

Российская академия наук
Уральское отделение
Институт минералогии

Министерство образования и науки РФ
Южно-Уральский государственный университет

Научная молодежная школа
«Металлогения древних и современных океанов»

**Зайков В. В., Мелекесцева И. Ю., Артемьев Д. А.,
Юминов А. М., Симонов В. А., Дунаев А. Ю.**

**ГЕОЛОГИЯ И КОЛЧЕДАННОЕ ОРУДЕНЕНИЕ
ЮЖНОГО ФЛАНГА
ГЛАВНОГО УРАЛЬСКОГО РАЗЛОМА**

Миасс
2009

УДК 553.43 (470.5)

Геология и колчеданное оруденение южного фланга Главного Уральского разлома. Зайков В. В., Мелекесцева И. Ю., Артемьев Д. А., Симонов В. А., Юминов А. М., Дунаев А. Ю. Миасс: ИМин УрО РАН, 2009. 376 с.

ISBN 978-5-7691-2072-5

В монографии изложены результаты комплексного исследования кобальт-медно-колчеданных месторождений, ассоциирующих с ультрамафитами и базальтами на южном фланге Главного Уральского разлома. Установлено, что рудные поля приурочены к фрагментам ранне-среднедевонской аккреционной призмы Западно-Магнитогорской островной дуги, представленной ансамблем океанических и островодужных тектонических пластин. Вмещающие оруденение породы по своим геохимическим характеристикам соответствуют надсубдукционным образованиям: серпентиниты характеризуются присутствием высокохромистых хромшпинелидов, вулканические породы представляют баймак-бурибайскую толщу с бонинитами. Показано широкое развитие олистостром и офикальцитовых брекчий на рудных полях. Рудные поля образованы в два этапа, связанные с различными геодинамическими режимами – субдукционным и коллизионным. Образование руд происходило гидротермально-осадочным, седиментационным и гидротермально-метасоматическим способами. Методами термобарогеохимии были оценены физико-химические параметры гидротермальных процессов, происходивших на рудных полях. Их результаты свидетельствуют, что в формировании минералов принимали участие растворы с концентрациями солей, близкими к солености морской воды. Проведен сравнительный анализ древних и современных кобальтсодержащих колчеданных руд из ультрамафитов, который показал их сходство по минералого-геохимическим признакам. Существенным различием сравниваемых объектов является их разная геодинамическая позиция: склоны рифтовых долин Срединно-Атлантического хребта – для современных и обстановки аккреционной призмы Западно-Магнитогорской палеоостровной дуги – для древних. Сделан вывод о возможности выявления сульфидных руд в пластинах ультрамафитов аккреционных призм современных островных дуг.

Табл. 48. Илл. 146(ч-б)+34(цв). Библ. 406 назв.

Научные редакторы:

доктор геолого-минералогических наук, профессор *В. В. Зайков*
доктор геолого-минералогических наук, профессор *В. В. Масленников*

Рецензенты:

доктор геолого-минералогических наук *В. А. Попов*
кандидат геолого-минералогических наук *Г. Г. Кораблев*

ISBN 978-5-7691-2072-5

На обложке –
вид на центральную часть
Ишкининского месторождения

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение (Зайков В. В., Мелекесцева И. Ю.).....	5
Глава 1. Изученность южного фланга Главного Уральского разлома (Мелекесцева И. Ю., Зайков В. В.).....	9
Глава 2. Геологическая позиция и строение колчеданоносных рудных полей (Зайков В. В., Мелекесцева И. Ю., Артемьев Д. А.).....	14
2.1. Позиция колчеданных месторождений в Главном Уральском разломе	14
2.2. Стратиграфия рудных полей.....	16
2.3. Тектоника рудных полей	21
2.4. Строение Ишкининского месторождения	27
2.5. Строение Ивановского рудного поля	37
2.6. Строение Дергамышского рудного поля	45
2.7. Строение Юлукского рудного поля.....	51
Глава 3. Серпентиниты и тальк-карбонатные метасоматиты (Артемьев Д. А., Юминов А. М., Зайков В. В.).....	69
3.1. Серпентиниты	69
3.2. Тальк-карбонатные метасоматиты.....	76
3.3. Минералого-геохимические особенности метасоматоза	82
Глава 4. Вулканические фации баймак-бурибайского бонинит-базальтового комплекса (Зайков В. В., Симонов В. А.)	96
4.1. Лавовая фация.....	96
4.2. Субвулканическая фация	97
4.3. Гипабиссальная фация	106
4.4. Петрохимическая и геохимическая характеристика вулканических комплексов.....	112
4.5. Расплавные включения в пироксенах	124
Глава 5. Олисторомы и серпентинит-карбонатные брекчии (Артемьев Д. А., Зайков В. В.)	128
5.1. Строение и состав олистором	128
5.2. Офикальцитовые брекчии	134
5.3. Сульфидно-серпентинит-карбонатные брекчии.....	149
Глава 6. Руды месторождений (Мелекесцева И. Ю., Зайков В. В.).....	158
6.1. Типы руд и их текстурно-структурная характеристика	158
6.2. Химический состав руд.....	168
6.3. Минералогия руд.....	171
Глава 7. Хромшпинелиды в породах и рудах месторождений (Зайков В. В., Дунаев А. Ю., Мелекесцева И. Ю., Симонов В. А., Юминов А. М., Артемьев Д. А.).....	218

7.1. Хромшпинелиды в серпентинитах	218
7.2. Хромшпинелиды в тальк-карбонатных метасоматитах.....	237
7.3. Хромшпинелиды в колчеданных рудах	242
7.4. Хромшпинелиды в серпентинит-карбонатных брекчиях	254
7.5. Хромшпинелиды в песчаниках	262
7.6. Расплавные включения в хромшпинелидах.....	272
Глава 8. Физико-химические параметры гидротермальных процессов (Юминов А. М., Симонов В. А., Зайков В.В., Артемьев Д. А.)	278
8.1. Условия образования карбонатов, секущих пирит-пирротиновые руды	278
8.2. Условия образования карбонатов, секущих серпентиниты.....	281
8.3. Условия образования карбонатов, секущих тальк-карбонатные ме- тасоматиты	283
8.4. Условия образования сульфидно-кварц-карбонатных жил, секущих базальты	284
8.5. Условия образования карбонатов в офикальцитовых брекчиях.....	285
Глава 9. Гидротермальные сульфидные месторождения, ассоциирующие с ультрамафитами складчатых поясов и рифтов современных океанов (Мелекесцева И. Ю.).....	288
9.1. Месторождения в древних складчатых поясах	288
9.2. Сравнение месторождений древних складчатых поясов	302
9.3. Современные гидротермальные поля	305
9.4. Сравнительный анализ месторождений в древних складчатых поя- сах и современных гидротермальных полях	322
Глава 10. Геологическая история южного фланга Главного Уральского разлома (Зайков В. В., Мелекесцева И. Ю., Артемьев Д. А., Дунаев А. Ю.).....	333
10.1. Геодинамические условия формирования вулканических комплексов....	333
10.2. Хромшпинелиды как индикаторы геодинамических условий фор- мирования ультрамафитов	335
10.3. Оценка времени эрозии серпентинитов и тальк-карбонатных пород.....	338
10.4. Влияние серпентинизации и тальк-карбонатного метасоматоза на рудоотложение	339
10.5. Последовательность и условия рудообразования	341
10.6. Образование офикальцитовых брекчий	346
Заключение (Зайков В. В., Мелекесцева И. Ю.).....	349
Литература	351

ВВЕДЕНИЕ

Главный Уральский разлом (ГУР) является важнейшей структурой Евразии, принадлежащей к классу геосутур [Пучков, 2000]. Он отделяет Восточно-Европейскую платформу от расположенных восточнее палеозойских складчатых поясов. В 1998–2008 гг. авторы книги провели геолого-минералогическое изучение колчеданоносных рудных полей южного фланга этой зоны. На этом отрезке в ультрамафитах располагается несколько кобальт-медноколчеданных месторождений и рудопроявлений. Наши исследования показали, что вмещающие оруденение ультраосновные породы относятся к фундаменту Западно-Мугоджарской палеоостровной дуги и являются реликтами аккреционной призмы [Зайков, Мелекесцева, 2005].

Интерес к геологии сосредоточенных здесь месторождений обусловлен тем, что они связаны с ультраосновными породами, и в этом отношении близки сульфидным постройкам, обнаруженным в последние 15 лет в пределах Срединно-Атлантического хребта [Богданов и др., 2006]. Полученные данные представляют интерес для исследования проблем рудогенеза в древних и современных океанах.

Цель исследований заключалась в реконструкции геологической истории колчеданоносных рудных полей, приуроченных к ультрамафитам южного фланга Главного Уральского разлома.

Основными задачами исследований были: 1) характеристика геологического строения и структуры колчеданоносных рудных полей; 2) описание петрографических и минералого-геохимических особенностей основных типов рудовмещающих пород; 3) структурно-текстурная, рудно-фациальная и минералогическая характеристика руд; 4) описание древних рудников; 5) сравнительный анализ древних и современных медноколчеданных залежей, ассоциирующих с ультрамафитами.

Основой для написания монографии послужили материалы, собранные авторами при геолого-минералогических исследованиях в лаборатории минералогии рудогенеза Института минералогии УрО РАН (ИМин УрО РАН). Исследования выполнялись в рамках государственных тем: «Эволюция процессов минералообразования в колчеданоносных палеоокеанических структурах» (№ 01.20.0001589); «Гидротермальные и гипергенные факторы формирования и преобразования месторождений полезных ископаемых в складчатых поясах» (№ 01.200.202519); «Минералогия литогенеза и гипергенеза вулканогенных месторождений в палеоокеанических структурах» (№ 01.2.007.02439).

Данная работа продолжает исследования рудоносных структур Урала и Сибири, выполненные на основе сравнения металлогении и рудных фаций древних и современных океанов [Зайков и др., 2001; Зайков, 2006; Масленников, 2006]. Монография завершает цикл работ, посвященных рудам и минералам кобальт-медноколчеданных месторождений в ультрамафитах Южного Урала [Мелекесцева, Зайков, 2003; Дунаев, Зайков, 2005].

Авторы использовали материалы, полученные при выполнении хозяйственных работ для Сибайского филиала ОАО «Башкиргеология» по темам «Минералогическая характеристика руд Ивановского и Дергамышского месторождений (Башкортостан)» (2000 г.) и «Минералогия и геохимия благородных металлов в сульфидных рудах и метасоматитах Ивановско-Дергамышской площади» (2004–2006 гг.).

Полевые работы включали: геолого-минералогическое картирование с составлением геологических карт и схем масштаба 1 : 10 000, 1 : 1 000 и 1 : 500; документа-

цию опорных обнажений и траншей, керн пробуренных скважин. Отобранные образцы изучались в камеральных условиях оптическими (петрографическими и минералогическими), рентгеноструктурными и рентгеноспектральными, изотопными, химическими и термобарогеохимическими методами.

Оптическое изучение минералов проводилось на микроскопах Axiolab, Olympus BX 50 (ИМин УрО РАН, Миасс), ПОЛАМ (СПбГУ) и Axiophot (Фрайбергская горная академия, Фрайберг, Германия). Микротвердость минералов измерялась на микротвердомерах Duromet (ИМин УрО РАН) и ПМТ-3 (СПбГУ, ИМин УрО РАН). Травление рудных минералов осуществлялось по стандартным методикам. Рентгенографические исследования выполнены в Институте минералогии УрО РАН на дифрактометре ДРОН-2.0 (Fe-анод, графитовый монохроматор, шаг сканирования 0.02° , время стояния счетчика 1с, внутренний эталон – Si) и приборе УРС-2.0 (камера РКД-57.3, FeK α -излучение, Mn-фильтр), аналитики П. В. Хворов, Т. М. Рябухина, Е. Г. Зенович.

Определение химического состава, микрогеохимическое картирование минералов, изучение морфологии минералов и их взаимоотношений осуществлялись на рентгеноспектральных микроанализаторах JEOL JСХА-733 (ИМин УрО РАН, аналитик Е. И. Чурин), JEOL JXA-8900RL (Фрайбергская горная академия, аналитик К. Беккер), Camebax SX 50 (Музей естественной истории, Лондон, Великобритания, аналитик Дж. Спратт; Бюро геологических исследований, Орлеан, Франция, аналитик К. Жиль), растровом электронном микроскопе РЭММА-202 М с микроанализатором (ИМин УрО РАН, аналитик В. А. Котляров) и электронном микроскопе-микроанализаторе Samscan-4DV с энергодисперсионным спектрометром AN-1000 (ООО «РС+», Санкт-Петербург, аналитики Н. С. Рудашевский и Ю. Л. Крецер).

Валовый химический анализ руд выполнялся рентген-флуоресцентным (Фрайбергская горная академия), нейтронно-активационным (Activation laboratories Ltd, Онтарио, Канада) и спектральным полуколичественными методами (Гайский ГОК, ОАО «Башкиргеология»). Химический состав пород определялся классическим химическим методом в Южно-Уральском центре коллективного пользования по исследованию минерального вещества ИМин УрО РАН, аттестат № РОСС RU.0001.514536 (аналитик Т. В. Семенова) и химической лаборатории Института геологии и минералогии СО РАН (г. Новосибирск). Часть исследований выполнена методом ICP-MS в Институте геологии и геохимии УрО РАН (г. Екатеринбург, аналитик Д. В. Киселева).

Изотопные исследования углерода и кислорода в кальците проводились в Институте минералогии УрО РАН на масс-спектрометре Delta+ Thermo Finnigan (аналитик С. А. Садыков).

Термобарогеохимические исследования были проведены методами криометрии и гомогенизации газовой-жидких включений. Микротермометрические исследования проводились в: 1) микрокрио- и термокамерах оригинальных конструкций [Симонов, 1993] в Институте геологии и минералогии СО РАН (г. Новосибирск) и 2) микрокриотермокамере THMSG-600 фирмы LINKAM на микроскопе Olympus с объективом 50 \times и управляющим программным обеспечением LinkSys V-2.39 в лаборатории термобарогеохимии Геологического факультета Южно-Уральского государственного университета (г. Миасс) и Институте геологии и геохимии УрО РАН (г. Екатеринбург).

Расплавные включения в хромшпинелидах изучались в Институте геологии и минералогии СО РАН (г. Новосибирск) с использованием ранее опубликованных методик [Симонов, 1993; Sobolev, Danyushevsky, 1994].

Были привлечены обширные фондовые материалы по геологоразведочным и геологосъемочным работам на месторождениях и литературные данные по сульфидной минерализации в океанических ультрамафитах различных регионов. Результаты работ представлялись в ОАО «Гайский ГОК», Комитет природных ресурсов по Оренбургской области, Восточную геологоразведочную экспедицию «Оренбурггеология» (Орск) и ОАО «Башкиргеология» в виде информационных записок и отчетов. Представленные материалы использованы этими организациями при планировании геологоразведочных работ и составлении геологических отчетов.

Авторы благодарны научному редактору книги – доктору геолого-минералогических наук В. В. Масленникову и рецензентам – доктору геолого-минералогических наук В. А. Попову и кандидату геолого-минералогических наук Г. Г. Кораблеву. Данная работа не состоялась бы без поддержки директора ИМин УрО РАН, членкорр. РАН В. Н. Анфиломова. Авторы также выражают благодарность за всестороннюю помощь в исследованиях, консультации и критические замечания сотрудникам Института минералогии УрО РАН Е. В. Белогуб, К. А. Новоселову, В. Н. Удачину, В. Г. Кориневскому, Н. Н. Анкушевой, Н. Р. Аюповой, Н. П. Сафиной, Р. З. Садыковой, С. Г. Тесалиной (Университет Маквари, Австралия), профессору Донецкого Национального Технического Университета В. А. Корчемагину, доценту кафедры МПИ СПбГУ М. М. Болдыревой, сотрудникам Фрайбергской горной академии Б. Бушману и П. Йонасу (Германия), Университета Падуи П. Нимису (Италия), сотруднику ИГМ СО РАН Г. А. Третьякову, а также Р. Р. Шавалееву за участие в полевых работах и первичную обработку материалов.

Авторы признательны В. А. Котлярову, Е. И. Чуринову, П. В. Хворову, Т. М. Рябухиной, Е. Г. Зенович, Н. И. Кашигиной, Т. В. Семеновой, М. Н. Маляренко, Ю. Ф. Мельниковой, С. А. Садыкову (ИМин УрО РАН), Н. С. Рудашевскому, Ю. Л. Крецеру, К. Беккеру, К. Жилу и Дж. Спратту за выполнение аналитических работ, а также Д. В. Плугину (ГУПР МПР России по Оренбургской обл.), Ю. И. Старостину, С. И. Кузнецову, Г. К. Ямшикову (ОАО «Гайский ГОК»), Н. И. Татарко и Н. И. Ильичеву (Сибайский филиал ОАО «Башкиргеология») за содействие в полевых работах и предоставление фондовых материалов.

Авторы благодарят Н. С. Рудашевского (Санкт-Петербург) за предоставление многочисленных публикаций по Co-Ni-Fe-сульфоарсенидам и арсенидам, [Э. Н. Баранова] (Москва) и Р. Херрингтона (Лондон) – за информацию о рудопроявлениях в ультрамафитах Кипра и Е. В. Кислова (Улан-Удэ) – Восточных Саян.

Исследования в разные годы были поддержаны РФФИ (проекты 98-05-64818, 01-05-65329, 04-05-96014-р2004урал а, 05-05-64532), программой «Университеты России» (проект УР 01.01.014), программой поддержки молодых ученых УрО РАН на 2003, 2005, 2006 и 2009 гг. и проектом Европейского Союза MinUrals Copernicus ISA2-СТ-2000-10011. На заключительном этапе работа была поддержана Министерством образования и науки РФ (тема РНП.2.1.1.1840 «Геодинамические и физико-химические условия образования рудных месторождений полезных ископаемых в главных типах складчатых поясов»), Уральским отделением РАН (интеграционный проект УрО–СО РАН «Физико-химические параметры магматических и гидротермальных рудообразующих систем на колчеданных месторождениях Палеоазиатского и Уральского океанов: сравнительный анализ с данными по современным океаническим областям»), грантом Президента Российской Федерации для молодых кандидатов наук МК-996.2008.5 («Условия образования и трансформаций древних и современ-

менных колчеданных месторождений, ассоциирующих с ультрамафитами океанических структур»), тематическим планом исследований Южно-Уральского государственного университета.

В книге приняты следующие условные обозначения для пород и минералов:

Serp – серпентинит, Bz – базальт, Tc – тальк-карбонатная порода; Carb – карбонаты, Sulf – сульфиды, Px – пироксены, Grt – гранаты, Pl – плагиоклазы, Ant – антигорит, Chz – хризотил, Bst – бастит, Sgr – серпофит, Chl – хлорит, Q – кварц, Op – опал, Ep – эпидот, Cal – кальцит, Mgz – магнезит, Ta – тальк.

Po – пирротин, Py – пирит, Mc – марказит, Chr – халькопирит, Bn – борнит, Cub – кубанит, Mw – макинавит, Pentl – пентландит, Viol – виоларит, Crl – карролит, Shp – сфалерит, Gl – галенит, Hem – гематит, Ars – арсенопирит, Cob – кобальтин, Gers – герсдорфит, Alc – аллоклазит, Glc – глаукодот, Nic – никелин, Krt – крутовит, Rms – раммельсбергит, Saf – саффорит, Mt – магнетит, Cr – хромшпинель, Пm – ильменит, Au – самородное золото, Vi – самородный висмут, Pil – пильзенит.

Морфологические разновидности минералов обозначаются арабскими цифрами (например, пирит-1 и т.д.), генерации минералов – римскими (например, марказит-I и т.д.).

Глава 1. ИЗУЧЕННОСТЬ ЮЖНОГО ФЛАНГА ГЛАВНОГО УРАЛЬСКОГО РАЗЛОМА

Строение Главного Уральского разлома, как принципиальной границы уралид и доуралид, изучалось многими геологами. Геологии и полезным ископаемым ГУРа посвящено множество публикаций, обзор которых в последнее время дан И. Б. Серавкиным с соавторами [2003] и Г. А. Петровым [2006, 2007]. Данная структура была выделена при мелкомасштабном геологическом картировании в середине прошлого века.

Исследование геологического строения южного фланга Главного Уральского разлома проводилось в процессе геологического картирования, поисков и разведки колчеданных месторождений. Среднемасштабные карты на которых проявилась общая структура сутурной зоны и обрамляющих геологических комплексов, были составлены А. В. Ключихиным и А. В. Хабаковым [1957ф], И. В. Ленных и Е. А. Шумихиным [1960ф], В. С. Шарфманом [1962ф]. Крупномасштабное картирование было выполнено В. Т. Тищенко и др. [1978ф], М. Ш. Биковым, А. А. Захаровым и др. [1975]. В результате этих работ определилось строение меланжевой зоны, ее соотношение с подстилающими и перекрывающими отложениями.

В 80-е годы утвердилось представление о том, что ГУР ограничивает с запада Тагильскую и Магнитогорскую палеоостроводужные структуры. Скрытыми поперечными разломами палеозойские островные дуги разделены на несколько сегментов. Такое деление предполагается по строению базальтового слоя [Контарь, 1980; Глубинное..., 1986]. На «Карте глубинного строения земной коры Урала» [1983] зафиксирована цепочка овальных базальтовых поднятий с длинной осью порядка 150–300 км. Кровля этого слоя находится на отметках от 5 до 12 км, а подошва – на глубине 20–30 км. Ниже располагается ультрамафит-базитовый и базит-гранулитовый слои, сменяющиеся на глубине 40–50 км мантией. Сегменты выделены на основании анализа среднемасштабных геологических и геофизических карт, а также латеральной зональности вулканогенно-осадочных формаций и распространения ультрабазитов. Скрытые разломы были активными в силуре и девоне, контролируя положение роев даек и депрессий, разделявших поднятия [Зайков и др., 2001].

Рассматриваемый южный фланг ГУРа, соотносимый с Гайским сегментом, имеет длину около 300 км и граничит на юге с Западно-Мугоджарским, а на севере – с Учалинским сегментами. Южная граница соответствует окончанию Кемпирсайского массива ультраосновных пород, а северная – широте южного окончания Кракинских аллохтонов.

Медные руды исследованных месторождений были предметом горного промысла еще в бронзовом веке [Субботин, 1942ф; Юминов, Зайков, 2002]. Десятки воронок и ям, являющихся следами полузасыпанных древних карьеров, и конусы отвалов свидетельствуют о происходивших в те времена широких открытых работах. На территории Ишкининского месторождения было задокументировано 9 древних карьеров, где были найдены орудия труда и кости животных [Субботин, 1941ф]. Самый большой древний карьер поперечником 80–100 м и глубиной до 12 м располагается на Дергамышском месторождении, в западном борту которого были вскрыты окисленные руды [Тесалина и др., 2000ф]. На Ивановском месторождении сохранился менее значительный древний карьер в восточной части рудного поля.

Ишкининское месторождение было открыто в 1927 г. по древним горным выработкам, когда «... десятником Ниясгуловым был пройден шурф глубиной 3.5 м

(в 5 м к югу от устья штольни № 1) с целью прослеживания медной зелени» [Субботин, 1942ф]. На глубине 1.5 м были вскрыты мелкие линзы мышьяково-кобальтовых руд среди карбонатизированных конгломератовидных серпентинитов. В руде присутствовала густая вкрапленность кобальтина, обильные малиново-розовые корочки эритрина и землисто-черного гетерогенита (?). В том же году Башкирский трест производил пробную добычу окисленных медных руд. В 1929 г. на месторождении были пройдены каналы и траншеи Институтом прикладной минералогии, а с 1930 по 1933 гг. производились поисковые работы Средне-Волжским горным трестом. В начальный период изучения месторождения незначительные поисковые работы проводились также и другими организациями под руководством Н. К. Разумовского и Л. И. Константиновой (30-е гг.), Л. Я. Меламуда [1940ф].

Этот этап исследований был завершён поисковыми работами треста «Уралцветметразведка» и Ишкининской геологоразведочной партии под руководством инженера-геолога К. Д. Субботина, который внес неоценимый вклад в изучение месторождения. Разведка проводилась с применением подземных горных выработок, и полученные данные стали основополагающими для дальнейших работ и понимания истории формирования месторождения. К. Д. Субботиным были составлены два крупных отчета: «Кобальтоносность сульфидных месторождений Южного Урала» [1941ф] и «Ишкининское месторождение медно-кобальтово-мышьяковых и серноколчеданных руд в серпентинитах» [1942ф] с обоснованием необходимости дальнейшей разведки и разработки этого месторождения.

В послевоенный период геологоразведочные работы выполнены под руководством А. П. Сидоренко [1957ф], А. Г. Полуэктова и А. Б. Гудкова [1965ф]. Основное значение имели данные бурения, в результате чего получена информация о структуре месторождения до глубины 300–500 м. Геологическое строение рудного поля изучались Л. Радугиной (30-е гг.), В. С. Шарфманом и др. [1952ф], Е. С. Контарем и др. [1966ф], В. Т. Тищенко [1978ф]. Минералогические исследования выполнялись Г. А. Крутовым, Е. П. Царицыным. Впоследствии сведения о месторождении были опубликованы Э. С. Бучковским [1970], А. С. Варлаковым [1978], Е. С. Контарем и Л. Е. Либаровой [1997], В. В. Масленниковым [1999].

Дергамышское месторождение было открыто в конце 20-х гг. XX в. В последующее десятилетие небольшие разведочные работы выполнялись Башкирским геологическим управлением. Первые значительные сведения о месторождениях Дергамышской группы (Юго-Восточном и Северо-Западном) были опубликованы в сводном отчете К. Д. Субботина [1941ф], где упоминается, что «... шахта работалась в начале XX в., и по словам местных жителей добывалось золото». Поисковые работы проводились в 1955–1966 гг. [Гордица, 1961 ф; Ильясов и др., 1961ф; Бучковский и др., 1966ф]. Научно-исследовательские работы были выполнены М. И. Исмагиловым [1962], П. В. Аржавитиным и Г. С. Ильясовым [1962], В. П. Москвичевым [1964ф]. В последние годы глубинные поиски медноколчеданных руд были выполнены Н. И. Татарко, Н. И. Ильичевым и др. [2004ф; 2006ф].

Ивановское месторождение, открытое в 1954 г. Э. С. Бучковским и Н. И. Шкатовым, разведывалось около 10 лет. Поисково-разведочные работы на Ивановском и Дергамышском рудных полях проводили Переволочанская партия в 1959 г. и 1961 г. под руководством Н. И. Шкатова, Р. А. Фатхуллина [1960ф], В. И. Гордицы [1961ф] и Байгускаровская геолого-поисковая и геофизическая партии в 1964–66 гг. под руководством Э. С. Бучковского [1966ф]. Вещественный состав руд изучался М. И. Исмагиловым [1962] и В. П. Москвичевым [1964ф]. Значительные

сведения о геологии, минералогии и геохимии рудных полей опубликованы Э. С. Бучковским [1960; 1970], П. В. Аржавитиным и Г. С. Ильясовым [1962], А. А. Захаровым и А. А. Захаровой [1969; 1971ф; 1975].

Юлукское месторождение, расположенное в подошве Главного Уральского разлома, разведывалось в конце 30-х – начале 40-х гг. прошлого столетия Южно-Уральской партией под руководством К. Д. Субботина [1941ф]. В отчете им были весьма детально описаны геологическое строение, морфология и строение рудных тел, химический и минеральный состав руд, их текстурно-структурные характеристики. Поисково-оценочные работы на рудном поле были выполнены специалистами Башкирского геологического управления. Упоминание о месторождении есть в работе Е. С. Контаря и Л. Е. Либаровой [1997], где кратко охарактеризована позиция и состав руд. Последней работой является публикация О. А. Захарова и А. А. Захаровой [2001].

В 1998 г. сотрудниками лаборатории прикладной минералогии и минерагении Института минералогии УрО РАН были начаты планомерные работы по изучению геологического строения и минералогии кобальт-медноколчеданных рудных полей. В разное время работы проводились совместно со специалистами в различных областях геологии. Совместно с проф. В. А. Симоновым (Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск) проводились геохимические исследования базальтоидов и термобарогеохимическое изучение флюидных и расплавных включений в минералах [Симонов и др., 2000; Юминов и др., 2002; Артемьев, Анкушева, 2009]. Тектонофизические исследования на месторождении проводились проф. В. А. Корчемагиным из Донецкого Национального Технического Университета [Корчемагин, Николаев, 2000]. Гипергенная минерализация Ишкининского месторождения изучалась совместно с В. А. Поповым и В. И. Поповой [Попов и др., 2002; Попов, Попова, 2003]. В исследовании минералогии и петрографии рудных полей участвовали ученые из Франции и Италии С. Г. Тесалина и П. Нимис [Tesalina et al., 2003; Nimis et al., 2004; Nimis et al., 2008]. Петрографию вулканических пород, включающую эффузивную и гипабиссальную фации, изучал аспирант Р. Р. Шавалеев.

Специалисты Фрайбергской горной академии (Германия) Э. Випфлер, Б. Бушман, П. Йонас и К. Булей работали на Ишкининском месторождении по проекту «Геодинамический анализ палеозойских окраинно-океанических бассейнов Южного Урала как основа для реконструкции обстановок формирования колчеданных месторождений», результаты которого нашли отражение в публикациях [Зайков и др., 1999; Wipfler et al., 1999; Йонас, Бушман, 2002]. П. Йонасом в 2003 г. была защищена диссертационная работа под названием «Tectonostratigraphy of oceanic crustal terrains hosting serpentinite-associated massive sulphide deposits in the Main Uralian Fault Zone (South Urals)» (Тектоностратиграфия коровых океанических террейнов, вмещающих колчеданные руды в ультрамафитах в Главном Уральском разломе, Южный Урал).

Относительно генезиса кобальт-медноколчеданных залежей в зоне Главного Уральского разлома было высказано несколько точек зрения. Первые исследователи Ишкининского месторождения – К. Д. Субботин [1942ф], А. П. Сидоренко [1957ф], Г. А. Крутов [1959], А. Г. Полуэктов и А. Б. Гудков [1965ф] связывали рудообразова-

ние с воздействием интрузий габброидов и считали руды гидротермальными, отложение которых происходило в трещинных структурах. Э. С. Бучковский [1960, 1970] полагал, что образование сульфидных медно-кобальтовых месторождений обусловлено становлением гипербазитовых интрузий. При этом структуры Ишкининского и Дергамышского полей рассматривались как антиклиналь и синклиналь.

Юлукское месторождение К. Д. Субботин рассматривал в качестве колчеданного медно-цинкового оруденения, а генезис связывал с «...одной стороны путем метасоматического замещения сланцев гидротермальным расплавом железа, серы, кремния с незначительным присутствием кобальта, меди, золота и серебра, с другой, инъекцией собственно медно-цинкового оруденения, обусловившего образование пирротино-халькопиритового цемента в брекчии пирита с оплавлением последнего» [Субботин, 1941ф]. В процессе изучения рудного поля О. А. Захаров и А. А. Захарова [2001] высказали точку зрения о метаморфогенном происхождении оруденения на Юлукском рудном поле.

А. Г. Бакиров [1965] предположил тесную генетическую связь месторождений с магнетитовыми залежами в серпентинитовых массивах. При этом формирование сульфидов и магнетита он связывал не с самими ультраосновными интрузиями, а рассматривал их в качестве флангов колчеданного оруденения прилегающих рудных полей (Гайского, Блявинского, Бурибайского).

Исследователи Ивановского месторождения А. А. Захаров и А. А. Захарова [1969, 1975] отстаивали парагенетическую связь рудообразования с нижнесилурийским базальтоидным магматизмом. «Наличие в гальках конгломератов венлока-нижнего лудлоу обломков руды и околорудных метасоматитов датирует возраст месторождения как нижнесилурийский. Сульфидное медно-кобальтовое оруденение Ивановского рудного поля предлагается рассматривать как некоторую фацию группы колчеданных месторождений, своеобразие которой обусловлено заимствованием никеля и кобальта из вмещающих более древних серпентинитов» [Захаров, Захарова, 1969, с. 54]. По аналогии с мнением этих исследователей, подобной точки зрения придерживались А. И. Кривцов с соавторами [Кривцов и др., 1970].

В. Т. Тищенко [1978ф] относил Ишкининское месторождение к магнетит-медно-никель-кобальт-колчеданной золотосодержащей формации, связанной с синвулканической газо-гидротермальной деятельностью и альпинотипными гипербазитами нижнедевонского возраста.

Е. С. Контарем и Л. Е. Либаровой [1997] была выделена серно-медноколчеданная (кобальтоносная) рудная формация, к которой отнесены Ивановское и Ишкининское месторождения. Эти исследователи сопоставляют Присакмарскую металлогеническую зону Западно-Магнитогорского пояса с окраинно- и внутриконтинентальными рифтовыми зонами на палеозойской коре океанического типа. Они считают, что по условиям локализации и составу руд месторождения относятся к кипрскому типу колчеданных месторождений. Н. И. Еремин и др. [2000] и И. Б. Серавкин [2002] также относили кобальт-медноколчеданные месторождения в зоне Главного Уральского разлома к кипрскому типу, свойственному офиолитам. В последнее время И. Б. Серавкин [2007] выделил кобальт-медноколчеданные месторождения в отдельный тип, назвав их по конкретному географическому названию – ишкининский (или ивановский), близкий к атлантическому.

В. В. Масленников [1999] предполагает придонное происхождение сульфидных руд Ишкининского месторождения. По его мнению, колчеданные залежи «сложены ритмично-слоистыми сульфидными песчаниками, реже гравийными

брекчиями. Наблюдаются признаки пирротинизации халькопирит-пиритовых рудокластических фаций и последующего замещения пирротина новообразованным кобальтоносным пиритом. В халькопирит-пирит-пирротиновых агрегатах угадываются тонкополосчатые текстуры, вероятно отражающие первичное тонкослоистое строение руд» [Масленников, 1999, с. 25].

Таким образом, сложился круг генетических вопросов, которые потребовали анализа позиции месторождений в рудоносных структурах, их возраста, механизма отложения и преобразования руд. Проведенные исследования показали сложность формирования колчеданных руд, их неоднократные деформации и перераспределение рудного вещества. Это позволило прийти к выводу о сочетании придонного гидротермально-метасоматического, гидротермально-осадочного и кластогенного рудоотложения с последующим изменением облика месторождений и руд под воздействием позднедевонской коллизии.

Помимо вопросов образования руд, изучение месторождений потребовало решения проблем, связанных с геологическим строением рудных полей. Так, с новых точек зрения были исследованы: 1) серпентиниты и тальк-карбонатные метасоматиты с подсчетом выноса рудного вещества при метасоматических процессах; 2) акцессорные хромшпинелиды в ультрамафитовых породах, рудах, вулканических и осадочных породах, показавшие надсубдукционную природу вмещающих их образований; 3) вулканические породы (лавовая, субвулканическая и гипабиссальная фации), часть из которых были отнесены к бонинитоподобным, свойственным баймакбурибайской свите; 4) олистостромовые и офикальцитовые брекчии, включающие в себя несколько типов серпентинит-карбонатных обломочных пород, генезис которых также дискусионен. Методами термобарогеохимии были оценены физико-химические параметры гидротермальных процессов, происходивших на рудных полях. Обзор кобальт- и никельсодержащих месторождений и рудопоявлений в складчатых поясах мира показал их широкое распространение и связь с океаническими ультрамафитовыми породами. Сравнительный анализ южно-уральских кобальт-медноколчеданных месторождений с современными гидротермальными сульфидными залежами, ассоциирующими с ультрамафитами Срединно-Атлантического хребта, выявил их минералогическое сходство.

Глава 2. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И СТРОЕНИЕ КОЛЧЕДАНОСНЫХ РУДНЫХ ПОЛЕЙ

2.1. ПОЗИЦИЯ КОЛЧЕДАНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В ГЛАВНОМ УРАЛЬСКОМ РАЗЛОМЕ

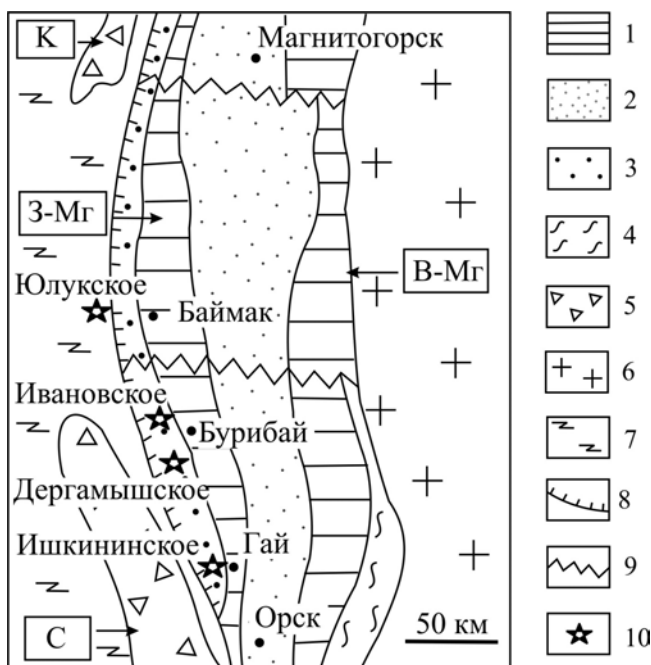
Исследованные рудные поля (рис. 2.1) примыкают к наиболее продуктивным по запасам меди и цинка рудным районам Западно-Магнитогорской палеоостровной дуги: Ишкининское – к Гайскому, Ивановское, Дергамышское и Юлукское – к Баймак-Бурибайскому. Ишкининское месторождение приурочено к кровле серпентинитовой пластины и перекрывается олистостромовой толщей (фото I, II). Для Ивановского месторождения характерна позиция на границе серпентинитового и базальтового блоков. Дергамышское месторождение находится в верхней части разреза офиолитового комплекса под пластиной, сложенной верхнедевонскими мукасовскими кремнями. Юлукское месторождение залегает в сильно метаморфизованных породах зоны Урал-Тау.

Строение Главного Уральского разлома на рассматриваемой территории следующее. Подошвой разлома являются вулканогенно-осадочные толщи зоны Урал-Тау, испытавшие метаморфизм глаукофансланцевой фации. Залегавшему в этой позиции максютовскому эклогит-глаукофансланцевому комплексу посвящено большое количество публикаций, поскольку он является типовым для подобных образований. Время метаморфизма определяется достаточно однозначно как 380 млн лет [Иванов, 1998]. Дискутируется возраст этих отложений, считавшихся до недавнего времени докембрийским. В последние годы получены данные о присутствии силурийских офиолитов в составе максютовского комплекса по находкам конодонтов в линзах мраморов [Пучков, 2000]. Разрез представлен чередованием метабазитов, микрокварцитов, метаграувак с пластинами серпентинитов. Важно отметить, что среди этих отложений присутствуют Юлукское и Гумеровское сульфидные месторождения, руды которых имеют определенное сходство с кобальт-медноколчеданными залежами в Главном Уральском разломе.

Основная часть Главного Уральского разлома выражена серпентинитовым меланжем, в котором заключены пластины ордовикских, силурийских и среднедевонских отложений. Именно здесь располагаются Ишкининское, Ивановское и Дергамышское месторождения. Размеры наиболее крупных блоков достигают 2–4 км в поперечнике; они окружены либо разделены серпентинитами. Среди этой массы присутствуют тела слабо метаморфизованных ультрабазитов, представленных апогарцбургитовыми и аподунитовыми серпентинитами [Варлаков, 1978]. Совместно с пластинами вулканогенных и осадочных пород ультраосновные массивы слагают синформы и антиформы. В ультрамафитах встречаются зоны лиственитов и тальк-карбонатных метасоматитов, затрагивающие колчеданные залежи.

В восточной части сутурной зоны преобладают блоки девонских отложений, включая зилаирский флиш (D₃–C₁). Эти отложения слагают всяческое крыло зоны.

Развитие структурно-вещественных комплексов, сосредоточенных в зоне Главного Уральского разлома, характеризуется следующими этапами [Пучков, 2000]: рифтовым (O–S) с формированием коры океанического типа; субдукционным (D₁₋₂) с



2.1. Положение кобальт-медноколчеданных месторождений в палеогеодинамических структурах Южного Урала, по [Зайков, 1991] с изменениями.

1 – палеоостровные дуги: 3-Мг – Западно-Магнитогорская, В-Мг – Восточно-Магнитогорская; 2 – Магнитогорский междуговой палеобассейн; 3 – Присакмарская офиолитовая зона; 4 – Домбаровский задуговой палеобассейн; 5 – краевые аллохтоны: С – Сакмарский, К – Кракинский; 6 – Восточно-Уральское поднятие; 7 – зона Урал-Тая; 8 – зона Главного Уральского разлома; 9 – разломы, ограничивающие сегменты палеоостроводужной системы; 10 – исследованные месторождения.

развитием островодужных комплексов с олистостромами; коллизионным со сдвиговыми дислокациями и образованием сутурных зон. В коллизионном этапе выделяются две стадии: ранняя (D_3-C_1), когда произошло столкновение островной дуги с Восточно-Европейской платформой, и поздняя (C_2-P_1) – стадия «жесткой» коллизии (гиперколлизии) Восточно-Европейского и Казахстанского континентов.

