-лизардитом, и жилками серпофита, которые более значительны в породах Ивановского месторождения. Изредка встречается антигоритизация лизардита, что сопровождается увеличением количества талька и карбонатов.

Изучение состава апогарцбургитовых и аподунитовых разностей не выявило значительных различий между ними. Химизм серпентинитов Байгускарговского массива следующий: железистость серпентинитов

$$f = (2Fe_2O_3 + FeO) / (2Fe_2O_3 + FeO + MgO)$$

меняется от 0.08 до 0.10, основность

$$f_m = (2Fe_2O_3 + FeO + MgO) / SiO_2$$

варьирует от 1.59 до 1.81 [23]. Исследуемые пробы, отобранные нами из околорудных зон на рудных полях, показали значения железистости от 0.07 до 0.15 (среднее 0.09), основности – от 1.15 до 1.35 (среднее 1.23).

Химизм серпентинитов Ишкининского рудного поля несколько отличается: железистость серпентинитов варьирует от 0.09 до 0.17, основность меняется от 1.49 до 1.72 [7]. Железистость исследуемых образцов серпентинитов из рудных зон оказалась несколько выше и составила от 0.17 до 0.22 (среднее 0.19); основность составляет от 1.32 до 1.48 (среднее 1.39). Максимальные значения основности соответствуют высоким значениям железистости, что связывается с влиянием колчеданного оруднения на серпентиниты.

Хромшпинелиды в серпентинитах Ивановского рудного поля развиваются в виде акцессорной вкрапленности, иногда в виде цепочечных агрегатов и шлировидных скоплений в серпентинитах. Размер зерен колеблется от 0.1 до 3 мм. По морфологии выделены гипидиоморфные и ксеноморфные разности, реже отмечены идиоморфные кристаллы. Наибольшим распространением пользуются ксеноморфные и округлые выделения.

Анализ химического состава хромшпинелидов Ивановского рудного поля из апогарцбургитовых серпентинитов выявил наличие трех интервалов колебаний хромистости (Cr#, табл. 1): **первый характеризуется** хромистостью 66.15–68.74, второй – 73.60–74.45, и третий – 79.84–82.50. Для хромшпинелидов из аподунитовых серпентинитов характерен интервал хромистости от 83.98 до 89.86 %. Доля Fe<sup>3+</sup>



Таблица 1. Средние составы хромшпинелидов из серпентинитов и тальк-карбонатных метасоматитов кобальт-медноколчеданных месторождений ГУРа (по [9] с дополнениями)

№	группа	содержание, мас. %						параметры			N
		MnO	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	ΣFeO	Cr#	Mg#	Z Fe <sup>3+</sup>	
Ивановское рудное поле											
1	Iv-h1	0.42 (0.00–0.75)	0.04 (0.00–0.20)	16.93 (16.16–17.42)	51.28 (50.28–52.95)	12.27 (11.53–12.57)	18.50 (17.95–19.01)	67.06 (66.15–68.74)	58.20 (55.70–59.50)	3.72 (2.95–4.45)	12
2	Iv-h2	0.42 (0.18–0.65)	0.02 (0.00–0.09)	13.21 (12.72–13.49)	55.98 (54.53–56.92)	8.49 (8.05–8.88)	22.43 (21.48–22.95)	73.97 (73.60–74.45)	41.58 (40.00–43.20)	1.63 (1.10–2.15)	6
3	Iv-h3	0.39 (0.04–0.63)	0.30 (0.12–0.52)	8.90 (8.45–9.50)	57.95 (55.39–60.80)	8.26 (6.57–10.58)	23.49 (19.30–27.01)	81.35 (79.84–82.50)	41.79 (34.10–52.70)	4.32 (2.90–5.65)	17
4	Iv-d	0.31 (0.20–0.48)	0.02 (0.00–0.08)	6.89 (4.66–7.92)	62.60 (61.55–64.28)	9.67 (5.56–11.20)	18.98 (16.37–26.48)	85.94 (83.98–89.86)	49.01 (29.50–56.40)	1.70 (0.90–4.05)	16
Ишкинское рудное поле											
5	I-h1	0.02 (0.00–0.04)	0.02 (0.00–0.06)	18.90 (18.26–19.26)	49.97 (49.24–50.80)	13.11 (12.69–13.68)	15.83 (15.25–16.24)	63.91 (63.22–65.00)	62.00 (60.20–63.90)	2.01 (1.57–2.40)	7
6	I-h2	0.00 (0.00)	0.02 (0.00–0.14)	14.52 (13.51–15.33)	54.41 (53.36–56.61)	11.40 (9.83–12.67)	18.99 (17.90–20.78)	74.54 (70.13–73.74)	54.79 (47.50–60.50)	3.01 (1.90–4.30)	8
7	I-h3	0.05 (0.00–0.14)	0.00 (0.00)	10.52 (9.69–11.48)	59.10 (58.39–59.77)	8.24 (7.10–9.52)	21.98 (20.41–23.08)	79.04 (77.60–80.48)	41.03 (35.60–46.00)	1.24 (0.20–2.35)	12
8	I-d1	0.11 (0.00–0.15)	0.31 (0.27–0.36)	12.84 (11.79–13.91)	54.43 (52.57–56.27)	10.42 (9.38–11.55)	21.81 (20.28–23.69)	73.99 (72.63–75.55)	50.67 (45.80–56.10)	5.10 (3.45–6.70)	27
9	I-d2	0.18 (0.00–0.39)	0.15 (0.00–0.29)	9.80 (8.28–10.70)	59.35 (56.37–62.17)	10.96 (9.06–12.26)	19.61 (17.26–22.37)	80.23 (79.22–82.20)	53.74 (40.80–59.90)	3.89 (0.35–10.71)	33
10	I-сгп	0.41 (0.00–1.32)	0.11 (0.00–0.60)	10.84 (6.44–14.83)	56.67 (49.83–64.06)	11.11 (6.39–14.76)	20.58 (13.65–30.57)	77.78 (72.57–86.80)	54.53 (34.10–70.70)	5.36 (1.00–12.15)	51

Примечание. Хромшпинелиды из аюгардбурлитовых серпентинитов (1–3, 5–7), аподунитовых серпентинитов (4, 8, 9), тальк-карбонатных метасоматитов (10). ΣFeO = FeO + Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. N – число анализов. В скобках даны интервалы колебаний. Основные расчетные параметры: Cr# = 100Cr/(Cr + Al), Mg# = 100Mg/(Mg + Fe<sup>2+</sup>), Z Fe<sup>3+</sup> – доля трехвалентного железа в R<sup>3+</sup>. Анализы выполнены на микрозондовом анализаторе JEOL JСХА-733 (Институт минералогии УрО РАН, аналитик Е.И. Чуринов).

для апогарцбургитовых серпентинитов достигает 5.65% в  $R^{3+}$ , для аподунитовых серпентинитов – 4.05%. Содержания  $Mg^{2+}$  и  $Fe^{2+}$  изменяются в незначительных пределах. Для хромшпинелидов из апогарцбургитовых серпентинитов магнезиальность изменяется от 34.10 до 59.50%, из аподунитовых – от 29.50 до 56.40%. Концентрации  $TiO_2$  и  $MnO$  в хромшпинелидах апогарцбургитовых серпентинитов не превышают 0,75%, хромшпинелиды из аподунитовых серпентинитов характеризуются более низкими значениями этих компонентов, здесь содержания  $TiO_2$  не превышают 0.08 мас. %, а  $MnO$  – 0.48 мас. %.

Хромшпинелиды серпентинитов Ишкининского рудного поля установлены в виде аксессуарной вкрапленности, реже, – как небольшие шлировидные скопления. Они образуют идиоморфные, гипидиоморфные, ксеноморфные и округлые кристаллы размером от 0.2 до 3 мм, часто подробленные. Первые два типа характерны для аподунитовых серпентинитов, в апогарцбургитовых серпентинитах большим распространением пользуются округлые и ксеноморфные выделения.

Состав хромшпинелидов из апогарцбургитовых серпентинитов по соотношению  $Al_2O_3-TiO_2$  соответствует таковому из серпентинитов надсубдукционных зон [42]. Для них характерны три интервала хромистости (Ст#, см. примечание к табл. 1): первый отмечен в пределах 63.22–65.00, второй – 70.13–73.74, третий – 77.60–80.48 (табл. 1). Хромшпинелиды из аподунитовых серпентинитов имеют два интервала хромистости, соответствующие второму и третьему интервалу для апогарцбургитовых серпентинитов.

Содержания  $Fe^{3+}$  для хромшпинелидов из апогарцбургитовых серпентинитов изменяются незначительно и в среднем составляют 4.30%, а в хромшпинелидах из аподунитовых серпентинитов – 10.71%. Концентрации  $Fe^{2+}$  и  $Mg^{2+}$  также изменяются в незначительных пределах, но отличаются для серпентинитов различного происхождения. Магнезиальность ( $Mg\#$ , табл. 1) гарцбургитовых хромшпинелидов меняется от 35.60 до 63.90%, дунитовых – от 40.10 до 59.90%. Причем уменьшение концентраций  $Mg^{2+}$  и увеличение  $Fe^{2+}$  в апогарцбургитовых серпентинитах отмечено в ряду от низкохромистых хромшпинелидов к высокохромистым, в хромшпинелидах из аподунитовых серпентинитов наблюдается обратная зависимость. Содержание  $MnO$  и  $TiO_2$  в хромшпинелидах апогарцбургитовых и аподунитовых серпентинитов сходны и в среднем составляют 0.14% [9].

### Тальк-карбонатные метасоматиты

Тальк-карбонатные метасоматиты исследуемых рудных полей представлены преимущественно тальк-карбонатными, карбонат-тальковыми породами с подчиненными телами талькитов, где количество талька превышает 90%. Макроскопически

породы имеют серые, светло-серые, серо-зеленые, темно-серые цвета, с матовым блеском, мылкие на ощупь. Иногда они рассечены светлыми жилками кальцита и кварца, мощностью до первых сантиметров, часто с сульфидной минерализацией.

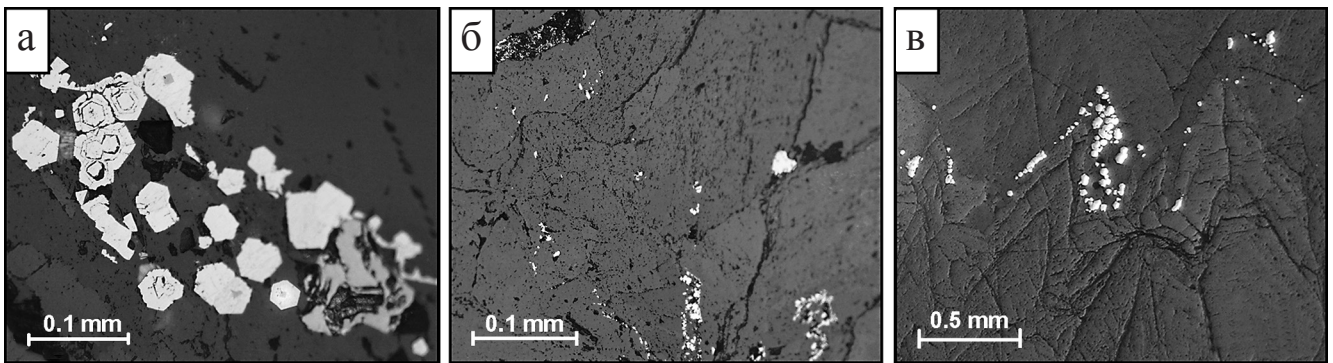
Метасоматиты Ивановского рудного поля сложены преимущественно тальком (55–90 мас. %, среднее – 80 мас. %) и магнезитом (5–30 %, среднее – 13 мас. %) при незначительном содержании сидерита (0.5–11 мас. %, среднее – 6 мас. %), кальцита (0.5–5 мас. %, среднее – 2 мас. %), эпидота (0–7 мас. %, среднее – 2 мас. %), хлорита (<0.5 мас. %), доломита (<0.5 мас. %) и кварца (<0.5 мас. %). В метасоматитах сохранились реликты “коробчатой” структуры серпентинитов, трассирующиеся магнетитовыми вкраплениями. Тальк представлен игольчатыми и чешуйчатыми агрегатами длиной 0.03–0.3 мм в сростании с магнезитом, размер зерен которого 0.5–0.5 мм и другими карбонатами. В метасоматитах по апогарцбургитовым разностям встречаются реликты пироксенов размером до 1.5 мм.

Метасоматиты рассечены жилками хлорита, кальцита и кварца мощностью от 0.5 до 15 мм. Часто жилки зональные – от центра к периферии уменьшаются размеры зерен кальцита, в центральной части достигая 0.5 мм. По краям жилки сложены микрозернистым доломитом в сростаниях с тальком. Иногда встречаются жилки и пустоты, заполненные более поздним кварцем и цеолитами.

К аксессуарным минералам относятся реликтовые хромиты (<0.5 мас. %) и магнетит (0.5–2 мас. %), содержание которых практически не изменяется при переходе из серпентинитов в тальк-карбонатные метасоматиты. Хромиты представлены идиоморфными и гипидиоморфными зернами и кристаллами, часто подробленными, размером от 0.1 до 2 мм. Магнетит в породе распределен по граням реликтовых структур и равномерно в виде дисперсионной вкрапленности размером до 0.05–0.1 мм и отдельных кристаллов кубического габитуса размером до 0.5 мм.

Иногда встречается вкрапленность сульфидов (<0.5 мас. %), представленная, главным образом, пиритом, в меньшей степени распространены халькопирит и пирротин, размеры индивидов достигают 1 мм.

В верхних частях зон метасоматитов установлены сульфидные жилки и цепочки зерен в трещинах, в которых отлагались типоморфные выносимые элементы – кобальт и никель. На Ивановском рудном поле, на глубине 120–180 м, скважиной подсечены кварц-карбонат-эпидотовые жилы с кристаллами никелистого пирита, который слагает центры зональных кристаллов пирита (рис. 5а) и цепочками пентландита (рис. 5б). Сульфидная минерализация жил более поздняя по отношению к метасоматитам, что выражается в обрастании ими кристаллов карбоната (рис. 5в). Она представлена двумя генера-



**Рис. 5.** Сульфидно-никелевая минерализация в приповерхностных уровнях тальк-карбонатных метасоматитов (отраженный свет).

а – зональный пирит с центральными частями, сложенными никелистым пиритом; б – прожилки пентландита в тальк-карбонатном матриксе; в – обрастание пиритом кристаллов карбоната.

циями пирита: первый – с содержаниями As до 3% (в единичных случаях до 15%), центральные части которого сложены никелистым пиритом с содержаниями Ni 16–20% (табл. 2); второй – практически без примесей Ni, Co и As. В ассоциации с пиритом-I часто наблюдаются отдельные кристаллы халькопирита стехиометрического состава и пентландита, который развивается по трещинам в виде цепочек мелких кристаллов размером до 0.01 мм.

Содержание MgO при переходе серпентинитов в метасоматиты уменьшается с 35–38% до 28–32% (табл. 3). Наблюдается тенденция увеличения содержания SiO<sub>2</sub> с 40–42% до 50–56%, что связано с привнесением кремнекислоты гидротермальными растворами. Содержания CaO незначительны (первые проценты) и практически остаются неизменными. Интересен переход части железа в ряду серпентинит-метасоматит из трехвалентной фазы в двухвалентную, что говорит о его восстановлении при формировании тальк-карбонатных метасоматитов, вероятно, при образовании сидерита. Содержания титана незначительны и практически не фиксируются.

На Ишкининском рудном поле тальк-карбонатные породы образуют линейные тела мощностью 10–30 м и залегают среди карбонатизированных серпентинитов в кровле ультрабазитовых пластин, от которых отличаются большим содержанием талька. Метасоматиты Восточной рудной зоны приурочены к субмеридиональной полосе шириной 20–100 м и длиной 800 м (рис. 6). На западе они ограничены апогарцбургитовыми, на востоке – аподунитовыми серпентинитами, которые перекрываются олистостромой, содержащей олистолиты вулканитов, серпентинитов, силицитов и офикальцитов. Метасоматиты Западной рудной зоны слагают полосы шириной 10–100 м и длиной до 600 м (рис. 6). С востока залежь ограничена аподунитовыми серпентинитами, на западном фланге по тектоническому контакту она граничит с вулканомиктовыми брекчиями.

Метасоматиты Ишкининского рудного поля представлены тальк-кальцитовыми и кальцит-тальковыми разностями с небольшими линзовидными телами талькитов. Сложены преимущественно тальком (32–61, среднее – 51 мас. %), кальцитом (10–50, среднее – 26 мас. %), с незначительным количеством магнезита (2–10, среднее – 6 мас. %), сидерита (1–7, среднее – 3 мас. %), доломита (3–7, среднее – 3 мас. %), хлорита (5–10%), эпидота (<0.5%) и кварца (<0.5%). Акцессорные минералы представлены реликтовыми хромитом (<0.5%) и магнетитом (1–4, среднее – 2 мас. %).

Породы имеют серый, зеленовато-серый цвет, при выветривании приобретают охристый оттенок. Структура мелко- и среднезернистая, текстура однородная, местами полосчатая. За редким исключением, породы характеризуются сланцеватым или плитчатым сложением. Тальк-карбонатные породы имеют порфиробластовую (по карбонату) структуру с микролепидобластовой тальковой основной массой. В зонах тектонических нарушений наблюдается увеличение содержания талька, вплоть до образования мономинеральных пород – талькитов, которые образуют линейно вытянутые тела поперечником до первых метров.

Карбонатизированные апогарцбургитовые серпентиниты образуют полосы шириной 10–30 м и протяженностью до 150 м. Нередко породы содержат реликтовые блоки серпентинитов поперечником 3–5 м. Границы с серпентинитами нечеткие, зона перехода составляет 1–2 м. Крупные тела приурочены к контакту с перекрывающими аподунитовыми серпентинитами, более мелкие отмечаются в центральной и восточной частях зоны. Породы зеленовато-серого цвета мелко- и среднезернистые, наследуют структурно-текстурные особенности серпентинитов. Породы в основном сложены зернами кальцита размером 0.3–1.0 мм, в них присутствует незначительное количество талька, доломита

Таблица 2. Состав сульфидов из приповерхностных участков метасоматических зон Ивановского месторождения