Формирование офиолитовой ассоциации связывается с рифтовым этапом развития Уральского палеоокеана. К нижнему слою океанической коры относят крупные гипербазитовые массивы, прилегающие к зоне Главного Уральского разлома: Кемпирсайский, Хабарнинский, Халиловский, Кракинский. И гипербазиты, и ассоциирующие с ними базальты имеют характеристики пород срединно-океанических хребтов, а возраст стратифицированных комплексов – ордовик и силур [Стратиграфия..., 1993; Книппер и др., 2001].

В раннем девоне в субдукционный период начала формироваться энсиматическая Западно-Магнитогорская палеоостроводужная система, отдельные фрагменты которой установлены в зоне Главного Уральского разлома. Характерными элементами современных островных дуг являются: островодужный склон глубоководного желоба с аккреционной призмой (в совокупности образующие внешнюю невулкани-

ческую дугу), преддуговой бассейн, активная вулканическая дуга и задуговой бассейн [Хаин, Ломизе, 1995]. В зоне Главного Уральского разлома диагностируются фрагменты комплексов аккреционной призмы, преддугового бассейна и активной дуги [Зайков, 1991; Ферштатер, Беа, 1996; Металлогения..., 1999; Пучков, 2000; Мизенс, 2002].

Аккреционные призмы в энзиматических дугах – относительно узкие структуры шириной десятки километров, сложенные океаническими толеитовыми базальтами, осадками океанского осадочного чехла, ранними островодужными комплексами и ультрамафитами. Породы аккреционной призмы перекрываются флишево-олистостромовыми пакетами, свидетельствующими об оползнях. В зоне Главного Уральского разлома комплексы аккреционной призмы Западно-Магнитогорской палеоостровной дуги представлены «... фрагментами офиолитовых надсубдукционных и океанических офиолитовых ассоциаций, в первую очередь, массивами ультрабазитов и линзами серпентинитового меланжа (остатками серпентинитовых грязевых симаунтов (?)) ...» [Металлогения..., 1999, с. 24].

К востоку от зоны Главного Уральского разлома выделяются фрагменты преддугового бассейна, представленного терригенными отложениями туратской толщи, которые являются удаленными фациями андезит-базальтовой формации, представляющей комплексы активной Западно-Магнитогорской дуги [Стратиграфия..., 1993].

Между субдукционным и коллизионным этапами происходило накопление кремнистых осадков мукасовского горизонта (D_3f), покрывавших пространства островодужной системы и прилегающих структур. Начало ранней коллизии, во время которой происходил размыв островодужных сооружений, большинством исследователей датируется фаменом, что в стратиграфическом разрезе фиксируется зилаирским флишем. Коллизии сопутствовали поля тектонических напряжений надвигового типа [Серавкин и др., 2001], что обусловило вовлечение блоков кремнистых и флишевых отложений в меланж Главного Уральского разлома. «Жесткая» коллизия в этой зоне проявилась в сдвиговых дислокациях, обусловленных диагональным (косым) направлением смещений.

Колчеданное оруденение в Западно-Магнитогорской палеоостровной дуге развито на нескольких уровнях. Самое низкое положение занимают Ишкининское, Ивановское и Дергамышское месторождения, в настоящее время залегающие в зоне ГУР и приуроченные к границе серпентинитовой и базальтовой пластин. Близкая к этой ситуация отмечена на Юлукском рудном поле. Выше по разрезу в Западно-Магнитогорской зоне располагаются уровни месторождений Баймак-Бурибайского района (Юбилейного, Бурибайского, Маканского, Подольского и Баймакской группы). Аналогичный уровень занимают месторождения Гайского рудного района [Медноколчеданные..., 1985; Гайский..., 2004]. Отмеченная высокая продуктивность двух рудных районов в отношении колчеданного оруденения может быть обусловлена заимствованием рудного вещества из ультрабазит-базитовых комплексов при субдукционных процессах.

2.2. СТРАТИГРАФИЯ РУДНЫХ ПОЛЕЙ

Стратиграфическое положение палеозойских отложений района основывается на исследованиях В. А. Маслова с коллегами [Стратиграфия..., 1993; Артюшкова, Маслов, 1998] и специалистов ИГГ УрО РАН и ГИН РАН [Мизенс, 2003; Вознесен-

ский и др., 2003; Рязанцев и др., 2007а]. Уточнение разреза предпринято нами только в отношении баймак-бурибайского комплекса, который выделен из состава ишкининской свиты в качестве самостоятельного стратиграфического подразделения. Основанием послужило сходство толщи андезибазальтов, развитых в основании осадочных отложений ишкининской толщи, с рудовмещающим комплексом Бурибайского рудного района. Отложения мукасовского горизонта и зилаирской свиты не рассматриваются, так как новых данных нами не получено.

Сакмарская свита. Отложения сакмарской свиты распространены в северной части Ишкининского рудного поля и в виде отдельных блоков на Ивановском и Дергамышском месторождениях. Они имеют тектонические контакты с отложениями баймак-бурибайского комплекса.

При крупномасштабном картировании Ишкининского рудного поля в его северо-западной части, на периклинальном замыкании антиформы, была определена следующая стратиграфическая последовательность отложений сакмарской свиты (рис. 2.2; фото III–V).

А. Нижняя толща ($S sk^1$) представлена гофрированными плитчатыми кварцитами, олистостромами и микститами (матрица кремнистая, обломки и глыбы кварцитов, реже базальтов, известняков), редкими потоками базальтов. В кровле залегают линзы известняков, перекрытые базальтами, эта граница является маркирующей (рис. 2.3, 2.4). Мощность толщи более 100 м.

Б. Средняя толща ($S sk^2$) представлена базальтами с прослоями микститов и реже гофрированных кварцитов, мощность ее более 70 м.

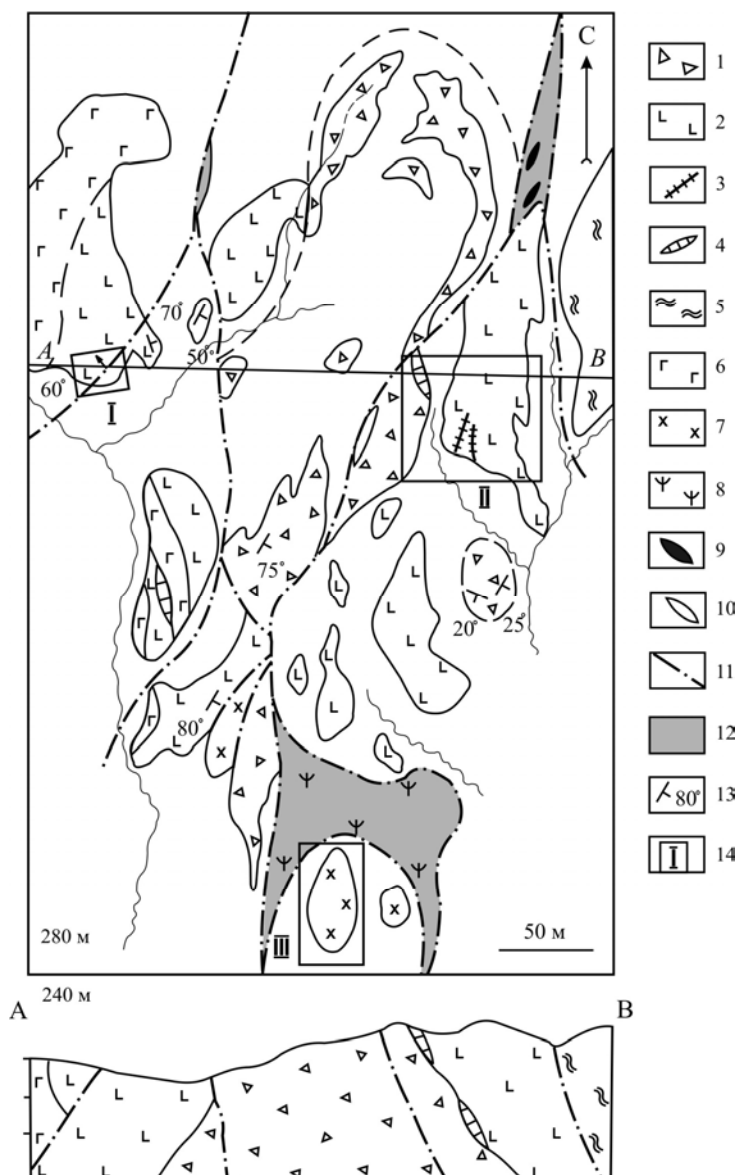
В. Верхняя толща ($S sk^3$) представлена углеродистыми алевролитами и песчаниками с остатками силурийских граптолитов и гофрированными кварцитами, мощность ее более 100 м.

Возраст свиты определен по находкам граптолитов в углеродистых аргиллитах верхней толщи: *Retiolites angustidens* (Elles and Wood), *Monoclimacis* sp. indet., *Lapworthograptus* sp. indet. [Шарфман и др., 1962ф]; *Pristiograptus* sp., *Neodiversograptus* sp. indet., *Saetograptus (Colonograptus)* sp. [Тищенко и др., 1978ф]. По этим находкам возможно отнесение отложений свиту к лудловскому ярусу.

Баймак-бурибайская свита представлена лавами, лавокластитами, ксенолавокластитами и эдафогенными брекчиями олистостромовой природы [Мелекесцева, Зайков, 2003]. Набор вулканогенных пород отличается на рудных полях по соотношению лав и лавокластитов.

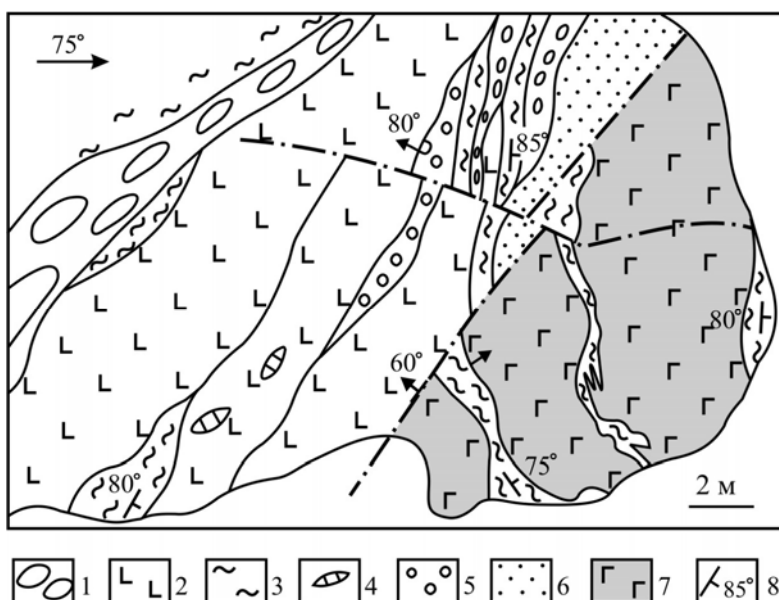
Наиболее значительные обнажения лав развиты на восточном фланге Ишкининского месторождения. Здесь развиты подушечные базальты с характерной морфологией потоков. Размер подушек от 0.3 до 0.8 м, а длина трубчатых тел достигает 3 м. Потоки сложены базальтами, а в центральной части – диабазами. Судя по конфигурации потоков залегание толщи пологое. Западнее, за выходами кремнистых отложений, баймак-бурибайская свита представлена вулканомиктовой олистостромой. В ее составе развиты обломки базальтов, диабазов и габбро.

На западном фланге Ишкининского месторождения базальтовая толща залегает с пологим падением на северо-восток; нижней границей является тектонический контакт с серпентинитами. В составе толщи выделяются три пачки, разделенные прослоями яшмоидов и псаммито-псефитовых вулканомиктовых горизонтов. Мощность пачек 100–150 м.



2.2. Схема геологического строения левобережья руч. Султан-Гуж. Составили В. В. Зайков, А. П. Исаева.

1 – 5 – сакмарский комплекс (S sk): 1 – микститы с обломками известняков и потоками базальтов, 2 – базальты с прослоями силицитов, 3 – дайки диабазов; 4 – линзы известняков, 5 – углеродистые силициты, часто гофрированные; 6 – силлы базальтов; 7 – ишкининский комплекс (D₂ish): дайки базальтов со скринами диоритов; 8 – серпентиниты; 9 – линзы хромититов в серпентинитах; 10 – протрузии серпентинитов; 11 – разломы; 12 – четвертичные отложения; 13 – элементы залегания потоков, прослоев и контактов; 14 – местоположение участков детальной документации.



2.3. Схема взаимоотношения лав и силлов в сакмарском комплексе. Обн. 709. Составил В. В. Зайков.

1 – подушечные лавы; 2 – потоки базальтов; 3 – кремнистые сланцы; 4 – ксенолиты известняков в базальтах; 5 – конгломераты; 6 – песчаники; 7 – силлы диабазов; 8 – элементы залегания слоистости и контактов.

Среди нижней пачки базальтовых лав доминируют массивные афировые и мелкозернистые разности. В большинстве случаев это породы с интерсертальной структурой, сформированной лейстами плагиоклаза и клинопироксена в стекловатой девитрифицированной основной массе. Переход от лавовых базальтов к лавокластитам контролируется прослоями красных яшм. Они включают многочисленные обломки базальтов.

Вторая пачка сложена лавами и вулканоклювиевыми брекчиями с угловатыми и слабоокатанными обломками габбро и диоритов. Размеры обломков составляют от первых до десятков сантиметров. Количество обломков не превышает 3 % от объема толщи.

Третья пачка представлена вулканоклювиевыми брекчиями с полимиктовым составом обломков и крупными «силлообразными» телами габбро и диоритов. На западном фланге рудного поля среди клювиевых брекчий присутствуют глыбы и блоки фиолетовых риолитов (рис. 2.5).

На Ивановском и Дергамышском рудных полях отложения баймак-бурибайской свиты слагают отдельные блоки, включающие подушечные лавы и вулканомиктовые брекчии с силлами и дайками диабазов.

Датировка и стратиграфическая принадлежность баймак-бурибайской толщи долгое время оставалась спорной. Серьезным препятствием являлось отсутствие фауны в вулканогенных и вулканогенно-осадочных породах, слагающих толщу.

2.4. Схема геологического строения базальтовых выходов сакмарского комплекса на правом берегу руч. Аул-Ган. Обн. 777. Составил В. В. Зайков.

1 – микститы; 2 – базальты; 3 – известняки; 4 – дайки диабазов; 5 – элементы залегания контактов; 6 – места отбора образцов.

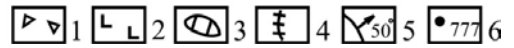
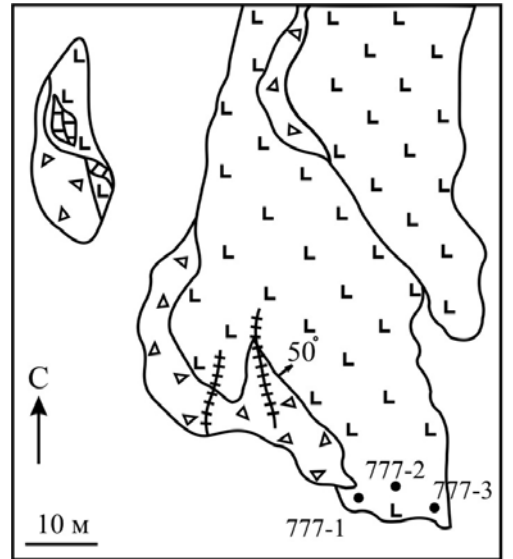
Изучение Е. В. Чибриковой осадочно-вулканогенных горизонтов свиты в Бурибайском рудном районе показало наличие нижнедевонских спор. При дальнейшем исследовании прослоев кремней выявлены конодонты зоны *patulus* – *Polygnathus* cf. *serotinus* Telf., *Pol. costatus patulus* Klapp., *Pol. linguiformis bultyncki* Wedd., которые свидетельствуют об эмском возрасте вмещающих отложений [Стратиграфия..., 1993].

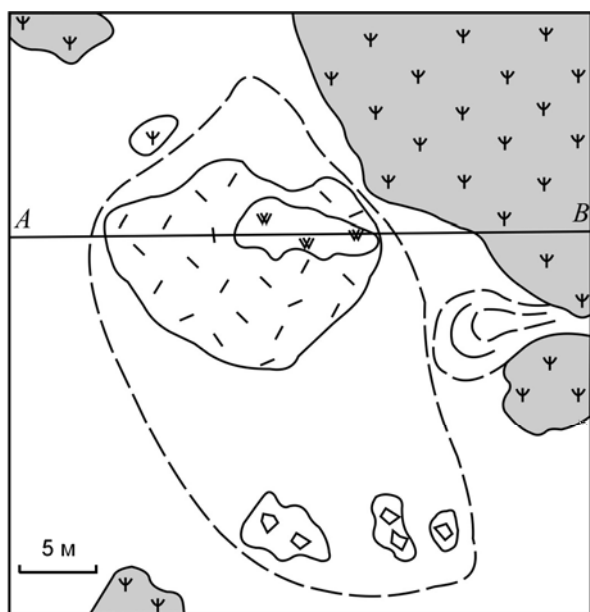
На Ишкининском рудном поле возраст свиты определен как нижний девон по положению в стратиграфическом разрезе между сакмарской и ишкининской свитами. Учитывалось также сходство по геохимическим и петрохимическим особенностям с вулканогенными породами стратотипической местности Бурибайского рудного района. Геохимические параметры рудовмещающей вулканогенной толщи на Дергамышском рудном поле также соответствуют лавам баймак-бурибайского комплекса [Косарев и др., 2003; Симонов и др., 2002].

На Дергамышском рудном поле также в составе олистостромы были выявлены блоки кремней, датированных от венлока-лудлова силура до раннего девона [Биков и др., 1975ф]. В терригенно-кремнистой пачке в олистостроме в глинистых силицитах найдены конодонты *Ozarkodina remscheidensis remscheidensis* (Ziegl.), что позволяет отнести время формирования этой пачки к лохкову [Вознесенский и др., 2003]. На Байгускаровском участке среди чередующихся пластин офикальцитов в кремнях определены среднедевонские конодонты *Polygnathus* ex gr. *linguiformis* Hinde и перетолженные более древние формы [Рязанцев и др., 2007а].

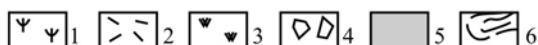
Ишкининская свита. Осадочная толща, названная ишкининской [Стратиграфия..., 1993], представлена кремнистыми, кремнисто-глинистыми и песчанистыми отложениями. Ее стратотип расположен на Ишкининском рудном поле (фото VI). Преобладающим развитием пользуются фтаниты, нередко встречаются прослои красноцветных яшм и аргиллитов. В кремнистых отложениях присутствуют вулканомиктовые прослои и линзы известняков биогермного облика, содержащие нижнедевонско-нижнеэйфельскую фауну, представленную брахиоподами и криноидеями [Тищенко и др., 1978ф]. П. Йонасом в составе кремнистых фтанитов были найдены конодонты зоны *Pol. gronbergi-serotinus* [Jonas, 2003].

В линзах известняков, залегающих в песчано-глинистых отложениях Т. А. Степановой найдены брахиоподы – *Atrypa* cf. *granulifera* Barr., *Carinata* cf. *comata* Barr., *Clorinda* cf. *pseudolinguifera* Kozl., *Cyrtina* (?) sp., *Eomartiniopsis* (?) sp., *Gypidula*





A B



идеи – *Costalocrinus bicostatus* Stuck., *Crossotocrinus gradatus* Dub., *Cupressocrinites* (?) *crassus* Goldf., *Hexacrinites* sp., *Kuzbassocrinus bystrowi* Gett., *Mediacrinus* Pol., *Melocrinites* sp., *Schyschcatocrinus astericus* Dub., *Calliocrinus humilis* Dub. [Тищенко и др., 1978ф].

Возраст толщи датируется эйфельским ярусом [Артюшкова, Маслов, 1998] и соответствует уровню туратской свиты и ярлыкаповского горизонта, перекрывающих и замещающих по латерали андезит-базальтовый ирендыкский комплекс.

2.3. ТЕКТОНИКА РУДНЫХ ПОЛЕЙ

В исследованном районе по характеру складчатости палеозойских отложений выделяются три структурных яруса:

- 1 – сакмарский комплекс (силур);
- 2 – баймак-бурибайский и ишкининский комплексы (нижний – средний девон);
- 3 – улутауский, мукасовский и зилаирский комплексы (средний девон – ранний карбон).

Особое место занимают ультраосновные породы, слагающие зоны меланжа. Они включают блоки силурийских и девонских отложений. Возраст ультрабазитов является предметом дискуссии и определяется исходя из общих сопоставлений со временем преобразования мантии в зоне субдукции как ранний палеозой.

2.5. Схема геологического строения олистолита, сложенного риолитами на юго-западном фланге Ишкининского месторождения. Составили В. В. Зайков и А. А. Белоусова.

1 – серпентиниты аподунитовые и апогарцбургитовые меланжированные; 2 – риолиты; 3 – вторичные кварциты; 4 – агломератовые брекчии; 5 – отвал древней выработки.

pseudoivdelensis Khod., *G. insolita* Khod., *G. cf. optata* Barr., *Isorthis* (?) sp., *Meristella* (?) sp., *Plectatrypa* cf. *marginalis* Dalm., *Quadrithyrina losvensis* Khod., *Rugoleptaena* (?) sp., *Schizophoria striatula* Schloth., *Septatrypa zelia* Barr., *Sieberella* ex gr. *Sieberi* Buch., *Spinatrypa* (?) aff., *Strophonella* (?) sp., *Wilsoniella* cf. *princes* Barr., *Ivdelinia pseudoivdelensis* Khod. [Тищенко и др., 1978ф].

Там же Г. А. Полярной выявлены девонские криноидеи

На Ишкининском месторождении выделены две разнородные зоны. Западная зона представлена протяженным массивом гипербазитов шириной 3–5 км, ограниченным с запада субвертикальным разломом, по которому гипербазиты соприкасаются с известняками карбона. Восточная зона, вмещающая Ишкининское месторождение, сложена ансамблем блоков вулканических пород, олистостром и меланжа шириной 2–3 км. В пределах этой зоны выделяются два блока: в северном блоке преобладают отложения сакмарского комплекса, в южном – баймак-бурибайского и ишкининского (рис. 2.6). Границей между ними служит разлом восток-северо-восточной ориентировки, частично скрытый под речными наносами. Главной структурой южного блока является антиформа, в ядре которой обнажаются гипербазиты, а крылья сложены вулканогенными породами. С востока границей рудного поля служит разлом, за которым располагаются отложения верхнего девона.

Характеристика складчатых структур. В северном блоке *Ишкининского месторождения* отложения сакмарского комплекса представлены микститами и фрагментами потоков базальтов и имеют мощность более 270 м. Они разбиты на многочисленные блоки и смяты в сжатые изоклиналильные складки с крутым залеганием бортов. На исследованной территории выделяется одна антиклинальная структура (1), ядро которой сложено нижнесакмарской толщей, представленной преимущественно кремнистыми микститами. Размер обломков осадочных пород достигает десятков сантиметров. В вышележащих отложениях цельных складок не отмечено, и выделяются базальтовая и кремнистая толщи. Для этих отложений характерны мало-мощные тела серпентинитов вдоль субмеридиональных швов, вероятно, протрузивной природы. В южном блоке по данным бурения отрисована структура антиклинальной формы с падением пород на крыльях 40–60°. Она представлена двумя пластинами, сложенными породами сакмарского комплекса.

Породы баймак-бурибайского комплекса развиты в южном блоке, где они слагают три синклиналильные складки, разделенные антиформами из серпентинитов (рис. 2.7). Западная складка (2) имеет ширину 100–450 м и включает крупный олистолит диоритов. Центральная складка (3) соответствует кровле тектонической пластины среди ультрабазитов, восточная (4) – представлена синклиналию шириной 2–3 км, в ядре которой залегают кремнистые отложения ишкининской толщи. С востока складка ограничена субмеридиональным разломом. Отмечено, что состав отложений в пределах данной структуры меняется: на западе преобладают олистостромовые брекчии, на востоке – подушечные лавы базальтового и андезибазальтового состава.

Отложения среднего–верхнего девона представлены улутауской, мукасовской и зилаирской свитами. Непосредственно на площади рудного поля развиты отложения мукасовской свиты в виде пологой моноклинали, ограниченной крутопадающим разломом.

На *Ивановском месторождении* сульфидные залежи приурочены к контактам серпентинитов с надрудными блоками базальтов. Рудные тела и вмещающие тальк-карбонатные метасоматиты имеют восточное падение под углом 60–80°. На глубине 300–500 м падение становится пологим (20–30°), и складчатая структура приобретает коробчатую форму.

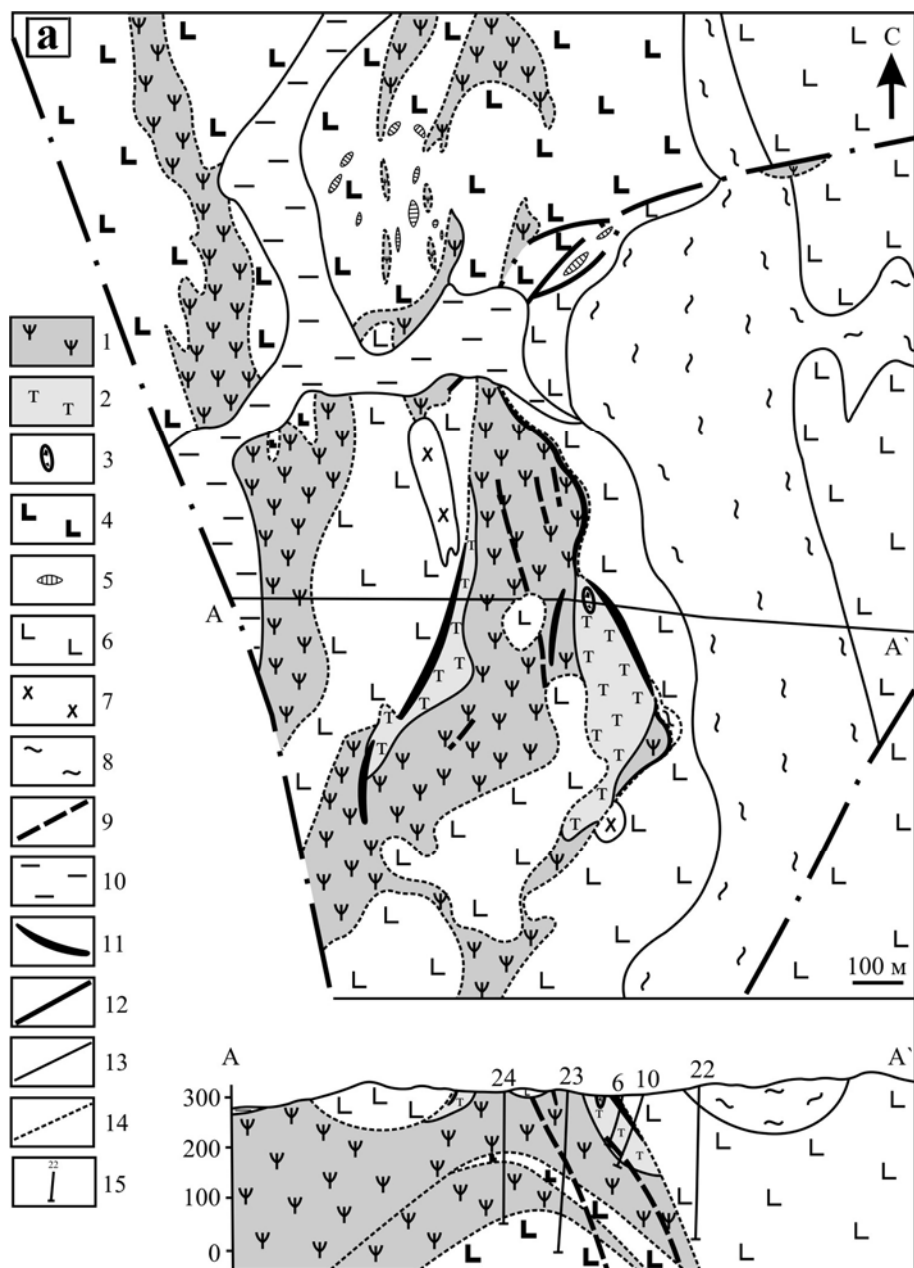
Дергамышское месторождение располагается в ядре крупной субмеридиональной синформы, сложенной верхнедевонскими отложениями. Ширина этой структуры 2–2.5 км, протяженность более 10 км; в ее восточном и западном бортах

находятся зоны меланжа. Крылья синформы крутые, а в ядре залегание почти горизонтальное.

Характеристика разрывных нарушений. В пределах исследованной площади откартированы разломы, которые по конфигурации сместителей разделены на 4 группы: 1) участвующие в строении антиформ и синформ; 2) субмеридиональные, секущие отложения сакмарской свиты и сопровождающиеся протрузиями серпентинитов; 3) восток-северо-восточные, разделяющие крупные блоки с преимущественным развитием силурийских и девонских отложений; 4) запад-северо-западные прямолинейные, секущие силурийские и девонские отложения и четко выделяющиеся при дешифрировании. Разломы, участвующие в строении антиформ и синформ, представлены швами на границе ультрабазитов и вулканогенных отложений и имеют мощность первые метры. Для них характерно развальцевание серпентинитов и изогнутая конфигурация.

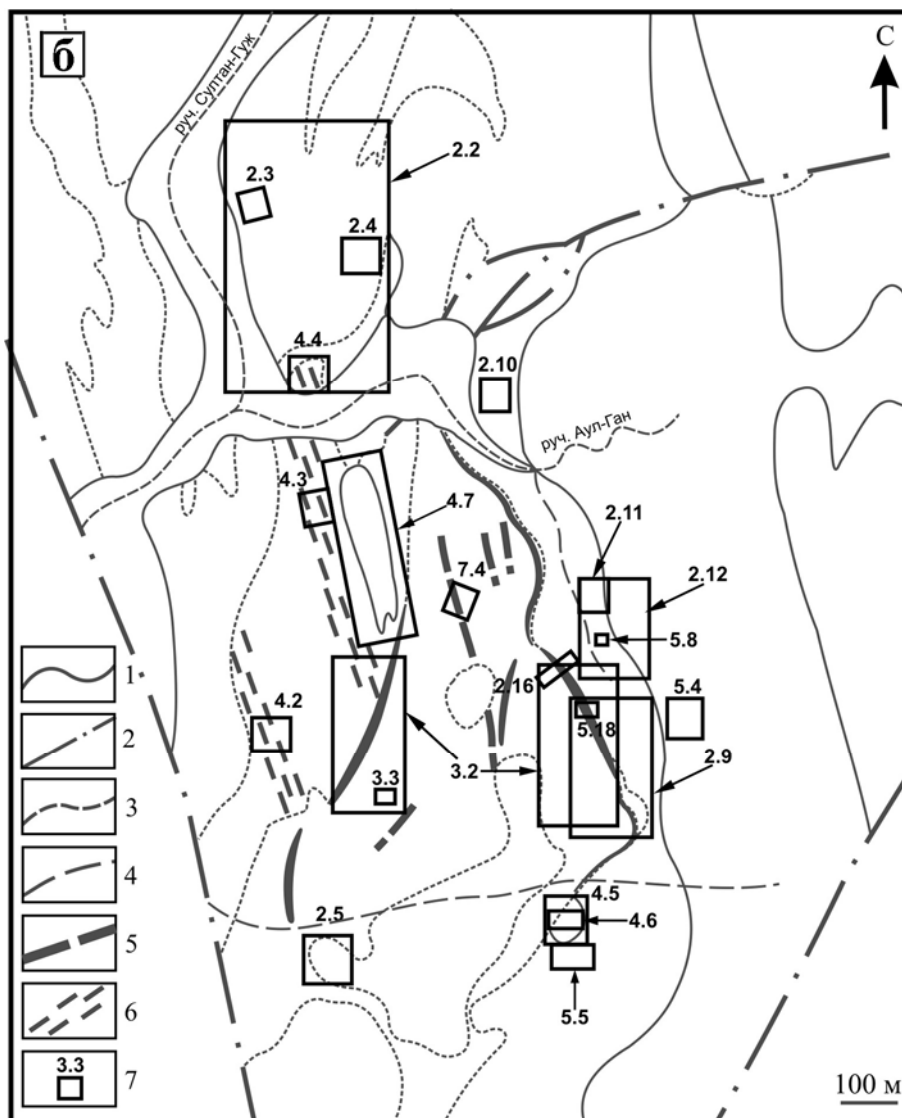
На *Ишкининском рудном поле* выделяются четыре тектонические границы II, III и IX, X, подчеркивающие антиформы (рис. 2.7). Верхняя граница ядра антиформы выделяется по перекрытию вулканомиктовыми брекчиями серпентинитов и имеет сложную конфигурацию (XI). Субмеридиональные разломы (IV, V) развиты в отложениях сакмарского комплекса и сопровождаются линейными телами серпентинитов, вероятно, протрузионной природы. Субширотный разлом (VI) разделяет полосу силурийско-девонских пород на два блока. В восточной части он обнажен, а в западной – перекрыт четвертичными отложениями долины руч. Аул-Ган. К этим структурам приурочены маломощные серпентинитовые тела. Последними по возрасту являются разломы восток-северо-восточной ориентировки (I), четко выраженные в рельефе. Они связаны с коллизионными процессами, обусловившими современную структуру региона.

Тектонофизическая характеристика месторождения выполнена В. А. Корчемгиным и др. [2000]. Для построений были измерены порядка 800 зеркал скольжения и минеральных прожилков. Наиболее тектонизированными являются серпентиниты и их брекчии, слагающие отдельную пластину. Штрихи скольжения и направления смещений чрезвычайно разнообразны: нередко на одной и той же поверхности фиксируется до 4–5 подвижек, относительную последовательность которых иногда удается проследить достаточно уверенно, изучая их пересечения. Реконструкции параметров тектонических полей деформаций и напряжений выполнены кинематическим методом О. И. Гущенко [1979] с помощью специальных компьютерных программ. По всей совокупности данных ось максимального удлинения суммарных деформаций изучаемой площади ориентирована по аз. 166 угол 54, ось укорочения аз. 59 угол 12, коэффициент Лодэ-Надаи, определяющий вид суммарной деформации, равен +0.19. Это указывает, в общем, на преобладание условий сжатия. Реконструкция полей тектонических напряжений позволяет выделить, как минимум, 6 этапов развития структуры месторождения, начиная со сдвигового поля напряжений до проявления взбросового поля.



2.6. Геологическая карта и разрез Ишкининского кобальт-медноколчеданного месторождения, по [Мелекесцева, Зайков, 2003] с дополнениями (а).

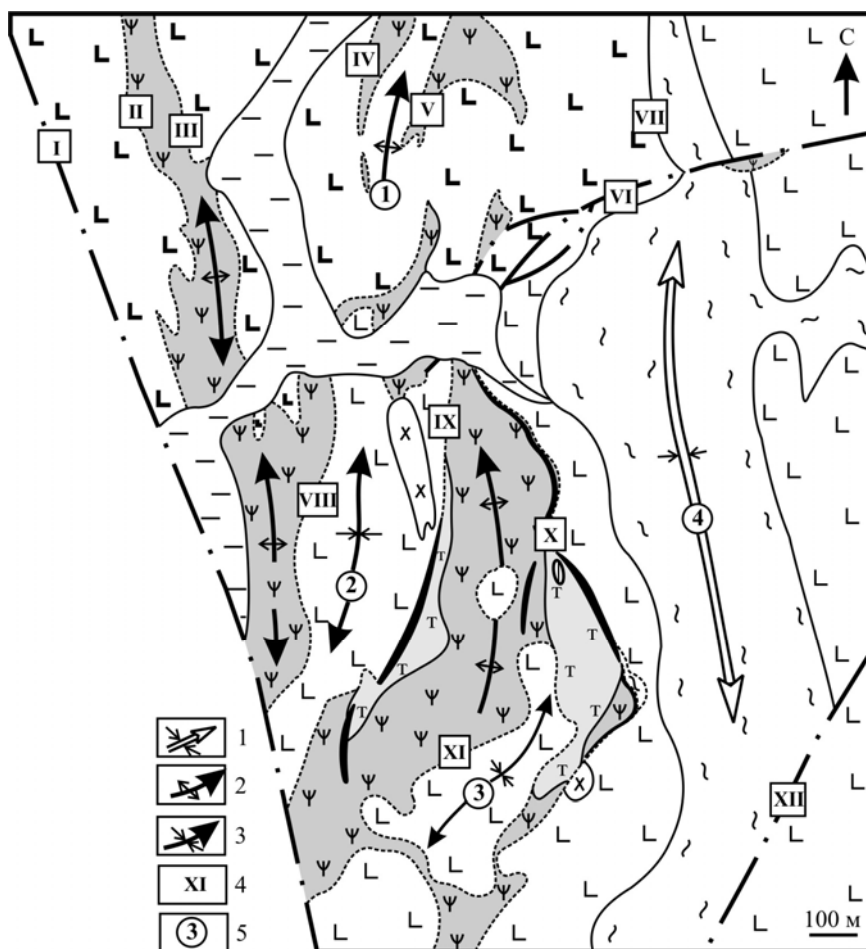
1 – аподунитовые и апогарцбургитовые серпентиниты ($O_2-S_1?$); 2 – зоны тальк-карбонатных метасоматитов; 3 – тело серпентинит-сульфидно-карбонатных брекчий; 4 – сакмарская свита (S sk): базальты и силлиты с силлами и дайками диабазов и базальтоидов ($v\mu S$); 5 – линзы известняков; 6, 7 – баймак-бурибайская толща (D_1b-br): 6 – базальты, андезиты-



базальты, вулканомиктовая олистострома с андезит-базальтовыми дайками, 7 – диориты, габбро-диориты ($\delta, \nu\delta D_1$) с дайками базальтоидов ($\nu\mu D_1$); 8 – ишкининская толща (D_{1-2ish}): силициты и вулканомиктово-кремнистая олистострома с блоками офикальцитовых брекчий; 9 – дайки габбро-пегматитов (D_1); 10 – четвертичные отложения (Q_{IV}); 11 – рудоносные зоны с кобальтсодержащими медноколчеданными рудами (вне-масштабный знак); 12 – разломы; 13 – границы стратиграфических подразделений и интрузивных тел, 14 – границы серпентинитовых пластин; 15 – разведочные скважины.

Расположение детальных зарисовок на Ишкининском рудном поле (б).

1 – геологические границы; 2 – разломы; 3 – ручьи; 4 – сухие логи; 5 – дайки габбро-пегматитов; 6 – дайки диабазов; 7 – границы детальных зарисовок с указанием номеров рисунков.



2.7. Упрощенная геологическая схема Ишкининского месторождения с тектоническими элементами. Составил В. В. Зайков.

1 – ось протяженной синклиальной складки; 2 – оси локальных антиклинальных складок; 3 – оси антиформ; 4 – номера разломов; 5 – номера складок (пояснения в тексте). Остальные условные обозначения см. на рис. 2.8.

На Ивановском месторождении выделяются два блока: северный и южный, разделенные разломом северо-восточного простирания с амплитудой смещения порядка 600 м. Рудные залежи ограничиваются с востока субмеридиональными разломами и располагаются на границе серпентинитов и базальтов в обоих блоках. Малоамплитудные разломы преимущественно субмеридиональной ориентировки рассекают вулканогенные отложения и тела ультрабазитов. Все перечисленные нарушения являются пострудными, что определяется по тектоническому характеру контактов рудных тел с рудомещающими образованиями.

По интерпретации А. А. Захарова [1975] среди разломов выделены дорудные, контролировавшие внедрение габброидов и сульфидное рудоотложение. Он считает, что в прерудный этап после внедрения интрузий основного состава происходило

интенсивное трещинообразование. Зоны брекчирования и рассланцевания развивались в серпентинитах и габброидах, способствуя проникновению гидротермальных растворов, развитию тальк-карбонатного метасоматоза и рудоотложению. Контакты рудных тел с вмещающими породами проходили по плоскостям сколовых трещин.

На *Дергамышском месторождении* выделено несколько пологих разрывных нарушений, ограничивающих отдельные тектонические пластины. Пострудный характер разломов определяется по деформациям пластовой кластогенной сульфидной залежи. Наиболее крупное нарушение располагается в подошве синформы, сложенной кремнистыми и терригенными отложениями позднего девона – раннего карбона. Оно сформировалось после раннего карбона на коллизионной стадии развития региона.

Таким образом, по времени формирования разломов и складчатых структур в исследованном районе выделяются четыре этапа, которые могут быть увязаны с геологическими событиями следующим образом:

1. Силурийский этап, соответствующий времени формирования олистостромовых толщ и деформаций сакмарской свиты.

2. Раннедевонский этап, обеспечивший образование благоприятных для рудоотложения и тальк-карбонатного метасоматоза серпентинитов проницаемых структур. Этот этап обусловлен образованием и развитием аккреционной призмы Западно-Магнитогорской палеоостровной дуги.