№ анализа	S	Fe	Co	Ni	Cu	As	Sb	Сумма	Формула	Минерал
234/169.4-1	33.69	32.11	0.00	28.36	5.66	0.00	0.00	99.82	$(\text{Fe}_{4.38}\text{Ni}_{3.68}\text{Cu}_{0.68})_{8.74}\text{S}_8$	петландит
234/169.4-2	34.24	31.59	0.84	33.39	0.00	0.00	0.00	100.06	$(\text{Ni}_{4.27}\text{Fe}_{4.24}\text{Co}_{0.11})_{8.61}\text{S}_8$	петландит
234/169.4-3	33.38	31.95	0.98	34.27	0.00	0.00	0.00	100.57	$(\text{Ni}_{4.49}\text{Fe}_{4.40}\text{Co}_{0.13})_{9.02}\text{S}_8$	петландит
234/169.4-4	33.06	31.23	0.83	33.48	0.00	0.00	0.00	98.60	$(\text{Ni}_{4.43}\text{Fe}_{4.34}\text{Co}_{0.11})_{8.88}\text{S}_8$	петландит
234/169.4-5	34.15	32.01	0.88	34.56	0.00	0.00	0.00	101.60	$(\text{Ni}_{4.43}\text{Fe}_{4.30}\text{Co}_{0.11})_{8.84}\text{S}_8$	петландит
234/169.4-6	34.29	31.52	0.82	35.44	0.00	0.00	0.00	102.07	$(\text{Ni}_{4.52}\text{Fe}_{4.22}\text{Co}_{0.10})_{8.85}\text{S}_8$	петландит
234/169.4-7	33.67	31.00	0.95	35.27	0.00	0.00	0.00	100.89	$(\text{Ni}_{4.58}\text{Fe}_{4.23}\text{Co}_{0.12})_{8.94}\text{S}_8$	петландит
234/174.0-11	32.91	30.42	0.00	35.10	0.00	1.43	0.00	99.85	$(\text{Ni}_{4.58}\text{Fe}_{4.17})_{8.75}(\text{Sr}_{7.85}\text{As}_{0.15})_8$	петландит
234/174.0-12	33.34	30.45	0.00	36.21	0.00	0.00	0.00	100.00	$(\text{Ni}_{4.20}\text{Fe}_{4.75})_{8.95}\text{S}_8$	петландит
234/174.0-1	52.21	27.77	0.43	19.15	0.00	2.09	0.00	101.64	$(\text{Fe}_{0.60}\text{Ni}_{0.39}\text{Co}_{0.01})_{1.00}(\text{S}_{1.97}\text{As}_{0.03})_2$	Ni-ширит
234/174.0-2	50.93	27.33	0.00	19.81	0.00	1.66	0.00	99.73	$(\text{Fe}_{0.61}\text{Ni}_{0.42})_{1.03}(\text{S}_{1.97}\text{As}_{0.03})_2$	Ni-ширит
234/174.0-4	50.23	40.06	0.45	4.85	0.00	1.39	0.00	96.97	$(\text{Fe}_{0.91}\text{Ni}_{0.10}\text{Co}_{0.01})_{1.02}(\text{S}_{1.98}\text{As}_{0.02})_2$	Ni-ширит
234/174.0-6	50.81	30.87	0.53	15.88	0.00	1.38	0.00	99.46	$(\text{Fe}_{0.69}\text{Ni}_{0.35}\text{Co}_{0.01})_{1.04}(\text{S}_{1.98}\text{As}_{0.02})_2$	Ni-ширит
234/174.0-9	51.08	42.73	0.35	3.14	0.00	3.06	0.00	100.37	$(\text{Fe}_{0.94}\text{Ni}_{0.07}\text{Co}_{0.01})_{1.01}(\text{S}_{1.95}\text{As}_{0.05})_2$	Ni-ширит
234/174.0-15	40.20	22.84	1.64	16.61	0.00	15.37	3.43	100.09	$(\text{Fe}_{0.55}\text{Ni}_{0.38}\text{Co}_{0.04})_{0.97}(\text{S}_{1.69}\text{As}_{0.28}\text{Sb}_{0.04})_2$	Ni-ширит
234/174.0-18	49.46	34.69	0.59	9.77	0.00	3.34	0.00	97.84	$(\text{Fe}_{0.78}\text{Ni}_{0.21}\text{Co}_{0.01})_{1.01}(\text{S}_{1.94}\text{As}_{0.06})_2$	Ni-ширит
234/174.0-10	34.95	30.94	0.00	0.00	34.85	0.00	0.00	100.73	$\text{Cu}_{1.01}\text{Fe}_{1.02}\text{S}_2$	халькопирит
234/174.0-13	35.14	31.49	0.00	0.00	35.97	0.00	0.00	102.59	$\text{Cu}_{1.03}\text{Fe}_{1.03}\text{S}_2$	халькопирит
234/169.4-8	35.12	31.64	0.00	0.00	32.95	0.00	0.00	99.71	$\text{Cu}_{0.95}\text{Fe}_{1.03}\text{S}_2$	халькопирит
234/174.0-3	51.45	45.67	0.36	0.39	0.00	2.49	0.00	100.37	$(\text{Fe}_{0.99}\text{Ni}_{0.01}\text{Co}_{0.01})_{1.01}(\text{S}_{1.96}\text{As}_{0.04})_2$	ширит
234/174.0-5	52.03	46.61	0.00	0.30	0.00	2.60	0.00	101.54	$(\text{Fe}_{1.00}\text{Ni}_{0.01})_{1.01}(\text{S}_{1.96}\text{As}_{0.04})_2$	ширит
234/174.0-7	52.52	45.87	0.00	1.07	0.00	2.04	0.00	101.50	$(\text{Fe}_{0.99}\text{Ni}_{0.02})_{1.01}(\text{S}_{1.97}\text{As}_{0.03})_2$	ширит
234/174.0-8	51.69	45.78	0.00	0.46	0.00	2.39	0.00	100.32	$(\text{Fe}_{1.00}\text{Ni}_{0.01})_{1.01}(\text{S}_{1.96}\text{As}_{0.04})_2$	ширит
234/174.0-14	52.95	46.69	0.00	0.77	0.00	1.08	0.00	101.50	$(\text{Fe}_{1.00}\text{Ni}_{0.02})_{1.02}(\text{S}_{1.98}\text{As}_{0.02})_2$	ширит
234/174.0-16	52.84	47.15	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	99.99	$\text{Fe}_{1.02}\text{S}_2$	ширит
234/174.0-17	51.86	45.80	0.00	0.32	0.00	1.31	0.00	99.29	$(\text{Fe}_{1.00}\text{Ni}_{0.01})_{1.01}(\text{S}_{1.98}\text{As}_{0.02})_2$	ширит
234/174.0-20	53.47	47.11	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.58	$\text{Fe}_{1.01}\text{S}_2$	ширит

Примечание. Содержание элементов даны в мас. %. Анализы выполнены на микрозондовом анализаторе JEOL JСХА-733 (Институт минералогии УрО РАН, аналитик Е.И. Чурич).

Таблица 3. Химический состав серпентинитов и тальк-карбонатных метасоматитов Ивановского рудного поля, мас. %

№	№ пробы	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	Серпентиниты						CO <sub>2</sub>	S <sup>2-</sup>	сумма
									CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O*	п.п.п.	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>			
1	230/261	39.95	<0.05	0.76	7.48	3.52	0.04	35.58	0.23	0.08	0.02	0.10	11.48	0.05	0.31	0.18	99.29
2	230/298	40.27	<0.05	1.08	5.61	4.67	0.03	35.69	0.07	0.08	0.01	0.34	11.48	0.05	<0.10	<0.10	99.38
3	234/24	42.99	<0.05	0.24	5.15	2.87	0.07	36.39	0.46	0.03	<0.01	0.32	11.22	0.05	0.21	0.10	99.79
4	234/286	40.25	<0.05	0.54	4.13	3.77	<0.01	37.80	0.16	0.04	0.02	0.36	12.22	0.05	<0.10	<0.10	99.34
5	234/293	41.12	<0.05	1.20	3.73	3.97	0.01	36.80	0.19	0.05	0.03	0.44	11.92	<0.05	<0.10	<0.10	99.46
6	234/300	40.91	<0.05	0.52	3.42	3.05	<0.01	38.40	0.10	0.04	0.01	0.38	12.52	<0.05	<0.10	0.11	99.31
	среднее	40.92	<0.05	0.72	4.92	3.64	0.04	36.78	0.20	0.05	0.02	0.32	11.81	0.05	0.26	0.13	
Тальк-карбонатные метасоматиты																	
1	230/98	58.65	<0.05	0.25	0.55	3.59	0.03	28.92	1.84	0.04	0.02	<0.10	5.62	<0.05	1.41	0.24	99.51
2	230/143	49.79	<0.05	0.30	4.21	3.88	0.10	31.85	0.29	0.06	0.02	0.38	8.54	0.05	0.11	<0.10	99.47
3	230/175	53.57	<0.05	0.37	7.49	5.74	0.04	27.33	0.07	0.04	0.03	0.10	4.80	0.06	<0.10	<0.10	99.64
4	230/250	50.23	<0.05	0.30	1.45	5.28	0.03	29.85	0.23	0.05	<0.01	0.12	11.82	<0.05	1.67	<0.10	99.36
5	230/254	56.24	<0.05	0.29	1.36	4.62	0.02	28.88	0.19	0.04	0.01	<0.10	7.66	0.09	1.44	<0.10	99.40
6	234/132	34.81	<0.05	0.37	0.74	6.89	0.13	32.86	0.54	0.03	<0.01	<0.10	22.98	<0.05	6.70	0.17	99.35
7	234/283	36.99	<0.05	0.42	0.72	6.03	0.10	32.99	0.37	0.05	<0.01	<0.10	21.94	<0.05	3.97	0.19	99.61
8	235/284	36.87	<0.05	0.28	0.95	5.46	0.07	32.91	2.56	0.04	<0.01	<0.10	20.96	0.05	7.50	0.16	99.47
	среднее	47.14	<0.05	0.32	2.18	5.19	0.07	30.70	0.76	0.04	0.02	0.20	13.04	0.06	3.26	0.19	

Примечание. Анализы выполнены в лаборатории минералогии техногенеза и геоэкологии Института минералогии УрО РАН. Аналитик Т.В. Семенова.

и магнезита. Лизардит встречается эпизодически, он замещается карбонатными минералами: доломитом, магнезитом и, в меньшей степени, сидеритом. Тальк наблюдается в малом количестве, иногда он развивается по наиболее мелким зернам карбоната и в основном характерен для центра зоны. Карбонатизированные серпентиниты рассеяны кальцитовыми жилками мощностью 1.5–2 см с сульфидной минерализацией. Иногда в них встречаются более поздние зерна пирротина.

Оталькование серпентинитов происходило несколько раньше кальцитизации, о чем свидетельствует морфология зерен и их сростаний, а также наличие обломков тальцитов размером до 5 мм, сцементированных мелкозернистой карбонатной массой без талька. Кроме того, имеются серпентиниты и метасоматиты, рассеянные кальцитовыми прожилками, в то же время присутствуют оталькованные серпентиниты почти без карбоната. Местами в породах тальк слагает “островки”, окаймленные карбонатом.

Метасоматиты отличаются более крупнозернистым карбонатом (кальцит и доломит) и меньшим количеством талька, который развивается зонально. Карбоната значительно больше, местами порода сплошь состоит из зерен карбоната размером от 0.05 до 3 мм, промежутки между которыми заполняет тальк. Местами много хлорита, который развит в виде “прожилковых масс”, встречаются также повышенные содержания мелкодисперсных зерен магнетита и кристаллов хромита.

Петрохимические особенности метасоматитов Ишкининского рудного поля показывают увеличение содержаний CaO до 6–20% в ряду серпентинит–тальк-карбонатный метасоматит и значительное уменьшение MgO с 35–37% в серпентинитах, до 19–26% в метасоматитах (табл. 4), что связано с привнесом Ca<sup>2+</sup> и выносом Mg<sup>2+</sup>. Незначительное снижение суммарного Fe при метасоматозе, сопровождается переходом его из трехвалентного состояния в двухвалентное, аналогичное установленному на Ивановском месторождении. Зафиксировано падение содержаний SiO<sub>2</sub> с 37–40% до 28–34%, что значительно отличает их от метасоматитов Ивановского рудного поля, где избыток талька достигается за счет привноса кремнезема.

Хромшпинелиды из тальк-карбонатных метасоматитов Ишкининского месторождения по морфологическим особенностям соответствуют такому из серпентинитов. Размер зерен составляет 0.5–1 мм. По краям кристаллов часто наблюдаются каймы хроммагнетита и магнетита. Восточная рудная зона богата хромшпинелидами, которые развиты в виде акцессорной вкрапленности и шпировых выделений.

Хромшпинелиды из тальк-карбонатных пород представлены высокохромистыми разностями, где хромистость меняется в интервале от 72.57

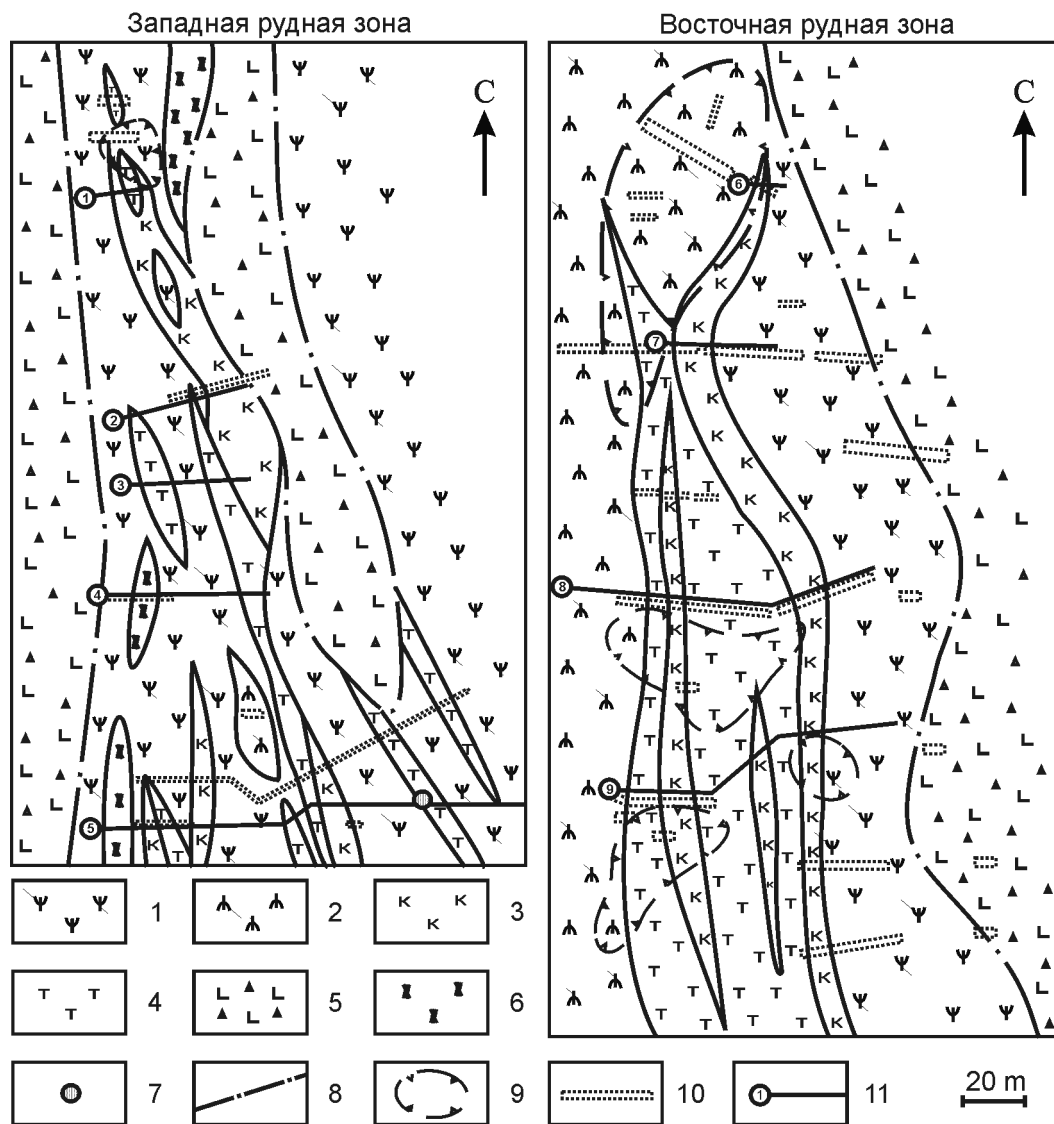


Рис. 6. Схема геологического строения метасоматических зон Ишкинского месторождения [14].

1 – серпентиниты аподунитовые; 2 – серпентиниты апогаббуритовые; 3 – карбонатизированные серпентиниты; 4 – тальк-карбонатные породы; 5 – базальты, вулканомиктовые брекчии базальтов с прослоями силицитов; 6 – березитизированные породы; 7 – гравелиты с обломками тальк-карбонатных пород; 8 – разломы и тектонические контакты; 9 – контуры древних карьеров; 10 – горные выработки; 11 – линии отбора проб.

до 86.80% (табл. 1). Концентрации  $Fe^{2+}$  и  $Mg^{2+}$  в хромшпинелидах метасоматитов аналогичны таковым из серпентинитов, некоторые отличия заключаются в более высокой магнизиальности первых, которая достигает 70.7%. Содержания  $TiO_2$  достигают 0.6%. Значительной особенностью хромшпинелидов из метасоматитов являются более высокие концентрации  $MnO$  (до 1.32%) [9].

#### ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Серпентиниты характеризуются высокими содержаниями типоморфных элементов: Ni – средние

содержания на Ивановском месторождении составляют 1620 ppm, на Ишкинском ~1440 ppm и Co ~ 77 ppm и ~102 ppm, соответственно (табл. 5, 6).

При проработке серпентинитов гидротермальными растворами с формированием тальк-карбонатных метасоматитов происходит миграция большинства элементов. Имеются незначительные отличия в выносе и привносе компонентов на разных рудных полях, что обусловлено различными условиями формирования. Для Ивановского рудного поля отмечены: значительный вынос Ni, Cu, Sc, Sb, Ba, Y и PЗЭ; незначительный вынос Co, Pb, Cd, Sr; привнос Mn, Mo. Ишкинское

Таблица 4. Химический состав серпентинитов и тальк-карбонатных метасоматитов Ишкининского рудного поля, масс. %

№ пп	№ пробы	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O*	п.п.л.	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	сумма
Серпентиниты															
1	И10-1	39,04	н/о	0,18	8,19	2,01	0,09	36,74	0,22	0,13	0,02	0,34	12,42	<0,05	99,40
2	И10-2	37,66	н/о	0,32	6,91	1,93	0,05	36,24	2,10	0,10	0,01	0,20	13,88	<0,05	99,40
3	И10-8	40,28	н/о	0,13	7,51	1,62	0,03	36,58	0,31	0,09	0,01	0,52	12,38	<0,05	99,46
4	И11-3	38,34	н/о	0,34	9,28	2,38	0,04	35,80	0,34	0,15	0,01	0,38	12,04	<0,05	99,10
5	И11-12	38,06	н/о	0,99	7,14	2,21	0,10	35,98	1,19	0,10	0,01	<0,10	13,44	<0,05	99,22
	среднее	38,68	н/о	0,39	7,81	2,03	0,06	36,27	0,83	0,11	0,01	0,36	12,83	<0,05	
Тальк-карбонатные метасоматиты															
1	И10-5	34,36	н/о	0,25	5,25	3,36	0,06	32,01	5,48	0,08	0,02	0,22	18,14	<0,05	99,25
2	И10-3	19,94	н/о	0,21	1,91	5,04	0,16	21,50	19,57	0,15	0,02	<0,10	31,18	<0,05	99,75
3	И10-4	29,62	н/о	0,21	2,33	3,99	0,10	24,42	13,98	0,15	0,01	0,10	24,62	<0,05	99,53
4	И11-4	36,52	н/о	0,43	6,22	3,00	0,11	25,28	11,52	0,10	0,02	0,30	16,58	<0,05	100,08
5	И11-5	24,52	н/о	0,39	1,58	1,64	0,16	14,85	29,20	0,14	0,04	0,10	27,26	<0,05	99,88
6	И11-6	34,26	н/о	0,26	3,77	2,68	0,10	19,32	19,72	0,09	0,02	0,16	19,60	<0,05	100,0
7	И11-9	38,62	н/о	0,43	6,23	2,99	0,08	26,27	9,23	0,16	0,03	0,32	15,22	<0,05	99,58
8	И11-10	28,54	н/о	1,42	2,16	5,98	0,16	22,31	14,41	0,12	0,02	<0,10	24,12	<0,05	99,24
	среднее	30,80	н/о	0,45	3,68	3,59	0,12	23,25	15,39	0,12	0,02	0,20	22,09	<0,05	

Примечание. Анализы выполнены в лаборатории минералогии техногенеза и геоэкологии Института минералогии УрО РАН. Аналитик Т.В. Семенова.

рудное поле характеризуется выносом Cr, Co, Ni, Y, PЗЭ, незначительным выносом Sc, привносом Mn, Cu, Sb, Sr, незначительным привносом Pb, Cd (рис. 7). Вынос Sr и Ba на Ивановском месторождении и привнос их на Ишкининском связан с привносом кальцита.

Обратная зависимость при сравнении двух месторождений наблюдается при образовании метасоматитов в миграции халькофильных элементов – Cu, Pb, Cd, Sb, в одном случае для которых зафиксирован привнос, а в другом – вынос. Вероятно, это связано с тем, что в гидротермальных процессах, характеризующихся окислительной средой, увеличивается растворимость Cu и Fe, подвижность же Zn наоборот падает [24]. Уменьшение содержания Cu в ряду серпентинит – метасоматит может свидетельствовать о более окислительных и более близких к поверхности морского дна условиях формирования метасоматитов. Также о более близкповерхностных условиях говорят повышенные (в 2 раза) концентрации Mn в метасоматитах Ишкининского месторождения относительно Ивановского, формирование которого происходит из гидротермальных растворов (смешанных с морской водой), в придонных условиях [30].

Вынос Cr на Ишкининском месторождении фиксируется минералогически в появлении в хромшпинелидах тальк-карбонатных пород хроммагнетитовых и магнетитовых кайм и сетчатых жилков в кристаллах. По результатам микророндового анализа установлено уменьшение в составе хромшпинелидов Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> с 62 до 53% [38]. Освободившийся хром, вероятно, частично связывается в тальке, а частично выносится растворами [27], результатом действия которых могут являться листовиты с фукситом, установленные на рудном поле. В метасоматитах Ивановского месторождения такого процесса не наблюдается.

Зафиксирован значительный вынос Ni и Co из серпентинитов при преобразовании их в метасоматиты. Вынос более значителен в метасоматитах Ишкининского месторождения, где содержание Ni при переходе серпентинит–метасоматит уменьшается, в среднем, с 4050 г/м<sup>3</sup> до 2985 г/м<sup>3</sup>, что составляет 26%, а Co – с 288 г/м<sup>3</sup> до 234 г/м<sup>3</sup>, что составляет 19%. В метасоматитах Ивановского месторождения содержание Ni, в среднем, падает с 4570 г/м<sup>3</sup> до 3520 г/м<sup>3</sup> (около 23%), а Co – с 217 г/м<sup>3</sup> до 197 г/м<sup>3</sup> (около 9%). Содержание никеля в среднем уменьшается на 20–30%, а кобальта – на 10–20%, что свидетельствует о возможности формирования кобальт- и никельсодержащей минерализации в сульфидных рудах в субмаринных условиях за счет выноса металлов из серпентинитов (рис. 8). Это подтверждается наличием жил кобальтовых, никелевых и кобальт-никельсодержащих сульфидов в верхней части разрезов месторождений.

Ni и Co, вынесенные из серпентинитов, отлагаются в пентландит- и кобальтинсодержащих

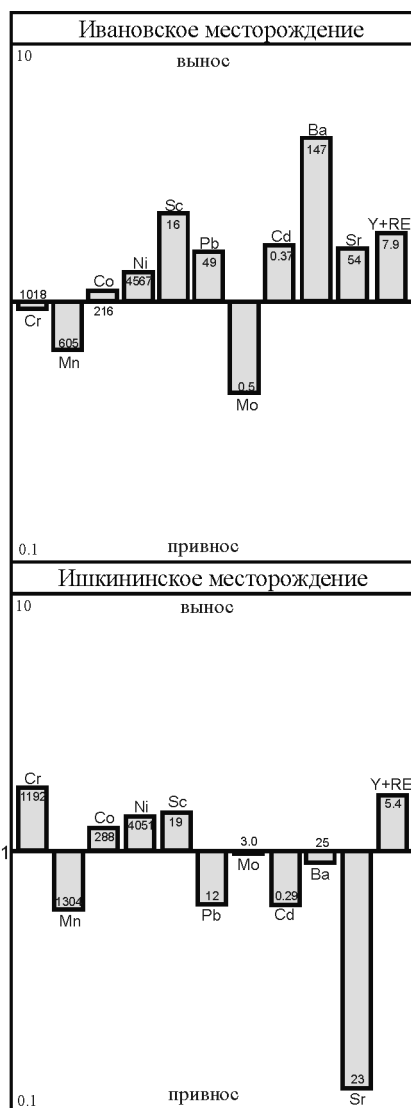


Рис. 7. Миграция элементов при тальк-карбонатном метасоматозе серпентинитов.