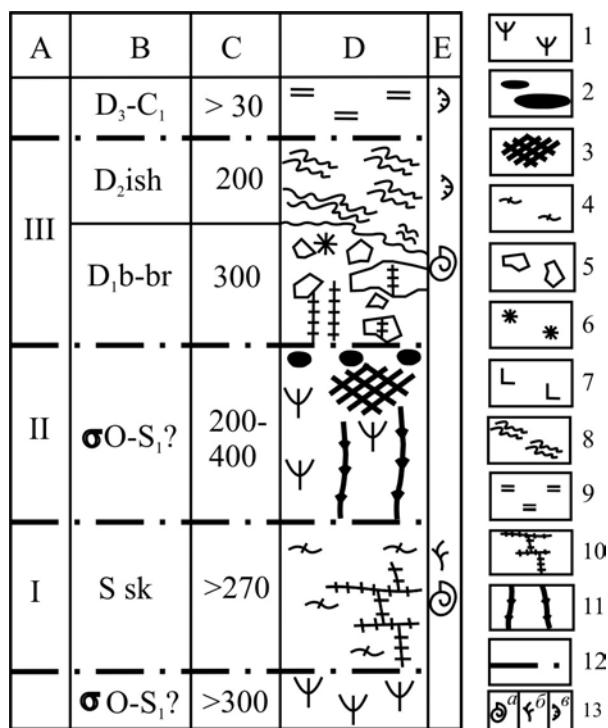
3. Среднедевонский этап, с которым связано образование разломов, нарушающих структуру силурийских и нижнедевонских отложений, а также олистостромовых комплексов. Этот процесс, вероятно, происходил одновременно с формированием палеоостроводужных структур.

4. Позднедевонский коллизионный этап, во время которого произошло формирование синформ и антиформ, а после этого – косая «коллизия», выразившаяся в образовании прямолинейных разломов. По характеру движений данные разломы формировался в условиях взбросового поля напряжений в сочетании с левосторонними сдвигами.

2.4. СТРОЕНИЕ ИШКИНИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Ишкининское месторождение располагается в Оренбургской области, в 20 км к западу от г. Гай (см. рис. 2.1). Оно приурочено к антиформе из тектонических пластин, сложенных серпентинитами, вулканитами и кремнями (см. рис. 2.6). Рудные зоны располагаются на крыльях и в центре серпентинитовой пластины и сопровождаются карбонатными и тальк-карбонатными апосерпентинитовыми метасоматитами. Рудное поле ограничено на западе и востоке крутопадающими меридиональными разломами сдвигового характера.

Строение тектонических пластин. Нижняя пластина вскрыта скважинами в ядре антиформы на глубинах 300–700 м и слагает тектонические блоки в северной части рудного поля, разделенные серпентинитовыми протрузиями (рис. 2.8) [Мелекесцева, Зайков, 2003]. Пластина сложена базальтами, кремнистыми и углеродистыми



2.8. Тектоностратиграфическая колонка Ишкининского рудного поля, по [Зайков, Мелекесцева, 2005].

A – номера пластин, B – возраст, C – мощность (м), D – состав пластин, E – фауна.

1 – серпентиниты (O₂-S₁?); 2 – обломочные сульфидные руды и серпентинит-сульфидные породы; 3 – массивные и прожилково-вкрапленные руды с зонами тальк-карбонатных метасоматитов; Сакмарский комплекс (S sk): 4 – толеитовые базальты, углеродистые силициты и алевролиты с остатками граптолитов, микститы; Баймак-бурибайский комплекс (D₁b-br): 5 – вулканомиктовая олистострома с блоками гранитоидов и габброидов, 6 – офикальцитовые брекчии, 7 – андезитбазальты; Ишкининский комплекс (D₁₋₂ish): 8 – кремнисто-терригенная олистострома; Мукасовский горизонт и Зилаирская свита (D₃-C₁): 9 – кремни, песчаники; 10 – системы даек и силлов базальтоидов; 11 – дайки габбро-пегматитов; 12 – тектонические границы пластин; 13 – фауна: а – брахиоподы, б – граптолиты, в – конодонты.

сланцами сакмарской свиты с небольшими серпентинитовыми протрузиями. По химизму вулканыты сакмарского комплекса тяготеют к E-MORB – обогащенным базальтам срединно-океанических хребтов и задуговых бассейнов (мас. %): SiO₂ – 45–55, Al₂O₃ – 13–16, Fe₂O₃ – 8–12, MgO – 3–7, TiO₂ – 1–2, MnO – 0.1–0.2, CaO – 5–8, Na₂O – 2–5, K₂O – 0.1–0.7, P₂O₅ – 0.1–0.4, ппп – 3–6, сумма – 99.81–100.41 [Мелекесцева, Зайков, 2003]. Некоторые составы лав обнаруживают сходство с островодужными толеитами. Содержания РЗЭ относят эти породы к N-MORB – нормальным базальтам срединно-океанических хребтов [Jonas, 2003].

Д. В. Борисенком с соавторами [2003] был изучен сопоставимый с низами сакмарской свиты дергаишский комплекс, представленный подушечными лавами с магмоподводящими диабазовыми дайками и расположенный западнее Ишкининско-

го рудного поля, в обрамлении Халиловского ультрамафитового массива. По данным этих авторов базальты имеют содержания TiO_2 0.9–1.6 мас. % и умеренное содержание щелочей – 3.2–4.1 мас. %. Незначительно повышенное содержание РЗЭ относительно хондрита характеризуется равномерным распределением, при этом La/Yb имеет значение порядка 1 и менее. На диаграммах соотношений $Zr-Ti/(100-Y?3)$ и $Zr-Ti/(100-Sr/2)$ фигуративные точки составов ложатся в поле базальтов океанического дна. Петрогеохимические параметры данных пород сходны с базальтами типа E-MORB. На основании этих данных авторами сделан вывод о принадлежности дергаишской толщи к офиолитовой ассоциации совместно с ультрамафитами Халиловского и Хабарнинского массивов.

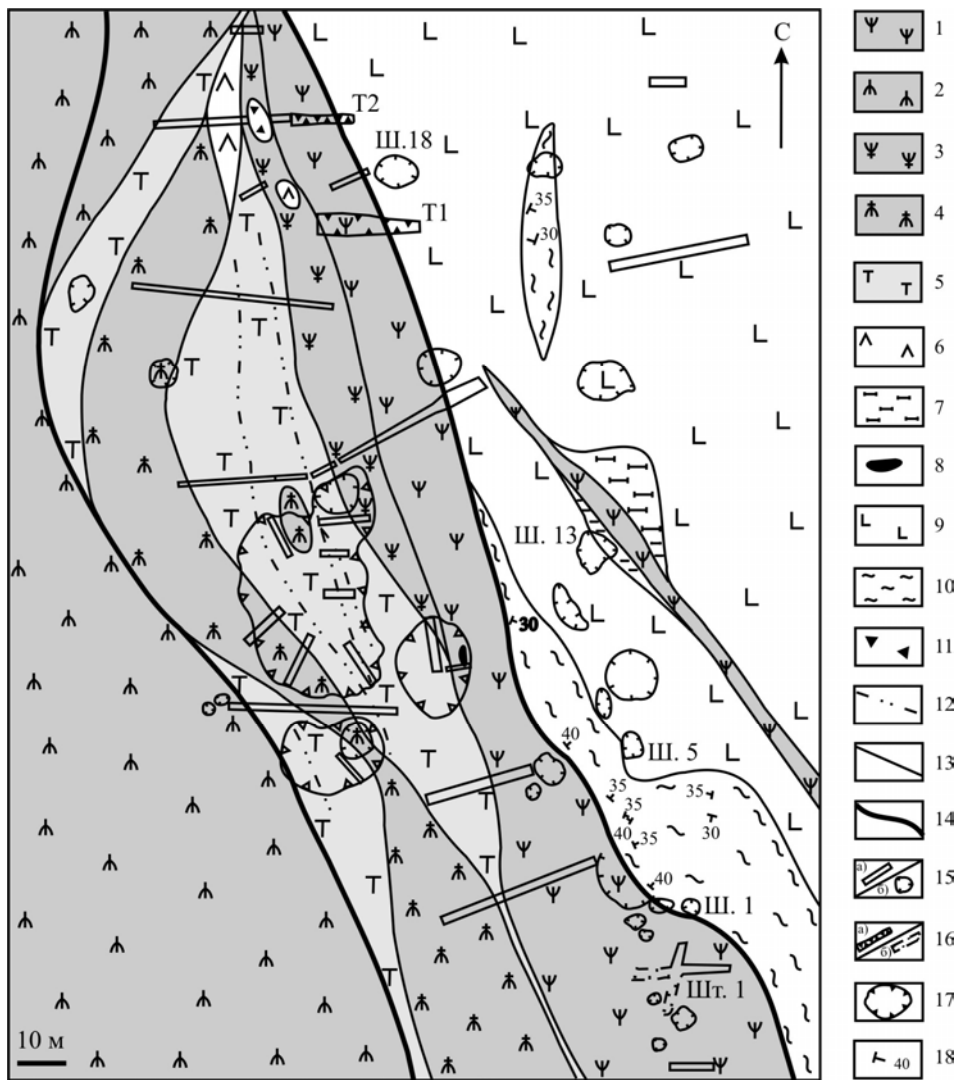
Средняя пластина мощностью 200–400 м представлена преимущественно меланжированными апогарцбургитовыми и аподунитовыми серпентинитами (рис. 2.9, фото VII, VIII). Геологическое картирование показало, что апогарцбургитовые серпентиниты расположены в центральной части антиформы, в то время как аподунитовые серпентиниты локализованы в виде отдельных блоков в ее крыльях. Серпентиниты осложнены зонами меланжа, которые обычно разделяют аподунитовые и апогарцбургитовые разности. Зоны имеют преимущественно субмеридиональное простирание, ширина их от 5 до 30 м. Они содержат будины всех разновидностей серпентинитов размером до нескольких метров.

В кровле пластины ультрамафитов установлены рудоносные конгломератовидные серпентиниты. По данным К. Д. Субботина [1942ф] они сосредоточены в пачке мощностью 10–40 м и длиной 300 м (центральная часть Восточной рудной зоны). Конгломератовидные породы образуют прослой мощностью от 1 до 12 м. Состав обломков разнообразен: апогарцбургитовый, аподунитовый, пироксенитовый. Форма их округлая, размер 1–5 см, редко до 20–40 см. Цемент псаммитопсефитовый, представленный серпентинитами, фрагментами кристаллов пироксенов, обломками сульфидов. Псаммитовые и псефитовые частицы заключены в мелкочешуйчатой массе, состоящей из хризотила, антигорита, серпофита, талька, хлорита в различных соотношениях. Обломки и цемент часто подвержены карбонатизации, оталькованию и хлоритизации. Отмечено наложение халькопиритовой и кобальтиновой минерализации на цемент и обломки.

Строение кровли серпентинитовой пластины осложнено зоной меланжа (развальцевания и брекчирования по К. Д. Субботину), что приводило предыдущих исследователей к заключению о тектонической природе конгломератовидных серпентинитов. В связи с выявлением олистостром, содержащих серпентинитовые брекчии и песчаники как в зоне Главного Уральского разлома [Иванов и др., 2000; Серавкин и др., 2003], так и в других офиолитовых зонах [Геологическое ..., 1992], представляется вполне закономерным отнесение описанных пород к седиментогенным образованиям.

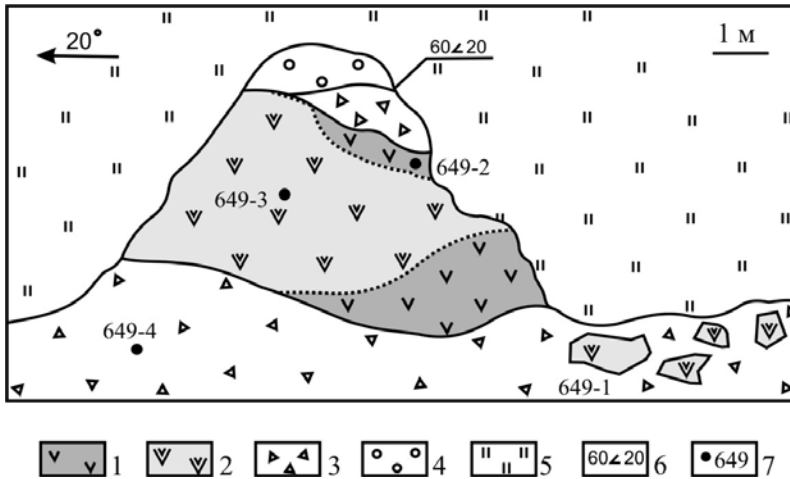
Аналогичные конгломератовидные серпентиниты выявлены и на юго-восточном фланге рудного поля. Здесь такие породы образуют линзовидные тела мощностью несколько метров (фото IX). К этим образованиям приурочены залежи мелкопрожилкового хризотил-асбеста, в которых минерализация наложена на обломки серпентинитов (фото X).

Верхняя пластина сложена двумя толщами: вулканогенной и осадочной. Вулканогенная (баймак-бурибайская, D_1b-br) толща представлена лавокластитам, ксенолавокластитам и эдафогенными брекчиями олистостромовой природы (фото XI, XII). Встречаются также крупные обломки габбро и диоритов, достигающие в поперечнике 25 м (рис. 2.10, 2.11). Наиболее крупный олистолит имеет размеры



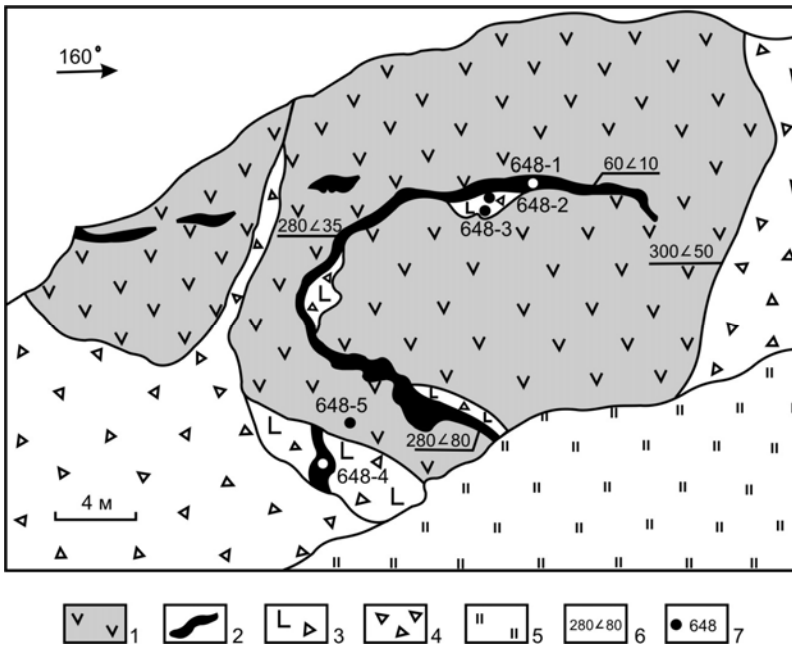
2.9. Геологическая карта Восточной рудоносной зоны Ишкинского месторождения, по [Мелекесцева, Зайков, 2003].

1 – аподунитовые серпентиниты; 2 – апогарцбургитовые серпентиниты; 3 – карбонатизированные аподунитовые серпентиниты; 4 – карбонатизированные апогарцбургитовые серпентиниты; 5 – тальк-карбонатные апосерпентинитовые метасоматиты; 6 – листвениты?; 7 – пироксениты; 8 – линза коричневых аподунитовых серпентинитов с обильной вкрапленностью хромшпинелидов; 9 – вулканомиктовые брекчии базальтового состава с олистолитами силицитов, яшм и карбонатных брекчий; 10 – фтаниты с прослоями песчаников; 11 – брекчии с карбонатным цементом, обломками серпентинитов, пирит-пиррогиновых и халькопирит-пирит-пиррогиновых руд; 12 – серии карбонатных жил в метасоматитах; 13 – границы геологических тел; 14 – контуры рудной зоны; 15 – контуры канав (а) и шурфов (б) с указанием номеров шурфов с рудными отвалами; 16 – траншеи, пройденные в 2001 г. (а) и штольни 40-х гг. (б); 17 – контуры древних карьеров; 18 – элементы залегания слоистости во фтанитах.



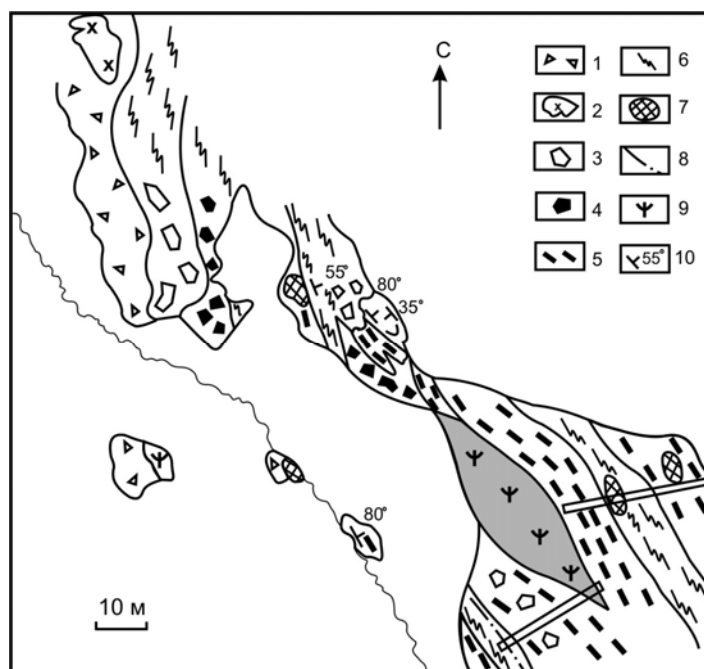
2.10. Схема геологического строения габбро-диоритового олистолита на правом берегу руч. Аул-Ган. Составил В. В. Зайков.

1 – габбро-диориты; 2 – горнблендиты; 3 – брекчии базальтов; 4 – брекчии базальтов с обломками амфиболитов; 5 – задреновано; 6 – падение контактов; 7 – номера образцов.



2.11. Схема геологического строения габбро-диоритового олистолита вблизи границы вулканомиктовых брекчий и кремнеобломочной толщи. Составил В. В. Зайков.

1 – габбро-диориты; 2 – дайки диабазов; 3 – вулканомиктовые брекчии базальтового состава; 4 – вулканомиктовые брекчии; 5 – задреновано; 6 – падение контактов; 7 – номера образцов.



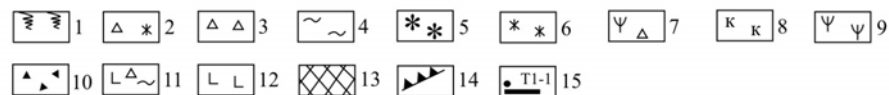
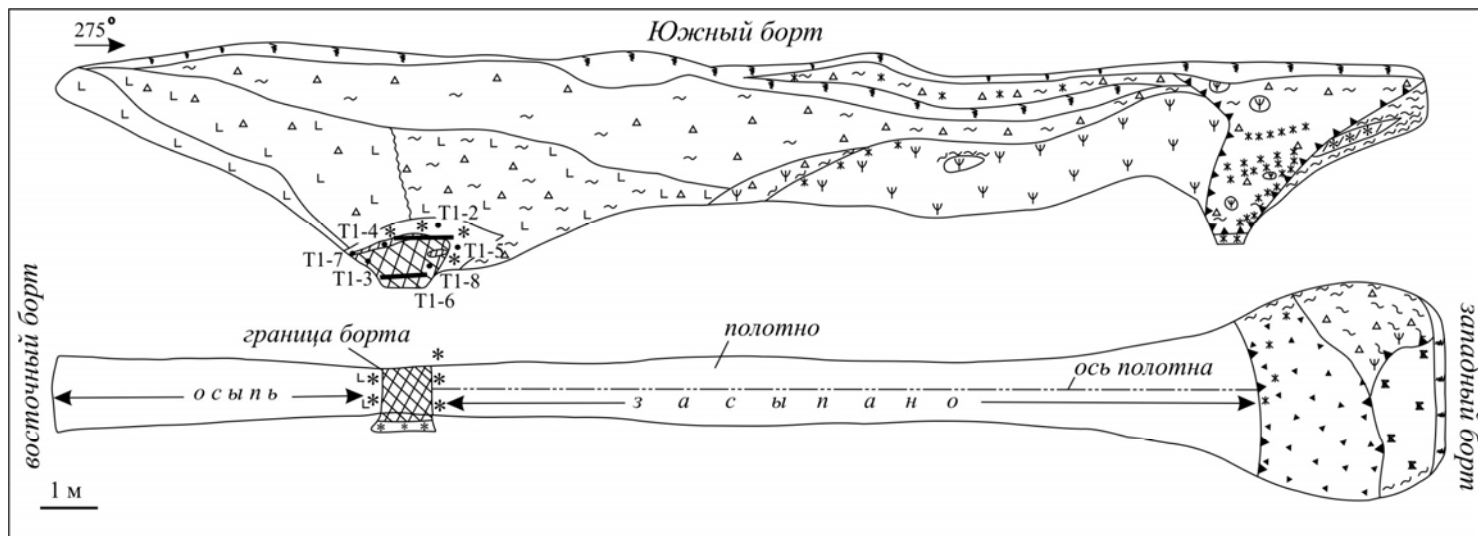
2.12. Схема геологического строения фрагмента олистостромы в районе Восточной зоны. Обн. 648. Составил В. В. Зайков.

1 – вулканомиктовая олистострома; 2 – олистолит диоритов; 3 – олистострома кремнистая сероцветная; 4 – олистострома красноцветная; 5 – фтаниты; 6 – офикальцитовая брекчия; 7 – алевролиты; 8 – серпентиниты; 9 – элементы залегания слоистости; 10 – места отбора образцов.

130 ? 350 м и сложен габброидами. Для него характерно брекчиевое сложение и дайки базальтов. В основании кремнеобломочной толщи находится олистолит длиной около 50 м и мощностью 5–20 м, сложенный серпентинитами (рис. 2.12). Вмещающими для него являются вулканогенные брекчии и красноцветные алевролиты с обломками серпентинитов размером 1–2 см.

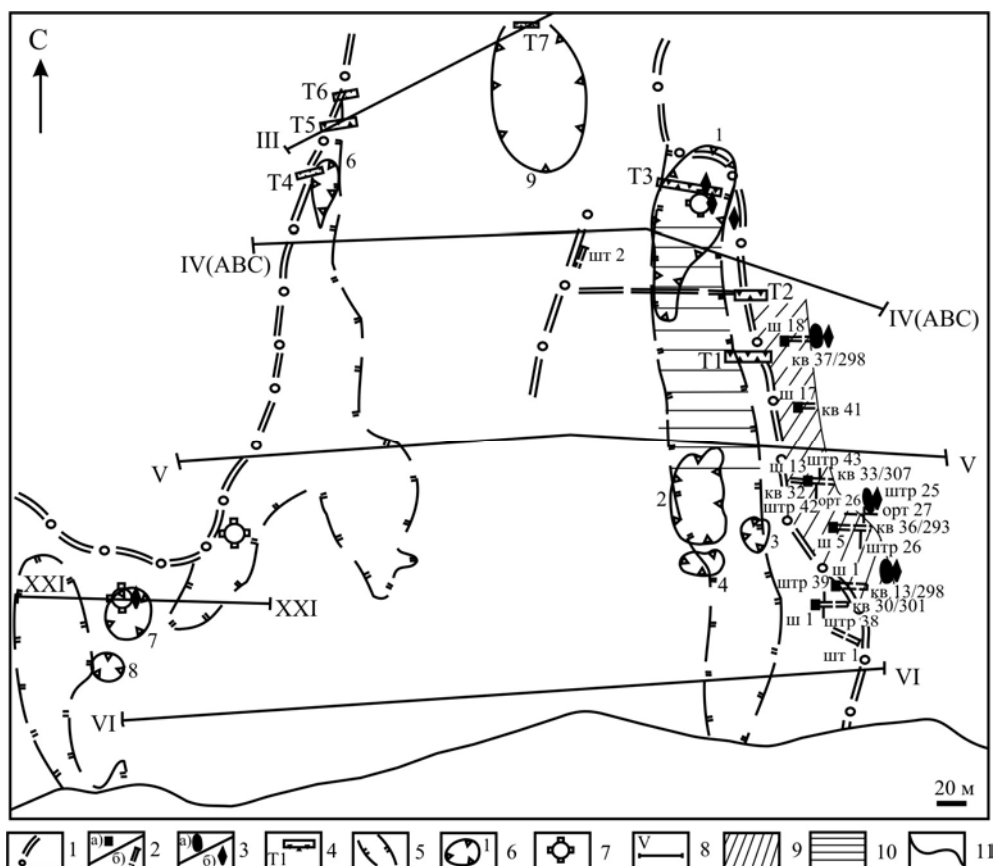
В 2001 г. для выяснения характера взаимоотношений между серпентинитовой и вулканогенно-осадочной пластинами силами ОАО «Гайский ГОК» были пройдены 2 траншеи – Т1 и Т2, которые вскрыли тектонический контакт серпентинитов и вулканомиктовых брекчий (рис. 2.13, фото XIII). Граница серпентинитов с фтанитами и песчаниками ишкининской толщи также представлена зоной тектонической глинки мощностью 2 м. В песчаниках присутствуют хромшпинелиды и обломки серпентинитов.

Строение рудных зон. При проведении геологоразведочных работ в 40–60-х гг. XX в. оруденение было вскрыто скважинами, глубокими шурфами со штреками и рассечками и штольнями (рис. 2.14). В результате этих работ на рудном поле были выделены три рудные зоны, имеющие субмеридиональное простирание: Западная, Центральная и Восточная [Субботин, 1942ф; Сидоренко, 1957ф; Полуэктов, Гудков, 1965ф]. Наиболее детальные разведочные работы с применением подземных горных выработок проводились в центральной части Восточной зоны. Для уточнения геологического строения с помощью руководства Гайского ГОКа была организована проходка 7 траншей глубиной от 2 до 5 м, которыми вскрыты контакты рудоносных зон и отвалы древнего карьера № 1.



2.13. Схема геологического строения южного борта и полотна траншеи № 1. Контакт серпентинитов и вулканомиктовых брекчий. По [Мелекесцева, Зайков, 2003] с изменениями.

1 – почвенно-растительный слой; 2 – глинисто-щебнистые отложения светло-коричневого цвета с обломками серпентинитов и их ожелезненных разностей; 3 – светло-серый делювий аподунитовых серпентинитов; 4 – рассланцованная глинистая порода; 5 – линза лимонитизированных пород вплоть до бурых железняков с карбонатными жилками; 6 – ожелезнение пород; 7 – глинистый делювий с обломками аподунитовых серпентинитов; 8 – серая карбонатная апосерпентинитовая порода с карбонатными жилками и гнездами; 9 – аподунитовые серпентиниты; 10 – сульфидно-серпентинит-карбонатные брекчии; 11 – базальтовый делювий светло-кремового цвета с дресвянистыми и агломератовыми обломками; 12 – базальты, раздробленные на блоки и местами ожелезненные; 13 – линза сливной гематитизированной породы; 14 – контур древней выработки; 15 – места отбора бороздовых и точечных проб с их номерами.



2.14. Схема расположения рудоносных зон и горных выработок Ишкининского месторождения, по [Мелекесцева, Зайков, 2003].

1 – рудоносные зоны; 2 – шурфы (а) и проекции подземных горных выработок (б), вскрывших сульфидные руды; 3 – рудные отвалы (а) и места отбора штучных проб руды (б); 4 – траншеи, пройденные в 2001 г.; 5 – контуры тел тальк-карбонатных пород; 6 – контуры древних карьеров; 7 – места находок единичных зерен золота; 8 – линии производственных разрезов; 9 – разведанная часть рудоносной зоны на контакте серпентинитов и вулканомиктовых брекчий; 10 – разведанная часть рудоносной зоны в тальк-карбонатных породах; 11 – автомобильная дорога г. Гай – д. Ишкинино.

Восточная рудная зона охватывает контакт ультрабазитовой и базальтовой пластин, где развиты оруденелые конгломератовидные серпентиниты и примыкающие с запада тальк-карбонатные метасоматиты по серпентинитам с прожилково-вкрапленной и брекчиевой сульфидной минерализацией (см. рис. 2.9). Протяженность зоны около 800 м при ширине в плане 80–100 м; оценена она 3 линиями скважин [Сидоренко, 1957ф; Полуэтов, 1962ф]. Центральная часть зоны протяженностью 200 м до глубины 30 м вскрыта 16 подземными выработками [Субботин, 1942ф]. В ассоциации с конгломератовидными серпентинитами выявлено 15 сплошных линзообразных рудных тел, которые постепенно переходят во вкрапленные. Мощность рудных тел от 0.3 до 2 м, длина по простиранию от 0.5–2 до 30–65 м, по

падению – 20–30 м. Падение рудных тел крутое – 65–80° и соответствует контакту пластин [Сидоренко, 1957ф].

В ассоциации с тальк-карбонатными метасоматитами установлено 26 линзообразных рудных тел (18 с массивной и 8 с вкрапленной сульфидной рудой). Некоторые сплошные рудные тела по простиранию и в зальбандах переходят во вкрапленные руды. Мощность рудных линз – 0.3–5.5 м, длина по простиранию 15–163 м, по падению – 13–60 м, глубина залегания – от 25 до 90 м от земной поверхности. В поле этих метасоматитов сохранились четыре древних карьера, из которых северный является самым крупным и имеет длину 120 м, ширину 20–40 м и глубину до 10 м. Судя по составу отвала, разрабатывались малахитовые и азурит-малахитовые руды в тальк-карбонатных породах [Юминов, Зайков, 2002]. В южной части зоны конгломератовидные серпентиниты и тальк-карбонатные метасоматиты разделены линзой аподунитовых серпентинитов.

В зонах тальк-карбонатных пород широко развиты брекчии серпентинитов и руды в карбонатном цементе. Мощность брекчий составляет от 2 до 4 м, длина по простиранию до 200 м, падение пологое на восток [Субботин, 1942ф].

Подсчитанные запасы разведанной части Восточной зоны (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. % [Сидоренко, 1957ф]. Прогнозные ресурсы колчеданных руд на общую длину рудоносных зон в 2000 м определены в 1 110 000 тонн [Субботин, 1942ф].

Центральная рудная зона имеет длину 150 и мощность несколько метров. Она приурочена к зоне меланжа, разделяющего блоки аподунитовых и апогарцбургитовых серпентинитов. Зона вскрыта двумя канавами, штольней № 2, шурфом 19 и скважиной 15; оруденение прослежено до глубины 24 м. В северной части в районе штольни обнажены вторичные руды, представленные серпентинитами с примазками и корками малахита.

Западная рудная зона приурочена к западному крылу антиформы и связана с телом тальк-карбонатных метасоматитов сложной морфологии. Она представлена двумя участками: северным и южным, вытянутыми в общей сложности на 540 м, шириной 50–60 м. На северном участке, в месте выклинивания зоны метасоматитов, сохранились древний карьер размером 20 ? 40 м. В шурфах 12 и 14 на глубинах 20–22 м в днище карьера были найдены обломки сульфидных руд [Субботин, 1942ф]. Три траншеями (№ 4, 5 и 6), пройденными в 2001 г., вскрыты лимонитизированные тальк-карбонатные породы.

На южном участке двумя небольшими древними карьерами (7 и 8, см. рис. 2.8) вскрыты измененные серпентиниты и метасоматиты лимонитизированные, с обильной вторичной медной минерализацией. Кроме того, к оталькованным серпентинитам и тальк-карбонатным метасоматитам приурочены единичные находки самородного золота в серпентинитах [Шавалеев, Юминов, 2002].

Строение древних карьеров. На Ишкининском месторождении сейчас известно девять древних карьеров, из которых извлекалась медная руда [Субботин, 1941ф]. Древние карьеры имели диаметр 20–80 м и глубину до 20 м. Некоторые из них находятся на крутом склоне и напоминают террасы. При проведении геологоразведочных работ на месторождении в 1940–1942 гг. в шурфах, вскрывающих древние карьеры, были обнаружены обломки керамических изделий с примитивным «веревочным» орнаментом, характерным для начала бронзового века. Впоследствии А. Д. Полуэктовым [1955ф] в Западной рудной зоне разведочным шурфом на глубине 20 м была вскрыта древняя выработка в сульфидизированных породах.

Судя по сохранившимся рудам, добывавшиеся медные минералы представлены малахитом и азуритом, местами присутствуют вторичные минералы кобальта и мышьяка. Присутствие мышьяка в рудах, вероятно, сделало возможным получение из них мышьяковистой бронзы.

Наиболее крупный карьер врезан в северный склон сопки и окружен с востока, юга и запада склонами, сложенными серпентинитами и тальк-карбонатными породами (рис. 2.15; фото XIV). По периметру карьера фиксируется несколько небольших округлых ям, реконструированных как разведочные выработки. Карьер имеет грушевидную форму и вытянут в меридиональном направлении согласно с ориентировкой восточной рудной зоны. Его длина – 120 м, максимальная ширина – около 40 м. Современная глубина карьера – до 5 м, но, судя по находкам орудий древнего горного промысла [Субботин, 1941ф], его глубина в древности достигала 15 м. На днище поперек выработки фиксируются три оплывших со временем отвала, которые отсыпались друг на друга по мере отработки карьера. Высота самого большого из них более 5 м.

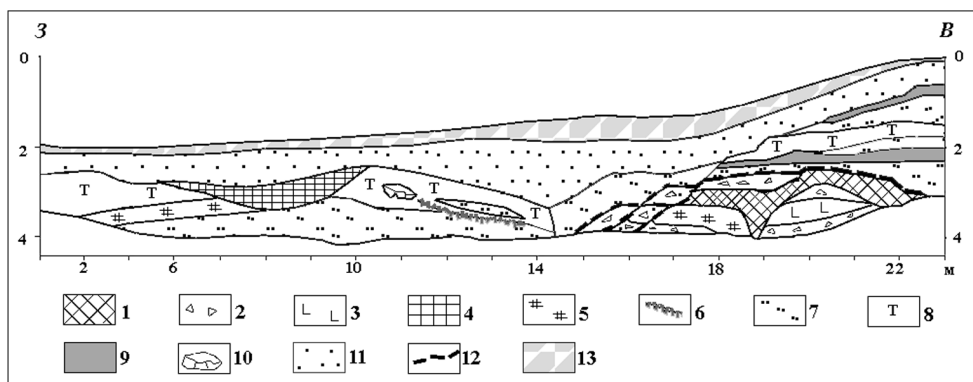
Верхняя часть северного отвала была вскрыта траншеей. Отвал сложен дресвяно-щебнистым материалом, слои которого залегают кулисообразно (рис. 2.16). Разрез отвальных отложений включает три горизонта, различающиеся как по минералого-петрографическим особенностям слагающего их материала, так и по величине обломков. Горизонты, как правило, разделены погребенными почвами, что свидетельствует о длительном перерыве в разработке рудника. В отвалах фиксируются кости домашних животных и псевдоморфозы лимонита по древесине. Возможно, это фрагменты креплений, либо деревянные клинья, либо рукоятки орудий.

Разработка месторождения, судя по расположению отвалов, проводилась планомерно: сначала добывались руды северного борта, затем по мере их истощения



2.15. Общий вид с севера Большого Ишкинского карьера, вскрытого поперек траншеей 2001 г.

Черным пунктиром обозначен контур карьера, белым – контур отвалов.



2.16. Схема строения отвала Большого древнего карьера Ишкининского месторождения.

1–3 – нижний горизонт: 1 – рудный склад № 1 с азурамалахитом; 2 – щебень серпентинитов; 3 – щебень базальтов; 4–10 – средний горизонт: 4 – рудный склад № 2 с «медной зеленью»; 5 – бурые железняки; 6 – склад талькового сырья; 7 – глинисто-щебнистый материал серпентинитов; 8 – щебень тальк-карбонатных пород; 9 – зольники; 10 – места находок наковален; 11 – верхний горизонт: темно-коричневый суглинок с щебнем выветрелых серпентинитов; 12–13 – почвы: 12 – погребенные; 13 – современный почвенно-растительный слой.

забой постепенно перемещался в южном направлении. Отработанное место засыпалось породой, добываемой на очередном «горизонте». Добытые руды перерабатывались на месте, о чем свидетельствуют металлургические шлаки, найденные на месте поселения древних горняков, хотя возможно основная часть руды экспортировалась в соседние регионы.

На руднике производилась попутная добыча талькового сырья, о чем свидетельствуют линзы тальковых «глин», которые предварительно очищались от примесей и складировались в определенном месте. Подобное сырье могло быть использовано в качестве добавок при изготовлении керамики.

В четвертом карьере западной рудной зоны разведочным шурфом на глубине 20 м в сульфидизированных породах вскрыта древняя выработка. Этот факт имеет большое значение, поскольку обсуждается вопрос о возможности использования сульфидных руд в бронзовом веке. По данным С. А. Григорьева [2000, 2003], в металлургических шлаках на поселениях бронзового века присутствуют фрагменты сульфидов, что может свидетельствовать о применении сульфидного сырья либо о примеси такового в окисленных рудах. Данный карьер также был вскрыт траншеей, однако видимой медной минерализации не было отмечено. В отвале встречены обломки бурого железняка и карбонатизированных пород, что позволяет высказать предположение о добыче золотых руд. Среди серпентинитов в подобном карьере на южном фланге западной рудной зоны были обнаружены единичные пленки золота [Шавалеев, Юминов, 2002].

2.5. СТРОЕНИЕ ИВАНОВСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ

Ивановское рудное поле находится на юго-востоке Республики Башкортостан, в 20 км к западу от г. Бурибай (см. рис. 2.1). Оно включает в себя Ивановское место-

рождение и Юлбарсовский участок, располагающийся в 13 км к северу от Ивановского месторождения.

Ивановское месторождение приурочено к тектоническим контактам интенсивно меланжированного Байгускаровского ультрамафитового массива (фото XV, XVI) с блоками базальтов, диабазов, габбро и силицитов силурийского и девонского возрастов (рис. 2.17) [Захаров, Захарова, 1975; Зайков и др., 2001; Татарко и др., 2004ф]. Структуру рудного поля можно определить как блоковый меланж, обусловленный сочетанием разрывных нарушений субмеридионального, северо-восточного и северо-западного направлений. На рудном поле исследователями было выделено 6 поколений разрывных нарушений, из которых наиболее древние представлены субмеридиональными разломами восточного падения, по которым контактируют блоки базальтов и серпентинитов и которые определяют размещение рудных тел [Захаров, 1975]. Рудоносные структуры смещены разломами северо-восточного простирания, которые затрагивают отложения верхнего девона и связываются с коллизионными процессами [Серавкин и др., 2001]. Строение рудного поля также определяют мощные зоны меланжа, включающие блоки базальтов и углеродистых алевролитов, кремнисто-углистых алевролитов, предположительно, силурийского возраста. Северо-восточная часть рудного поля представлена крупным блоком базальтов, диабазов и габбро (рис. 2.18), в центральной части развиты серпентиниты, а в западной – наблюдается ансамбль мелких блоков вулканогенных, осадочных и ультрамафитовых пород.

С некоторым допущением на рудном поле выделены 4 пластины мощностью 100–400 м (рис. 2.19) [Зайков, Мелекесцева, 2005]. Первая, залегающая на силурийских углеродистых отложениях, представлена серпентинитами Байгускаровского массива, вмещающими западный участок месторождения (рис. 2.20). В пределах рудных зон серпентиниты подверглись метасоматическому преобразованию в тальковые, тальк-карбонатные и карбонат-тальковые породы [Захаров, Захарова, 1975]. Мощность зоны этих пород достигает 450 м. Габброиды и пироксениты, вмещающие рудные тела и находящиеся в непосредственной близости к ним, превращены в хлоритовые и тальк-хлоритовые породы. По периферии рудной зоны последние преобразованы в кварц-хлоритовые, карбонат-хлоритовые, кварц-карбонат-хлоритовые породы, частично окварцованные и оталькованные. Рудные тела месторождения залегают во всех зонах метасоматических пород. Геологоразведочными работами были установлены 102 рудных подсечения в метасоматитах по габброидам и 46 в метасоматитах по серпентинитам [Захаров, Захарова, 1975].

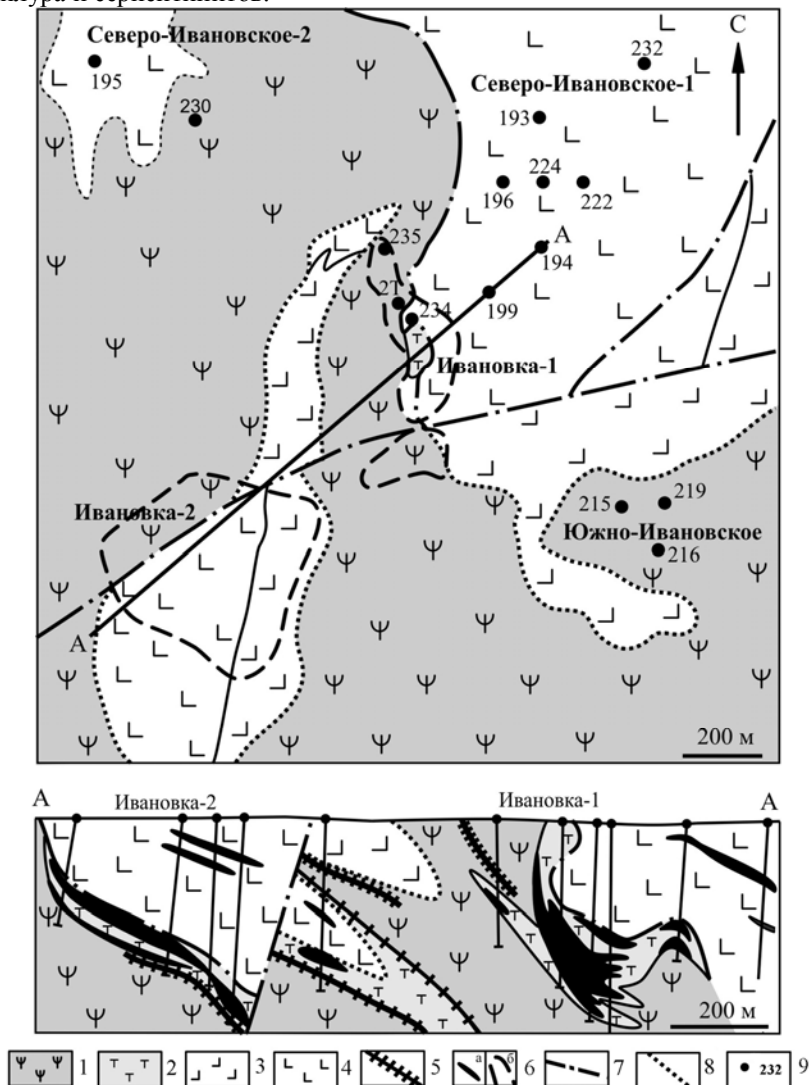
К кровле тектонической пластины серпентинитов приурочен нижний уровень сульфидной минерализации Ивановского месторождения.

Вторая пластина сложена толеитовыми базальтами и углеродистыми силицитами сакмарской свиты с остатками граптолитов.

Третья пластина имеет строение близкое к первой и вмещает зоны апосерпентинитовых и апогаббровых метасоматитов вместе с основным сульфидным рудным телом.

Четвертая пластина завершает «разрез» и представлена толщей известково-щелочных андезибазальтов с дайками и силлами базальтоидов [Симонов и др., 2002]. Мощность пластины около 500 м [Зайков и др., 2006ф]. В ее кровле залегают пачка ксенолавокластитов (скв. 195, инт. 106–127.9 м), содержащих обломки различного состава: базальтов, диабазов, кварца, габбро, диоритов. Цемент данных пород часто гематитовый и сходен с продуктами окисления сульфидных руд (госсанитов). Выше залегают пачка порфировых андезибазальтов.

В пределах месторождения широко развиты интрузивные тела габбро, габбро-диабазов и пироксенитов, залегающие согласно с тектоническими пластинами вулканитов силура и серпентинитов.

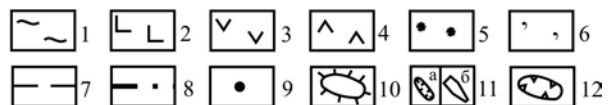
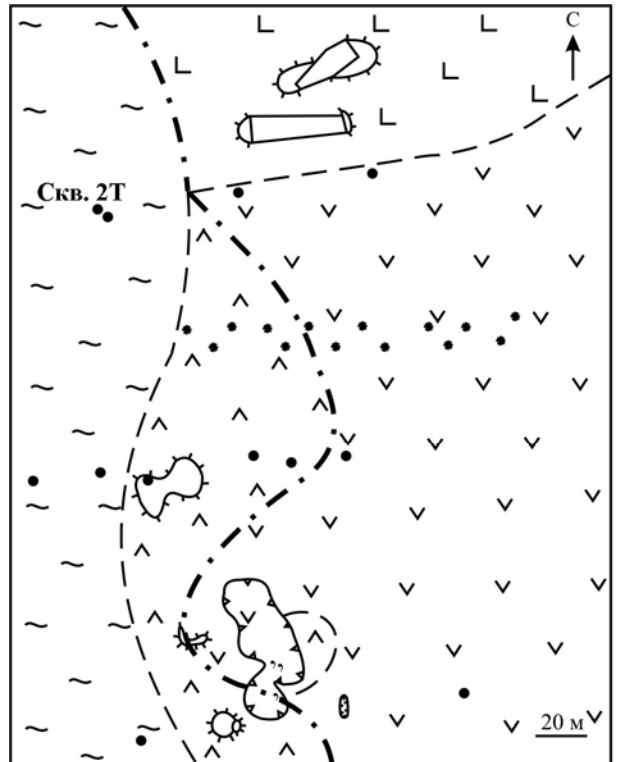


2.17. Геологическая карта и разрез Ивановского кобальт-медноколчеданного месторождения, по [Татарко и др., 2004ф] с упрощениями.

1 – серпентиниты (O_2-S_1 ?); 2 – зоны различных метасоматитов: тальковых и тальк-карбонатных по серпентинитам, хлоритовых, кварц-хлоритовых, карбонат-кварц-хлоритовых по базальтам, габброидам и пироксенитам; 3 – сакмарская свита (?) (S sk): базальты, осадочные отложения; 4 – баймак-бурибайская толща (D_1b-br): базальты, диабазы; 5 – пластины пироксенитов и габброидов; 6 – руды: а – рудные тела(на разрезах); б – проекции рудных тел на дневную поверхность; 7 – разломы; 8 – границы серпентинитовых тел; 9 – разведочные скважины.

2.18. Схема геологического строения северного участка Ивановского месторождения. Составили И. Ю. Мелекесцева и В. А. Яковлева.

1 – четвертичные отложения; 2 – базальты; 3 – диабазы; 4 – листвениты (?); 5 – ожелезнение; 6 – малахитизация; 7 – границы геологических тел; 8 – разлом; 9 – местоположение разведочных скважин; 10 – отвалы разведочных шурфов; 11 – горные выработки: а) разведочные каналы, б) траншеи; 12 – контур древнего карьера.



На месторождении установлены две рудоносные зоны (см. рис. 2.17), в которых находятся линзы сульфидных руд [Бучковский, 1966ф; 1970; Захаров, Захарова, 1975]. **Первая рудоносная зона** (Ивановка-I) приурочена к контакту восточного базальтового блока с серпентинитами и имеет восточное падение.

Вторая рудоносная зона (Ивановка-II) располагается в

западной части в сходной позиции, в подошве базальтового блока. А. А. Захаровым [1975] установлено, что сульфидные руды наложены на разрывы восточного падения и секутся разрывами западного падения. Рудные залежи локализуются в хлорит-карбонатных метасоматитах, развивающихся по габбро-диабазам и в тальк-карбонатных метасоматитах – по серпентинитам (рис. 2.21, 2.22), и образуют будины, реже крупные линзы, падающие на восток под углом 35–60°, протяженностью 200–700 м и мощностью 6–40 м; встречаются также ветвящиеся жилы и штокверки. Запасы Ивановского месторождения по категориям C_1+C_2 составляют: руды – 24 млн т, Cu – 210 тыс. т, Ni – 27 тыс. т, Co – 9 тыс. т, Au – 10 т, Ag – 32 т [Татарко и др., 2004ф].

На Ивановском месторождении также находится древний карьер на восточном фланге рудной зоны Ивановка-I, в котором добывались окисленные медные руды. Карьер представлен слабо выраженной ямой глубиной 1–2 м, длиной по днищу до 50 м и шириной бортов 3–8 м. С востока карьер примыкает к склону, с запада ограничен отвалом высотой 1–3 м и шириной 5–15 м. Вероятно, разрабатывалась зона хлоритизированных базальтов с примазками и корками малахита мощностью 3–6 м с восточным падением, которая параллельна халькопирит-пирротиновому рудному телу среди тальк-карбонатных метасоматитов.

A	B	C	D	E
IV	D ₁ b-br(?)	>200		
III	σ O-S ₁ ?	100-200		
II	S sk(?)	400		
I	σ O-S ₁ ?	>250		
	S sk.	300		

2.19. Тектоностратиграфическая колонка Ивановского рудного поля, по [Зайков, Мелекесцева, 2005]. Условные обозначения см. на рис. 2.8.

Выше второй рудоносной зоны работами последних лет установлен верхний уровень рудоотложения [Татарко и др., 2004ф; Зайков и др., 2006ф]. Он располагается в верхней базальтовой толще на глубине 124–155 м (скв. 193, 194, 195, 199, 222, см. рис. 2.17). Сульфидная минерализация этого уровня характеризуется преобладанием пирита над халькопиритом и пирротитом и представлена вкрапленностью, жилами и прожилками в породе. Местами отмечены горизонты госсанитов в кровле сульфидного уровня. Вмещающие породы подвергнуты интенсивной гидротермальной проработке в виде хлоритизации, гематитизации, эпидотизации.

Юлбарсовский участок находится на северо-восточном фланге Ивановского



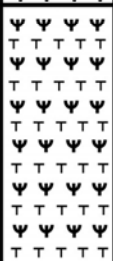


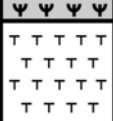


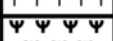

рудного поля в 12 км к северу от Ивановского месторождения, имеет размер 2 ? 1.5 км и представляет собой моноклинально залегающие пластины нижнесилурийских вулканитов и ультрамафитов, перекрытые девонскими кремнистыми отложениями. Угол наклона пластин изменяется от 45 до 55°.

Нижняя пластина представляет собой серию хлоритизированных даек габбро и габбро-диабазов общей мощностью до 60 м.

Вторая пластина представлена лавокластитами и ксенолавокластитами с потоками базальтов и диабазов, глинисто-кремнистыми, углисто-глинисто-кремнистыми сланцами и линзами известняков. Мощность пластины 100–150 м. В зоне хлоритизированных базальтов и вариолитов на глубинах 174–240 м в скв. 190 выявлена сульфидная минерализация, связанная с кварц-карбонатными жилками. В зальбандах жил и центральных частях наблюдаются единичные выделения халькопирита размером 1–3 мм (до 1 см) и пылевидная вкрапленность пирита с размером зерен до 1 мм. Определены физико-химические условия формирования этих жил (см. главу 7).

Третья пластина сложена серпентинитами и имеет мощность около 120 м. Серпентиниты неоднородные, местами карбонатизированные.

Четвертая пластина представлена лавокластитами и ксенолавокластитами с потоками базальтов, вариолитов и диабазов. Мощность ее 180–200 м. На контактах пластины с апопиритовыми серпентинитами установлены небольшие зоны с сульфидной минерализацией, одна из которых вскрыта карьером в восточной части блока и представлена бурыми железняками. Для оценки минерализованных зон были пробурены скв. 17 (1959 г.) и скв. 126 (2001 г.). Они вскрыли халькопирит-пиритовые руды с содержанием Cu 5.4–6.4 %, Co 0.05–0.12 %, Au 1–1.8 г/т, Ag 8–28 г/т. Мощность рудных интервалов 0.3–0.7 м.

19.8		Песчано-глинистые отложения
85.7		Серпентиниты апогарцбургитовые, местами эпидотизированные и карбонатизированные с крупными реликтами Px, замещенного Bt и Srt. Рассечены Ep и Cal жилками, мощностью до 3 см, местами переходящих в серпентинит-карбонатные брекчии с обломками серпентинитов.
156.0		Серпентиниты апогарцбургитовые с Srt и зонами тальк-карбонатных метасоматитов. Местами эпидотизированы, хлоритизированы, карбонатизированы, оталькованы и гематитизированы. Зоны тальк-карбонатных метасоматитов мощностью до 2-4 м, сложены светло-серыми породами с мелкозернистой структурой, полосчатой и пятнистой текстурами. Породы секутся жилками Ep, Srt, Chz и Hem, мощность до 1 см. Также рассечены сетью поздних жил Calc и прожилков, окрашенных Hem мощностью до 5-8 см, переходящих в брекчии с обломками серпентинитов. В жилках встречаются бурые обломки гематит-карбонатного состава размером до 1 см. В цементе и серпентинитовых обломках имеется вкрапленность сульфидов (Pу, Po) размером до 1 мм.
172.0		Тальк-карбонатные метасоматиты серо-зеленого цвета. Секутся жилками Hem, Ep и Cal мощностью до 1 см.
186.0		Серпентиниты серпофитовые оталькованные с зонами тальк-карбонатных метасоматитов и перетертой массой (вероятно, представляющей тектонические разломы). Секутся Cal и Pу-Po жилками мощностью до 1 см.
248.0		Серпентиниты серпофитовые оталькованные и карбонатизированные с зонами тальк-карбонатных метасоматитов с прожилково-вкрапленной сульфидной минерализацией, представленной Pу, Po, Chp и Sph. Имеются многочисленные интервалы с перетертой массой, мощность которых достигает нескольких метров, представляющие тектонические разломы.
275.5		Серпентиниты апогарцбургитовые с зонами тальк-карбонатных метасоматитов. Серпентиниты серпофитизированы, эпидотизированы, карбонатизированы и оталькованы. Секутся редкими карбонатными жилками мощностью до 2 мм.
327.5		Серпентиниты апограцбургитовые с редкой сульфидной вкрапленностью (Pу, Po) размером до 1 мм. Местами серпофитизированы, эпидотизированы и оталькованы. Рассечены жилками Ep, Srt, Chz и Cal мощностью до 2 см. Имеются зоны дробления и рассланцевания.
336.0		Тальк-карбонатные метасоматиты с редкой сульфидной вкрапленностью (Pу, Po).
365.0		Серпентиниты апогарцбургитовые, местами аподунитовые. Иногда серпофитизированы и оталькованы. Секутся жилками Cal мощностью до 2 см.

2.20. Литологическая колонка скважины 230. Составил Д. А. Артемьев. Местоположение скв. см. на рис. 2.17.

10.0		Песчано-глинистые отложения
		Серпентиниты апогарцбургитовые, местами брекчированные. Разбиты карбонатными жилами мощностью от 0.5 до 15 мм (в раздувах до 3 см). Имеется три системы жил: большая часть жил субпараллельна оси керна, другая часть сечет керн под углом 40–50° к оси, третья представлена паутинообразной сетью мощностью 0.1–0.5 мм (до 2 мм).
37.6		Базальты афировые хлоритизированные с сетью карбонатных жил мощностью до 1 см, содержание которых возрастает с 58.0 до 60.1 м. Базальты интенсивно подроблены, местами представлены перетертой массой.
60.1		Серпентиниты аподунитовые хлоритизированные. Сильно брекчированы, местами перетерты. Секутся единичными карбонатными прожилками средней мощностью 5 мм. Карбонатизация проявлена слабо. Имеется сульфидная вкрапленность (Po).
75.3		Массивные и брекчиевые Po руды с вкрапленностью Chp и обломками серпентинита, секущиеся Chp-Py и Py жилками и более поздними прожилками Chz и Cal, с которым связаны глобулы Py.
83.0		Габбро, переходящие в брекчии, с жилками и обрастаниями Cal с включениями Py. Размер обломков до 5 см, они секутся жилками и содержат включения Po размером до 2 см.
92.0		Серпентинит нефритоидный бутыльно-зеленый с жилками Po и Cal.
99.7		Po руды с жилками Cal.
119.0		Апосерпентинитовый хлоритоид с вкрапленностью и жилками Cal и Po. Содержит шпировидные включения St.
133.8		Тальк-карбонатные метасоматиты светло-серые с полосчатыми, массивными и пятнистыми текстурами и вкрапленностью St.
139.3		Секутся Po и Cal жилками мощностью до 5 см.
		Апобазальтовый хлоритолит с Po вкрапленностью.
		Тальк-карбонатные метасоматиты светло-зеленого цвета с жилками Po, Cal и Q мощностью до 1.5 см, и сульфидной вкрапленностью (Py). Секутся дайками хлоритизированных диабазов с сульфидной вкрапленностью (Po, Py).
187.1		Диабазы с сульфидной вкрапленностью. Секутся жилками Po, переходящими в массивные Po руды.
215.0		Тальк-карбонатные метасоматиты с жилками Po мощностью до 3 см.
225.0		Po руда с гнездами карбонатов
231.5		Диабазы с Py вкрапленностью. Секутся жилками Po и Chp, переходящими в массивные Po руды с вкрапленностью Py и Chp.
243.0		Тальк-карбонатные метасоматиты с жилками Po мощностью до 1.5 см.
252.6		Po руда с Chp-Py вкрапленностью и гнездами Cal.
269.0		Тальк-карбонатные метасоматиты с жилками Po мощностью до 1.5 см.
285.5		Серпентиниты аподунитовые темно-зеленого цвета с вкрапленностью Po.
300.3		

2.21. Литологическая колонка скважины 234. Составил Д. А. Артемьев. Местоположение скв. см. на рис. 2.17.

		Серпентиниты хлоритизированные, карбонатизированные, оталькованные и серпофитизированные с вкрапленностью и жилками Po мощностью 1-2 мм. В верхней части выветрелые, местами переходящие в дресвянник.
62.7		Тальк-карбонатные метасоматиты и талькиты с прослоями массивных и прожилково-вкрапленных руд, представленных Po с вкрапленностью Chp и Py. Метасоматиты секутся крупными кварц-карбонатными жилами мощностью до 2-3 см с Po минерализацией и Py-Po прожилками мощностью до 0.5 см, переходящие в массивные Po руды с вкраплениями Chp.
86.7		
		Вкрапленные, прожилково-вкрапленные и массивные Py-Chp-Po руды в тальк-карбонатных и тальк-хлоритовых метасоматитах (дайки габброидов) с зональными агрегатами и жилками Po мощностью 2-3 см. Местами породы окварцованы.
120.8		Базальты вариолитовые (размер вариолей до 6-8 мм) хлоритизированные переходящие в хлоритолиты, иногда с небольшими прослоями лавокластитов (до 30 см). Имеется сульфидная вкрапленность (Py, Po). Базальты перемежаются с блоками габбро и габбро-долеритов хлоритизированных с Po прожилками и вкрапленностью размером до 5 мм.
150.9		Серпентиниты массивные темно-зеленого цвета с сульфидной вкрапленностью (Py, Po).
174.7		Серпентиниты аподунитовые с зонами тальк-карбонатных и тальк-хлоритовых метасоматитов, мощность которых достигает нескольких метров.
198.0		Прожилково-вкрапленная и массивная Py-Po руда в серпентинитах и тальк-карбонатных метасоматитах.
206.7		Тальк-карбонатные метасоматиты с жилками карбоната мощностью до 1 см, иногда с вкрапленностью Py и Po. Содержат значительные количества St размером до 2 мм.
216.0		
227.5		Серпентиниты карбонатизированные и оталькованные, иногда рыхлые с Py-Po вкрапленностью.
248.7		Тальк-карбонатные метасоматиты с крупными зернами St (до 3 мм) и сульфидной вкрапленностью (Po).
252.9		
		Массивные Py-Chp-Po руды.
		Тальк-карбонатные и тальк-хлоритовые метасоматиты с Srt и Q с зонами хлоритизированных и подробленных серпентинитов и прослоями Po руд (мощностью до первых метров). Секутся жилками Cal мощностью до 1 см. В метасоматитах и серпентинитах встречается сульфидная вкрапленность (Po, Py).
295.6		Аподунитовые серпентиниты массивные с прослоями массивных Po руд мощностью до 40 см.

2.22. Литологическая колонка скважины 235. Составил Д. А. Артемьев. Местоположение скв. см. на рис. 2.17.

Пятая пластина мощностью 50–80 м представлена чередующимися серпентинитами и вулканитами, аналогичными нижележащим слоям.

Шестая пластина мощностью 30–40 м сложена базальтами, вариолитами, лавокластитам.

В кровле блока залегают яшмовидные кремнистые отложения мукасовского горизонта, мощностью 20–30 м. Кремни, в свою очередь, перекрываются флишевыми отложениями с полимиктовыми песчаниками и туфопесчаниками, алевролитами, аргиллитами и гравелитами зилаирской свиты. Мощность толщи на Юлбарсовском участке составляет 30–40 м.

Скважиной № 114 на Юлбарсовском участке вскрыто прожилково-вкрапленное халькопирит-пирроотиновое оруденение с повышенной кобальтоносностью [Татарко и др., 2004ф]. В интервале 50.7–51.3 м содержание металлов составляет (%): Cu 3.20, Co 0.11, Zn 0.13, а также Ag 15 г/т; в интервале 107.7–108.3 м – Cu 6.00, Co 0.135, Zn 0.46 при содержании Ag 10 г/т.

2.6. СТРОЕНИЕ ДЕРГАМЫШСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ

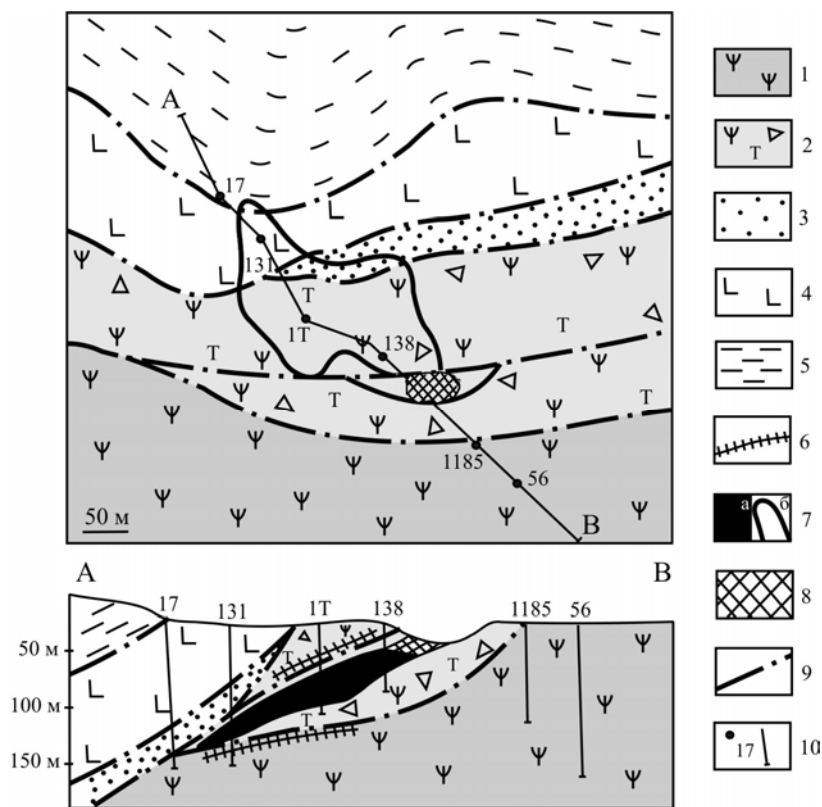
Дергамышское рудное поле находится в 6 км к ЮВ от Ивановского месторождения (см. рис. 2.1). Рудное поле включает в себя Дергамышское месторождение и Казанский участок с сульфидной минерализацией, располагающийся в 2 км к юго-востоку от него.

Дергамышское месторождение приурочено к западному крылу региональной синформы и сложено тектоническими пластинами серпентинитов, базальтов и вулканогенно-осадочных пород силура и девона (рис. 2.23) [Бучковский, 1966ф; Зайков и др., 2001]. В совокупности они также образуют синформу субмеридионального простирания с пологим западным и крутым восточным крылом, ядро которой представлено силицитами мукасовского горизонта. Отдельные блоки сложены базальтами и андезибазальтами, формационная принадлежность которых различна: наряду с толеитовыми разностями присутствуют и породы известково-щелочной серии [Симонов и др., 2002].

На месторождении выделяется шесть тектонических пластин мощностью 50–400 м (рис. 2.24) [Зайков, Мелекесцева, 2005].

Первая пластина, подстилающая рудоносные серпентиниты, представлена олистостромовой толщей пестрого состава и сложного блокового строения. В ней присутствуют крупные олистолиты фтанитов, яшм, базальтов, андезитов и кварц-плагиоклазовых риолитов, офикальцитовых брекчий. Последние слагают блоки размером от метра до нескольких десятков метров в полимиктовых олистостромах на левобережье р. Дергамыш близ пос. Байгускарово. В кровле пластины залегают серпентинитовые конгломераты и песчаники, детально описанные в главе 5. В составе обломочного материала присутствуют углеродистые отложения, содержащие силурийские граптолиты.

Вторая пластина сложена брекчированными серпентинитами, в кровле которых располагается сульфидное линзообразное тело с массивными и обломочными рудами. В нижней части пластины выявлен прослой серпентинитовых песчаников и гравелитов, а в средней присутствуют несколько тел габбро-пегматитов.



2.23. Геологическая карта и разрез Дергамышского кобальт-медноколчеданного месторождения, по [Зайков и др., 2001] с изменениями.



1 – серпентиниты ($O_2-S_1?$); 2 – брекчированные серпентиниты с зонами тальк-карбонатных метасоматитов и силлами диабазов и габбро; 3 – сакмарская свита (?) (S sk): вулканомиктовые и полимиктовые песчаники с прослоями кремней и пластинами серпентинитов; 4 – баймак-бурибайская толща (D_1b-bt): базальты с линзами углеродистых алевролитов; 5 – мукасовский горизонт (D_3): силициты; 6 – тела габбро, габбро-диабазов (внемасштабный знак); 7 – руда: а – рудное тело, б – его проекция на поверхность; 8 – зона окисления рудного тела и контур древнего карьера; 9 – разломы; 10 – разведочные скважины.

Третья, «надрудная», пластина близка по составу ко второй и представлена брекчированными серпентинитами с линзами тальк-карбонатных пород, блоков габброидов и диабазов.

Четвертую пластину слагают вулканомиктовые отложения с прослоями углеродистых алевролитов и песчаников, плитчатыми телами серпентинитов. Считается, что эта пластина принадлежит силуру по сходству осадочных пород с отложениями сакмарской свиты, охарактеризованными в этом районе граптолитами [Захаров, 1975].

Пятая пластина сложена андезитами и андезибазальтами.

Шестая пластина с наиболее высоким стратиграфическим положением представлена флишоидными отложениями зилаирской свиты с фтанитами и силицитами в основании разреза (мукасовский горизонт), образующими ядро брахисинклинальной складки.

A	B	C	D	E
VI	D ₃ -C ₁	>300	= = =	⇒
V	D ₁ b-br	100-150	L L	
IV	S sk(?)	>70	~ ~	
III	σO-S ₁ ?	50-100	Ψ Ψ Ψ	
II	σO-S ₁ ?	300-400		
I	D ₁ b-br(?)	300-500	* * * * * 	
	σO-S ₁ ?	>500	Ψ Ψ	

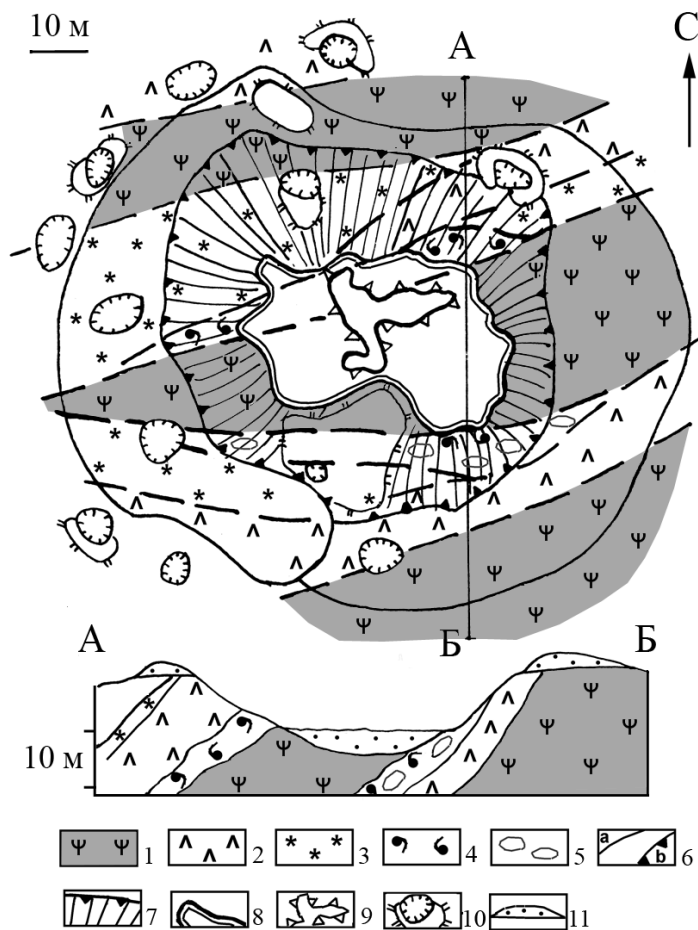
2.24. Тектоностратиграфическая колонка Дергамышского рудного поля, по [Зайков, Мелекесцева, 2005]. Условные обозначения см. на рис. 2.8.

Дергамышское месторождение включает только одно рудное тело, залегающее на контакте серпентинитовой и маломощной пироксенитовой пластин (см. рис. 2.23). По данным геологоразведочных работ рудное тело имеет северное падение под углом 30–35°, выклиниваясь на глубине 130 м [Бучковский, 1966ф]. Форма тела линзовидная, мощность варьирует от 6.5 до 40 м в раздуве, поперечник – 150–200 м. На флангах рудное тело 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 рассланцевания, а в висячем – рудокластитами. Внутри залежи наблюдаются линзы и отдельные обломки тальк-хлоритовых пород. Вмещающие породы подвержены метасоматическим изменениям в виде оталькования, окварцевания, карбонатизации и хлоритизации. Запасы месторождения по категории C₁ + C₂ 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 [Татарко и др., 2004ф].

На Дергамышском месторождении находится один из самых крупных древних карьеров в пределах Южного Урала (фото XVII). Рудник представлен карьером на южном фланге месторождения (рис. 2.25), имеет близкую к прямоугольной форму, поперечник 70–80 м, глубину 10–12 м. Он окружен прерывистым валом, наиболее выраженным в западной и восточной частях, где имеет высоту около 3 м при крутизне склонов 15–25°. На дне карьера находится отвал опаловых пород в виде гряды высотой 1–2 м. Опалиты – белые, желтоватые, оранжевые, красные со стекляннным блеском. Подобные породы редко встречаются на других медных рудниках Урала, в настоящее время обнаружены только в карьере месторождения Летнее, но они известны в Центральном Казахстане (Акбастау и Кусмурун), где характерны для золотоносных зон окисления сульфидных руд в аридных условиях.

Вторичная медная минерализация (малахит и хризоколла) проявлена в северном и восточном бортах в щебне серпентинитов. Сульфидов на поверхности не обнаружено, но участками отмечена интенсивная лимонитизация. В отвале глубокого шурфа на северном борту карьера встречены обломки лиственитов с пирит-пирротиновой минерализацией.

С целью ревизии руд Ивановского и Дергамышского месторождений на благороднометалльную минерализацию в 1999 г. Сибайским филиалом ОАО «Башкиргеология» в центральной части месторождений были пробурены скважины – 1Т и 2Т



2.25. Схема строения древнего карьера на Дергамышском месторождении. Составили И. Ю. Мелекесцева и В. А. Яковлева.

1 – серпентиниты; 2 – листвениты; 3 – серпентиниты обохренные с включениями опалитов; 4 – участки развития медной зелени; 5 – серпентинитовый меланж; 6 – границы карьера: а – внешняя, б – внутренняя; 7 – стенки карьера; 8 – контур днища карьера; 9 – контур опалитового склада на дне карьера; 10 – оплывшие современные шурфы с отвалами; 11 – рыхлые отложения древних отвалов и днища карьера.

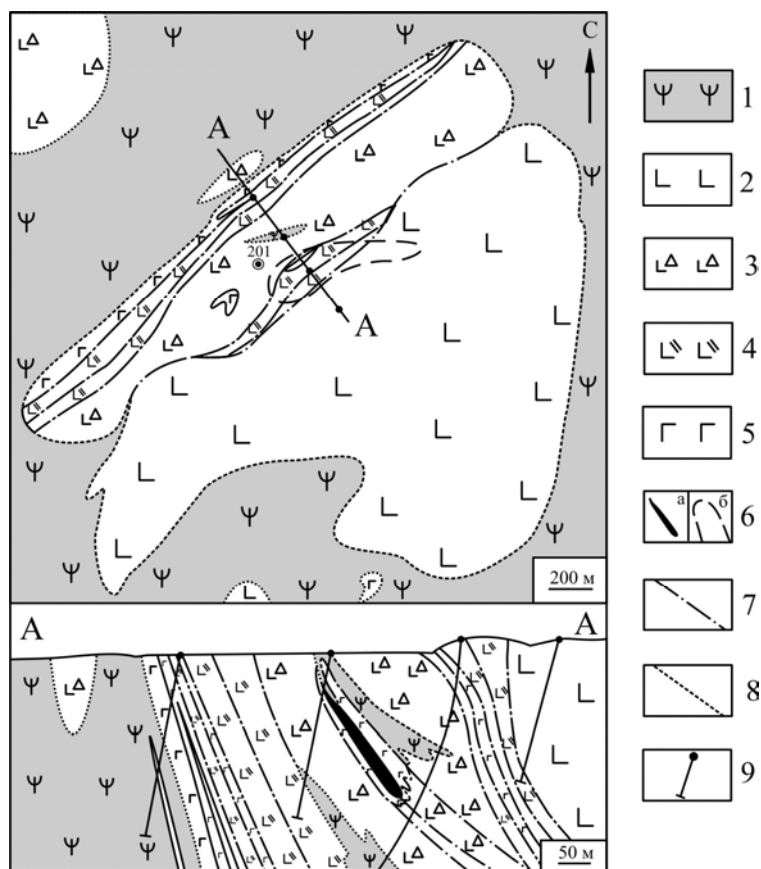
(положение показано на рис. 2.18 и 2.23). Скважина 2Т (Ивановское месторождение) глубиной 190 м перебурила 1/3 мощности Первой рудонесной зоны и вскрыла 13 рудных интервалов общей мощностью 22 м среди гидротермально измененных мафит-ультрамафитовых пород [Тесалина и др., 2000ф; Зайков и др., 2001; Tesalina et al., 2003]. По аналогии с масштабными геологоразведочными работами 60-х гг., большая часть рудных подсечений в скважине 2Т также была связана с хлоритовыми метасоматитами по мафическим породам.

Скважина 1Т (Дергамышское месторождение) глубиной 78 м полностью пересекла рудное тело (см. рис. 2.23). В разрезе ее было выделено 5 основных рудных

интервалов с массивной рудой, разделенных агломератовыми брекчиями серпентинитового, рудного и смешанного состава (обломки руды и серпентинитов) и сульфидными песчаниками [Тесалина и др., 2000ф; Зайков и др., 2001].

В 2004–2006 гг. Сибайским филиалом ОАО «Башкиргеология» были проведены поисковые работы на кобальт-медноколчеданное оруденение в пределах Ивановского и Дергамышского рудных полей [Татарко и др., 2004ф]. В связи с этим были пробурены многочисленные скважины в блоках серпентинитов и базальтоидов глубиной до 500 м на флангах рудных полей (см. рис. 2.17, 2.23), которые подсекли разноуровневую сульфидную прожилково-вкрапленную минерализацию в гидротермально-измененных породах [Зайков и др., 2006ф].

Казанский участок располагается в 2 км к юго-востоку от Дергамышского месторождения и сложен серией моноклинально залегающих пластин (рис. 2.26),



2.26. Геологическая карта и разрез Казанского рудопроявления, по [Биков и др., 1973ф; Татарко и др., 2004ф] с изменениями.

1 – серпентиниты (O_2-S_1 ?); 2–4 – баймак-бурибайская свита (D_1 b-br): 2 – базальты, диабазы; 3 – вулканомиктовые и полимиктовые песчаники; 4 – лавокластиты и ксенолавокластиты; 5 – дайки габбро, габбро-долеритов; 6 – рудные залежи: а) рудные тела, б) проекция рудных тел на поверхность; 7 – разломы; 8 – границы серпентинитовых тел; 9 – разведочные скважины.

Глубина	Колонка	Литологическое описание
2.0		Четвертичные отложения
11.0		Серпентиниты аподунитовые
39.0		Псефитовые песчаники и брекчии полимиктового состава. Обломки представлены серпентинитами, базальтами, редко кремнями и карбонатами
42.0		Базальты
50.0		Серпентиниты апогарцбургитовые
53.0		Полимиктовые песчаники
64.0		Серпентиниты с прослоями полимиктовых песчаников мощностью до 0.5 м
76.0		Базальты с прослоями полимиктовых песчаников
92.0		Псефито-псаммитовые вулканомиктовые песчаники и брекчии, с обломками серпентинитов, базальтов, карбонатов и кремней. Матрикс – глинисто-хлоритовый.
94.5		Базальты
119.0		Полимиктовые песчаники с карбонатными обломками
133.0		Серпентиниты
134.6		Офикальцитовые брекчии. Сложены угловатыми и округлыми обломками апогарцбургитовых серпентинитов и кальцита размером от 1 мм до 15 см, сцементированных гематит-кальцитовым матриксом красно-бурого цвета. В нижней части увеличивается размер обломков гематитизированных серпентинитов. Брекчии секутся крупными жилами карбоната мощностью до нескольких сантиметров
168.4		Брекчии и ксенолавокластиты с рудокластами халькопирит-пиритового и сфалеритового состава размером до 2 см и редкими пленками малахита. Рудокласты представлены обломками сульфидных песчаников и массивных сульфидных руд. По периферии часто наблюдаются хлорит-кальцитовые каймы.
208.0		Лавокластиты базальтовые гематитизированные. По всему интервалу наблюдаются прожилки эпидота и кальцита.
236.5		Серпентиниты рыхлые

2.27. Литологическая колонка скв. 201. Казанский участок. Составил Д. А. Артемьев.

которые представлены базальтами, серпентинитами, ксенолавокластитами, габбро и габбро-диоритами суммарной мощностью 1 км. Нижние пластины представлены чередованием даек габбро и габбро-диоритов с ксенолавокластитами полимиктового состава. Мощность пластин от 4 до 20 м. В верхней части уменьшается количество габбро и габбро-диоритов.

На глубине 173–208 м в скв. 201 выявлены рудоносные ксенолавокластиты (рис. 2.27). Ксенолавокластиты характеризуются обломками различного состава: базальтов, известняков, песчаников, серпентинитов и рудокластов пиритового и халькопирит-пиритового состава со сфалеритовой вкрапленностью. В нижней части лавокластиты интенсивно гематитизированы, наблюдаются эпидотовые обособления и жилки. Зерна сфалерита раздроблены и сцементированы карбонатами.

Следующая пластина апогарцбургитовых серпентинитов имеет мощность 30 м. Серпентиниты часто гематитизированы и хлоритизированы. В нижней части пластины в скв. 201 на глубинах 133–168 м установлены офикальцитовые брекчии. Они сложены серпентинит-карбонатным материалом с угловатыми обломками серпентинитов, сцементированными карбонатом.

В нижней части пластины в офикальцитовых брекчиях увеличивается размер обломков гематитизированных апогарцбургитовых серпентинитов. Обломки рассеяны крупными жилами карбоната мощностью до нескольких сантиметров. Еще ниже офикальцитовые брекчии переходят в серпентинит-карбонатные брекчии с крупными обломками-блоками апогарцбургитов. Брекчии сменяются массивными гематитизированными апогарцбургитовыми серпентинитами, рассеянными карбонатными жилами.

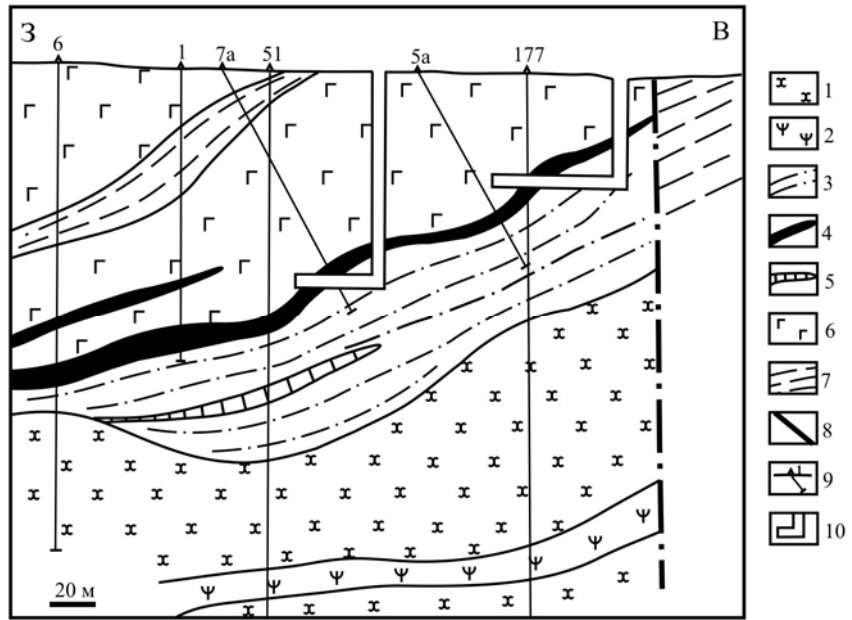
Истинная мощность серии пластин, сложенных офикальцитами, исходя из общего угла наклона пород (около 50°), достигает 20 м.

Верхняя пластина сложена вулканитами и вулканокластитами верхнего силура. Мощность пластины достигает 150 м. Незначительное прожилково-вкрапленное оруденение приурочено к лавокластитам полимиктового состава с подчиненными прослоями глинистых аргиллитов.