Показана логарифмическая шкала отношений содержания элементов и системе: серпентинит–метасоматит. Цифрами указано среднее содержание элемента в серпентините (г/т).

сульфидных жилках в верхних, придонных частях тальк-карбонатных пород. На Ивановском месторождении зафиксированы маломощные карбонатные и сульфидные жилки, сложенные никелистым пиритом и пентландитом, а также цепочки пентландита по трещинам в метасоматитах. На Ишкининском месторождении жилки имеют мощность от 1 до 5 см, строение их зональное по распределению сульфидов и карбонатов.

Термобарогеохимические исследования карбонатных жил Ишкининского месторождения показали, что в их формировании активное участие принимали гидротермальные растворы с относительно невысокими концентрациями солей,

близкими солености морской воды. В составе гидротерм с температурами 120–160 и 100–120°C отмечается явное преобладание NaCl. В отдельных включениях зафиксировано наличие незначительных примесей KCl и высокие концентрации солей (18,3–19,8 мас. % NaCl-экв). Эти растворы обогащены углекислотой, имеют температуры гомогенизации 140–170°C и формировались при давлении 300–350 бар [40].

Суммарные содержания РЗЭ и Y в серпентинитах Ивановского месторождения, в среднем, достигают 8 г/т, в серпентинитах Ишкининского месторождения – 5.5 г/т, что значительно меньше аналогичных содержаний в хондритах [4]. Повышенные содержания La наблюдаются в метасоматитах Ишкининского месторождения, что, вероятно, связано с его большим сродством с Ca в кальците, чем с Mg в магнезите.

При метасоматозе серпентинитов происходит вынос большинства редкоземельных элементов и их слабое фракционирование, приводящее к уменьшению тяжелых лантаноидов относительно легких, что связано с их подвижностью в щелочной среде и выносом в виде карбонатных комплексов [45]. Падение содержаний, в среднем, составляет для Ивановского месторождения до 4.2 г/т (42%), Ишкининского – до 3.3 г/т (40%).

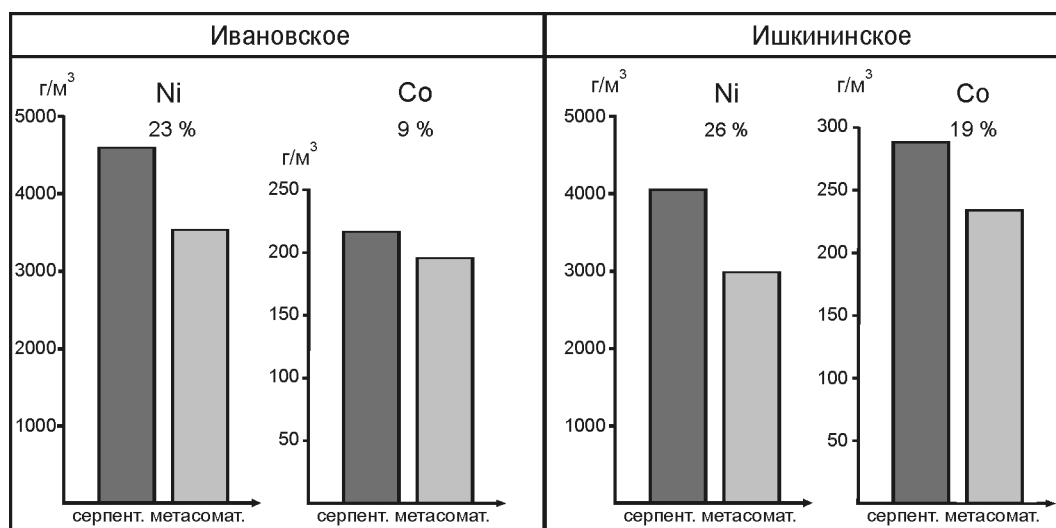
Тренды распределения РЗЭ для серпентинитов и метасоматитов очень схожи, различия наблюдаются лишь в области легких лантаноидов, что связано с минералогическим различием карбонатов в метасоматитах разных рудных полей (рис. 9). В породах наблюдается незначительная положительная Eu аномалия, и очень слабая – Се. В метасоматитах Ивановского месторождения происходит некоторое обеднение тяжелыми лантаноидами. В аналогичных породах Ишкининского месторождения, наоборот, происходит увеличение тяжелых лантаноидов. В целом, тенденции содержаний редкоземельных элементов обоих месторождений и их выноса сходны, что показывает общность процессов их формирования.

Исследования изотопов углерода  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  в кальците из метасоматитов, шпировых включений кальцита в руде и офикальцитах, показывают сходные отношения содержаний, лежащие в интервале 7.8–10.8‰ (относительно PDB), что соответствует гидротермальным образованиям [3].

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Ишкининское и Ивановское месторождения характеризуются сходными геодинамическими, геологическими условиями образования и зональностью метасоматитов, залегающих в рудных зонах. Однако каждое из них имеет индивидуальные особенности, обусловленные специфическими физико-химическими условиями минералообразования.



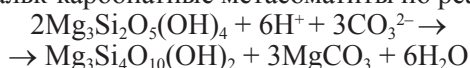


**Рис. 8.** Вынос кобальта и никеля из серпентинитов при метасоматозе.

Показано уменьшение концентрации Ni и Co в 1 м³ при переходе серпентинит–метасоматит.

Тальк-карбонатные метасоматиты Ивановского рудного поля имеют преимущественно магнезит-тальковый состав, метасоматиты Ишкининского – преимущественно тальк-кальцитовый состав. Химизм процесса образования метасоматитов мог определяться тем, что рудоформирующий гидротермальный раствор, обогащенный ионами  $H^+$ , проходя сквозь вмещающие породы офиолитовой ассоциации, освобождал из серпентинитов ионы  $Mg^{2+}$ , из базальтов –  $Ca^{2+}$ ,  $Fe^{2+}$ ,  $Cu^{2+}$ ,  $Mn^{2+}$  и др.

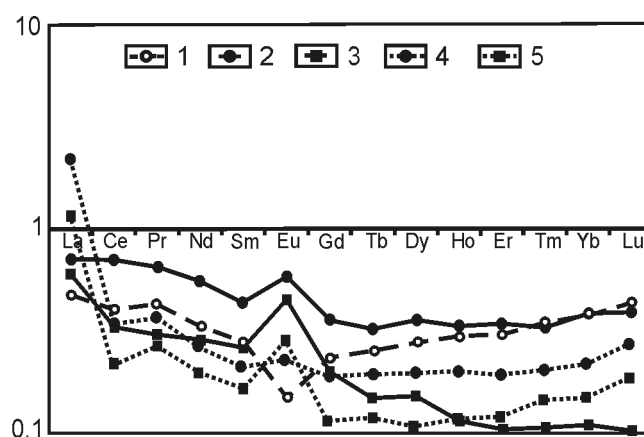
Сквозь трещины, часто связанные с более ранними интрузиями даек габбро, растворы проникали к поверхности морского дна где формировали колчеданное оруденение (рис. 10). По пути, при воздействии  $CO_2$  и  $SiO_2$ , в ослабленных зонах формировались тальк-карбонатные метасоматиты по реакции:



В процессе метасоматоза серпентинит переходит в тальк в результате привноса кремнезема, выносимого из базальтов [22]. “Кислые” условия формирования магнезита обусловлены тем, что при больших давлениях и температурах значения pH нейтральной среды смещаются в меньшую сторону [8]. Различия в карбонатном составе метасоматитов, возможно, обусловлены разными физико-химическими условиями формирования зон метасоматитов, что также отражается в их халькофильной геохимической специфике. Вероятно, условия отложения магнезитовых метасоматитов, являются более глубинными по отношению к поверхности дна, чем метасоматитов с преобладанием кальцита, что также косвенно подтверждается геохимическими особенностями: относительно повышенным содержанием Mn и Zn и пониженным – Cu.

Сходный характер месторождений позволяет оценить масштабы миграции и ее значимость в форми-

ровании кобальт-медноколчеданного оруденения. На примере Ивановского и Ишкининского месторождений подсчитано, что с 1 м³ серпентинита при переходе в метасоматит, в среднем, освобождается около 1 кг Ni и 50 г Co. **Значительные отличия в отношениях количества выносимых компонентов, в которых Ni преобладает над Co в 20–50 раз, и отношениях содержаний в рудах, для которых характерны значения  $Co/Ni \geq 1$ , могут объясняться различием в геохимическом поведении ионов  $Ni^{2+}$  и  $Co^{3+}$ , кларковое отношение которых**



**Рис. 9.** Вариации состава редкоземельных элементов в ультрамафитах Главного Уральского разлома.

1 – неизменные гарцбургиты Кемпирсайского массива [35], 2 – серпентиниты Байгускаровского массива (Ивановское месторождение), 3 – тальк-карбонатные метасоматиты Байгускаровского массива (Ивановское месторождение), 4 – серпентиниты Ишкининского массива, 5 – тальк-карбонатные метасоматиты Ишкининского массива. Содержания нормированы по хондриту [4].