2.7. СТРОЕНИЕ ЮЛУКСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ

Юлукское рудное поле включает в себя два месторождения – *Южно- и Северо-Юлукские*, которые располагаются в Республике Башкортостан в 40–45 км от г. Баймак (см. рис. 2.1). Месторождения приурочены к метаморфическим толщам зоны Урал-Тау [Контарь, Либарова, 1997]. Более разведанное Южно-Юлукское месторождение залегает в толще разнообразных метаморфических сланцев, простирающихся в северо-восточном направлении с пологим падением к северо-западу (рис. 2.28) [Субботин, 1941ф]. Обнажения на рудном поле отсутствуют, и данные о строении месторождения были получены по результатам буровых работ и при проходке глубоких шурфов [Зарвовский, Терехин, 1966ф].

На месторождении выявлены два рудных тела, разделенные актинолит-хлорит-графитовыми сланцами. Нижнее рудное тело подстилается маломощным (около 1 м) прослоем кварц-мусковит-графитовых сланцев с актинолитом, сменяющимся пластиной ультрамафитов. Она была описана К. Д. Субботиным в качестве межпластовой ультраосновной интрузии [1941ф]. В висячем боку колчеданной залежи находятся актинолит-хлоритовые сланцы с графитом.



2.28. Разрез месторождения Северный Юлук по [Зарвовский, Терехин, 1966ф] с упрощениями.

1 – хлорит-амфибол-кварцевые и хлорит-графит-кварцевые сланцы; 2 – серпентиниты; 3 – кварц-графитовые сланцы; 4 – сплошные и прожилково-вкрапленные руды; 5 – известняки и известковистые сланцы; 6 – апобазальты (кварц-хлорит-актинолитовые, хлорит-актинолит-полевошпатовые, хлорит-кварцевые сланцы); 7 – слюдисто-хлорит-графитовые, тальк-хлоритовые сланцы; 8 – разломы; 9 – скважины; 10 – подземные выработки.

Оруденение представлено двумя пластообразными залежами, разделенными вкрапленными рудами [Субботин, 1941ф; Зарвовский, Терехин, 1966ф]. Северное рудное тело представляет собой сплошной колчедан, которое расщепляется вниз по падению на два, а затем на 4 пласта, выклиниваясь во вкрапленные убогие руды. Общая длина сплошных колчеданных руд по простиранию 95 м, по падению – около 300 м, падение западное под углом 20–25°. Мощность рудных тел колеблется от 0.5 до 6.9 м; участками в них проявлена градационная слоистость. По данным А. А. Захарова, содержания в рудах по керну скв. 177 (мас. %): Cu 3–12, Zn 0.7–1.3, Co 0.15–0.20, S 36.8–44.5 (инт. 52.8–54.4). Южное тело не имеет выхода на поверхность, вскрыто бурением и шахтами. Из шахтных отвалов были отобраны образцы халькопирит-пирротиновых и пиритовых руд для минералогических исследований.

Описанными месторождениями не исчерпываются проявления колчеданных руд на южном фланге Главного Уральского разлома. Самым загадочным объектом является Гумеровское месторождение вблизи пос. Юлдыбаево, в котором был обнаружен касситерит. Дополнительных данных о распределении этого минерала в рудном поле, по сравнению с прежними работами [Бетехтин, Шадлун, 1939ф; Шабынин, 1940], к настоящему времени не получено. До сего времени сохранились отвалы старых шурфов с окисленными пиритовыми рудами в углеродистых сланцах.

Таблица 3.1

Химический состав серпентинитов кобальт-медноколчеданных рудных полей зоны Главного Уральского разлома (мас. %)

№	№ пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	п.п.п.	P ₂ O ₅	сумма	f	fm
Ишкининское месторождение																	
апогарцбургитовые																	
1	И836-2	39.20	н/о	0.42	6.40	1.20	0.07	37.99	0.20	0.15	0.02	0.42	13.12	<0.05	99.19	0.09	1.59
2	И837-2	39.53	н/о	1.40	7.23	3.05	0.10	35.23	0.19	0.16	0.03	0.38	12.09	<0.05	99.45	0.13	1.53
3	И843-1	39.27	н/о	0.45	6.63	1.22	0.06	37.61	0.16	0.19	0.02	0.44	13.25	<0.05	99.30	0.10	1.58
4	И860-1	39.81	н/о	0.42	5.95	1.62	0.07	37.57	0.35	0.12	0.02	0.28	12.93	<0.05	99.20	0.09	1.55
5	И861-2	44.45	н/о	0.73	3.00	2.63	0.19	35.40	0.82	0.19	0.03	0.66	10.93	<0.05	99.03	0.08	1.29
6	Д-885	40.25	н/о	1.69	7.35	1.73	0.08	35.35	0.04	0.30	0.10	–	12.92	0.03	99.41	0.12	1.48
7	Д-886	41.05	н/о	1.96	6.35	1.49	0.05	35.36	0.06	0.30	0.10	–	13.23	0.03	99.55	0.10	1.43
8	Д-887	40.98	н/о	1.75	6.83	1.60	0.08	35.33	0.06	0.30	0.10	–	12.94	0.03	99.57	0.11	1.44
9	М-1а	39.48	н/о	0.51	7.03	1.10	0.13	36.83	0.61	0.09	<0.02	0.88	12.62	<0.05	99.28	0.10	1.55
10	М-3а	39.90	н/о	0.63	12.03	1.17	0.09	35.37	0.48	0.11	<0.02	1.06	12.22	<0.05	100.06	0.16	1.57
11	М4а	37.14	н/о	5.28	4.08	2.66	0.18	35.10	0.92	0.10	<0.02	1.18	13.26	<0.05	100.07	0.09	1.55
12	М5а	39.14	н/о	0.22	6.85	1.62	0.15	37.47	0.45	0.10	<0.02	0.62	12.40	<0.05	99.96	0.10	1.59
13	М6а	36.72	н/о	0.44	12.05	1.35	0.06	35.42	0.45	0.08	<0.02	1.06	11.94	<0.05	99.57	0.16	1.71
14	М17а	37.80	н/о	0.42	9.09	1.81	0.05	36.95	0.34	0.07	н/о	0.82	12.20	<0.05	99.60	0.13	1.68
15	М8а	36.92	н/о	0.61	8.26	1.34	0.08	36.30	2.14	0.10	<0.02	0.66	13.14	<0.05	99.55	0.12	1.66
16	647-12	39.07	н/о	1.96	8.95	0.90	0.10	36.12	0.40	0.04	0.03	0.49	11.89	0.03	99.98	0.12	1.57
17	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	0.13	1.60

Продолжение табл. 3.1

№	№ пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁻	п.п.п.	P ₂ O ₅	сумма	f	fm
18	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	0.11	1.61
19	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	0.11	1.53
20	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	0.14	1.62
21	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	0.12	1.60
	среднее	39.24	–	0.99	7.48	1.74	0.09	36.23	0.56	0.14	0.02	0.61	12.63	0.03		0.11	1.56
аподунитовые																	
22	И830	39.77	н/о	0.14	7.26	1.32	0.08	37.44	0.32	0.07	0.02	0.30	12.55	<0.05	99.35	0.11	1.57
23	И834	39.63	н/о	0.23	8.10	1.16	0.05	36.56	0.41	0.07	<0.02	0.60	12.34	<0.05	99.21	0.11	1.55
24	Д-879	39.77	н/о	1.67	9.75	2.29	0.12	33.06	0.10	0.30	0.10	–	12.50	0.03	99.26	0.16	1.47
25	Д-880	40.53	н/о	1.78	7.72	1.81	0.16	34.56	0.07	0.30	0.09	–	12.82	0.03	99.45	0.12	1.45
26	Д-881	39.90	н/о	1.79	8.14	1.91	0.07	34.81	0.06	0.32	0.09	–	12.65	0.03	99.33	0.13	1.49
27	Д-882	40.28	н/о	1.58	7.99	1.88	0.06	34.65	0.05	0.57	0.09	–	12.72	0.03	99.21	0.13	1.47
28	Д-883	40.04	н/о	1.92	9.03	2.12	0.10	33.67	0.07	0.58	0.10	–	12.51	0.03	99.46	0.15	1.47
29	Д-884	39.20	н/о	1.65	10.86	2.55	0.10	33.13	0.09	0.30	0.10	–	12.09	0.03	99.67	0.17	1.52
30	Д-888	41.26	н/о	1.79	6.90	1.62	0.08	34.61	0.07	0.57	0.11	–	12.90	0.03	99.23	0.11	1.41
31	Д-889	40.56	н/о	2.19	6.49	1.52	0.07	35.21	0.06	0.30	0.09	–	12.84	0.03	98.94	0.10	1.44
32	Д-895	40.30	н/о	2.09	7.07	1.66	0.10	34.71	0.05	0.30	0.09	–	13.29	0.03	99.27	0.11	1.45
33	618-5	40.99	н/о	0.21	5.70	1.22	0.15	37.28	0.46	0.08	<0.02	0.92	12.94	н/о	99.95	0.09	1.48
34	618-25	39.30	н/о	0.30	7.04	1.04	0.05	38.91	0.33	0.14	<0.02	0.58	12.30	<0.05	99.99	0.10	1.63
	среднее	40.12	–	1.33	7.85	1.70	0.09	35.28	0.16	0.30	0.09	0.60	12.65	0.03		0.12	1.49

№	№ пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	п.п.п.	P ₂ O ₅	сумма	f	fm
Ивановское месторождение																	
апогарцбургитовые																	
35	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	99.29	0.14	1.54
36	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	99.38	0.13	1.52
37	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	99.79	0.10	1.41
38	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	99.34	0.10	1.55
39	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	99.46	0.10	1.48
40	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	99.31	0.08	1.52
	среднее	40.92		0.72	4.92	3.64	0.02	36.78	0.20	0.05	0.02	0.32	11.81			0.11	1.50
Байгускарровский массив																	
41		34.07	<0.05	1.52	3.76	2.88	0.14	32.06	8.13	0.14	–	–	17.06	–	99.76	0.10	1.56
42		34.94	<0.05	2.16	3.92	2.86	0.24	34.83	4.74	0.07	–	–	15.88	–	99.64	0.09	1.64
43		35.88	<0.05	1.47	5.23	1.85	0.10	39.39	1.26	0.14	–	–	14.33	–	99.65	0.09	1.79
44		38.10	<0.05	1.86	5.00	1.71	0.03	39.33	0.63	0.22	–	–	13.02	–	99.90	0.08	1.68
45		39.19	<0.05	1.18	3.67	3.19	0.04	37.34	1.12	0.10	–	–	13.51	–	99.34	0.09	1.56
	среднее	36.44	–	1.64	4.32	2.50	0.11	36.59	3.18	0.13	–	–	14.76	–		0.09	1.64

Примечание. Анализы выполнены в Южно-Уральском центре коллективного пользования по исследованию минерального вещества (лаборатория минералогии техногенеза и геоэкологии Института минералогии УрО РАН). Аналитики – Т. В. Семенова, М. С. Свиренко, Л. А. Ганеева. Анализы 6–8, 24–32 выполнены в ОИГГМ СО РАН, Новосибирск. Анализы 41–45 заимствованы из работы [Малахов, 1983]. Здесь и далее: прочерк – не определялось, н.о. – не обнаружено.

Глава 3. СЕРПЕНТИНИТЫ И ТАЛЬК-КАРБОНАТНЫЕ МЕТАСОМАТИТЫ

3.1. СЕРПЕНТИНИТЫ

Рудоносные зоны Ишкининского, Ивановского и Дергамышского месторождений сложены преимущественно ультраосновными породами, представленными нацело серпентинизированными гарцбургитами с подчиненными телами дунитов и секущими дайками пироксенитов, габбро, габбро-диоритов, габбро-долеритов, габбро-пегматитов и диоритов. Местами серпентиниты метасоматически преобразованы и характеризуются развитием зон различных метасоматитов. Авторами были изучены серпентиниты и метасоматические породы, развивающиеся по ним, на Ишкининском и Ивановском рудных полях. Рассматриваемые серпентиниты являются фрагментами Ишкининского и Байгускаровского ультраосновных массивов. По геофизическим данным эти тела вытянуты в субмеридиональном направлении и достигают длины 30–50 км, погружаясь на восток под осадочный чехол [Варлаков, 1978; Малахов, 1983].

На Ишкининском месторождении серпентиниты слагают несколько разобщенных тел шириной от нескольких метров до 1 км. В центральной части рудного поля находится пластина мощностью 200–400 м, представленная преимущественно меланжированными апогарцбургитовыми и аподунитовыми серпентинитами. Геологическое картирование показало, что апогарцбургитовые серпентиниты расположены в центральной части антиформы, тогда как аподунитовые серпентиниты локализованы в виде отдельных блоков в крыльях антиформы. Серпентиниты осложнены зонами меланжа, которые обычно разделяют аподунитовые и апогарцбургитовые разности. Зоны имеют преимущественно субмеридиональное простираие шириной от 5 до 30 м. Они содержат будины всех разновидностей серпентинитов размером до нескольких метров. В зонах меланжа установлены линзообразные блоки коричнево-красных аподунитовых серпентинитов, содержащих повышенное количество хромшпинелидов (3–5 %).

В кровле ультрамафитовой пластины установлены рудоносные серпентинитовые конглобрекции, образующие пласты мощностью от 1 до 12 м (см. фото IX). Состав обломков апогарцбургитовый и аподунитовый, реже пироксенитовый, форма округлая, размер 1–5 см, местами до 40 см. Цемент псаммито-псефитовый, представленный обломками серпентинитов и сульфидов, фрагментами кристаллов пироксенов в мелкочешуйчатой массе, состоящей из хризотила, антигорита, серпофита, талька и хлорита. Обломки и цемент часто подвержены карбонатизации, оталькованию и хлоритизации. Отмечено наложение халькопиритовой и кобальтиновой минерализации на цемент и обломки.

В западной части Ишкининского рудного поля серпентиниты образуют вытянутое в меридиональном направлении тело шириной 150–200 м. В его пределах развиты апогарцбургитовые разности, включающие блоки амфиболитов, являющихся фрагментами меланжа. Форма блоков округлая, размер достигает 3–5 м. В восточной части Ишкининского рудного поля серпентиниты слагают субмеридиональное линейное тело мощностью 100–300 м. Оно сложено меланжированными серпентинита-

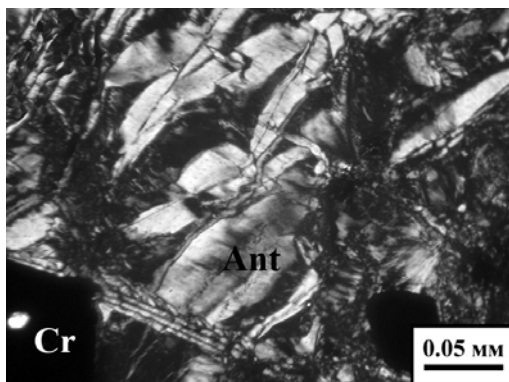
ми и подвержено асбестизации. Асбест развит в обоих тектонических контактах и образует мелкие прожилки в зоне, мощность которой достигает 2–3 м.

На Дергамышском и Ивановском месторождениях серпентиниты образуют серию тектонических пластин и блоков мощностью до первых сотен метров, в которых преобладают апогарцбургитовые разности. В верхних пластинах, по данным Н. И. Шкатова и др. [1960ф], преобладают антигоритовые, хризотил-антигоритовые и серпофит-хризотил-антигоритовые, в более глубоких – антигоритовые и бастит-антигоритовые разности. Серпентиниты имеют тектонические контакты с блоками и пластинами вулканитов баймак-бурибайской свиты и перекрываются девонскими олистостромовыми толщами. В составе олистостромовых толщ известны пласты, сложенные серпентинитовыми песчаниками и конгломератами с хлорит-карбонатным цементом.

Серпентиниты изученных рудных полей 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 с размером выделений от 2 до 8 мм, замещенных баститом, содержание которых иногда достигает 30 %. Серпентиниты местами слегка карбонатизированы, оталькованы и гематитизированы. Вблизи даек габбро-долеритов появляются прожилки хризотил-асбеста мощностью до первых миллиметров. Вторичные минералы, представленные тальком, карбонатами, бруситом и хлоритом, развиваются в виде мелких чешуек, зерен и налетов размером до 0.3 мм, приуроченным к трещинам. Аксессуарная минерализация представлена хромшпинелидами, магнетитом и сульфидами с размером зерен до первых миллиметров.

Микроскопически серпентиниты характеризуются петельчатой структурой и состоят из β -лизардита с пылевидными вкраплениями магнетита, подчеркивающими петли лизардита, и антигорита (рис. 3.1) с реликтовой полигонально-зернистой структурой с размером петель до 2 мм, нередко окаймленных хризотилом и рассеянных отдельными жилами хризотила и кальцита. Агрегаты магнетита вокруг петель лизардита указывают на значительные процессы серпентинизации перидотитов [Штейнберг, Чашухин, 1977]. Иногда встречаются более ранние участки с α -лизардитом и жилками серпофита, которые более значительны в породах Ивановского месторождения. Редко встречается антигоритизация лизардита, что сопровождается увеличением количества талька и карбонатов.

Изучение состава апогарцбургитовых и аподунитовых разностей не выявило значительных различий между ними (табл. 3.1). Содержания SiO_2 в них колеблются от 37.14 до 44.45 % (в среднем 39.8 %), MgO –



пентинитов. Ишкининское месторождение. Шлиф И10-1, проходящий свет, снято с анализатором.

Рис. 3.1. Петельчатая структура серпентинитов. Ишкининское месторождение. Шлиф И10-1, проходящий свет, снято с анализатором.

от 33.13 до 38.91 % (в среднем 36 %). Содержания Fe₂O₃ и FeO для Ишкининского массива колеблются соответственно от 3.00 до 12.05 % (в среднем 7.6 %) и 0.90–3.05 % (в среднем 1.7 %); для Байгускарковского Fe₂O₃ изменяется в пределах от 3.42 до 7.48 % (в среднем 4.6 %), FeO – 1.71–4.67 % (в среднем 3.1 %). Железистость [$f = (2Fe_2O_3 + FeO) / (2Fe_2O_3 + FeO + MgO)$] серпентинитов варьирует от 0.08 до 0.17 (среднее 0.12), основность [$f_m = (2Fe_2O_3 + FeO + MgO) / SiO_2$] – от 1.41 до 1.71 (среднее 1.52) [Варлаков, 1978]. Железистость серпентинитов Байгускарковского массива меняется от 0.08 до 0.14 (среднее 0.10), основность – от 1.41 до 1.79 (среднее 1.56) [Малахов, 1983]. Максимальные значения основности соответствуют высоким значениям железистости, что связывается с влиянием колчеданного оруденения на серпентиниты, в соответствии с ранее полученными данными [Варлаков, 1978].

Таблица 3.2

**Результаты атомно-абсорбционного анализа серпентинитов
Ишкининского месторождения**

№ пробы	Характеристика пород	Cu г/т	Zn г/т	Ni г/т	Co г/т	Cr г/т	Fe %	Mn г/т	Pb г/т
Восточная рудная зона									
И10-1	аподунитовый	16	55	1613	118	215	6.81	738	24
И10-2	аподунитовый	8	28	2043	110	672	5.87	493	18
И10-8	аподунитовый	19	30	2274	109	105	5.82	389	8
И-10-12	аподунитовый	<5	27	1999	96	143	6.19	1081	<5
И-10-13	аподунитовый	5	27	1955	84	633	5.20	756	<5
И-10-27	аподунитовый	6	40	1518	83	73	5.88	394	<5
К-4-21	аподунитовый	<5	27	2811	98	101	6.20	450	<5
И-10-35	апогарцбургитовый	6	23	2099	83	513	4.85	438	<5
К-4-26	апогарцбургитовый	9	70	2349	100	598	6.59	438	10
Западная рудная зона									
И11-4	аподунитовый	12	35	1594	172	560	6.07	825	18
И11-12	аподунитовый	31	35	1959	95	637	6.26	800	<5
И-12-18	аподунитовый	9	22	1299	77	170	6.38	744	<5
И-12-21	аподунитовый	<5	26	1424	86	166	9.33	406	7
И-12-24	аподунитовый	29	28	2180	81	265	5.38	481	5
И-13-39	аподунитовый	8	24	1511	100	155	8.36	1013	7
И-11-31	апогарцбургитовый	40	31	2036	84	520	5.48	450	<5
Южная рудная зона									
И-17-21	аподунитовый	5	39	1786	94	348	8.19	650	<5
И-17-32	аподунитовый	6	31	1455	93	648	6.57	838	<5
И-17-33	аподунитовый	<5	22	1461	83	159	5.50	550	<5
И-17-40	аподунитовый	8	32	2430	98	143	6.67	288	<5

Примечание. Анализы выполнены в Южно-Уральском центре коллективного пользования по исследованию минерального вещества (лаборатория минералогии техногенеза и геоэкологии Института минералогии УрО РАН). Аналитик – М. Н. Малахов.

Типоморфные элементы-примеси в серпентинитах представлены хромом, никелем и кобальтом (табл. 3.2), концентрации которых подвержены значительным колебаниям [Варлаков, 1978]. Содержание Cr в серпентинитах Ишкининского массива изменяется от 0.05 до 0.77 мас. %, и составляет в среднем 0.41 мас. % (для апогарцбургитовых) и 0.21 мас. % (для аподунитовых). Средние содержания Ni в апогарцбургитовых серпентинитах составляют 0.28 мас. %, в аподунитовых – 0.20 мас. %. Количество Co в серпентинитах изменяется от 0.005 до 0.02 мас. %, в среднем составляя около 0.01 мас. %. Серпентиниты Байгускаровского массива содержат (мас. %): Cr – 0.24–0.37 (среднее 0.30), Ni – 0.19–0.24 (среднее 0.20), Co ≈ 0.01 (табл. 3.3) [Захаров, Захарова, 1975; Варлаков, 1978; Малахов, 1983].

Таблица 3.3

Средние содержания типоморфных элементов в серпентинитовых массивах Южного Урала (мас. %)

Массивы	Серпентиниты	Cr	Ni	Co	N	Источник
Хабарнинский	апогарцбургитовый	0.30	0.15	0.011	378	[Варлаков, 1978]
		0.23	0.18	0.01	9	[Савельев и др., 2008]
	аподунитовый	0.30	0.16	0.01	61	[Варлаков, 1978]
		0.24	0.17	0.01	4	[Савельев и др., 2008]
Халиловский	апогарцбургитовый	0.37	0.19	0.008	118	[Варлаков, 1978]
		0.24	0.16	0.01	5	[Савельев и др., 2008]
	аподунитовый	0.17	0.19	0.01	38	[Варлаков, 1978]
		0.18	0.19	0.01	2	[Савельев и др., 2008]
Ишкининский	апогарцбургитовый	0.41	0.28	0.013	11	[Варлаков, 1978]
		0.21	0.20	0.01	4	[Савельев и др., 2008]
	аподунитовый	0.25	0.23	0.015	7	[Варлаков, 1978]
Байгускаровский	–	0.30	0.21	<0.01	153	[Малахов, 1983]
	–	0.30	0.18	0.008	287	[Захаров, Захарова, 1975]
Средние	апогарцбургитовый	0.2–0.4	0.15–0.3	0.01		
	аподунитовый	0.15–0.3	0.15–0.25	0.01		

Примечание. N – количество проб, прочерк – серпентиниты не разделены на типы.

Среди серпентинитов Ишкининского и Дергамышского рудных полей выявлены габбро-пегматиты, которые совместно с пироксенитами и вебстеритами образуют малоомощные (1–3 м) извилистой формы тела протяженностью до 150 м [Шавалеев, Юминов, 2002]. Зоны закалки в телах отсутствуют, наблюдается постепенное увеличение зернистости пород от альбандов к центральным частям жил. Габбро-пегматиты представляют собой крупно-гигантокристаллические породы, сложенные удлиненно-призматическими кристаллами измененного диопсида, призматической роговой обманки, актинолита, развивающегося по пироксену и амфиболу. Размер индивидов достигает 3–5 см. К центру тел в габбро-пегматитах увеличивается содержание плагиоклаза, часто замещенного мелкозернистым агрегатом из пластинчатых зерен пренита. Иногда центральные части габбро-пегматитовых тел представлены хлорит-пренитовыми породами. В интерстициях зерен пренита и пустотах по-

роды располагаются игольчатые и игольчато-волокнистые индивиды хлорита. Рудная минерализация представлена ксеноморфными зернами магнетита, титанита, пирита и халькопирита. Иногда в виде мелкой вкрапленности присутствуют мелкие зерна рутила.

На контактах с габбро-пегматитами иногда развиты пироксениты, сложенные диопсидом с редкими зернами оливина. Плагиоклаз частично замещен цеолитом. На контакте одного из тел габбро-пегматитов с апогарцбургитовыми серпентинитами (см. рис. 7.4) была обнаружена хромитовая минерализация [Дунаев, Зайков, 2005]. При изучении шлихов из протолок лейкократовых габбро-пегматитов Ишкининского месторождения были выявлены единичные ксеноморфные золотины размером от 0.7 до 2 мм, содержащих в виде примеси Hg, Pd и Ag [Шавалеев, Юминов, 2002].

На Дергамышском месторождении габбро-пегматиты слагают несколько тел мощностью 3–5 м, залегающих среди серпентинитов. На Ивановском месторождении известны хлоритизированные и оталькованные дайки габбро-долеритов, приуроченных к рудоносным зонам. Мощность тел достигает нескольких метров.

Рудоносные зоны месторождений также секутся дайками габбро-диоритов, габбро-долеритов, которые часто карбонатизированы и преобразованы в тальк-хлоритовые метасоматиты.

Содержание SiO_2 в габбро-пегматитах Ишкининского рудного поля колеблется в пределах 45.6–47.5 %, в габбро-диоритах увеличиваясь до 53.0–54.3 % (см. табл. 4.1). Содержания Al_2O_3 в габбро-пегматитах и габбро-диоритах составляют 14.0–21.5 % и 8.8–14.4 % соответственно. В отличие от суммарного FeO, содержание которого в среднем увеличивается от габбро-пегматитов к габбро-диоритам с 3.9 % до 7.2 %, количества MgO в них схожи и лежат в пределах 7.1–13.7 %. В габбро-пегматитах отмечаются повышенные концентрации CaO, которые достигают 14.4–20.8 %. Содержания TiO_2 , Na_2O и K_2O незначительны и обычно не превышают 0.3 %.

В пироксенитах концентрации SiO_2 изменяются в пределах от 43.8 до 53.3 %, а Al_2O_3 – в пределах 1.7–5.7 %. Высокие содержания MgO (22.9–29.5 %) имеют обратную корреляцию с содержаниями суммарного FeO (1.7–5.7 %). Содержания TiO_2 и щелочей незначительны и не превышают 0.3 %.

3.2. ТАЛЬК-КАРБОНАТНЫЕ МЕТАСОМАТИТЫ

Среди обширных месторождений талька и тальк-карбонатных пород мира С. А. Коренбаумом [1967] 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 магнием; 3) связанных с доломитами. Наиболее распространенной формацией тальк-карбонатных метасоматитов являются породы, приуроченные к ультрабазитам, среди которых было выделено две основные формации: магнетит- и кальцит-тальковая, приуроченная к палеогидротермальным полям в ультрабазитах, вмещающих колчеданные месторождения, и тальк-магнезитовая, приуроченная к вулканическим и гранитным интрузиям в серпентинитах, вмещающая месторождения талька и талькомагнезита [Зайков, 2006]. Образование карбоната и талька вызвано влиянием на вмещающие ультрамафиты высоких температур, связанных, в первом случае, с инфильтрационным влиянием гидротермальных растворов на вмещающие породы, во втором случае с биметасоматическим воздействием внадряющихся интрузий и вмещающих пород.

На изученных рудных полях имеются зоны тальк-карбонатных метасоматитов, приуроченные к кровле серпентинитовых пластин и маркирующие рудные тела. Эти зоны образуют субмеридиональные полосы, длина которых достигает первых километров, ширина – около 100 м. По данным бурения они прослеживаются на глубину до 100–120 м на Ишкининском, до 200 м – на Дергамышском и свыше 300 м – на Ивановском месторождениях.

Ишкининское месторождение. Восточная, Западная и Южная рудные зоны месторождения содержат тела метасоматитов (рис. 3.2). Они имеют субмеридиональное простирание и содержат линзообразные блоки серпентинитов размером до первых десятков метров. Тальк-карбонатные породы образуют линейные тела мощностью 10–30 м и залегают среди карбонатизированных серпентинитов в кровле ультрабазитовых пластин. Тела различаются между собой по размерам, геологическому строению, минеральному составу слагающих их пород и геохимическим характеристикам. Границы между метасоматитами и серпентинитами нерезкие, породы постепенно переходят друг в друга.

Метасоматиты Восточной рудной зоны приурочены к кровле ультрабазитовой пластины и слагают субмеридиональную полосу шириной 10–80 м и длиной 400 м (рис. 3.2). С запада залежь ограничена апогарцбургитовыми серпентинитами, на восточном фланге граничит с аподунитовыми серпентинитами. На последние надвинута пластина олистостромовых брекчий, содержащих олистолиты базальтов, серпентинитов, силицитов, яшм и офикальцитов. В составе Восточной зоны выделяются карбонатизированные серпентиниты и тальк-карбонатные породы.

Карбонатизированные серпентиниты образуют хорошо выраженные полосы шириной 10–30 м и протяженностью до 150 м. Наиболее крупное тело приурочено к контакту перекрывающих аподунитовых серпентинитов, где они слагают внешнюю зону метасоматической колонки. Границы с серпентинитами нечеткие. Более мелкие тела протяженностью первые десятки метров периодически отмечаются в центральной и восточной частях зоны. Породы зеленовато-серого цвета мелко- и среднезернистые наследуют структурно-текстурные особенности серпентинитов. Местами в них присутствуют реликты серпентина. Антигорит встречается эпизодически, он замещается карбонатными минералами: доломитом, магнезитом и, в меньшей степени, сидеритом. Тальк наблюдается в небольшом количестве, и, в основном, характерен для центра зоны. В карбонатизированных серпентинитах фиксируются тела серпентинит-карбонатных брекчий мощностью 2–4 м, содержащих обломки серпентинитов, сульфидных руд и кальцита [Артемьев, 2004].

Тальк-карбонатные метасоматиты слагают линзы и полосы мощностью 1–10 м в карбонатизированных серпентинитах. Местами они объединяются и образуют более крупные тела, что особенно характерно для центральной части зоны. Границы размытые, зона перехода между метасоматитами составляет 1–2 м. Породы серого, зеленовато-серого цвета, 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. По содержанию талька они подразделяются на тальк-карбонатные и карбонат-тальковые разности. В зонах тектонических нарушений наблюдается увеличение содержания тальковой составляющей, вплоть до образования талькитов.

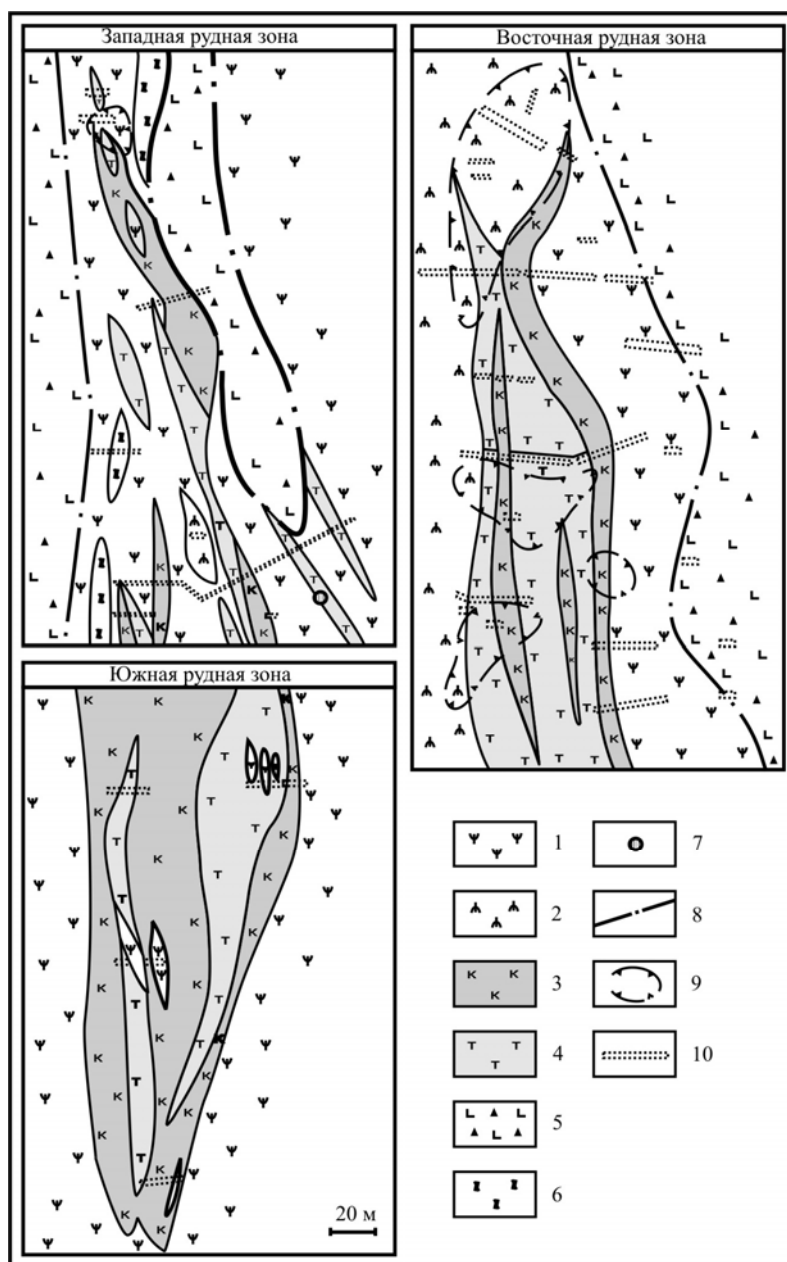


Рис. 3.2. Схема геологического строения метасоматических зон Ишкинского месторождения. Составил А. М. Юминов.

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

Метасоматиты Западной рудной зоны слагают полосу шириной 10–100 м и длиной 500 м (см. рис. 3.2). С востока она ограничена аподунитовыми серпентинитами, на западном фланге по тектоническому контакту граничит с вулканомиктовыми брекчиями. Эта зона, по сравнению с Восточной, имеет меньшие размеры и более сложную морфологию, разбита сетью дизъюнктивных нарушений и содержит крупные блоки меланжированных пород. Среди метасоматитов выделены следующие типы: карбонатизированные серпентиниты, тальк-карбонатные, карбонат-тальковые породы, талькиты и березитизированные породы.

Карбонатизированные серпентиниты в Западной зоне распространены меньше, чем в Восточной и, в основном, сосредоточены в северной и центральной частях. Они слагают субмеридиональные полосы и линзы шириной 10–20 м и протяженностью до 100 м. Нередко породы содержат реликтовые блоки серпентинитов поперечником 5–10 м. Границы с серпентинитами нечеткие, зона перехода составляет 1–2 м. Карбонатизированные серпентиниты имеют зеленовато-серый цвет мелко- и среднезернистую структуру и нередко наследуют текстурные особенности серпентинитов. Породы прочные, вязкие, относительно тяжелые, сложены, в основном, кальцитом с размером зерен 0.3–1.0 мм с незначительным количеством талька, доломита и магнетита. В отдельных местах в породах фиксируются зерна пирротина и хромшпинелидов. Иногда породы рассекаются кальцитовыми жилами мощностью 1.5–2 см с сульфидной минерализацией. В Западной зоне распространены крупноглыбовые разности, образующие отдельные блоки поперечником от 15–25 до 50 см.

Тальк-карбонатные метасоматиты образуют длинные узкие полосы и линейно-вытянутые тела мощностью 5–20 м в карбонатизированных серпентинитах центральной и южной частей зоны. Породы отличаются относительно большим содержанием талька. Он развивается не только в сростаниях с карбонатом, но и образует тонкие секущие прожилки. Подавляющее большинство карбоната представлено кальцитом. Доломит встречается эпизодически. Появление кальцита и общее уменьшение железистости может быть связано с изменением кислотности раствора [Сазонов, 1984], вероятно, имевшим место при последующих метасоматических преобразованиях. В зависимости от степени оталькования выделяются карбонат-тальковые породы и талькиты. Последние приурочены к зонам разломов и образуют линейно-вытянутые тела поперечником до 1 м.

Отличительной особенностью Западной зоны является присутствие в ней *березитизированных пород* (см. рис. 3.2). Они отмечены фрагментарно, образуют небольшие линзообразные тела шириной 5–10 м, встречаются на периферии зоны и приурочены к тектоническим контактам с блоками вулканомиктовых брекчий. В телах этих пород фиксируется метасоматическая зональность. Зоны имеют преимущественно субширотное простирание, выражены нечетко, периодически накладываются друг на друга. В отдельных частях, преимущественно на периферийных участках, фиксируются небольшие, до 50 см в поперечнике, участки реликтов серпентинитов и вулканомиктовых брекчий. Внешняя зона мощностью около 5 м сложена породами зеленовато-серого цвета брекчиевидной структуры. В составе пород присутствуют хлорит, кальцит, альбит и кварц. Хлорит развивается по зернам амфибола. По мере приближения к центральным зонам породы становятся более однородными и переходят в зону альбит-кварцевых метасоматитов мощностью 1–2 м, в которых фиксируется возрастание степени деанортизации альбита при общем увеличении количества кварца и уменьшении карбоната. Возрастание степени березитизации сопровождается появлением серицита и увеличением количества кварца. Внутренняя

зона мощностью 0.2–0.5 м сложена серицит-кварцевой породой зеленовато-серого цвета, мелко- и скрытозернистой, однородной, иногда содержащей редкие включения сильноизмененных первичных пород размером 2–5 мм. По периферии зоны количество реликтов возрастает, порода приобретает более интенсивную зеленую окраску из-за присутствия фуксита.

На восточном фланге Западной рудной зоны на контакте тальк-карбонатных пород с серпентинитами зафиксирована линза сероцветных гравелитов (рис. 3.3), длинная ось которой ориентирована в северо-восточном направлении поперек современному склону. Линза имеет клиновидную форму, ее поперечник составляет 2–5 м, максимальная мощность до 1 м. Восточный фланг линзы имеет пологие склоны (с углами падения 30°), западный более крутой – 60–70°. Подошва линзы неровная, волнообразная.

Порода сложена обломками кварца (30–40 %), серпентинитов (10–20 %) и тальк-карбонатных пород (30–40 %). Размер обломочного материала варьирует от долей миллиметров до 4 см с преобладающим размером 0.7–1.5 см (рис. 3.4). Обломки кварца имеют различную степень окатанности и распространены неравномерно. В кварце отмечаются следы сульфидной минерализации (псевдоморфозы лимонита по пириту) и включения хромитов. Обломки серпентинитов (в основном, аподунитовых) темно-зеленого цвета менее распространены и представлены разноокатанными фрагментами до 1 см. Тальк-карбонатные породы представлены окатанными обломками размером от долей миллиметра до 1.0 см. Цемент псаммитово-псефитовый, пред-

ставлен серпентиновой массой с мелкочешуйчатыми выделениями талька, хлорита и карбоната.

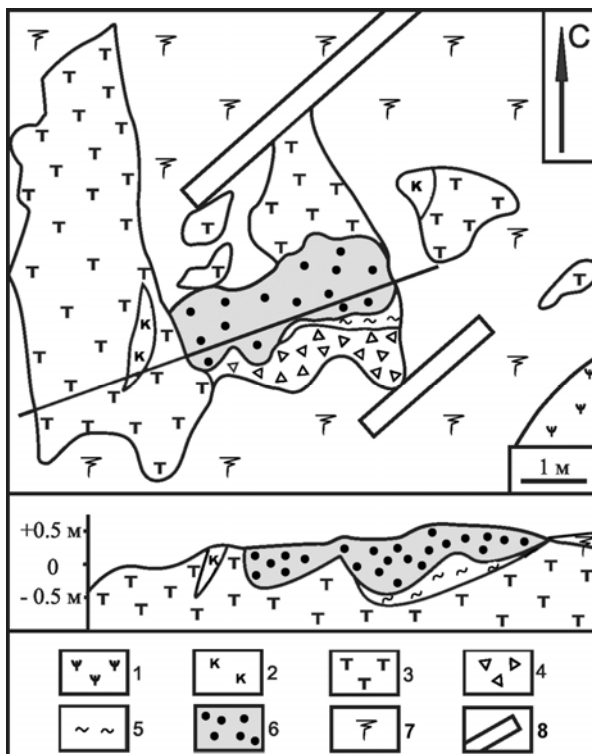
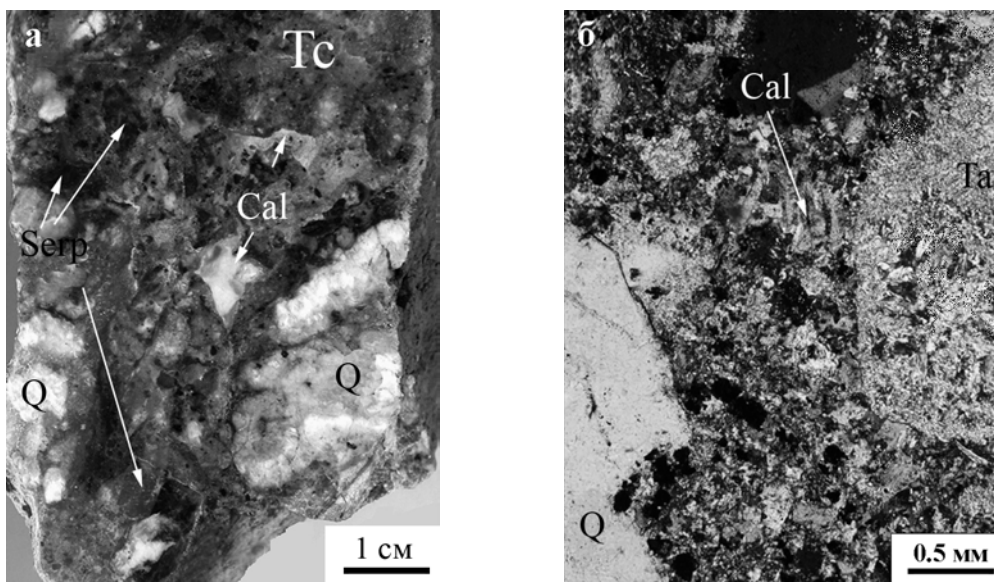


Рис. 3.3. Схема геологического строения линзы гравелитов с обломками тальк-карбонатных метасоматитов. Составил А. М. Юминов.

1 – серпентиниты аподунитовые, черные, однородные, развальцованные; 2 – серпентиниты карбонатизированные мелкозернистые, однородные; 3–4 – тальк-карбонатные породы; 3 – мелкозернистые, однородные 4 – сухаристые; 5 – щебенисто-глинистая масса зеленовато-серая с обломками серпентинитов и тальк-карбонатных пород; 6 – гравелиты с обломками тальк-карбонатных пород; 7 – наносы; 8 – контуры старых горных выработок.



3.4. Внешний вид (а) и микрофотография (б) гравелитов с обломками тальк-карбонатных пород. Обр. И19-3а (а), шлиф И19-3г (б), проходящий свет, снято с анализатором.

Между тальк-карбонатными метасоматитами и линзой гравелитов расположен слой нелигитированной рыхлой зеленовато-серой глинистой породы с выветрелыми обломками тальк-карбонатных пород и серпентинитов. Мощность слоя непостоянная – от 10–20 до 50 см в раздувах.

Комплекс метасоматитов Южной рудной зоны был образован в результате смыкания Восточной и Западной зон, поэтому он наследует основные особенности геологического строения этих зон и минералого-петрографические характеристики слагающих их пород. Южная зона перекрывается апогарцбургитовыми серпентинитами. В плане она образует вытянутое в меридиональном направлении клиновидное тело шириной в основании 60–80 м (см. рис. 3.2). Резко различаются восточный и западный фланги зоны. В пределах восточной части развиты карбонатизированные серпентиниты и тальк-карбонатные породы, в составе которых преобладают доломит, реже магнезит и сидерит. На западном фланге отмечен исключительно кальцит. В целом, западная часть по строению близка к восточной, отличаясь от последней присутствием небольших блоков аподунитовых серпентинитов округло-вытянутой формы и меньшими мощностями зон метасоматической колонки.

Ивановское рудное поле. Две рудные зоны Ивановского месторождения – Ивановка-I и Ивановка-II, локализованы в тальк-карбонатных метасоматитах, развивающихся по серпентинитам и в хлорит-карбонатных метасоматитах – по габброидам.

Как установлено по скв. 230, 234, 235 в восточной части рудного поля (Ивановка-I) на контакте вулканитов основного состава с серпентинитами установлены тела развитых по габбро тальк-хлоритовых метасоматитов восточного падения, кото-

рые залегают в тальк-карбонатных метасоматитах по серпентинитам. Зона содержит отдельные реликты серпентинитов мощностью до 2–3 м.

Вторая рудоносная зона (Ивановка-II), расположенная в западной части, приурочена к подошве базальтовой пластины в сходной позиции. Тальк-карбонатные метасоматиты здесь развиты значительно меньше, в местах тектонических контактов переходят в талькиты. Также тальк-карбонатные породы были подсечены скважиной на выклинке рудоносной зоны в северной части рудного поля. В метасоматитах на этом участке увеличивается содержание карбонатов, преимущественно кальцита, и талька. Породы представлены сильно меланжированными зонами тальк-карбонатных пород по апогарцбургитовым серпентинитам с реликтами пироксена, замещенного баститом и карбонатами. Серпентиниты секутся крупными жилами эпидота мощностью до 15–20 см.

Все породы рудоносных зон пересекаются кальцитовыми и кварц-кальцитовыми жилами мощностью от первых миллиметров до нескольких сантиметров. Жилы представлены несколькими генерациями: сетчатыми паутинообразными мощностью до 2–3 мм, более поздними субгоризонтальными мощностью от 1 до 3 см и крупными с углом падения около 45° мощностью до 15 см.

Дергамышское рудное поле. Тальк-карбонатные метасоматиты развиты на рудном поле ограниченно. В подошве рудного тела залегают зона тальк-карбонатных метасоматитов мощностью несколько метров, переходящая в талькиты. Она содержит реликты серпентина, магнетит и хромшпинелиды, рассеяна жилами кварца и кальцита, с которыми ассоциируют сульфиды. Контакты рудного тела с вмещающими породами резкие; в лежащем боку залежи они сопровождаются маломощной зоной дробления и расщепления, висячем – рудокластитами. Внутри рудной залежи наблюдаются линзы и отдельные обломки тальк-хлоритовых пород [Аржавитин, Ильясов, 1962].

3.3. МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МЕТАСОМАТОЗА

Минералогия метасоматитов

Тальк-карбонатные метасоматиты исследуемых рудных полей представлены преимущественно тальк-карбонатными и карбонат-тальковыми породами с подчиненным развитием талькитов. Макроскопически породы имеют светло-серый, серо-зеленый цвета, с матовым блеском, мыльные на ощупь. Иногда они рассеяны светлыми жилами кальцита и кварца мощностью до первых сантиметров, часто с сульфидной минерализацией (рис. 3.5).

Ишкининское месторождение. Метасоматиты Ишкининского рудного поля представлены тальк-кальцитовыми и кальцит-тальковыми разновидностями с небольшими линзовидными телами талькитов, залегающими в узких линейных зонах среди серпентинитов. Сложены преимущественно тальком, кальцитом, с незначительным количеством магнезита, сидерита, доломита, хлорита, эпидота и кварца. Акцессорные минералы представлены реликтовыми хромитом и магнетитом (табл. 3.4).

Метасоматиты сложены крупнозернистым карбонатом (кальцитом и доломитом) в сростаниях с мелкочешуйчатым тальком, который развивается зонально. Карбонатов значительно больше, чем талька, и местами порода сплошь состоит из зерен

3.5. Тальк-карбонатный метасоматит Ивановского месторождения. Обр. 234/121.

карбоната размером от 0.05 до 3 мм, промежутки между которыми заполняет тальк. Иногда преобладает хлорит, который развит в виде «прожилковых масс», а также наблюдаются многочисленные мелкодисперсный магнетит и кристаллы хромшпинелидов.

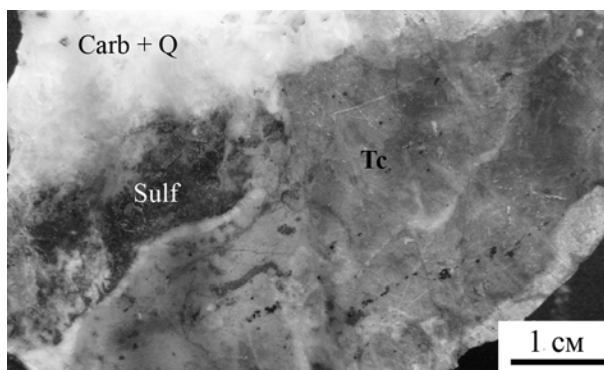


Таблица 3.4

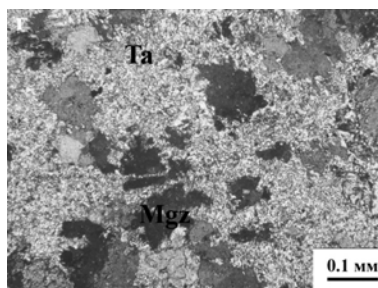
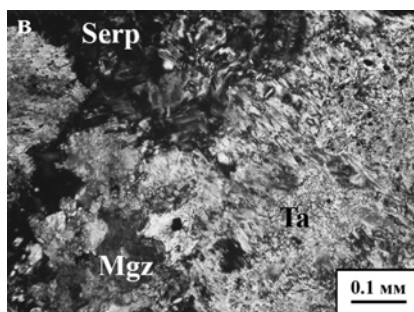
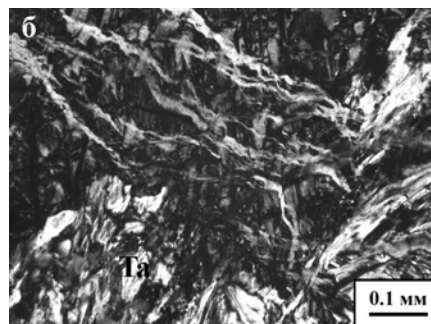
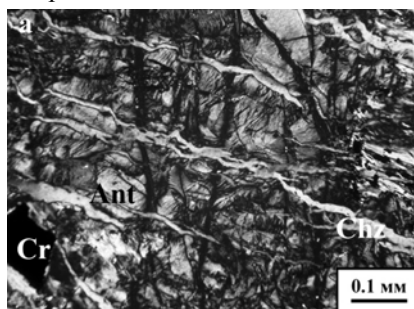
Химический и минеральный состав тальк-карбонатных метасоматитов кобальт-медноколчеданных месторождений Главного Уральского разлома

Хим. состав	Ишкининское мас. % (от-до, среднее)	Ивановское мас. % (от-до, среднее)	Минерал	Ишкининское мас. % (от-до, среднее)	Ивановское мас. % (от-до, среднее)
SiO ₂	19.94–38.62 (30.80)	36.87–58.65 (47.14)	Тальк	32–61 (51)	55–90 (80)
Al ₂ O ₃	0.21–1.42 (0.45)	0.25–0.42 (0.32)	Магнезит	2–10 (6)	5–30 (13)
MgO	14.85–32.01 (23.25)	27.33–32.99 (30.70)	Сидерит	1–7 (3)	1–11 (6)
Fe ₂ O ₃	1.58–6.23 (3.68)	0.55–7.49 (2.18)	Кальцит	10–50 (26)	1–5 (2)
FeO	1.64–5.98 (3.59)	3.59–6.89 (5.19)	Доломит	3–7 (3)	<0.5
MnO	0.06–0.16 (0.12)	0.02–0.10 (0.07)	Эпидот	<0.5	0–7 (2)
CaO	5.48–29.20 (15.39)	0.07–2.56 (0.76)	Хлорит	5–10 (6)	<0.5
Na ₂ O	0.08–0.15 (0.12)	0.03–0.06 (0.04)	Кварц	<0.5	<0.5
K ₂ O	0.01–0.04 (0.02)	0.00–0.03 (0.01)	Магнетит	1–4 (2)	0.5–2 (1)
Co, ppm	58–107 (84)	62–82 (71)	Хромшпинелиды	<0.5	<0.5
Ni, ppm	860–1355 (1070)	1070–1450 (1270)	Сульфиды	<0.5	<0.5

Примечание. Силикатные анализы выполнены в Южно-Уральском центре коллективного пользования по исследованию минерального вещества (ИМин УрО РАН). Аналитик – Т. В. Семенова. ICP-MS анализы выполнены в ИГиГ УрО РАН на приборе Perkin Elmer ELAN 9000В. Аналитик – Д. В. Киселева. Минеральный состав пород рассчитывался на основе химического анализа с помощью таблиц нахождения массовых процентов содержания формульных единиц минералов по их молекулярному количеству [Казицын, Рудник, 1968].

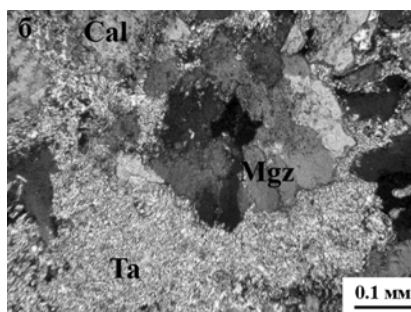
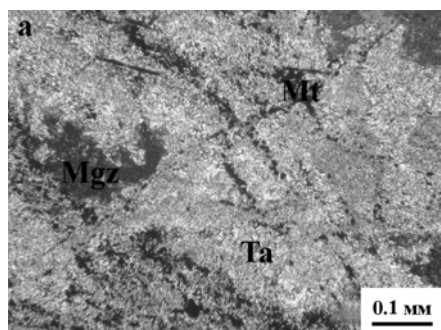
Процесс замещения серпентинитов (рис. 3.6а) начинается с появления чешуек талька (рис. 3.6б), содержание которых увеличивается с появлением магнезита (рис. 3.6в) и дальнейшим полным преобразованием в тальк-карбонатный метасоматит (рис. 3.6г). Далее метасоматиты и серпентиниты подвергались кальцитизации, что выразилось в более мощных зонах карбонатизированных серпентинитов, наличии кальцитовых жил в тальк-карбонатных породах и обломков тальцитов, сцементированных мелкозернистой карбонатной массой без талька в карбонатных жилках, секущих метасоматиты. Местами в породах тальк слагает «островки», которые окаймлены карбонатом.

Ивановское месторождение. Метасоматиты Ивановского рудного поля сложены преимущественно тальком и магнезитом при незначительном содержании сидерита, кальцита, эпидота, хлорита, доломита и кварца (см. табл. 3.4). В метасоматитах сохранились реликты «коробчатой» структуры серпентинитов, трассирующиеся магнетитовыми вкраплениями (рис. 3.7а). Тальк представлен игольчатыми и чешуйчатыми агрегатами длиной 0.03–0.3 мм в сростании с магнезитом, размер зерен которого 0.05–0.5 мм, и другими карбонатами (рис. 3.7б). В тальк-карбонатных метасоматитах по апогарцбургитовым серпентинитам встречаются реликты пироксенов размером до 1.5 мм.



3.6. Процесс преобразования серпентинитов в тальк-карбонатный метасоматит на примере Ивановского месторождения: а) серпентинит, шлиф 234/286; б) появление в серпентините тальковых прожилков, шлиф 234/293; в) развитие в серпентините талька и магнезита, шлиф 234/284; г) тальк-карбонатный метасоматит, шлиф 234/283.

Проходящий свет. Снято с анализатором.



3.7. Микрофотографии тальк-карбонатных метасоматитов: а) реликтовая структура серпентинита, выраженная магнетитовыми каймами (Ивановское месторождение, шл. 230/261); б) срастания чешуй талька и зерен магнетита (Ивановское месторождение, шл. 234/183).

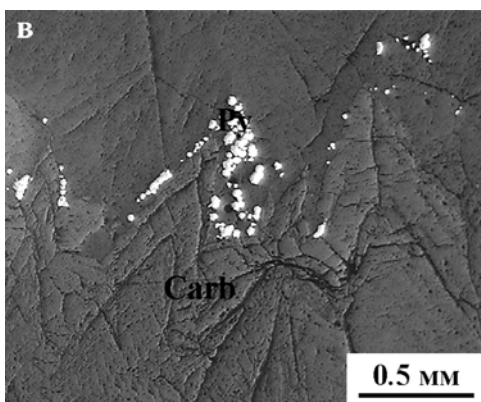
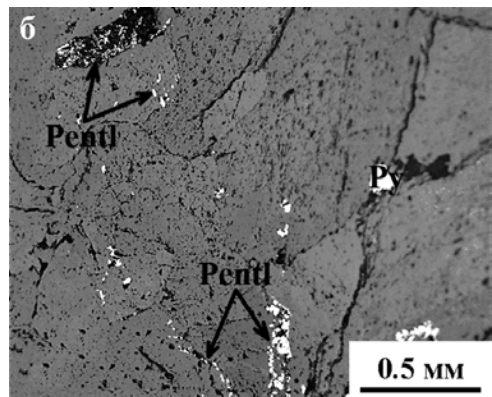
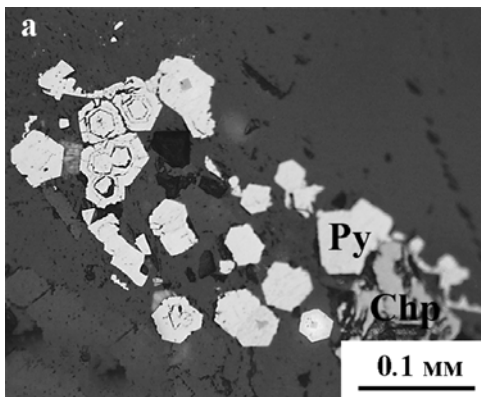
Проходящий свет. Снимок а – без анализатора, б – с анализатором.

Метасоматиты рассечены жилками хлорита, кальцита и кварца мощностью от 0.5 до 15 мм. Часто жилки зональные – от периферии к центру увеличиваются размеры зерен кальцита, достигая 0.5 мм. По краям жилки сложены микрозернистым доломитом в срастаниях с тальком. Иногда встречаются жилки и пустоты, заполненные более поздними кварцем и цеолитами.

К аксессуарным минералам тальк-карбонатных пород относятся реликтовые хромшпинелиды и магнетит, содержание которых практически не изменяется при переходе из серпентинитов в тальк-карбонатные метасоматиты. Хромшпинелиды представлены идиоморфными и гипидиоморфными зернами и кристаллами размером от 0.1 до 2 мм, часто раздробленными. 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, представленная, главным образом, пиритом, в меньшей степени распространены халькопирит и пирротин, размеры индивидов которых достигают 1 мм.

В метасоматитах зафиксированы маломощные карбонатные, кварцевые, кварц-карбонатные сульфидсодержащие и сульфидные жилки, сложенные никелистым пиритом и пентландитом, а также цепочки пентландита по трещинам в метасоматитах. На Ишкининском месторождении кварц-карбонатные жилки с сульфидами имеют мощность от 1 до 5 см и зональное строение по распределению сульфидов и карбонатов. В верхних частях зон метасоматитов установлены сульфидные жилки и цепочки зерен в трещинах. На Ивановском рудном поле в скв. 234 на глубинах 120–180 м подсечены кварц-карбонат-эпидотовые жилы с кристаллами пирита, затравкой в которых служит никелистый пирит (рис. 3.8а), и цепочками пентландита (рис. 3.8б). Сульфидная минерализация жил образовалась одновременно с метасоматитами, поскольку сульфиды располагаются между кристаллами карбонатов, часто нарастая на них (рис. 3.8в).

Пирит представлен двумя морфологическими разновидностями. Пирит-1 представлен ограненными зональными кристаллами размером до 0.07 мм. В ассоциации с ним часто наблюдаются отдельные кристаллы и срастания халькопирита и пентландита, последний развивается по трещинам в виде прожилков и цепочек мелких кристаллов



3.8. Сульфидная минерализация в приповерхностных уровнях тальк-карбонатных метасоматитов: а) зональный пирит с центральными частями, сложенными никелистым пиритом, аншлиф 234/121; б) цепочки кристаллов пентландита, аншлиф 234/153; в) обрастание кристаллов карбоната пиритом с никелистым пиритом, аншлиф 234/121.

Отраженный свет.

размером до 0.01 мм в тальк-карбонатных метасоматитах и кварц-карбонатных жилах. Пирит-1 содержит As до 3 мас. % (в единичных случаях – до 15 мас. %) (табл. 3.5). Никелистый пирит содержит Ni – 16–20 мас. %.

Пирит-2 наиболее распространен, он слагает крупные срастания размером до нескольких миллиметров и оптически имеет более шагреневую поверхность, однако в отличие от пирита-1 он практически не содержит примесей (см. табл. 3.5).

Петрохимическая и геохимическая характеристика метасоматитов

Химический состав метасоматитов Ишкининского рудного поля показывает увеличение содержаний CaO до 6–20 % в ряду серпентинит – тальк-карбонатный метасоматит и значительное уменьшение MgO с 35–37 % в серпентинитах и до 19–26 % – в метасоматитах (см. табл. 3.1, табл. 3.6), что связано с привнесом Ca^{2+} и выносом Mg^{2+} . Незначительное снижение суммарного Fe при метасоматозе сопровождается переходом его из трехвалентного состояния в двухвалентное, что наблюдается и на Ивановском месторождении. Зафиксировано падение содержаний SiO_2 с 37–40 % до 28–34 %, что значительно отличает их от метасоматитов Ивановского рудного поля, где имеется привнос SiO_2 , за счет чего содержания талька возрастают.

Таблица 3.5

Состав сульфидов из метасоматических зон Ивановского месторождения (мас. %)

№ п/п	№ анализа	Fe	Co	Ni	Cu	S	As	Sb	Сумма	Формула
Пентландит										
1	234/169.4-1	32.11	0.00	28.36	5.66	33.69	0.00	0.00	99.82	$(\text{Fe}_{4.38}\text{Ni}_{3.68}\text{Cu}_{0.68})_{8.74}\text{S}_8$
2	234/169.4-2	31.59	0.84	33.39	0.00	34.24	0.00	0.00	100.06	$(\text{Ni}_{4.27}\text{Fe}_{4.24}\text{Co}_{0.11})_{8.61}\text{S}_8$
3	234/169.4-3	31.95	0.98	34.27	0.00	33.38	0.00	0.00	100.57	$(\text{Ni}_{4.49}\text{Fe}_{4.40}\text{Co}_{0.13})_{9.02}\text{S}_8$
4	234/169.4-4	31.23	0.83	33.48	0.00	33.06	0.00	0.00	98.60	$(\text{Ni}_{4.43}\text{Fe}_{4.34}\text{Co}_{0.11})_{8.88}\text{S}_8$
5	234/169.4-5	32.01	0.88	34.56	0.00	34.15	0.00	0.00	101.60	$(\text{Ni}_{4.43}\text{Fe}_{4.30}\text{Co}_{0.11})_{8.84}\text{S}_8$
6	234/169.4-6	31.52	0.82	35.44	0.00	34.29	0.00	0.00	102.07	$(\text{Ni}_{4.52}\text{Fe}_{4.22}\text{Co}_{0.10})_{8.85}\text{S}_8$
7	234/169.4-7	31.00	0.95	35.27	0.00	33.67	0.00	0.00	100.89	$(\text{Ni}_{4.58}\text{Fe}_{4.23}\text{Co}_{0.12})_{8.94}\text{S}_8$
8	234/174.0-11	30.42	0.00	35.10	0.00	32.91	1.43	0.00	99.85	$(\text{Ni}_{4.58}\text{Fe}_{4.17})_{8.75}(\text{S}_{7.85}\text{As}_{0.15})_8$
9	234/174.0-12	30.45	0.00	36.21	0.00	33.34	0.00	0.00	100.00	$(\text{Ni}_{4.20}\text{Fe}_{4.75})_{8.95}\text{S}_8$
Никелистый пирит										
10	234/174.0-1	27.77	0.43	19.15	0.00	52.21	2.09	0.00	101.64	$(\text{Fe}_{0.60}\text{Ni}_{0.39}\text{Co}_{0.01})_{1.00}(\text{S}_{1.97}\text{As}_{0.03})_2$
11	234/174.0-2	27.33	0.00	19.81	0.00	50.93	1.66	0.00	99.73	$(\text{Fe}_{0.61}\text{Ni}_{0.42})_{1.03}(\text{S}_{1.97}\text{As}_{0.03})_2$
12	234/174.0-4	40.06	0.45	4.85	0.00	50.23	1.39	0.00	96.97	$(\text{Fe}_{0.91}\text{Ni}_{0.10}\text{Co}_{0.01})_{1.02}(\text{S}_{1.98}\text{As}_{0.02})_2$
13	234/174.0-6	30.87	0.53	15.88	0.00	50.81	1.38	0.00	99.46	$(\text{Fe}_{0.69}\text{Ni}_{0.35}\text{Co}_{0.01})_{1.04}(\text{S}_{1.98}\text{As}_{0.02})_2$
14	234/174.0-9	42.73	0.35	3.14	0.00	51.08	3.06	0.00	100.37	$(\text{Fe}_{0.94}\text{Ni}_{0.07}\text{Co}_{0.01})_{1.01}(\text{S}_{1.95}\text{As}_{0.05})_2$
15	234/174.0-15	22.84	1.64	16.61	0.00	40.20	15.37	3.43	100.09	$(\text{Fe}_{0.55}\text{Ni}_{0.38}\text{Co}_{0.04})_{0.97}(\text{S}_{1.69}\text{As}_{0.28}\text{Sb}_{0.04})_2$
16	234/174.0-18	34.69	0.59	9.77	0.00	49.46	3.34	0.00	97.84	$(\text{Fe}_{0.78}\text{Ni}_{0.21}\text{Co}_{0.01})_{1.01}(\text{S}_{1.94}\text{As}_{0.06})_2$
Пирит										
17	234/174.0-3	45.67	0.36	0.39	0.00	51.45	2.49	0.00	100.37	$(\text{Fe}_{0.99}\text{Ni}_{0.01}\text{Co}_{0.01})_{1.01}(\text{S}_{1.96}\text{As}_{0.04})_2$
18	234/174.0-5	46.61	0.00	0.30	0.00	52.03	2.60	0.00	101.54	$(\text{Fe}_{1.00}\text{Ni}_{0.01})_{1.01}(\text{S}_{1.96}\text{As}_{0.04})_2$
19	234/174.0-7	45.87	0.00	1.07	0.00	52.52	2.04	0.00	101.50	$(\text{Fe}_{0.99}\text{Ni}_{0.02})_{1.01}(\text{S}_{1.97}\text{As}_{0.03})_2$
20	234/174.0-8	45.78	0.00	0.46	0.00	51.69	2.39	0.00	100.32	$(\text{Fe}_{1.00}\text{Ni}_{0.01})_{1.01}(\text{S}_{1.96}\text{As}_{0.04})_2$
21	234/174.0-14	46.69	0.00	0.77	0.00	52.95	1.08	0.00	101.50	$(\text{Fe}_{1.00}\text{Ni}_{0.02})_{1.02}(\text{S}_{1.98}\text{As}_{0.02})_2$
22	234/174.0-16	47.15	0.00	0.00	0.00	52.84	0.00	0.00	99.99	$\text{Fe}_{1.02}\text{S}_2$
23	234/174.0-17	45.80	0.00	0.32	0.00	51.86	1.31	0.00	99.29	$(\text{Fe}_{1.00}\text{Ni}_{0.01})_{1.01}(\text{S}_{1.98}\text{As}_{0.02})_2$
24	234/174.0-20	47.11	0.00	0.00	0.00	53.47	0.00	0.00	100.58	$\text{Fe}_{1.01}\text{S}_2$
Халькопирит										
25	234/174.0-10	30.94	0.00	0.00	34.85	34.95	0.00	0.00	100.73	$\text{Cu}_{1.01}\text{Fe}_{1.02}\text{S}_2$
26	234/174.0-13	31.49	0.00	0.00	35.97	35.14	0.00	0.00	102.59	$\text{Cu}_{1.03}\text{Fe}_{1.03}\text{S}_2$
27	234/169.4-8	31.64	0.00	0.00	32.95	35.12	0.00	0.00	99.71	$\text{Cu}_{0.95}\text{Fe}_{1.03}\text{S}_2$

Примечание. Анализы выполнены в Южно-Уральском центре коллективного пользования по исследованию минерального вещества на рентгеноспектральном микроанализаторе JEOL JСХА-733 (Институт минералогии УрО РАН, аналитик Е. И. Чурин). Кристаллохимические формулы рассчитаны: пентландита – на 8 атомов серы, пирита и халькопирита – на 2 атома серы.

Таблица 3.6

Химический состав метасоматитов кобальт-медноколчеданных месторождений Главного Уральского разлома (мас. %)

№ п/п	№ пробы	Порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	п.п.п.	P ₂ O ₅	Сумма
Ишкининское месторождение																
1	И10-3	ТКМ	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
2	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
3	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
4	И10-6		53.46	н/о	0.45	11.24	2.82	н/о	25.78	0.24	0.14	0.02	<0.10	5.98	<0.05	100.13
5	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
6	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
7	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
8	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
9	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		33.32	н/о	0.45	4.52	3.50	0.12	23.53	13.71	0.13	0.02	0.20	20.30	<0.05	
Ивановское месторождение																
1	И14-1	ХАКМ	60.04	0.30	14.73	1.72	4.30	0.09	6.20	5.70	4.03	0.96	<0.10	1.68	0.10	99.86
2	И14-2		66.54	0.50	15.46	0.46	1.89	0.03	3.30	3.58	5.30	1.10	<0.10	1.64	0.18	99.98
3	И14-3	АКМ	71.34	0.45	14.37	0.32	1.11	0.01	2.34	2.20	5.28	0.68	<0.10	1.26	0.16	99.52
4	И14-4		70.98	0.46	14.44	0.38	1.19	0.02	2.46	2.28	5.48	0.76	<0.10	1.50	0.17	100.12
5	И14-5	Березит	75.71	0.30	12.94	<0.10	0.71	<0.01	1.04	0.66	6.60	0.46	<0.10	0.92	0.08	99.42
6	И11-11	Гравелит	81.32	н/о	0.45	1.55	1.98	0.04	3.98	5.24	0.12	0.02	<0.10	4.52	0.08	99.30
Ивановское месторождение																
1	230/98	ТКМ	58.65	н/о	0.25	0.55	3.59	0.03	28.92	1.84	0.04	0.02	<0.10	5.62	<0.05	99.51
2	230/143		49.79	н/о	0.30	4.21	3.88	0.10	31.85	0.29	0.06	0.02	0.38	8.54	0.05	99.47
3	230/175		53.57	н/о	0.37	7.49	5.74	0.04	27.33	0.07	0.04	0.03	0.10	4.80	0.06	99.64
4	230/250		50.23	н/о	0.30	1.45	5.28	0.03	29.85	0.23	0.05	<0.01	0.12	11.82	<0.05	99.36
5	230/254		56.24	н/о	0.29	1.36	4.62	0.02	28.88	0.19	0.04	0.01	<0.10	7.66	0.09	99.40
6	234/132		34.81	н/о	0.37	0.74	6.89	0.13	32.86	0.54	0.03	<0.01	<0.10	22.98	<0.05	99.35
7	234/283		36.99	н/о	0.42	0.72	6.03	0.10	32.99	0.37	0.05	<0.01	<0.10	21.94	<0.05	99.61
8	235/284		36.87	н/о	0.28	0.95	5.46	0.07	32.91	2.56	0.04	<0.01	<0.10	20.96	0.05	99.47
	среднее		47.14	н/о	0.32	2.18	5.19	0.07	30.70	0.76	0.04	0.02	0.20	13.04	0.06	

Примечание. Анализы выполнены в Южно-Уральском центре коллективного пользования по исследованию минерального вещества (лаборатория минералогии техногенеза и геоэкологии Института минералогии УрО РАН). Аналитики – Т. В. Семенова, М. С. Свиренко, Л. А. Ганеева.

ТКМ – тальк-карбонатный метасоматит, ХАКМ – хлорит-альбит-кварцевый метасоматит, АКМ – альбит-кварцевый метасоматит.

Таблица 3.7

Геохимическая характеристика серпентинитов и тальк-карбонатных метасоматитов Ишкининского месторождения (г/т)

Элемент	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
Cr	189	121	760	212	833	423	232	168	184	358	272	243
Co	104	92	92	121	102	102	91	86	80	107	58	84
Ni	1998	1236	1503	1201	1247	1437	1125	860	985	1355	1051	1075
Cu	4.02	7.90	15.1	6.55	7.34	8.18	12.8	4.28	9.30	3.99	68	19.6
Pb	3.15	4.42	6.29	3.95	3.43	4.25	3.36	2.75	4.14	2.42	21.55	6.84
Mo	0.88	0.91	1.20	1.14	1.15	1.06	1.12	0.81	0.93	1.23	1.21	1.06
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
Cd	0.12	0.12	0.05	0.08	0.14	0.10	0.07	0.06	0.07	0.23	0.37	0.16
Mn	414	247	306	845	500	462	598	680	591	955	1075	780
Sr	3.25	7.69	5.05	17.8	6.75	8.11	6.02	59	57	114	101	67
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
Y	0.32	0.28	0.08	0.28	0.90	0.37	0.11	0.20	0.09	0.19	0.56	0.23
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

Примечание. Анализы выполнены в ИГТ УрО РАН на приборе Perkin Elmer ELAN 9000В. Аналитик – Д. В. Киселева. Стандарты: раствор индия, базальт BCR-2 (U.S. Geological Survey). Погрешность – 20 отн. %.

Таблица 3.8

Геохимическая характеристика серпентинитов и тальк-карбонатных метасоматитов Ивановского месторождения (г/т)

Эле- мент	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
Cr	126	298	129	537	624	453	361	280	440	174	448	403	380	457	475	382
Co	90	87	83	68	69	64	77	75	82	62	75	68	73	68	68	71
Ni	1683	1767	1786	1455	1450	1581	1620	1153	1450	1340	1314	1074	1215	1325	1283	1269
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
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
Mo	0.21	0.18	0.43	0.13	0.11	0.05	0.19	0.22	0.30	0.17	1.12	0.19	0.85	0.25	0.32	0.43
Sb	1.36	2.10	0.16	0.16	0.29	0.42	0.75	0.22	0.15	0.18	0.12	0.11	0.35	0.33	0.24	0.21
Cd	0.09	0.08	0.11	0.22	0.09	0.20	0.13	0.12	0.10	0.10	0.09	0.05	0.07	0.08	0.06	0.08
Mn	197	228	373	162	232	95	215	115	473	79	165	102	727	603	383	331
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
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
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
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	0.001	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

Примечание. Анализы выполнены в ИГГ УрО РАН на приборе Perkin Elmer ELAN 9000B. Аналитик – Д. В. Киселева. Стандарты: раствор индия, базальт BCR-2 (U.S. Geological Survey). Погрешность – 20 отн. %.

На Ивановском месторождении содержание MgO при переходе серпентинитов в метасоматиты уменьшается от 35–38 % до 28–32 % (табл. 3.6). Наблюдается тенденция увеличения содержаний SiO₂ от 40–42 % до 50–56 %, что связано с привносом 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, что, вероятно, связано с образованием сидерита. Содержания TiO₂ незначительны и практически не фиксируются.

Геохимическая характеристика на основе данных ИСП-МС и атомно-абсорбционного анализа для тальк-карбонатных метасоматитов месторождений приведена в сравнении с серпентинитами (табл. 3.7, 3.8, 3.9). Результаты анализов позволили дать приближенную оценку привноса–выноса ряда элементов.

На основе изобъемного метода [Казицын, Рудник, 1968] было показано, что метасоматоз сопровождается незначительным изменением абсолютного объема пород, и, следовательно, учетом пористости для данных процессов можно пренебречь. Средний удельный вес проб, вычисленный в пикрометрах с погрешностью $\pm 0.02 \text{ г/см}^3$, для серпентинитов составил 2.54 г/см^3 , для тальк-карбонатных метасоматитов – 2.71 г/см^3 . Средняя пористость

$$P = 100\% * (1 - \frac{d}{\delta}),$$

где d – объемный вес (плотность) породы, δ – удельный вес (минералогическая плотность) породы, установленная отношением плотности образца к его удельному весу, составила для серпентинитов – 10 %, для метасоматитов – 2.5 %. Учитывая поправочный коэффициент на пористость [$K = 1 - 0.01 * P$], были получены средние абсолютные значения массы 1 м^3 породы, которые составили: для серпентинитов – 2.78 т, для тальк-карбонатных метасоматитов – 2.82 т. На основании этих значений, рассчитывались содержания элементов в 1 м^3 сухой породы (без учета пор), которые затем сравнивались между собой. Полученные результаты показали, что разность плотностей компенсируется разностью пористостей пород, ошибка составляет $\pm 1.5 \%$.

Результаты ИСП-МС анализа на 32 микроэлемента показали значительные изменения химического состава пород, что связано с миграцией элементов при метасоматозе (табл. 3.7, 3.8, 3.9). Обращают на себя внимание заниженные результаты по концентрации хрома, вероятно, связанные с его неполным определением, поскольку он присутствует в оксидной форме в хромшпинелидах. Серпентиниты характеризуются относительно высокими содержаниями никеля и кобальта: средние содержания никеля (в г/т) на Ишкининском месторождении составляют – 1437, на Ивановском – 1620; Co – 102 и 77 соответственно. Имеются незначительные отличия в выносе и привносе компонентов на разных рудных полях. Ишкининское рудное поле характеризуется выносом Cr, Co, Ni, Y и P3Э, незначительным выносом Sc и привносом Mn, Cu, Sb, Sr с незначительным привносом Pb, Cd (рис. 3.9). Для Ивановского рудного поля отмечен значительный вынос Ni, Cu, Sc, Sb, Ba, Y и P3Э, незначительный – Co, Pb, Cd, Sr, и привнос Mn, Mo.

Таблица 3.9

**Результаты атомно-абсорбционного анализа тальк-карбонатных пород
Ишкининского месторождения**

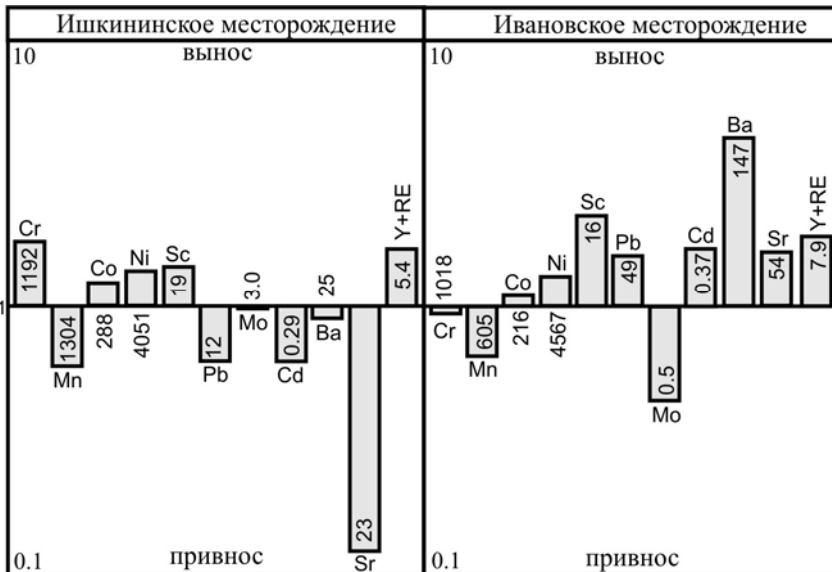
№ п/п	№ пробы	Fe	Zn	Ni	Co	Cr	Cu	Mn	Pb
		%	г/т						
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Восточная рудная зона									
1	И10-3	5.00	27	905	58	242	28	1245	20
2	И10-4	4.37	31	1229	82	386	13	935	20
3	И-10-16	5.76	21	1574	74	157	9	849	<5
4	И-10-17	5.23	17	1571	71	155	7	827	<5
5	И-10-18	4.60	18	1611	79	420	11	1009	5
6	И-10-20	5.58	10	1327	74	131	17	757	6
7	И-10-22	5.30	10	1503	79	165	15	812	7
8	И-10-23	4.83	15	982	86	175	50	789	13
9	И-10-24	7.65	14	1603	92	147	41	922	12
10	И-10-26	5.12	<5	1370	91	138	7	1088	<5
11	И-10-29	4.03	14	1670	77	176	15	624	12
12	И-10-30	6.50	<5	920	86	96	5	1744	<5
13	И-10-32	5.15	14	1083	72	163	<5	769	<5
14	И-10-33	6.97	<5	1708	72	96	<5	719	<5
15	И-10-34	6.64	5	1614	103	127	<5	631	<5
16	К-4-25	5.41	11	1561	72	161	10	847	<5
	Среднее	5.51	13	1389	79	183	14	910	6
Западная рудная зона									
17	И-12-15	5.20	20	1558	102	750	6	900	12
18	И-12-16	6.20	10	1507	79	139	11	874	<5
19	И-12-20	4.63	16	1495	98	242	9	1219	5
20	И-12-22	5.00	17	1855	83	291	13	857	<5
21	И-37	6.03	19	1761	81	279	12	1352	<5
22	И-13-38	4.82	28	1116	83	931	8	1144	<5
23	И11-5	2.07	38	1350	32	441	12	143	16
24	И11-6	4.30	43	1015	97	222	18	907	10
25	И11-9	6.10	32	1598	173	522	12	783	7
26	И11-10	5.59	23	1286	109	269	15	1290	118
27	И-11-14	4.47	17	1446	75	147	14	1157	<5
28	И-11-26	6.25	37	1504	78	199	7	1306	9
29	И-11-28	4.94	23	1611	87	209	11	1274	<5
30	И-11-30	5.08	35	1311	76	268	21	1384	10
	Среднее	5.05	26	1458	90	351	12	1042	13
Южная рудная зона									
31	И-17-23	5.58	22	1818	77	176	9	1002	7
32	И-17-24	4.14	37	1524	73	209	53	992	7
33	И-17-25	5.84	24	1536	100	223	7	879	<5

Окончание табл. 3.9

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
34	И-17-30	5.84	48	1953	93	121	<5	1053	<5
35	И-17-35	4.94	25	1889	92	197	29	1002	9
36	И-17-39	5.69	27	937	97	144	9	1590	8
37	И-17-42	6.10	28	1901	91	583	6	1075	<5
38	И-17-43	6.61	28	1237	101	134	6	947	<5
39	И-17-46	5.35	22	1474	100	269	11	1104	<5
40	И-17-49	5.27	34	1720	116	168	11	753	12
41	И-17-50	2.32	24	749	69	111	25	1246	16
	Среднее	5.24	29	1522	92	212	15	1058	5
	Среднее по месторождению	5.28	22	1448	86	248	14	995	8

Примечание. Анализы выполнены в Южно-Уральском центре коллективного пользования по исследованию минерального вещества (Институт минералогии УрО РАН). Аналитик – М. Н. Маляренко.