Таблица 5. Геохимическая характеристика серпентинитов и тальк-карбонатных метасоматитов Ивановского рудного поля

Элемент	Серпентиниты										Тальк-карбонатные метасоматиты									
	230/261	230/298	234/24	234/286	234/293	234/300	среднее	230/98	230/143	230/175	230/250	230/254	234/132	234/283	235/284	среднее				
V	15.64	22.54	7.28	14.74	21.37	14.39	15.99	6.54	14.46	3.61	12.56	9.15	10.28	14.21	11.39	10.81				
Cr	125.61	298.24	128.45	537.20	624.13	452.79	361.07	280.42	440.32	173.76	447.72	403.17	379.99	457.35	475.43	382.27				
Mn	196.61	227.97	372.52	162.38	232.44	95.37	214.55	114.64	472.66	79.18	164.69	101.87	727.38	602.68	382.88	330.75				
Co	90.28	86.68	82.47	67.85	69.19	64.04	76.75	75.16	81.50	62.29	74.71	68.33	72.56	67.70	67.13	71.17				
Ni	1682.5	1767.3	1785.7	1454.6	1449.5	1581.3	1620.2	1153.1	1450.0	1339.9	1314.0	1073.6	1214.9	1324.8	1282.6	1269.1				
Cu	56.38	45.76	36.36	15.05	11.02	18.08	30.44	8.30	16.47	7.14	8.52	9.94	16.54	22.02	15.94	13.11				
Sr	12.61	15.68	18.26	16.07	26.20	25.77	19.10	9.40	11.69	10.49	9.60	9.58	12.59	11.59	24.39	12.42				
Y	0.218	0.907	0.707	0.982	1.220	0.973	0.834	0.396	0.364	0.333	0.944	0.238	0.155	0.269	0.264	0.370				
Mo	0.205	0.177	0.428	0.132	0.114	0.053	0.185	0.221	0.296	0.169	1.120	0.194	0.854	0.252	0.320	0.429				
Cd	0.094	0.081	0.105	0.221	0.086	0.195	0.130	0.119	0.096	0.098	0.085	0.054	0.065	0.076	0.055	0.081				
Sb	1.360	2.098	0.164	0.159	0.289	0.422	0.749	0.218	0.153	0.184	0.120	0.105	0.350	0.325	0.235	0.211				
Ba	31.18	118.82	26.31	29.65	71.55	35.25	52.13	26.05	8.41	11.50	9.51	10.59	11.48	10.59	11.60	12.47				
La	0.170	0.634	0.055	0.123	0.357	0.127	0.244	0.073	0.215	0.021	0.825	0.226	0.285	0.058	0.127	0.229				
Ce	0.278	1.388	0.139	0.596	1.047	0.524	0.662	0.203	0.363	0.181	0.661	0.575	0.267	0.162	0.348	0.345				
Pr	0.035	0.129	0.022	0.081	0.142	0.067	0.079	0.022	0.031	0.017	0.109	0.065	0.017	0.019	0.049	0.041				
Nd	0.199	0.525	0.114	0.400	0.665	0.299	0.367	0.108	0.123	0.0861	0.654	0.287	0.077	0.107	0.256	0.212				
Sm	0.046	0.130	0.042	0.117	0.156	0.089	0.097	0.027	0.021	0.029	0.265	0.073	0.014	0.029	0.067	0.066				
Eu	0.038	0.051	0.014	0.066	0.085	0.032	0.048	0.004	0.034	0.015	0.007	0.007	0.132	0.019	0.087	0.038				
Gd	0.036	0.140	0.066	0.140	0.177	0.117	0.113	0.043	0.033	0.046	0.234	0.059	0.015	0.034	0.064	0.071				
Tb	0.003	0.022	0.011	0.021	0.027	0.022	0.018	0.007	0.004	0.006	0.035	0.007	0.002	0.005	0.007	0.009				
Dy	0.020	0.150	0.087	0.143	0.188	0.160	0.125	0.050	0.037	0.039	0.210	0.038	0.016	0.035	0.037	0.058				
Ho	0.003	0.031	0.020	0.027	0.042	0.036	0.027	0.010	0.008	0.008	0.036	0.006	0.003	0.007	0.005	0.010				
Er	0.006	0.093	0.063	0.084	0.129	0.112	0.081	0.031	0.023	0.020	0.086	0.018	0.011	0.022	0.010	0.028				
Tm	0.0004	0.014	0.009	0.012	0.019	0.018	0.012	0.004	0.002	0.002	0.011	0.002	0.001	0.003	н/о	0.004				
Yb	0.011	0.085	0.069	0.088	0.142	0.136	0.089	0.037	0.021	0.014	0.081	0.019	0.012	0.027	0.012	0.028				
Lu	0.002	0.013	0.011	0.013	0.023	0.021	0.014	0.006	0.003	0.002	0.009	0.003	0.002	0.005	0.002	0.004				
Pb	17.51	38.14	15.60	14.70	10.41	7.58	17.32	11.75	9.60	12.60	8.85	11.96	12.59	11.53	11.48	11.29				

Примечание. Содержание элементов в г/т, н/о – не обнаружено. Стандарты: раствор индия, базальт BCR-2 (U.S. Geological Survey. Погрешность – 5–20 отн. % в зависимости от элемента). Анализы выполнены в ИГТ УрО РАН на приборе Perkin Elmer ELAN 9000В. Аналитик Д.Н. Киселева.

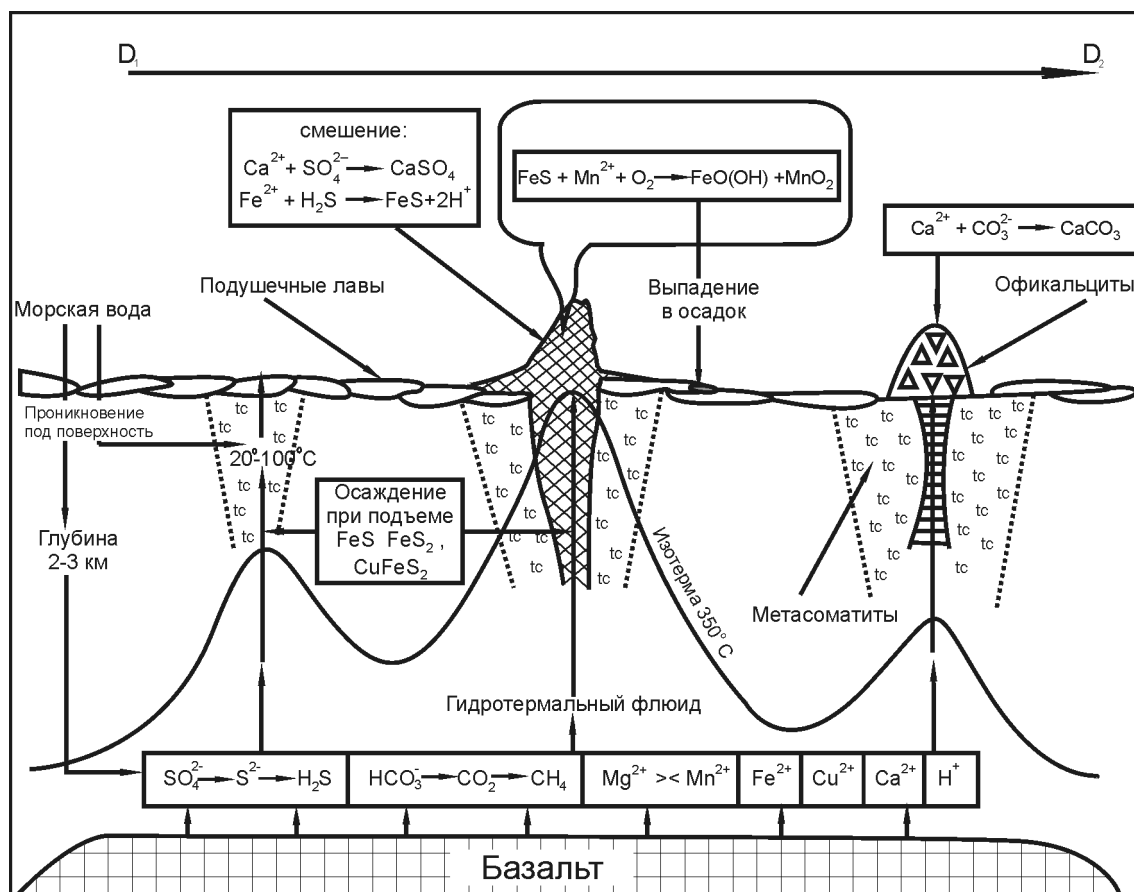


Рис. 10. Схема химических реакций, проходящих при циркуляции морской воды в сети трещин с выходами высоко- и среднетемпературного флюида на морское дно (по [22] с дополнениями).

составляет 0.31–0.34 [21]. Влияние выноса Co и Ni на формирование оруденения косвенно подтверждается повышенными концентрациями данных элементов в современных гидротермальных растворах срединно-океанических хребтов, расположенных на ультрамафитах. Так на гидротермальном поле Рейнбоу (САН), концентрации Ni достигают 0.13–0.19 мкМ/кг, а Co – до 7.5 мкМ/кг, причем значения на гидротермальных полях в базальтах на порядок ниже [5]. На гидротермальном поле Лост-Сити содержания Ni лежат в пределах 0.064–1.26 мкМ/кг, Co – 0.14–0.16 [21]. Источником металлов на этих рудных полях являются гипербазиты, что подтверждается близкими изотопными соотношениями свинца в рудах и вмещающих серпентинитах и их различием в базальтах [21].

Кроме того, различия в минералого-геохимических особенностях метасоматитов могут быть обусловлены многостадийностью процессов на месторождениях Главного Уральского разлома с постепенной эволюцией рудного флюида. Минералы никеля отлагались на более низких уровнях, чем минералы кобальта, содержание которых в массивных рудах значительно больше, чем в прожилково-вкрапленных. Вынос этих элементов проходил в несколько стадий

характеризующихся своими физико-химическими условиями при эволюции гидротермального флюида, который зафиксирован на современных гидротермальных полях в срединно-океанических хребтах.

На гидротермальном поле Лост-Сити, известном своими гидротермальными карбонатными постройками на ультрамафитовом субстрате, гидротермальный раствор при выходе на поверхность морского дна имеет pH 9.0–9.9 и температуры – 40–75°C, что значительно отличает его от других гидротермальных полей на ультрамафитах (Рейнбоу, Логачев) с характерной сульфидной минерализацией, где pH раствора меньше 3.5 и температуры достигают 350°C. Эти различия связаны с преобразованием горячего глубинного раствора в верхних частях морского дна, где флюид, потерявший большую часть металлов в интенсивно поддробленных породах, смешивается с морской водой и в результате водородной сульфат-редукции термофильных микроорганизмов подщелачивает раствор [20]. Не исключено, что аналогичные процессы эволюции могут протекать и одновременно, в пределах одного гидротермального поля на его периферии, вследствие остывания при смешивании с морской водой.

Более низкотемпературные остаточные гидротер-

Таблица 6. Геохимическая характеристика метасоматитов Ишкининского кобальт-медноколчеданного месторождения

Элементы	Серпентиниты						Тальк-карбонатные метасоматиты					
	К4-21	И10-27	И10-35	И13-39	И17-21	среднее	К4-25	И10-4	И10-17	И11-10	И11-26	среднее
V	3.27	3.63	12.5	8.32	31.6	11.87	4.93	3.78	3.49	9.60	32.90	10.94
Cr	189	121	760	212	833	423	232	168	184	358	272	243
Mn	414	247	306	845	500	462	598	680	591	955	1075	780
Ni	1998	1236	1503	1201	1247	1437	1125	860	985	1355	1051	1075
Co	104	92	92	121	102	102	91	86	80	107	58	84
Cu	4.02	7.90	15.1	6.55	7.34	8.18	12.8	4.28	9.30	3.99	68	19.6
Sr	3.25	7.69	5.05	17.8	6.75	8.11	6.02	59	57	114	101	67
Sb	0.09	0.21	0.17	0.40	1.07	0.39	0.48	0.33	0.39	1.27	1.06	0.71
Ba	9.60	10.44	8.01	4.99	11.05	8.82	8.41	5.05	8.51	5.12	21.4	9.71
Bi	0.039	0.044	0.039	0.078	0.039	0.048	0.10	0.04	0.04	0.04	0.21	0.09
La	0.29	0.31	0.42	1.74	0.76	0.70	0.58	0.26	0.32	0.22	0.46	0.37
Ce	0.21	0.30	0.15	0.24	0.64	0.31	0.14	0.22	0.14	0.13	0.35	0.20
Pr	0.032	0.041	0.025	0.039	0.076	0.043	0.024	0.034	0.022	0.027	0.051	0.032
Nd	0.126	0.176	0.087	0.148	0.302	0.168	0.089	0.14	0.081	0.102	0.216	0.126
Sm	0.035	0.047	0.022	0.035	0.090	0.046	0.024	0.038	н/о	0.028	0.055	0.029
Eu	0.020	0.013	0.007	0.026	0.026	0.018	0.013	0.017	0.046	0.012	0.024	0.022
Gd	0.040	0.055	0.018	0.036	0.140	0.058	0.022	0.036	0.018	0.028	0.073	0.035
Tb	0.009	0.007	0.003	0.006	0.026	0.010	0.004	0.006	0.003	0.008	0.011	0.006
Dy	0.064	0.040	0.016	0.044	0.165	0.066	0.020	0.038	0.018	0.036	0.071	0.036
Ho	0.015	0.010	0.004	0.012	0.037	0.015	0.005	0.009	0.005	0.010	0.017	0.009
Er	0.048	0.021	0.012	0.037	0.102	0.044	0.016	0.025	0.016	0.030	0.052	0.028
Tm	0.010	0.003	0.002	0.007	0.014	0.007	0.003	0.005	0.003	0.006	0.009	0.005
Yb	0.062	0.028	0.019	0.048	0.086	0.049	0.019	0.030	0.020	0.033	0.065	0.033
Lu	0.012	0.005	0.004	0.010	0.016	0.009	0.004	0.006	0.004	0.008	0.010	0.006
Hf	0.012	0.009	0.203	0.030	0.039	0.058	0.19	0.011	0.013	0.021	0.034	0.052

Примечание. Содержание элементов в г/т, н/о – не обнаружено. Стандарты: раствор индия, базальт BCR-2 (U.S. Geological Survey. Погрешность – 5–20 отн. %, в зависимости от элемента. Анализы выполнены в ИГГ УрО РАН на приборе Perkin Elmer ELAN 9000B. Аналитик Д.Н. Киселева.

мы, при выходе на поверхность морского дна приводили к формированию у устьев этих источников офиальцитовых брекчий, зафиксированных на колчеданных рудных полях в ультрамафитах Главного Уральского разлома, аналогами которых, вероятно, и являются карбонатные постройки Лост-Сити [43].

Термодинамические расчеты изменения при серпентинизации перидотитов, проведенные Г.А. Третьяковым и И.Ю. Мелекесцевой [34] показали, что при формировании серпентинитов также уменьшается количество Ni и Co, которые могли отлагаться в виде кобальт-никелевых минералов в рудах первого этапа. Продолжение этого более высокотемпературного гидротермального процесса изменения выражается в формировании тальк-карбонатных метасоматитов.

Исходя из полученных авторами и опубликованных ранее данных, можно выделить несколько этапов формирования и преобразования колчеданных руд в ультрамафитах, характеризующихся несколькими сменами окислительно-восстановительных условий:

1. Co-Ni ранний этап – связан с выносом Co и Ni из перидотитов при автотермодинамических процессах серпентинизации ультрамафитов морской водой [37]. Не приводил к значительному рудоотложению. Формировалась устойчивая равновесная ассоциация: хризотил + магнетит + хромит.

2. Co-Ni поздний этап – приводил к мобилизации кобальт- и никельсодержащих комплексов из серпентинитов при метасоматозе, которые на верхних уровнях формировали рудные минералы. Вероятно, является более ранним по отношению к основному рудоотложению, что зафиксировано в морфологии кристаллов пирита, содержащих повышенные концентрации Ni в центральных частях. На этом этапе началось формирование тел тальк-карбонатных метасоматитов, вдоль трещинных зон. Серпентин преобразовывался в тальк, магнетит и брусит с освобождением ряда компонентов.

3. Cu-Fe этап – основной этап, который шел близко-одновременно со вторым этапом. Cu и Fe,

содержащиеся в гидротермальном флюиде, извлекались из базальтоидов на более низких уровнях, что приводило к формированию основных колчеданных залежей месторождения. Продолжается формирование метасоматитов, с дополнительным привносом кальцита. Характеризуется несколькими сменами окислительно-восстановительных условий. Так, на Ишкининском месторождении зафиксирована более восстановительная среда, о чем также свидетельствует то, что значительная часть железа осаждается в виде пирротина и выносятся Zn.

4. Коллизионный Co-Ni-As этап – связан с ремобилизацией растворов при процессах коллизии [13] и вероятно, приводил к перераспределению вещества в рудных телах.

Предварительный расчет возможного извлеченного количества кобальта и никеля из сохранившихся фрагментов метасоматических зон на глубину 100 м, показал сопоставимость результатов с прогнозными ресурсами данных металлов по данным геологоразведочных работ.

## ВЫВОДЫ

Формирование тальк-карбонатных метасоматитов проходило на рудных полях в придонной обстановке на островодужной стадии, что установлено по наличию продуктов размыва тальк-карбонатных пород в составе отложений баймак-бурибайского комплекса. Образование их связано с непосредственным воздействием колчеданоносных гидротермальных растворов на вмещающие серпентиниты.

Тальк-карбонатные метасоматиты Ивановского рудного поля имеют преимущественно магнезит-тальковый состав, представленный тальком (55–90%) и магнезитом (5–30%) при незначительном содержании сидерита (0.5–11%), кальцита (0.5–5%), эпидота (0–7%), хлорита (>0.5%), доломита (>0.5%) и кварца (>0.5%), а также реликтовыми хромшпинелидами и магнетитом. Тальк-карбонатные метасоматиты Ишкининского месторождения имеют кальцит-тальковый состав, представленный тальком (32.61%), кальцитом (10–50%), с незначительным количеством магнезита (2–10%), сидерита (1–7%), доломита (3–7%), хлорита (5–10%), эпидота (>0.5%) и кварца (>0.5%) и реликтовыми хромшпинелидами и магнетитом.

При метасоматозе происходит миграция большинства элементов. При этом имеются незначительные отличия в выносе и привносе компонентов на разных рудных полях, что обусловлено различными условиями формирования. Для Ивановского рудного поля отмечен вынос Sc, V, Co, Ni, Cu, Pb, Cd, Sb, Ba, Sr, Y и привнос Mn, Zn, Hg, Mo. Ишкининское рудное поле характеризуется выносом Cr, Sc, V, Co, Ni, Zn, Sb, Y и привносом Mn, Cu, Pb, Cd, Hg, Sr.

Наблюдается вынос всех редкоземельных элементов при переходе из серпентинитов в метасомати-

титы, что связано с увеличением их подвижности в щелочных средах, где они переносятся в форме карбонатных комплексов.

При преобразовании серпентинитов в метасоматиты зафиксирован значительный вынос никеля и кобальта на 20–30 и 10–20% соответственно. Они отлагаются в пентландит- и кобальтинсодержащих сульфидных жилках в верхних придонных частях среди тальк-карбонатных пород, что свидетельствует о том, что метасоматоз является главным источником соответствующей типоморфной рудной минерализации на колчеданных месторождениях в ультрамафитах.

В зоне Главного Уральского разлома в процессе рудообразования можно выделить несколько этапов выноса элементов и формирования кобальт-медноколчеданных руд в придонных условиях: ранний Co-Ni, связанный с выносом кобальта и никеля при серпентинизации перидотитов; Co-Ni, приводивший к мобилизации кобальт- и никельсодержащих комплексов из серпентинитов при метасоматозе, которые на верхних уровнях формировали рудные минералы; Cu-Fe – основной этап, который шел близко-одновременно со вторым этапом, и формировал колчеданные рудные тела; коллизионный Co-Ni-As, связанный с ремобилизацией растворов в процессах коллизии.

При образовании метасоматитов имел место существенный привнос  $Ca^{2+}$ , что практически не наблюдается в гипербазитах Восточно-Уральской зоны, следовательно наличие крупных тел тальк-кальцитовых метасоматитов может рассматриваться как один из основных поисковых критериев на соответствующее оруденение в месторождениях складчатых поясов.

Авторы благодарны коллегам: Г.Г. Кораблеву, А.М. Юминову, И.Ю. Мелекесцевой, Е.И. Чуринову, В. Н. Удачину, В.А. Попову и В.В. Масленникову за ценные консультации и помощь при проведении исследований.

*Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (07-05-00260-а), интеграционно-го проекта совместных исследований УрО-СО РАН, гранта Министерства образования и науки № РНП.2.1.1.1840.*

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аржавитин П.В., Ильясов Г.С. Петрографическая и петрохимическая характеристика ультраосновных пород Дергамышского месторождения // Геолого-минералогические особенности меднорудных месторождений Южного Урала. Уфа: ГГИ БФ АН СССР, 1962. С. 58–73.
2. Артемьев Д.А., Зайков В.В. Серпентинит-карбонатные брекчии в нижнедевонской олистоформе Главного Уральского разлома // Карбонатные осадочные последовательности Урала и сопредельных территорий: седименто- и литогенез, минерогения. Екатеринбург: УГГГА, 2004. С. 22–24.