Вынос Sr и Ba на Ивановском месторождении и их привнос на Ишкинском связан с их большим сходством с Ca. Обратная связь при сравнении двух месторождений наблюдается в миграции халькофильных элементов – Cu, Pb, Cd и Sb: в одном случае для них 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 [Масленников, 2006]. Уменьшение содержаний Cu в ряду серпентинит – метасоматит может



3.9. Миграция элементов при тальк-карбонатном метасоматозе серпентинитов.

Показана логарифмическая шкала отношений содержаний элементов серпентинит/метасоматит. Цифрами указано среднее содержание элемента в серпентините.

свидетельствовать о более окислительных и близких к поверхности морского дна условиях формирования последних. Также о близповерхностных условиях говорят повышенные (в 2 раза) концентрации Mn в метасоматитах Ишкининского месторождения относительно Ивановского, отложение которого происходит из гидротермальных растворов при смешении с морской водой в придонных условиях [Старикова и др., 2004].

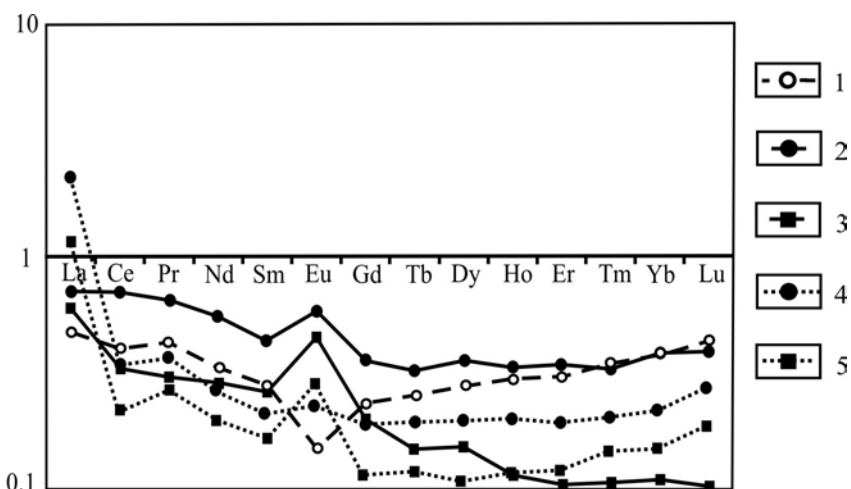
Вынос Cr на Ишкининском месторождении, который фиксируется в появлении в хромшпинелидах из тальк-карбонатных пород хроммагнетитовых и магнетитовых кайм и сетчатых жилок в кристаллах. По результатам микронзондового анализа в составе хромшпинелидов установлено уменьшение содержаний Cr_2O_3 от 62 до 53 % [Юминов, Дунаев, 2004]. Освободившийся хром, вероятно, частично связывается в тальке, а частично выносится растворами [Сазонов, 1978], результатом воздействия которых могут являться березиты, содержащие фуксит.

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 [Балашов, 1976]. Повышенные содержания La наблюдаются в метасоматитах Ишкининского месторождения, что, вероятно, объясняется 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 подвижностью РЗЭ в щелочной среде и выносом в виде карбонатных комплексов [Wood, 1999]. Падение содержаний, в среднем, составляет для Ивановского месторождения до 4.2 г/т (42 %), Ишкининского – до 3.3 г/т (40 %).

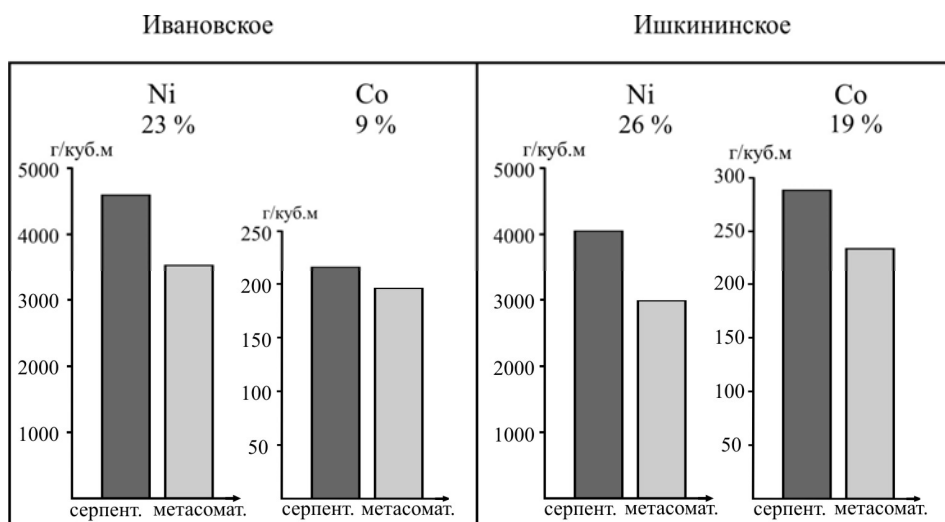
Тренды распределения РЗЭ для серпентинитов и метасоматитов очень сходны, различия наблюдаются лишь в области легких лантаноидов, что связано с присутствием разных карбонатов в метасоматитах на Ишкининском и Ивановском рудных полях (рис. 3.10). В породах наблюдается незначительная положительная Eu аномалия и очень слабая – Ce. В метасоматитах Ивановского месторождения происходит некоторое облегчение 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. Тренды распределения РЗЭ в серпентинитах Ишкининского месторождения отражают их формирование из сильно деплетированной мантии, обедненной легкоплавкими компонентами [Магматические..., 1988; Jonas, 2003].

Показателен 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, от 4050 г/м^3 до 2985 г/м^3 , что составляет 26 %, а Co – от 288 г/м^3 до 234 г/м^3 , что составляет 19 %. В метасоматитах Ивановского месторождения содержание Ni, в среднем, падает от 4570 г/м^3 до 3520 г/м^3 (около 23 %), а Co – от 217 г/м^3 до 197 г/м^3 (около 9 %). Содержание Ni, в среднем, уменьшается на 20–30 %, а Co – 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. 3.11). Ni и Co, вынесенные из серпентинитов, отлагаются в пентландит- и кобальтинсодержащих сульфидных жилках в



3.10. Вариации состава редкоземельных элементов в ультрамафитовых породах Главного Уральского разлома.

1 – неизмененные гарцбургиты Кемпирсайского массива [Чашухин, Вотяков, 2005]; 2 – серпентиниты Байгускарковского массива (Ивановское месторождение); 3 – тальк-карбонатные метасоматиты Байгускарковского массива (Ивановское месторождение); 4 – серпентиниты Ишкининского массива; 5 – тальк-карбонатные метасоматиты Ишкининского массива. Содержания нормированы по хондриту [Балашов, 1976].



3.11. Вынос кобальта и никеля из серпентинитов при метасоматозе.

Показано уменьшение концентрации Ni и Co в 1 м^3 при переходе серпентинит – метасоматит.

верхних придонных частях тальк-карбонатных пород. Это подтверждается наличием жил кобальт- и никельсодержащих сульфидов в верхней части разрезов Ишкининского и Ивановского месторождений.

Глава 4. ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ФАЦИИ БАЙМАК-БУРИБАЙСКОГО

БОНИНИТ-БАЗАЛЬТОВОГО КОМПЛЕКСА

4.1. ЛАВОВАЯ ФАЦИЯ

Лавовая фация на *Ишкининском месторождении* представлена потоками базальтов и андезибазальтов подушечного и пластинчатого строения. Мощность толщи, сложенной лавами, порядка 300 м, и по латерали в западном направлении лавы переходят в вулкано-коллювиальные и олистостромовые брекчии. Большинство основных эффузивов представлено массивными породами. Часть из них по составу соответствует бонинитам, сходным породам баймак-бурибайского комплекса в Бурибайском рудном районе [Кабанова, Зайков, 1987]. Подушечные лавы имеют незначительное распространение. Поперечный размер подушек от 20 до 80 см. В некоторых местах встречены брекчии с характерной красно-коричневой гематитовой основной массой, по-видимому, образовавшейся в результате гальмиролиза. Аномальными для вулканогенной толщи породами являются кварцевые риолиты, слагающие крупные блоки (олистолиты) размером 30 ? 50 м, залегающие на серпентинитах на юго-западном фланге рудного поля (см. рис. 2.5, фото XVIII, XIX).

На *Ивановском месторождении* лавы базальтов вскрыты на северо-восточном фланге рудного поля в скальных выходах. Выделяются подушечные лавы и трубчатые потоки диаметром 0.6–0.8 м. Нижняя толща сложена афировыми разностями, а верхняя – порфиоровыми. Вулканиды эпидотизированы: эпидот развивается по трещинам, образуя жилки мощностью 1–1.5 мм, а также присутствует в виде миндалин и гнезд размером до 1.5 см. Лавы сопровождаются прослоями лаво- и гиалокластитов. Лавокластиты сложены округлыми изометричными, реже угловатыми, обломками базальтов в хлоритизированном лавовом цементе базитового состава. Гиалокластика представлена остроугольными вытянутыми обломками вулканического стекла в лавовом цементе, где присутствуют обломки эпидота (фрагменты жилок).

Подушечные лавы изучались в районе пересечения р. Дегамыш и руч. Янгыз. Здесь составлен разрез потока подушечных и трубчатых лав, сложенных вариолитовыми и миндалекаменными базальтами. Цемент подушек представлен перетертым карбонатизированным базальтовым материалом. Присутствуют как горизонтально лежащие подушки, так и наклонно ориентированные тела.

На *Дегамышском месторождении* преобладают миндалекаменные разности андезибазальтов и андезитов. В 5 км к юго-востоку от дер. Федоровка в основании плотины на р. Дегамыш в меланже задокументирован фрагмент подушечных и трубчатых лав размером 5 × 4 м, видимой мощностью 1 м с размером отдельных тел от 10 × 10 см до 60 × 40 см. Морфология подушек вытянутая и изометричная, тела сложены зелеными афировыми, реже миндалекаменными базальтами, сильно преобразованными вторичными процессами. В южной части фрагмента межподушечное пространство выполнено псефитовыми обломками базальтов. Все подушки и трубчатые

тела рассечены горизонтальными и субвертикальными жилками кальцита мощностью 1–10 мм.

В составе фации преобладают массивные мелкозернистые и афировые породы с интерсертальной микроструктурой, сформированной лейстами плагиоклаза и клинопироксена в стекловатой девитрифицированной основной массе. В большинстве случаев кристаллы плагиоклазов имеют морфологию закалки либо представлены индивидуальными микролитами и сферолитовыми агрегатами. Титаномагнетит и апатит являются акцессорными минералами в породе, в то время как оливин и ортопироксен были найдены только в паре образцов. Часто встречаются маленькие миндалины.

4.2. СУБВУЛКАНИЧЕСКАЯ ФАЦИЯ

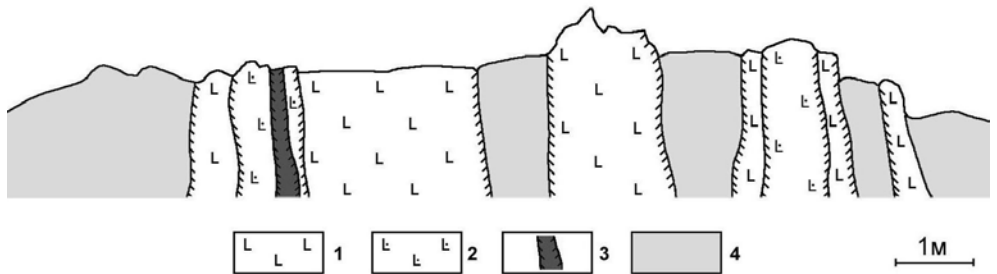
Субвулканическая фация представлена многочисленными дайками и пакетами даек в лавах, вулканоколлювиальных брекчиях, габброидах и серпентинитах. Эти тела сложены, главным образом, мелкозернистыми и микрокристаллическими зеленокаменными породами основного и среднего составов. Дайки являются характерным элементом для Ишкининского месторождения. На слабо обнаженном Ивановском рудном поле встречены единичные дайки. В скважинах отмечены пакеты диабазовых и габбровых тел, подверженных хлоритизации и карбонатизации, часть из которых является дайками, другие – силлами.

Мощность даек изменяется от первых сантиметров до 1–2 м. Большинство тел имеет симметричную зону закалки, которая более или менее хорошо фиксируется в породах в зависимости от ее мощности. Форма контактов даек изменяется от строго параллельных до неправильных брекчированных. Дайки обычно группируются в рои, в которых они имеют параллельную ориентировку и, преимущественно, вертикальное падение. Встречаются системы «дайка в дайке».

Диабазы и габбро-диабазы в дайках и перемещенных блоках даек представлены однородными породами с мелкозернистой структурой без видимых вкрапленников. Породы рассечены жилами кальцита выдержанной мощности, которые прослеживаются на 20–30 см, а также серией параллельных кварц-карбонатных жилок мощностью 1–3 мм как с параллельными зальбандами, так и с извилистыми границами и раздувами мощностью до 5 мм.

Дайки в лавах. На восточном фланге Ишкининского месторождения среди лав основного состава установлены десятки субвертикальных дайковых тел мощностью от 1 см до 3 м. Все тела ориентированы, преимущественно, в субмеридиональном направлении и сложены диабазами и диабазовыми порфиритами в центральных частях, мелкозернистыми диабазами и базальтами – в эндоконтактных зонах [Симонов и др., 2000].

В этой части месторождения задокументирован и изучен пакет из семи даек субмеридионального простирания, расположенный на склоне горы с углом наклона 35°. Падение тел западное и восточное субвертикальное. Дайки имеют четкую зону закалки, границы тел прямолинейные, извилистые. Мощность тел варьирует от первых сантиметров (стекловатые разности) до 3 м в раздувах. Мощности скринов даек в пакете выдержанные и составляют около 1.5 м. Часто в контакте с дайками лавы имеют слабо выраженную брекчиевую текстуру, вызванную дроблением вмещающих пород при внедрении даек по трещинам отрыва. По характеру зоны закалки выделены следующие типы даек: одиночные тела с двусторонней закалкой и система «дайка в дайке» (рис. 4.1).



4.1. Разрез пакета даек базальтоидов в восточном крыле ишкининского комплекса. Составил Р. Р. Шавалеев.

1 – диабазы, 2 – базальты, 3 – зоны закалки; 4 – афанитовые стекловатые базальты.

Тела с двусторонней закалкой имеют восток-северо-восточное падение, преимущественно прямолинейные границы. Мощность тел составляет от десятков сантиметров до 1,5 м. Зоны закалки – четкие, их мощность изменяется в зависимости от размеров самих даек. Краевые части даек сложены микродиабазами, центральные – диабазами. Все породы однородные массивные, структуры пород микродиабазовые, диабазовые. Мафическая фаза в породах полностью замещена вторичным светло-зеленым пластинчатым и стебельчато-волокнуистым актинолитом. Крайне редко в шлифах встречаются реликтовые призматические зерна авгита, замещенного по периферии пластинчатым актинолитом. Салическая фаза в породе представлена лейстами пренитизированного и альбитизированного плагиоклаза с полисинтетическими и простыми двойниками (лабрадор). Хлорит в породе развивается по актинолиту в виде игольчато-волокнуистых агрегатов и очень часто формирует на месте зерен амфибола бластопорфиры размером до 1 мм. Лейкоксен является реакционным минералом в породе и встречается в виде черных землистых масс вместе с хлоритом, замещающим зерна актинолита. Рудные минералы представлены гипидиоморфными зернами магнетита и рутила, а также скоплениями этих минералов. Часто рутил ассоциирует с хлоритом и лейкоксеном. Акцессорная минерализация представлена крайне мелкими (сотые доли миллиметра) гипидиоморфными зернами титанита.

Система «дайка в дайке» в пакете представлена сочетанием четырех диабазовых пластин. Явление многократного внедрения представляет собой проникновение более поздней дайки в уже образовавшееся остывшее тело. Последовательность этого процесса определяется по характеру зон закалки. Вмещающие дайки (первичные тела) имеют прямолинейные и извилистые границы, четкие зоны закалки. Мощность тел от 1 до 3 м. Порода сложена единичными призматическими зернами авгита, замещенного базальтической роговой обманкой. Как и в одиночных дайках, мафическая фаза породы замещена пластинчатыми и пластинчато-волокнуистыми индивидами актинолита. В свою очередь, актинолит замещается игольчато-волокнуистыми агрегатами хлорита с образованием реакционного лейкоксена. Плагиоклаз зачастую альбитизирован и пренитизирован. Магнетит присутствует в породе в виде гипидиоморфных, чаще ксеноморфных зерен и их скоплений.

Более поздние дайки представлены микродиабазами с однородной текстурой и микродиабазовой структурой. Порода сложена микролитами плагиоклаза (лабрадора) и интерсертальным актинолитом. Хлорит развивается по периферии пластинчатых зерен актинолита. Присутствует мелкая вкрапленность магнетита и титанита.

Отличительной особенностью пород является широкая распространенность в породе пренита, развивающегося как по трещинам, так и по плагиоклазу. Это может быть связано с поступлением постмагматических растворов по трещинам, рассекающим более поздние дайки в пакете. Мощность трещин, выполненных пренитом, достигает нескольких миллиметров.

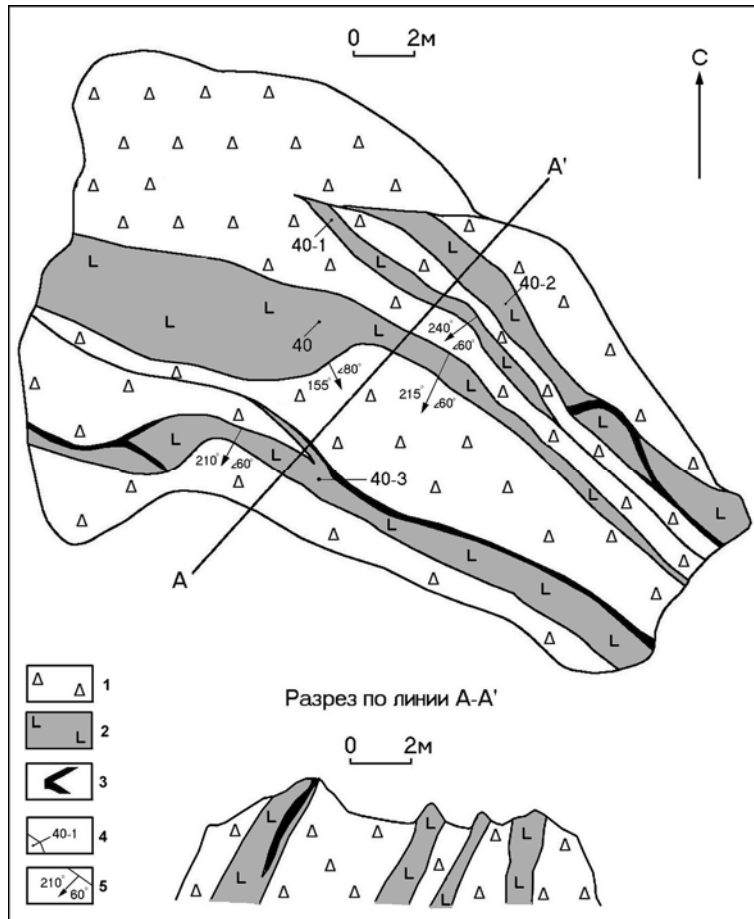
Аналогичные системы «дайка в дайке» в этой части месторождения представлены сочетанием двух пластин диабазов и габбро-диабазов. Вмещающими являются дайки габбро-диабазов мощностью до 1.5 м, а более поздние тела сложены диабазами и микродиабазами. Минеральный состав пород аналогичен вышеописанному [Jonas, 2003].

Дайки в вулканоколлювиальных брекчиях. Базальтовая толща по простиранию сечется четырьмя субмеридиональными роями даек базальтоидов общей протяженностью несколько сотен метров [Шавалеев, 2003]. В их строении принимают участие одиночные дайки и пакеты даек, сложенные несколькими параллельными телами и системой «дайка в дайке». Протяженность даек изменяется от первых до десятков метров при видимой мощности от первых сантиметров до нескольких метров. Тела имеют северо-восточное падение под углами 60–85°. В нижней и средней пачке дайки преимущественно сложены афировыми базальтами и андезибазальтами с диабазовой и короткопризматической микроструктурами. Породы сильно метаморфизованы и состоят из авгита, уралита, актинолита, единичных порфиробластов тремолита, интерсертального хлорита и альбита. Аксессуары представлены титаномагнетитом и ильменитом. Пустоты пород заполнены кальцитом и пренитом. На контактах даек с вмещающими породами развиты эпидот, цоизит и лейкоксен. В нижней и средней пачках базальтовой толщи скринами в пакетах даек являются базальтовые лавы.

Опорными объектами изучения являлись пакеты в северной и центральной частях западного крыла антиформы.

Во второй пачке базальтовой толщи среди вулканоколлювиальных брекчий задокументирован пакет даек, представляющий собой систему из четырех параллельных брекчированных пластин андезибазальтов запад-северо-западного простирания. Видимая протяженность тел по простиранию 20 м, мощность изменяется от десятков сантиметров до 3.5–4 м в раздувах даек. Падение тел юго-западное, углы падения 60–85°. Дайки разделены скринами вулканоколлювиальных брекчий мощностью от 1 до 5–6 м. Тела разбиты разноориентированными трещинами, выполненными кальцитом и кварцем (рис. 4.2).

Границы даек извилистые неровные, часто нарушенные. Имеются ответвления в дайках от главной оси тела в брекчии. Видимые зоны закалки отсутствуют, контакты даек с вмещающими породами имеют брекчиевый облик. Дайки сложены афировыми, редкопорфировыми серо-зелеными андезибазальтами с интерсертальной и гиалопилитовой структурами основной массы. Внедрение даек сопровождалось высокой сейсмической активностью, что обусловило брекчиевую текстуру пород. Афировые разности сложены разноориентированными лейстами альбитизированных андезина и лабрадора (реже) с интерстиционными ксеноморфными зернами молочного кварца и деветрифицированным вулканическим стеклом. Мафическая фаза породы представлена редкими пластинчатыми и короткопризматическими зернами



4.2. Схема геологического строения пакета даек андезибазальтов в базальтовой толще западного фланга месторождения (район горы Комбайн). Составил Р.Р. Шавалеев.

1 – вулканоколлювиальные брекчии, 2 – андезибазальты, 3 – афанитовые жилки, 4 – номера и места отбора образцов, 5 – элементы залегания тел.

актинолита, развивающегося по базальтической роговой обманке. Содержание амфибола не превышает 15–20 % от общего состава породы. По индивидам актинолита развивается светло-зеленый хлорит (пеннин) в виде игольчато-волоконистых агрегатов.

Рудная минерализация представлена редкой вкрапленностью ксеноморфных зерен магнетита размером сотые доли миллиметра. Наиболее часто встречающимися вторичными минералами в породе являются эпидот и цоизит. Эпидот развивается в виде пластинчатых зерен с аномальной интерференционной окраской по основной массе породы, а также – вместе с хлоритом, кварцем и кальцитом по трещинам.

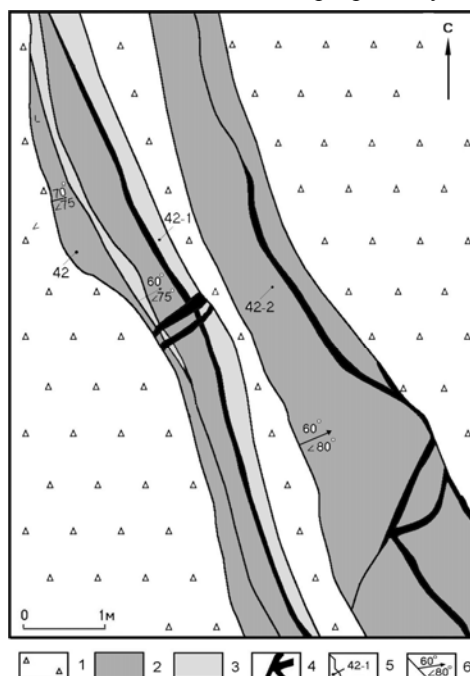
Местами эпидот встречается в интерстициях обломков андезибазальтов в брекчиевых разностях. Цоизит встречен в пустотах и трещинах породы в виде шестоватых индивидов с аномальными серо-синими цветами интерференции.

Порфиновые разности андезибазальтов имеют интерсертальную структуру основной массы, сложенную разноориентированными лейстами андезина и лабрадора с ксеноморфными зернами свежего молочно-белого кварца и хлоритизированным стеклом. Часто зерна кварца переходят в скопления и агрегаты, которые обрастают лейсты плагиоклаза. Темноцветные минералы представлены пластинчато-волоконистыми зернами актинолита, развивающегося по реликтовым зернам авгита и роговой обманки. Светло-зеленый игольчато-волоконистый хлорит замещает актинолит с образованием реакционного землистого лейкоксена. Крупные идиоморфные зерна авгита размером до 0.5 мм в поперечнике образуют редкие порфиновые вкрапленники в породе. Они имеют характерную восьмиугольную призматическую форму и спайность под углом 86°. Магнетит образует вкрапленность из мелких ксеноморфных зерен и агрегатов. Акцессорная минерализация представлена идиоморфными зернами титанита.

Также в данной части месторождения задокументирован пакет даек диабазов с системой «дайка в дайке». Тела имеют выдержанное субмеридиональное простирание и восток-северо-восточное падение со средним углом падения 75°. Границы тел прямолинейные, извилистые, неровные, местами тела имеют раздувы. Мощность изменяется от 25 см в местах выклинивания тел до 2 м в раздувах (рис. 4.3). Мощность скринов вулканоколлювиальных брекчий не превышает 1 м. Дайки сложены афировыми базальтами и однородными диабазами. Базальты имеют интерсертальную структуру основной массы породы и сложены лейстами лабрадора с простыми двойниками, призматическими зернами пироксена и роговой обманки, призматическо-волоконистым актинолитом, развивающимся по пироксену и амфиболу. Мафическая фаза составляет не более 30 % от общего состава породы. Интерстиции лейст плагиоклаза сложены хлорити-

4.3. Схема геологического строения пакета даек в вулканоколлювиальных брекчиях (левобережье руч. Аул-Ган, западный фланг рудного поля). Составил Р. Р. Шавалеев.

1 – вулканоколлювиальные брекчии, 2 – базальты, 3 – диабазы, 4 – афанитовые жилки, 5 – номера и места отбора образцов, 6 – элементы залегания тел.

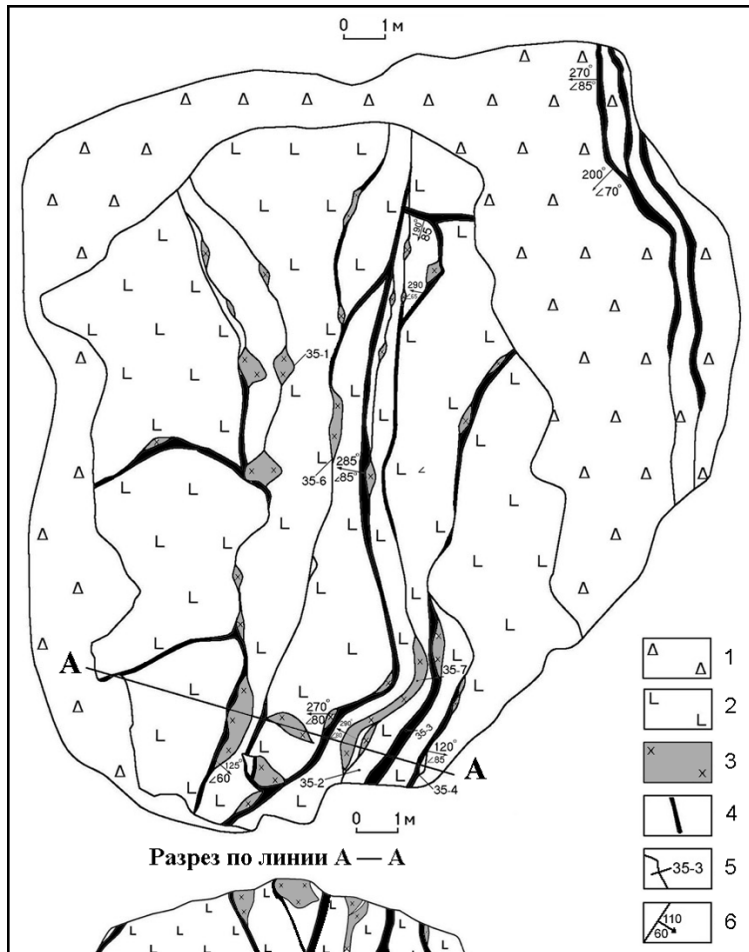


зированным стеклом и ксеноморфными зернами свежего кварца. Также наблюдается обрастание лейст плагиоклаза агрегатами зерен кварца. Содержание кварца в породе достигает 5–7 %. В данной части месторождения кварц встречается в дайках довольно часто и является вторичным минералом.

Диабазы имеют типичную диабазовую микроструктуру и сложены разноориентированными лейстами лабрадора, редкими призматическими зернами авгита и роговой обманкой, замещающей пироксен. Вторичная минерализация представлена стебельчато-волокнистыми зернами актинолита, ксеноморфными зернами кварца, бластопорфирами хлорита. Актинолит развивается по периферии индивидов роговой обманки и отличается от последней соломенно-желтыми цветами интерференции, а также углом погасания. Кварц встречается в интерстициях лейст лабрадора вместе с хлоритом, который замещает актинолит. Рудная минерализация представлена вкрапленностью и агрегатами магнетита.

Дайки в диоритах. Часто на Ишкининском месторождении дайки базальтоидов рассекают полнокристаллические породы – габбро и диориты. На западном фланге месторождения задокументировано несколько обнажений, где диориты являются вмещающими породами для даек. На правом берегу руч. Аул-Ган по простиранию базальтовой толщи установлен пакет даек диабазов со скринами диоритов (рис. 4.4). Дайки имеют выдержанное меридиональное простирание и протяженность до 15 м. Форма тел извилистая, местами угловатая с раздувами, видимая мощность тел 2–4 м. Зоны закалки не превышают 1 мм, местами не диагностируются. В данном пакете в роли скринов выступают блоки, линзовидные и изогнутые тела диоритов размером от первых десятков сантиметров до 1 м в поперечнике. Дайки сложены однородными микродиабазами и диабазами, которые состоят из призматических зерен авгита, роговой обманки, замещающей по периферии пироксен. Часто в центральных частях зерен амфибола видны реликты пироксена, которые отличаются по интерференционной окраске, углам погасания и показателям преломления. Роговая обманка, в свою очередь, замещается пластинчатыми и волокнистыми индивидами светло-зеленого актинолита. По актинолиту развивается игольчато-волокнистый зеленый хлорит, что приводит к образованию землистых масс лейкоксена. Иногда эти два минерала находятся в тончайшем срастании и отличаются друг от друга только по оптическим свойствам. Плагиоклаз формирует лейсты с простыми двойниками. Часто минерал альбитизирован и имеет молочно-белый мутный цвет. В интерстициях лейст встречаются единичные ксеноморфные зерна свежего кварца. Рудная минерализация представлена зернами и агрегатами магнетита и единичными гипидиоморфными зернами рутила.

Вдоль зальбандов крупных даек диабазов развиты маломощные (десятки сантиметров) жилоподобные тела, представленные брекчиевыми диабазами. Текстура пород обломочная, они сложены угловатыми и округлыми овальными и изометричными обломками базальтов размером от первых миллиметров до 1 см. Наиболее крупные обломки имеют угловатую форму и окружены более мелкими изометричными округлыми и овальными обломками. Текстура базальтов афировая, порфирировая, структура интерсертальная, реже гиалопилитовая. Порфирировые базальты в обломках встречаются редко, порфирировые вкрапленники представлены псевдоморфозами минералов групп серпентина и хлорита по оливину и пироксену. Основная масса обломков представлена афировыми базальтами с интерсертальной и гиалопилитовой микроструктурой, сложенной разноориентированными лейстами плагиоклаза, с интерстиционным девитрифицированным вулканическим стеклом и редкими ксеноморфными



4.4. Схема геологического строения олистолита с пакетом даек диабазов и экранами диоритов (правый берег руч. Аул-Ган, западный фланг рудного поля). Составил Р. Р. Шавалеев.

1 – вулканические брекчии, 2 – диабазы, 3 – диориты, 4 – афанитовые жилки, 5 – номера и места отбора образцов, 6 – элементы залегания контактов тел.

зернами кварца. Мафическая фаза представлена единичными призматическим зернами авгита, замещенного по периферии актинолитом. В породе присутствует вкрапленность гипидиоморфных зерен магнетита. Среди обломков присутствует свежее изотропное вулканическое стекло.

Часть даек в контакте с диоритами имеет порфировую структуру и интерсертальную микроструктуру. Порфировые вкрапленники представлены идиоморфными зернами лабрадора с содержанием в породе 1–2 %. Основная масса сложена вытянутыми с расщепленными концами, изометричными, местами веерообразными индивидами и агрегатами соломенно-желтого амфибола – актинолита. Он располагается в интерстициях вытянутых лейст плагиоклаза с простыми, иногда полисинтетическими двойниками. Соотношение плагиоклаза и актинолита в основной массе 45 : 40.

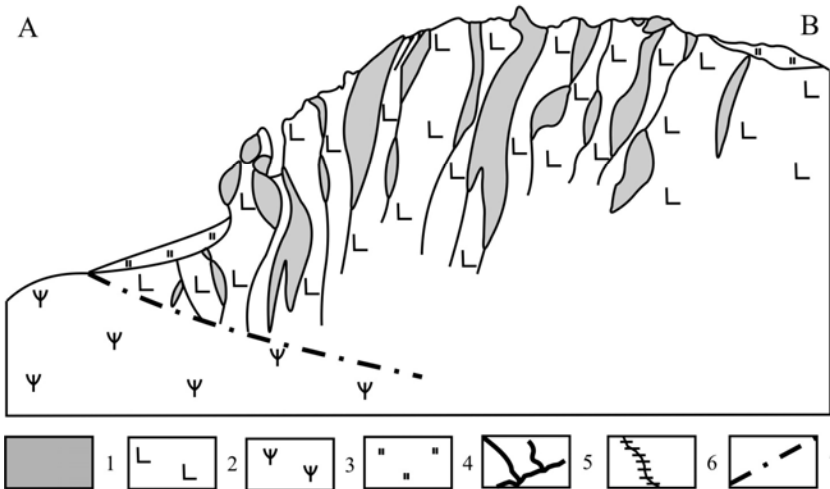
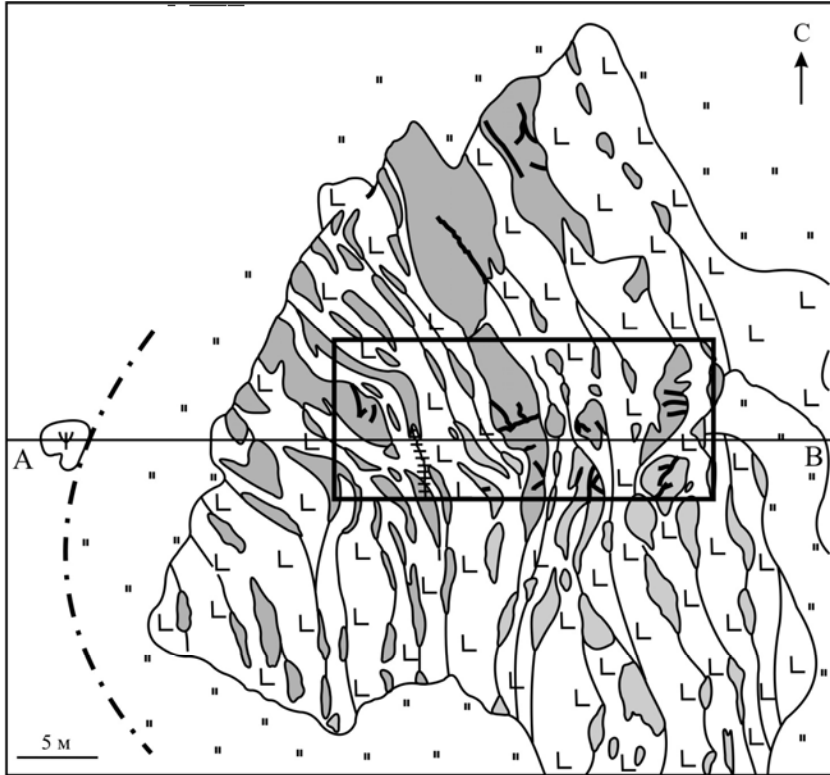
Вместе с актинолитом в основной массе встречается игольчатый светло-зеленый хлорит. Порода содержит большое количество мелких вкрапленников магнетита и титанита размером около 0.15 мм. Трещины в породе заполнены агрегатами из пластинчатых зерен пренита. Часто пренитовые жилы пересекают и диориты, а пренит развивается по породообразующим минералам.

Очень часто крупные блоки габбро и диоритов насыщены параллельными дайками базальтов и диабазов, которые слагают около половины объема тел. В пачке вулканоколлювиальных брекчий дайки диабазов брекчированы и пересекают габбро-диоритовый олистолит. Судя по обилию полнокристаллических пород в составе брекчий и даек, образование толщи происходило за счет обрушения крутых склонов с эродированными интрузиями. Контакты даек неровные, извилистые, брекчированные. Падение даек субвертикальное, видимая мощность изменяется от 2–3 м до 30 м. Как и в нижележащих пачках, дайки сложены афировыми базальтами и однородными диабазами. Базальты отличаются гиалопилитовой структурой основной массы, наличием изометричных призматических зерен авгита, который замещается базальтической роговой обманкой. Плаггиоклаз присутствует в виде вытянутых лейст с расщепленными окончаниями в девитрифицированном вулканическом стекле. Диабазы сложены роговой обманкой, актинолитом, хлоритом и альбитизированным плаггиоклазом. Рудная минерализация представлена гипидиоморфными зернами магнетита, титанит присутствует в породе как аксессуарный минерал. В краевых частях даек и по трещинам развиваются цоизит, кальцит, эпидот, тремолит и кварц. Пустоты пород выполнены пренитом и цеолитами. Очень часто вдоль зальбандов дайки содержат мелкие ксенолиты диоритов, габбро и обломки плаггиоклазов, кварца и полевого шпата.

Обращает на себя внимание обилие даек, сложенных базальтовыми брекчиями с многочисленными ксенолитами диоритов в крупном олистолите на южном фланге месторождения. Детальная документация показала, что диориты слагают скрины среди пакетов брекчиевых даек (рис. 4.5, 4.6; фото XX, XXI). Нам не известны подобные взаимоотношения брекчиевых даек и полнокристаллических пород. По-видимому, такие взаимоотношения даек и вмещающего субстрата возникают при интенсивных сейсмических событиях.

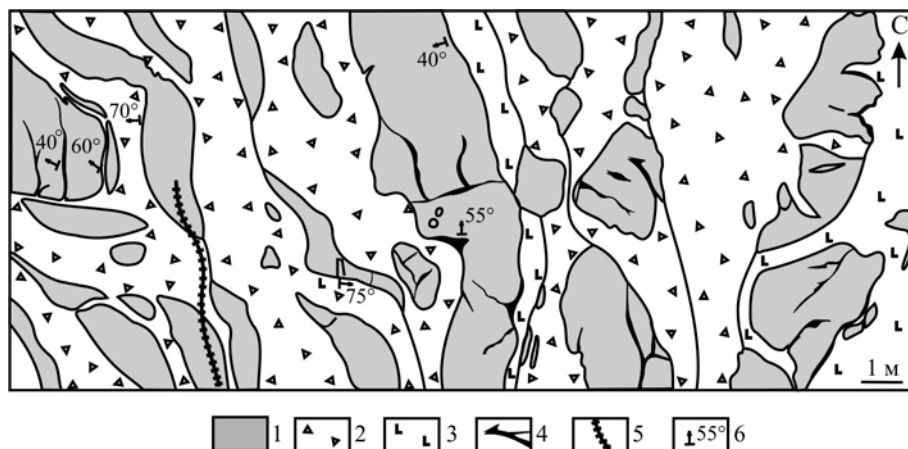
Дайки хлоритизированных апобазальтов в гипербазитах. Дайки локализованы в Восточном крыле антиформы и представлены габбро, габбро-диабазами и диабазами, секущими серпентиниты. Такие выходы располагаются в ущелье руч. Меркешкин лог (2 км южнее Восточной рудной зоны). Простираение тел преимущественно северо-восточное, падение даек северо-западное под углом 70–75°, мощность тел 2–6 м. Протяженность тел изменяется от 5 м до 50 м при мощности 1–5 м. Границы тел с серпентинитами резкие и четкие, зоны закалки не обнаружены. Часть из них имеет зональное строение: центральные части сложены габбро-диабазами, а краевые – метадиабазами. Габбро-диабазы представляют собой массивные породы с мелко-среднезернистой структурой, местами брекчиевой. Все породы рассечены жилками кальцита и кварца мощностью первые миллиметры–сантиметры.