3. *Артемьев Д.А., Садыков С.А., Юминов А.М.* Изотопия углерода и кислорода гидротермальных и седиментационных кабанатов Ишкининского кобальт-медноколчеданного месторождения (Ю.Урал) // *Металлогения древних и современных океанов–2005. Формирование месторождений на разновозрастных океанических окраинах. Т. 2.* Миасс: ИМин УрО РАН, 2005. С. 77–82.
4. *Балашов Ю.А.* Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 1976. 268 с.
5. *Богданов Ю.А., Бортников Н.С., Викентьев И.В. и др.* Минералого-геохимические особенности гидротермальных сульфидных руд и флюида поля Рейнбоу, ассоциированного с серпентинитами, Срединно-Атлантический хребет (36°14'с.ш.) // *Геология рудных месторождений.* 2002. Т. 44. № 6. С. 510–542.
6. *Бучковский Э.С.* Сульфидное оруденение, связанное с ультраосновными интрузиями западного крыла Магнитогорского мегасинклиория на Южном Урале // *Геология, минералогия и геохимия сульфидных месторождений Южного Урала.* Уфа: ИГ БФ АН СССР, 1970. С. 114–125.
7. *Варлаков А.С.* Петрография, петрохимия и геохимия гипербазитов Оренбургского Урала. М.: Наука, 1978. 238 с.
8. *Гаррелс Р.М., Крайст Ч.Л.* Растворы, минералы, равновесия. М.: Мир, 1968. 368 с.
9. *Дунаев А.Ю., Зайков В.В.* Хромшпинелиды Ишкининского кобальт-медноколчеданного месторождения в ультрамафитах Главного Уральского разлома. Екатеринбург–Миасс: УрО РАН, 2005. 112 с.
10. *Зайков В.В.* Вулканизм и сульфидные холмы палеоокеанических окраин на примере колчеданосных зон Урала и Сибири. М.: Наука, 1991. 206 с.
11. *Зайков В.В.* Минерогения тальк-кальцитовой и тальк-магнезитовой формаций Урала // XII Чтения памяти А.Н. Заварицкого. Офиолиты: геология, петрология, металлогения и геодинамика. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2006. С. 205–208.
12. *Зайков В.В., Масленников В.В., Зайкова Е.В., Херрингтон Р.* Рудно-формационный и рудно-фациальный анализ колчеданных месторождений Уральского палеоокеана. Миасс: ИМин УрО РАН, 2001. 313 с.
13. *Зайков В.В., Мелекесцева И.Ю.* Кобальтмедноколчеданные месторождения в ультрамафитах аккреционной призмы Западно-Магнитогорской палеоостровной дуги // *Литосфера.* 2005. № 3. С. 73–98.
14. *Зайков В.В., Юминов А.М.* Геологическая позиция и состав тальк-карбонатных метасоматитов на Ишкининском кобальт-медноколчеданном месторождении // *Уральский минералогический сборник.* № 14. Миасс: ИМин УрО РАН, 2007. С. 65–81.
15. *Захаров А.А., Захарова А.А.* Зависимость состава руд Ивановского сульфидного месторождения на Южном Урале от их литологической приуроченности // *Геология и условия образования месторождений меди на Южном Урале.* Уфа: ИГ БФ АН СССР, 1975. С. 105–110.
16. *Иванов К.С.* Основные черты геологической истории (1.6–0.2 млрд. лет) и строения Урала. Дисс....докт. геол.-мин. наук. Екатеринбург, 1998. 252 с.
17. *Казицын Ю.В., Рудник В.А.* Руководство к расчету баланса вещества и внутренней энергии при формировании метасоматических пород. М.: Недра, 1968. 364 с.
18. *Коренбаум С.А.* Минеральные парагенезисы тальковых месторождений. М.: Наука, 1967. 280 с.
19. *Косарев А.М., Знаменский С.Е., Серавкин И.Б., Родичева З.И.* Особенности химизма вулканитов Вознесенско-Присакмарской зоны // *Геологический сборник* № 3. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 2003. С. 152–161.
20. *Леин А.Ю., Богданов Ю.А., Сагалевиц А.М. и др.* Новый тип гидротермального поля на Срединно-Атлантическом хребте (поле Лост-Сити, 30° с.ш.) // *Докл. АН.* 2004. Т. 394. № 3. С. 380–383.
21. *Леин А.Ю., Черкашев Г.А., Ульянов А.А. и др.* Минералогия и геохимия сульфидных руд полей Логачев-2 и Рейнбоу: черты сходства и различия // *Геохимия.* 2003. № 3. С. 304–328.
22. *Лобье Л.* Оазисы на дне океана. М.: Гидрометеоздат, 1990. 156 с.
23. *Малахов И.А.* Петрохимия главных формационных типов ультрабазитов. М.: Наука, 1983. 223 с.
24. *Масленников В.В.* Литогенез и колчеданообразование. Миасс: ИМин УрО РАН, 2006. 384 с.
25. *Мелекесцева И.Ю.* Гетерогенные кобальтмедноколчеданные месторождения в зоне Главного Уральского разлома. М.: Наука, 2007. 190 с.
26. *Мелекесцева И.Ю., Зайков В.В.* Руды Ишкининского кобальт-медноколчеданного месторождения (Южный Урал). Миасс: ИМин УрО РАН, 2003. 126 с.
27. *Сазонов В.Н.* Хром в гидротермальном процессе. М.: Наука, 1978. 287 с.
28. *Сидоренко А.П.* Отчет Гайской поисковой партии о результатах геолого-поисковых работ в районе Ишкининского гипербазитового массива и восточного крыла Зеленокаменного антиклиория в 1956 г. Уфа: Башкиргеология. Геолфонд, 1957.
29. *Симонов В.А., Зайков В.В., Колмогоров Ю.П.* Геохимия базальтоидов из офиолитовых и сутурных зон Южного Урала // *Металлогения древних и современных океанов–2002. Формирование и освоение месторождений в офиолитовых зонах.* Миасс: ИМин УрО РАН, 2002. С. 17–26.
30. *Старикова Е.В., Брусницын А.И., Жуков И.Г.* Палеогидротермальная постройка марганцевого месторождения Кызыл-Таш, Южный Урал. СПб.: Наука, 2004. 230 с.
31. *Стратиграфия и корреляция среднепалеозойских вулканогенных комплексов основных медноколчеданных районов Южного Урала.* Уфа: УНЦ РАН, 1993. 217 с.
32. *Субботин К.Д.* Кобальтоносность сульфидных месторождений Южного Урала. Отчет. Орск: Геолфонд, 1941.
33. *Татарко Н.И., Ильичев Н.И., Караваев И.Н. и др.* Проект на выполнение работ по объекту: “Поиски медноколчеданных руд и медно-кобальт-колчеданных руд на Ивановско-Дергамышской площади (Республика Башкортостан) на 2004–2006 гг.” Уфа: Башкиргеология. Геолфонд, 2004.
34. *Третьяков Г.А., Мелекесцева И.Ю.* Серпентинизация ультрамафитов и источник металлов для кобальт-медноколчеданных месторождений // *Металлогения древних и современных океанов–2008. Рудноносные комплексы и рудные фации.* Миасс: ИМин УрО РАН, 2008. С. 181–188.
35. *Чапухин И.С., Вотяков С.Л.* Кристаллохимия минералов серпентиновой группы как индикатор процесса ранней серпентинизации ультрамафитов. II. Фация

- и источник серпентинизирующих вод // Геохимия. 2005. № 10. С. 1047–1061.
36. Штейнберг Д.С., Чащухин И.С. Серпентинизация ультрабазитов. М.: Наука, 1977. 312 с.
  37. Штейнберг Д.С., Чащухин И.С., Ковальчук А.И. Океанические воды – агент серпентинизации альпидотипных ультрамафитов континентов // Докл. АН СССР, 1991. Т. 320. № 3. С. 713–715.
  38. Юминов А.М., Дунаев А.Ю. Хромшпинелиды из метасоматитов Ишкининского кобальт-медноколчеданного месторождения // Металлогения древних и современных океанов–2004. Т. 1. Миасс: ИМин УрО РАН, 2004. С. 282–289.
  39. Юминов А.М., Зайков В.В., Артемьев Д.А. Тальк-карбонатные метасоматиты Ишкининского кобальт-медноколчеданного месторождения (Ю. Урал) // Металлогения древних и современных океанов–2005. Формирование месторождений в разновозрастных океанических окраинах. Т. 2. Миасс: ИМин УрО РАН, 2005. С. 90–97.
  40. Юминов А.М., Симонов А.М. Термобарогеохимические исследования флюидных включений в кальците карбонатных жил Ишкининского кобальтмедноколчеданного месторождения // Металлогения древних и современных океанов–2003. Формирование и освоение месторождений в островодужных системах. Миасс: ИМин УрО РАН, 2003. С. 128–132.
  41. Jonas P. Tectonostratigraphy of oceanic crustal terrains hosting serpentinite-associated massive sulfide deposits in Main Uralian Fault zone (South Urals). PhD Dissertation, Freiberg University of Mining and Technology, Freiberg. 2003. 113 p.
  42. Kamenetsky V.S., Crawford A.J., Meffre S. Factors controlling chemistry of magmatic spinel: an empirical study of associated olivine, Cr-spinel and melt inclusions from primitive rocks // J. Petrol. 2001. V. 42. P. 665–671.
  43. Ludwig K.A., Kelley D.S., Butterfield D.A. et al. Formation and evolution of carbonate chimneys at the Lost City Hydrothermal Field // Geochim. Cosmochim. Acta. 2006. № 70. P. 3625–3645.
  44. Nimis P., Omenetto P., Tesalina S.G., Zaykov V.V. Peculiarities of some mafic-ultramafic-hosted massive sulfide deposits from southern Urals. A likely forearc occurrence // Mineral exploration and Sustainable Development / eds. Eliopoulos et al. Rotterdam: Millpress, 2003. P. 627–630.
  45. Wood S.A. The aqueous geochemistry of the rare-earth elements and yttrium // Chem. Geol. 1999. V. 82. P. 159–86.

Рецензент В.Н.Сазонов

## Talc-carbonate metasomatites and their ore-forming role in cobalt-bearing massive sulphide mineralization associated with ultramafites of The Main Urals Fault zone

D. A. Artemyev, V. V. Zaykov

*Institute of Mineralogy, Urals Branch of RAS*

The talc-carbonate metasomatites mark of ore zones in the Ivanovka and Ishkinino cobalt-bearing massive sulphide deposits associated with ultramafites of the Main Urals fault zone. They represent altered aposerpentinite rocks consisted of talc, magnesite and calcite with subordinated dolomite, siderite, epidote, chlorite, quartz and relics of magnetite and chromite. Metasomatic bodies with width to 100 m and length to some kilometers associate with serpentinite plates and are traced till 300 m depth. They were formed on the seafloor due to metasomatic alteration of host serpentinites by hydrothermal fluids. The similarity of metasomatic and ore forming hydrothermal fluids was established by fluid inclusions data and isotopic  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  ratios in calcite from metasomatites and from carbonate veinlets in sulphide ores. Some differences in mineralogical-geochemical features of talc-carbonate metasomatites of two ore fields are caused by complex staged of metasomatic process and their different depth from the seafloor. Magnesite-talc metasomatites of the Ivanovka deposit are deep-seated and exposed to fewer redox changes, than calcite-talc metasomatites of the Ishkinino deposit. There was the migration of elements, determined the cobalt-bearing massive sulphide ore formation during the metasomatoses of serpentinites. The Ni and Co removal was the most important process. Their contents in metasomatites decrease by 10–20 and 20–30%. These elements are known from late hydrothermal cobaltite- and pentlandite-containing veins in upper ore horizons. It means that host rocks were the source for Co-Ni-mineralization in these deposits. Thus, large talc-carbonate metasomatite bodies can be considered as one of prospecting criteria for Co-Ni ores.

Keywords: *Main Urals fault zone, ultramafites, massive sulphide deposits, talc-carbonate metasomatites, migration of elements, cobalt, nickel.*