В этой части рудного поля также задокументированы две дайки базальтоидов в вулканомиктовых брекчиях, находящихся на границе базальтов Ишкининской толщи с серпентинитовой протрузией. Обе дайки имеют выдержанное простираение 340°, четкие границы и видимую маломощную зону закалки. Протяженность тел составляет 1.5 и 6.5 м при мощности 0.2 и 0.5 м соответственно. Дайки сложены однородными



4.5. Схема геологического строения диоритового олистолита в южной части Ишкининского рудного поля. Составили В. В. Зайков и И. Ю. Мелекесцева.

1 – диориты; 2 – базальты, брекчии базальтов, диабазы; 3 – серпентиниты; 4 – задрновано; 5 – жилы базальтов; 6 – дайка дацитов; 7 – разлом. В центре показан контур детальной схемы (см. рис. 4.6).



4.6. Схема геологического строения центральной части диоритового олистолита. План. Составили И. Ю. Мелекесцева и В. В. Зайков.

1 – диориты; 2 – брекчии базальтов, 3 – дайки базальтов, 4 – жилы базальтов, 5 – дайка дацитов, 6 – элементы залегания.

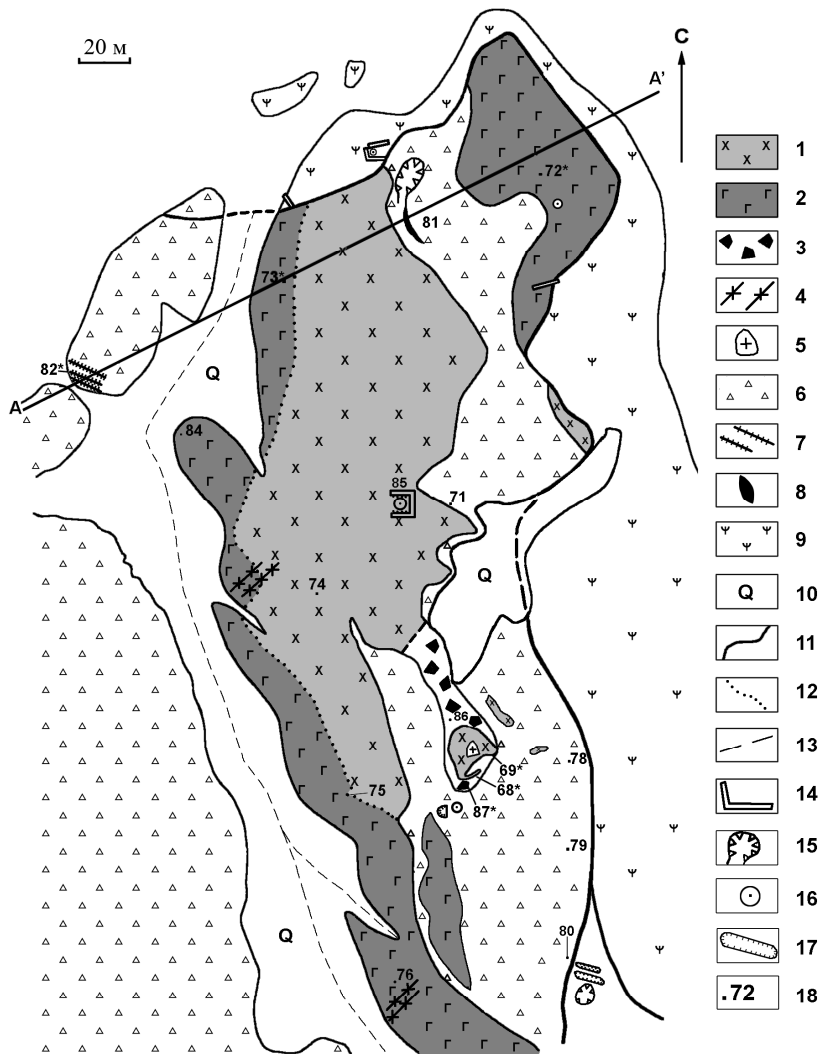
диабазы с гнездами вторичного кальцита и жилками параллельно-шестоватого кварца мощностью не более 0.5 см. Среди брекчий обнаружен фрагмент подушки с хорошо выделяющейся внешней закалочной зоной и сердцевинной. Размер подушки 1.7×1.5 м, мощность внешней зоны – 0.5 м. Внешняя часть сложена афировыми базальтами, претерпевшими зеленокаменные изменения. Внутренняя зона представлена миндалекаменными базальтами, предположительно также измененными.

На Ивановском месторождении задокументирована субвертикальная дайка диабазов на левом берегу руч. Янгыз в 1 км выше места впадения в р. Дергамыш. Мощность ее составила 0.6 м, падение западное под углом 60° . Дайка залегает среди подушечных лав, имеет изогнутую форму и четкие контакты с зонами закалки.

4.3. ГИПАБИССАЛЬНАЯ ФАЦИЯ

Гипабиссальная фация андезибазальтового комплекса представлена массивами, в которых сочетаются габбро, диориты и гранодиориты. Наиболее крупные имеют протяженность 200–350 м при ширине десятки метров. Они представляют собой тектонические пластины, надвинутые на базальты и серпентинизированные гипербазиты, а также блоки поперечником до 30 м в олистостроме. В вулканоколлювиальных брекчиях габброиды и диориты установлены в виде остроугольных и изометричных округлых обломков размером от первых сантиметров до нескольких метров. Зачастую в брекчиях встречаются обломки и блоки гранодиоритов.

Наиболее крупным выходом габбро и диоритов на месторождении является габбро-диоритовый массив в северо-западной части, который представляет собой крупный олистолит (рис. 4.7). Он вытянут в меридиональном направлении на 350 м и сечется многочисленными дайками диабазов. С юга и запада массив ограничен вулканоколлювиальными брекчиями, а на севере и востоке – серпентинитами.



Разрез по линии А-А'

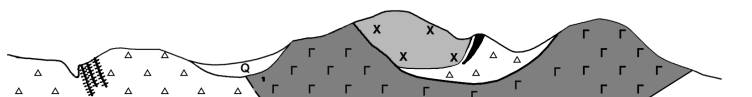


Схема геологического строения габбро-диоритового олистолита на западном фланге рудного поля (левобережье руч. Аул-Ган). Составили Р. Р. Шавалеев, В. В. Зайков.

1 – диориты; 2 – габбро; 3 – диориты обломочные; 4 – жилы диоритов и гранодиоритов; 5 – блоки гранодиоритов в диоритах; 6 – брекчии базальтов; 7 – дайки базальтов; 8 – базальтовый силл; 9 – серпентиниты; 10 – четвертичные отложения; 11 – тектонический контакт; 12 – фациальная граница; 13 – предполагаемые границы; 14 – канавы; 15 – древние карьеры; 16 – скважины; 17 – выработки; 18 – места отбора проб.

При детальном изучении была установлена его вертикальная зональность: подошвой является пластина габбро, выходящая на дневную поверхность на флангах; кровля массива сложена крупными блоками диоритов и плагиогранитов. В западной части массива установлены постепенные переходы габбро в диориты (фациальная граница). Выделяются три основные разновидности пород: нормальное массивное среднезернистое мезократовое габбро, диориты с метельчатыми агрегатами амфиболов и плагиограниты. Породы брекчированы и пронизаны сериями разноориентированных трещин, образующих паутинообразный рисунок. Часть жилок заполнена базальтовым веществом, аналогичным краевым частям даек.

Подошва массива сложена массивным среднезернистым мезократовым оливковым габбро. Оливин в породе присутствует в виде реликтовых идиоморфных призматических зерен, замещенных минералами группы серпентина. Интересной особенностью габбро является развитие по реликтам оливина зерен кварца, а по серпентину – псевдоморфоз хлорита. Зерна оливина присутствуют в виде пойкилитовых включений в крупных лейстах сосюртитизированного плагиоклаза. Мафическая фаза также представлена призматическими зернами диоксида и роговой обманки. Плагиоклаз присутствует в виде крупных лейст, по которым развивается тонкозернистый агрегат сосюррита. В интерстициях и вокруг него присутствуют ксеноморфные зерна и агрегаты зерен кварца. Часто кварц образует вроски в плагиоклазе и полностью замещает его с образованием крупных бластопорфиров. Вторичная минерализация представлена эпидотом, хлоритом, цоизитом и баститом. Эпидот является распространенным вторичным минералом в породе, он развивается по плагиоклазу, а иногда образует полные псевдоморфозы по нему. Рудные минералы представлены магнетитом и рутилом.

Диориты и гранодиориты состоят из плагиоклаза, кварца, мафической части и идиоморфного титанита. Кварц и плагиоклаз находятся в симплектитовом сростании, которое переходит в полное замещение плагиоклаза кварцем. Темноцветные минералы представлены клинопироксеном, амфиболом и биотитом, которые довольно часто замещаются хлоритом. Часто в диоритах удлиненно-призматические индивиды амфибола формируют метельчатые агрегаты. Титаномagnetит и апатит являются акцессорными минералами. Общей особенностью для габбро и диоритов является присутствие в них реакционного лейкоксена и сагенина, образующихся при хлоритизации амфиболов. Кроме того, в диоритах из скринов даек хлоритизация роговой обманки и актинолита приводит к формированию гипидиоморфных зерен рутила, образующегося после лейкоксена и сагенина. Довольно часто в пустотах, трещинах и основной массе диоритов присутствуют радиально-лучистые и сферолитовые агрегаты пренита и цеолитов.

Габбро и диориты рассечены субвертикальными жилами аплитовидных гранодиоритов и плагиогранитов с видимой мощностью 2–20 см. Особенностью этих пород является их метельчатая (спинифекс) структура, обусловленная ориентировкой вытянутых таблитчатых кристаллов клинопироксена. Изогнуто-птигматовая форма, диффузионное проникновение во вмещающие породы, отсутствие резких контактов доказывает синмагматическое происхождение этих пород. По этим признакам можно заключить, что плагиограниты были сформированы в высокотемпературных пластичных условиях сингенетично с габбро-диоритами. В некоторых образцах плагиогранитов были описаны кристаллы магматогенных цирконов, которые находятся в интерстициях между полевым шпатом и кварцем [Йонас, Бушман, 2002]. Они обычно представлены длиннопризматическими индивидами длиной 50–200 мкм и по своим

Таблица 4.1

**Химический состав магматических пород баймак-бурибайского комплекса
Ишкининского кобальт-медноколчеданного месторождения (мас. %)**

№ п/п	№ пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	п.п.п.	Сумма	Cr	Ni	Co
Андезибазальты лавовой фации																
1	6\1-10	58.74	0.73	14.45	9.71	0.15	3.57	7.85	3.30	0.40	0.09	5.06	98.99	н/о	9	24
2	6\1-15-8	60.59	0.76	14.15	7.80	0.30	5.43	3.56	5.50	0.41	0.11	3.83	98.15	н/о	16	23
3	6\1-17-1	59.93	0.76	14.65	8.81	0.40	4.55	5.41	4.01	0.68	0.11	2.92	99.31	–	–	–
4	9\17-2	56.43	0.77	15.35	10.66	0.16	4.73	4.76	4.93	1.05	0.10	3.33	98.94	н/о	10	29
5	С-6-99	53.45	0.77	15.58	11.18	0.21	4.21	6.25	3.02	0.66	0.10	4.59	100.02	–	–	–
6	С-12А-99	60.02	0.80	13.75	10.76	0.17	3.46	4.41	2.71	0.19	0.12	3.72	100.11	–	–	–
7	С-12Б-99	56.19	0.84	14.48	10.05	0.18	3.99	7.73	2.13	0.17	0.12	3.98	99.85	–	–	–
8	93-4	63.12	0.63	14.02	7.40	0.09	2.34	3.85	4.56	0.91	0.06	2.08	99.46	68	254	47
	среднее	58.56	0.76	14.55	9.55	0.21	4.04	5.48	3.77	0.56	0.10	3.69		68	72	31
Дайки и субвулканические тела андезибазальтов в вулканоколлювиальных брекчиях западного фланга																
9	40-1	57.00	0.55	15.74	9.99	0.10	3.90	4.40	5.35	0.02	0.08	2.80	100.13	51	45	28
10	40-3	62.10	0.57	12.28	9.08	0.11	5.65	2.42	4.72	0.21	0.11	2.66	99.83	37	104	39
11	42	56.56	0.54	15.23	8.68	0.11	5.70	5.04	3.54	0.09	0.10	4.52	99.76	44	53	31
12	42-1	52.12	0.48	14.96	10.05	0.17	8.50	5.28	3.52	0.14	0.10	4.10	99.76	245	62	38
13	82	55.30	0.45	16.54	7.66	0.09	5.25	3.27	7.33	0.07	0.12	3.64	100.12	56	100	43
14	6\11-5-3	53.87	0.35	15.00	7.75	0.11	8.04	8.26	4.19	0.45	0.03	2.11	98.05	н/о	7	35
15	6\11-5-8	56.58	0.43	16.91	4.89	0.06	4.45	7.54	5.78	0.39	0.04	2.00	99.07	н/о	3	20
	среднее	56.22	0.48	15.24	8.30	0.11	5.93	5.17	4.92	0.20	0.08	3.12		87	53	33
Дайки и субвулканические тела андезибазальтов в лавах и вулканических брекчиях восточного фланга																
16	6\1-16Dk	60.12	0.41	11.58	8.06	0.11	6.95	5.24	5.60	0.03	0.04	1.79	98.15	н/о	19	37
17	6\17-2-2	55.93	0.64	16.04	8.92	0.15	8.35	5.53	4.59	0.60	0.05	3.04	100.80	н/о	13	37
18	6\17-2-3	55.04	0.56	15.19	8.93	0.16	8.51	6.90	4.37	0.40	0.03	2.99	100.09	н/о	9	36

Продолжение 41

№ пп	Нпрбы	SO ₂	FO ₂	AO ₂	FO ₂	MO	MO	GO	NO	KO	PO	ппп	Сума	G	N	G
19	622	524	056	135	902	017	1075	628	383	006	003	396	929	ю6	139	41
20	631	532	050	158	698	006	565	652	588	016	010	212	1007	83	8	29
21	633	574	050	158	698	006	366	1329	298	006	010	270	1009	19	56	26
22	635	544	050	1401	850	015	88	630	440	015	009	334	998	246	195	47
23	931	528	070	1614	954	012	458	597	456	068	018	332	923	55	46	31
	цене	5581	055	1472	837	012	716	700	453	027	008	291		101	71	36
Диндизбашыовабрижидриж																
24	682	552	032	1643	700	010	778	392	565	022	007	374	927	-	-	-
25	683	588	039	1564	690	011	874	328	650	029	008	306	928	-	-	-
26	685	540	056	1487	740	012	724	694	348	112	007	312	964	195	75	34
27	686	5731	049	1466	630	010	618	679	512	040	007	182	946	10	59	22
28	352	5794	049	1281	909	017	588	653	563	029	008	146	1007	64	178	13
29	353	5476	042	1611	991	017	518	386	660	008	008	308	1001	23	49	31
30	68	5524	050	1373	927	010	685	640	480	065	008	322	995	28	94	31
	цене	5530	045	1489	798	012	684	539	540	044	008	279		122	91	26
Динбашыовавсрениж																
31	902	4546	059	1557	786	010	841	1570	094	006	012	462	967	48	47	34
32	903	4536	039	1190	741	012	1380	1381	029	006	009	488	947	443	171	34
	цене	4591	049	1374	764	011	1111	1476	060	006	011	475		246	109	34
Присны																
33	36	534	011	429	366	007	2467	1178	030	013	003	207	1042	207	43	27
34	37	4549	015	562	800	017	2470	865	030	012	003	641	964	206	38	43
35	39	5041	016	572	1059	022	2292	590	030	011	003	398	1032	133	46	59
36	391	4832	009	291	966	017	2853	362	030	011	003	595	969	138	884	86
37	911	4578	005	169	811	017	2951	806	017	005	005	772	974	134	105	73
38	912	5044	029	233	476	016	200	1981	025	007	005	193	944	283	30	42
	цене	4863	014	376	746	016	2506	964	027	010	004	468		189	61	55

№ п/п	Лыры	SO	TO	AO	EO	MO	MO	GO	NO	QO	EO	ПП	Сума	G	N	О
Габреламшы																
3	372	464	026	17.2	206	005	941	208	030	010	003	445	1003	25	22	23
40	6711	465	013	1401	572	016	132	140	050	030	005	350	993	-	-	-
41	612	475	008	21.2	467	007	705	172	055	082	HO	402	983	-	-	-
42	61011	474	014	17.8	302	007	102	207	003	012	001	456	1002	HO	5	24
	қате	462	015	17.64	387	009	103	183	005	034	003	413		25	13	24
Габрелды																
43	72	504	003	143	700	012	105	653	227	240	008	322	995	48	20	33
44	73	530	003	128	739	013	103	920	110	239	005	270	964	56	33	41
45	74	524	027	11.5	739	012	108	129	150	080	005	210	983	82	20	33
46	77	542	029	879	694	013	112	128	169	051	007	246	928	97	26	37
	қате	530	030	11.8	718	013	104	106	164	153	006	262		74	29	36
Дры																
48	357	628	079	128	811	016	268	364	641	031	010	192	928	48	81	40
49	6	608	049	1471	633	004	289	314	464	042	018	250	962	-	-	-
50	651	622	078	159	715	007	271	367	480	016	012	250	1009	-	-	-
51	66	658	054	120	483	003	138	387	575	005	019	110	1004	-	-	-
52	661	826	079	164	741	007	381	539	370	056	012	328	1008	18	134	34
53	603	6124	068	1590	580	007	382	345	600	090	009	192	1001	42	56	15
54	604	5785	069	1674	692	009	439	415	510	102	012	226	923	48	51	26
	қате	627	068	1486	665	008	310	390	520	049	013	221		38	81	29

Гресе Аавы вы о н ь в б р а ж и м ь У Р А (М а с) и Ф и б р о й с р о й а с е м и С о р ж и а С , Н О
д ы в т К о л с и В В З и а П и л а Р Р И л а с а

морфологическим особенностям соответствуют цирконам из известково-щелочных гранитов.

Данные о составе пород гипабиссальной фации в сравнении с преобладающими эффузивными и субвулканическими породами приведены в табл. 4.1. Состав диоритов отличается от андезибазальтов даек по содержанию SiO_2 (62 и 53 %) и MgO (3 и 6–7 %) соответственно. Габбро-диориты соответствуют по составу бонинитам (TiO_2 0.3 %; MgO 10 %), но отличаются от даек по содержанию K_2O (до 2.3 %). Обращают на себя внимание повышенные концентрации Cr (0.1–0.3 %) и Ni (0.1 %) в пироксенитах, сопровождающих дайки габбро-пегматитов.

Таблица 4.1

**Химический состав магматических пород баймак-бурибайского комплекса
Ишкининского кобальт-медноколчеданного месторождения (мас. %)**

№ п/п	№ пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	п.п.п.	Сумма	Cr	Ni	Co
Андезибазальты лавовой фации																
1	6\1-10	58.74	0.73	14.45	9.71	0.15	3.57	7.85	3.30	0.40	0.09	5.06	98.99	н/о	9	24
2	6\1-15-8	60.59	0.76	14.15	7.80	0.30	5.43	3.56	5.50	0.41	0.11	3.83	98.15	н/о	16	23
3	6\1-17-1	59.93	0.76	14.65	8.81	0.40	4.55	5.41	4.01	0.68	0.11	2.92	99.31	–	–	–
4	9\17-2	56.43	0.77	15.35	10.66	0.16	4.73	4.76	4.93	1.05	0.10	3.33	98.94	н/о	10	29
5	С-6-99	53.45	0.77	15.58	11.18	0.21	4.21	6.25	3.02	0.66	0.10	4.59	100.02	–	–	–
6	С-12А-99	60.02	0.80	13.75	10.76	0.17	3.46	4.41	2.71	0.19	0.12	3.72	100.11	–	–	–
7	С-12Б-99	56.19	0.84	14.48	10.05	0.18	3.99	7.73	2.13	0.17	0.12	3.98	99.85	–	–	–
8	93-4	63.12	0.63	14.02	7.40	0.09	2.34	3.85	4.56	0.91	0.06	2.08	99.46	68	254	47
	среднее	58.56	0.76	14.55	9.55	0.21	4.04	5.48	3.77	0.56	0.10	3.69		68	72	31
Дайки и субвулканические тела андезибазальтов в вулканоколлювиальных брекчиях западного фланга																
9	40-1	57.00	0.55	15.74	9.99	0.10	3.90	4.40	5.35	0.02	0.08	2.80	100.13	51	45	28
10	40-3	62.10	0.57	12.28	9.08	0.11	5.65	2.42	4.72	0.21	0.11	2.66	99.83	37	104	39
11	42	56.56	0.54	15.23	8.68	0.11	5.70	5.04	3.54	0.09	0.10	4.52	99.76	44	53	31
12	42-1	52.12	0.48	14.96	10.05	0.17	8.50	5.28	3.52	0.14	0.10	4.10	99.76	245	62	38
13	82	55.30	0.45	16.54	7.66	0.09	5.25	3.27	7.33	0.07	0.12	3.64	100.12	56	100	43
14	6\11-5-3	53.87	0.35	15.00	7.75	0.11	8.04	8.26	4.19	0.45	0.03	2.11	98.05	н/о	7	35
15	6\11-5-8	56.58	0.43	16.91	4.89	0.06	4.45	7.54	5.78	0.39	0.04	2.00	99.07	н/о	3	20
	среднее	56.22	0.48	15.24	8.30	0.11	5.93	5.17	4.92	0.20	0.08	3.12		87	53	33
Дайки и субвулканические тела андезибазальтов в лавах и вулканических брекчиях восточного фланга																
16	6\1-16Dk	60.12	0.41	11.58	8.06	0.11	6.95	5.24	5.60	0.03	0.04	1.79	98.15	н/о	19	37
17	6\17-2-2	55.93	0.64	16.04	8.92	0.15	8.35	5.53	4.59	0.60	0.05	3.04	100.80	н/о	13	37
18	6\17-2-3	55.04	0.56	15.19	8.93	0.16	8.51	6.90	4.37	0.40	0.03	2.99	100.09	н/о	9	36

Продолжение табл. 4.1

№ п/п	№ пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	п.п.п.	Сумма	Cr	Ni	Co
19	6\21-2	55.24	0.56	13.45	9.02	0.17	10.75	6.28	3.83	0.06	0.03	3.96	99.39	н/о	139	41
20	63-1	56.32	0.50	15.68	6.98	0.06	5.65	6.52	5.88	0.16	0.10	2.12	100.17	83	88	29
21	63-3	57.54	0.50	15.68	6.98	0.06	3.66	13.29	2.98	0.06	0.10	2.70	100.09	19	56	26
22	63-5	53.44	0.50	14.01	8.50	0.15	8.8	6.30	4.40	0.15	0.09	3.34	99.98	246	195	47
23	93-1	52.88	0.70	16.14	9.54	0.12	4.58	5.97	4.56	0.68	0.18	3.32	99.33	55	46	31
	среднее	55.81	0.55	14.72	8.37	0.12	7.16	7.00	4.53	0.27	0.08	2.91		101	71	36
	Дайки андезибазальтов в габброидах и диоритах															
24	648-2	53.52	0.32	16.43	7.00	0.10	7.78	3.92	5.65	0.22	0.07	3.74	99.37	–	–	–
25	648-3	53.83	0.39	15.64	6.90	0.11	8.74	3.28	6.50	0.29	0.08	3.06	99.38	–	–	–
26	680-5	54.50	0.56	14.87	7.40	0.12	7.24	6.94	3.48	1.12	0.07	3.12	99.64	195	75	34
27	680-6	57.31	0.49	14.66	6.30	0.10	6.18	6.79	5.12	0.40	0.07	1.82	99.43	100	59	22
28	35-2	57.94	0.49	12.81	9.09	0.17	5.88	6.53	5.63	0.29	0.08	1.46	100.07	64	178	13
29	35-3	54.76	0.42	16.11	9.91	0.17	5.18	3.86	6.60	0.08	0.08	3.08	100.01	23	49	31
30	68	55.24	0.50	13.73	9.27	0.10	6.85	6.40	4.80	0.65	0.08	3.22	99.95	228	94	31
	среднее	55.30	0.45	14.89	7.98	0.12	6.84	5.39	5.40	0.44	0.08	2.79		122	91	26
	Дайки базальтов в серпентинитах															
31	90-2	45.46	0.59	15.57	7.86	0.10	8.41	15.70	0.94	0.06	0.12	4.62	99.67	48	47	34
32	90-3	46.36	0.39	11.90	7.41	0.12	13.80	13.81	0.29	0.06	0.09	4.88	99.47	443	171	34
	среднее	45.91	0.49	13.74	7.64	0.11	11.11	14.76	0.60	0.06	0.11	4.75		246	109	34
	Пироксениты															
33	36	53.34	0.11	4.29	3.63	0.07	24.67	11.78	0.30	0.13	0.03	2.07	100.42	2207	403	27
34	37	45.49	0.15	5.62	8.00	0.17	24.70	8.65	0.30	0.12	0.03	6.41	99.64	2096	378	43
35	39	50.41	0.16	5.72	10.59	0.22	22.92	5.90	0.30	0.11	0.03	3.98	100.32	1333	476	59
36	39-1	48.32	0.09	2.91	9.66	0.17	28.53	3.62	0.30	0.11	0.03	5.95	99.69	1388	884	86
37	91-1	43.78	0.05	1.69	8.11	0.17	29.51	8.06	0.17	0.05	0.05	7.72	99.74	1364	1075	73
38	91-2	50.44	0.29	2.33	4.76	0.16	20.00	19.81	0.25	0.07	0.05	1.93	99.44	2883	390	42
	среднее	48.63	0.14	3.76	7.46	0.16	25.06	9.64	0.27	0.10	0.04	4.68		1879	601	55

Окончание табл. 4.1

№ п/п	№ пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	п.п.п.	Сумма	Cr	Ni	Co
Габбро-пегматиты																
39	37-2	45.64	0.26	17.12	2.06	0.05	9.41	20.89	0.30	0.10	0.03	4.45	100.30	225	222	23
40	647-11	46.65	0.13	14.01	5.72	0.16	13.72	14.40	0.50	0.30	0.05	3.50	99.93	–	–	–
41	6\1-2	46.75	0.08	21.52	4.67	0.07	7.05	17.27	0.55	0.82	н/о	4.02	98.73	–	–	–
42	6\10-1-1	47.45	0.14	17.89	3.02	0.07	10.72	20.67	0.03	0.12	0.01	4.56	100.12	н/о	55	24
	среднее	46.62	0.15	17.64	3.87	0.09	10.23	18.31	0.35	0.34	0.03	4.13		225	139	24
Габбро-диориты																
43	72	53.04	0.33	14.35	7.00	0.12	10.25	6.53	2.27	2.40	0.08	3.22	99.95	468	240	33
44	73	53.30	0.30	12.58	7.39	0.13	10.30	9.20	1.10	2.39	0.05	2.70	99.64	566	383	41
45	74	52.94	0.27	11.51	7.39	0.12	10.80	12.09	1.50	0.80	0.05	2.10	99.83	882	230	33
46	77	54.32	0.29	8.79	6.94	0.13	11.20	12.80	1.69	0.51	0.07	2.46	99.58	979	261	37
	среднее	53.40	0.30	11.81	7.18	0.13	10.64	10.16	1.64	1.53	0.06	2.62		724	279	36
Диориты																
48	35-7	62.68	0.79	12.58	8.11	0.16	2.68	3.64	6.41	0.31	0.10	1.92	99.38	43	81	40
49	69	64.08	0.49	14.71	6.33	0.04	2.89	3.14	4.64	0.42	0.18	2.50	99.62	–	–	–
50	615-1	62.92	0.78	15.09	7.15	0.07	2.71	3.67	4.80	0.16	0.12	2.50	100.19	–	–	–
51	616	69.58	0.54	12.60	4.83	0.03	1.38	3.87	5.75	0.05	0.19	1.10	100.04	–	–	–
52	666-1	58.26	0.79	16.43	7.41	0.07	3.81	5.39	3.70	0.56	0.12	3.28	100.08	18	134	34
53	680-3	61.24	0.68	15.90	5.80	0.07	3.82	3.45	6.00	0.90	0.09	1.92	100.01	42	56	15
54	680-4	57.85	0.69	16.74	6.92	0.09	4.39	4.15	5.10	1.02	0.12	2.26	99.33	48	51	26
	среднее	62.37	0.68	14.86	6.65	0.08	3.10	3.90	5.20	0.49	0.13	2.21		38	81	29

Примечание. Анализы выполнены в лабораториях ИМин УрО РАН (Миасс) и Фрайбергской горной академии. Содержания Cr, Ni, Co даны в г/т. Коллекции В. В. Зайкова, П. Йонаса, Р. Р. Шавалеева.

Таблица 4.2

**Состав вулканогенных пород Ишкининского, Ивановского
и Дергамышского месторождений (мас. %)**

№ п/п	№ образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	п.п.п.	Сумма
Лавы, Ишкининское месторождение													
1	C-5A-99	54.83	0.83	15.59	10.81	0.20	4.76	4.78	4.11	1.43	0.12	3.29	100.74
2	C-5Б-99	49.43	0.72	14.73	9.31	0.14	3.76	16.05	1.15	0.07	0.12	4.33	99.80
3	C-5B-99	49.71	0.76	15.29	10.01	0.15	4.13	14.31	1.84	0.08	0.10	4.09	100.48
4	C-6-99	53.45	0.77	15.58	11.18	0.21	4.21	6.25	3.02	0.66	0.10	4.59	100.02
5	C-12A-99	60.02	0.80	13.75	10.76	0.17	3.46	4.41	2.71	0.19	0.12	3.72	100.11
6	C-12Б-99	56.19	0.84	14.48	10.05	0.18	3.99	7.73	2.13	0.17	0.12	3.98	99.85
7	C-12Г-99	51.85	0.58	14.95	9.08	0.16	5.62	9.81	3.39	0.72	0.07	3.77	100.01
Дайки, Ишкининское месторождение													
8	C-7A-99	52.23	0.60	16.39	9.31	0.19	7.34	6.97	3.55	0.73	0.05	2.77	100.13
9	C-7Б-99	56.43	0.69	15.64	8.50	0.15	4.15	7.27	4.93	0.13	0.07	2.11	100.07
10	C-7B-99	56.51	0.65	15.53	7.79	0.08	4.80	6.49	4.44	0.37	0.08	2.62	99.36
11	C-8A-99	54.71	0.50	14.73	5.37	0.11	4.16	15.06	1.47	0.04	0.05	3.88	100.08
12	C-8Б-99	65.59	0.57	14.20	5.52	0.11	3.84	4.14	4.04	0.16	0.06	1.84	100.06
13	C-8B-99	62.22	0.46	13.40	6.98	0.11	5.39	4.15	4.25	0.09	0.06	2.16	99.26
14	C-8Г1-99	58.98	0.44	11.32	10.07	0.19	7.53	6.81	3.19	0.08	0.04	1.21	99.87
15	C-8Г2-99	49.77	0.52	14.86	5.98	0.10	4.70	18.21	0.66	0.05	0.06	5.19	100.10
16	C-8Д-99	61.28	0.66	14.48	5.90	0.09	4.23	6.28	3.81	0.23	0.06	3.07	100.10
17	C-8Е-99	59.05	0.53	14.94	7.69	0.09	4.36	6.44	4.03	0.06	0.06	2.17	99.42
18	C-8Ж-99	59.51	0.68	13.71	7.29	0.11	5.50	7.92	3.56	0.05	0.06	1.74	100.14
19	C-9A-99	51.93	0.54	13.06	9.13	0.19	10.67	6.90	2.28	0.04	0.05	5.03	99.81
20	C-9Б-99	52.04	0.58	14.05	8.66	0.15	10.50	7.01	2.29	0.39	0.03	3.97	99.68
21	C-9B-99	53.53	0.54	13.20	8.74	0.18	10.21	6.10	2.40	0.05	0.04	4.63	99.62

Окончание табл. 4.2

№ п/п	№ образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	п.п.п.	Сумма
Лавы, Ивановское месторождение													
22	С-56а-01	50.49	0.52	14.73	6.13	0.12	10.84	8.05	3.77	0.10	0.03	5.01	99.80
23	С-56б-01	47.45	0.51	15.63	6.20	0.11	9.20	6.43	4.41	0.11	0.03	9.63	99.71
24	С-56в-01	49.52	0.55	15.05	6.92	0.12	8.35	5.38	4.88	0.10	0.03	8.93	99.84
25	С-56г-01	45.10	0.53	13.71	6.12	0.14	9.18	9.01	3.39	0.11	0.03	11.53	98.85
26	С-56д-01	46.97	0.55	15.28	6.79	0.13	9.68	5.67	5.03	0.10	0.03	9.61	99.84
27	С-56е-01	46.72	0.37	13.00	7.00	0.14	9.76	7.82	3.22	0.14	0.03	11.50	99.70
28	С-57а-01	52.24	0.63	16.48	7.33	0.20	9.45	6.68	3.65	0.22	0.03	2.95	99.86
29	С-57б-01	49.47	0.56	16.44	7.63	0.19	11.51	7.91	2.84	0.15	0.03	3.00	99.73
30	С-57в-01	50.80	0.49	13.91	8.18	0.16	11.05	4.42	1.25	0.19	0.03	9.49	99.97
31	С-57г-01	54.39	0.60	16.72	8.48	0.20	8.48	6.35	2.87	0.21	0.03	1.30	99.62
Лавы, Дергамышское месторождение													
32	С-58б-01	70.61	0.98	11.94	5.00	0.11	0.91	2.68	3.79	0.79	0.17	2.47	99.46
33	С-58в-01	68.35	1.01	12.43	6.30	0.12	1.02	3.26	3.79	0.70	0.16	2.10	99.25
34	С-58г-01	65.41	1.01	13.41	6.35	0.08	1.83	3.14	3.47	0.86	0.11	3.73	99.40
35	С-58д-01	63.12	1.15	14.99	6.90	0.09	0.93	1.34	7.95	0.42	0.16	2.57	99.62
36	С-58е-01	67.92	1.06	12.66	5.72	0.10	1.57	3.42	4.03	0.72	0.16	2.16	99.52
37	С-58ж-01	64.42	1.09	13.81	6.60	0.12	2.12	3.15	4.81	0.97	0.15	2.13	99.37
38	С-58з-01	66.13	1.07	14.39	6.89	0.14	2.52	3.04	4.35	0.79	0.03	0.98	100.32
39	С-58и-01	68.86	0.98	12.43	5.40	0.10	1.19	3.35	3.47	0.68	0.17	2.22	98.85
40	С-58к-01	65.87	1.01	12.87	10.03	0.12	1.63	3.73	3.49	0.65	0.15	2.10	101.65
41	С-58л-01	67.77	1.01	12.72	5.62	0.11	1.54	3.54	3.85	0.72	0.17	2.03	99.08

Примечание. Составы пород определены с помощью рентген-флуоресцентного анализа (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск).

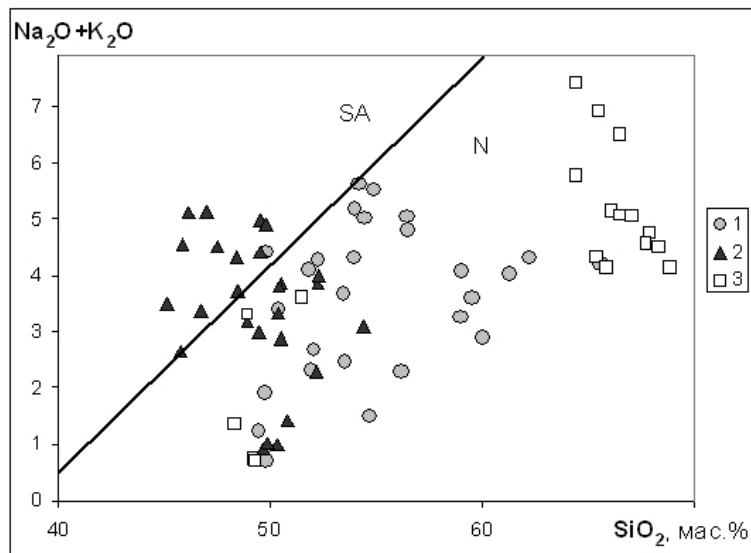
4.4. ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ И ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВУЛКАНИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

Исследования составов вулканогенных пород, вмещающих Ишкининское, Ивановское и Дергамышское кобальт-медноколчеданные рудные поля, позволили выявить новые особенности магматических систем, оказавших непосредственное влияние на формирование колчеданных месторождений. В ходе полевых работ было установлено, что среди рассмотренных вулканогенных комплексов, наряду с собственно эффузивами, заметную роль играют дайковые серии [Симонов и др., 2000], свидетельствующие о существенном развитии спрединговых процессов и позволяющие проследить геохимическую эволюцию поднимавшихся к поверхности расплавов. Наличие пиллоу-лав среди эффузивов говорит об излиянии расплавов в подводных условиях на дне палеобассейнов.

При обработке собранных коллекций были установлены химические составы пород и содержания в них редких элементов, а также проанализированы сохранившиеся первичные магматические клинопироксены и находящиеся в них расплавные включения. Такой комплексный подход позволил наиболее объективно рассмотреть палеогеодинамические и физико-химические условия формирования магматических пород. Составы пород и значения редких элементов определены рентгенофлюоресцентным методом. Составы минералов и расплавных включений установлены с помощью электронного микрозонда. Расплавные включения исследовались по методике, опубликованной ранее [Симонов, 1993; Sobolev, Danyushevsky, 1994]. Аналитические работы проведены в Институте геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск.

Петрохимия

Последовательный петрохимический анализ вулканогенных комплексов показал, что по содержанию SiO_2 породы рассматриваемых месторождений варьируют от основных до кислых (табл. 4.2, рис. 4.8). Для Ивановского месторождения характерны исключительно базальты. Среди Ишкининских вулканитов преобладают базальтовые и андезитовые составы. Наибольший разброс установлен для Дергамышского месторождения, где наряду с базальтовыми составами (преимущественно это дайки) широко представлены кислые разности – дациты. По значениям суммы щелочей вулканиты Ишкининского, Дергамышского и частично Ивановского месторождений



4.8. Диаграмма $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ для вулканогенных пород Ишкининского, Ивановского и Дергамышского месторождений.

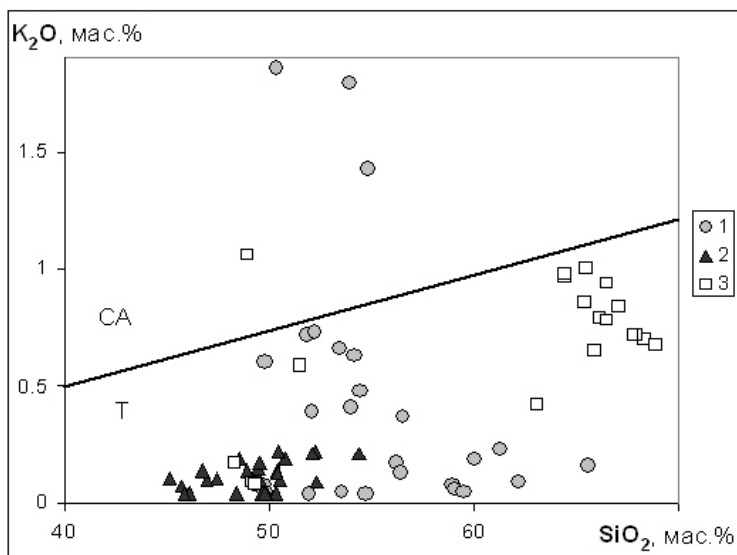
1–3 – вулканы Ишкининского (1), Ивановского (2) и Дергамышского (3) месторождений. SA – субщелочные породы. N – породы нормальной щелочности.

Построена на основе оригинальных данных с использованием материалов [Nimis et al., 2009].

относятся к породам нормальной щелочности. Другая часть Ивановских вулканитов принадлежит к субщелочным сериям (рис. 4.8). На диаграмме $\text{FeO}/\text{MgO} - \text{SiO}_2$ вулканогенные породы всех трех месторождений располагаются на границе между толеитовыми и известково-щелочными сериями. В то же время, обладая относительно невысокими содержаниями K_2O , подавляющее большинство пород этих месторождений на диаграмме $\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ приурочено к полю толеитов (рис. 4.9). О принадлежности рассмотренных вулканитов преимущественно к толеитовым сериям свидетельствуют и данные по соотношению TiO_2 и K_2O (рис. 4.10). Низкие значения отношения $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ (менее 0.25), характерные для подавляющего большинства вулканогенных пород, говорят об их принадлежности к натровым сериям.

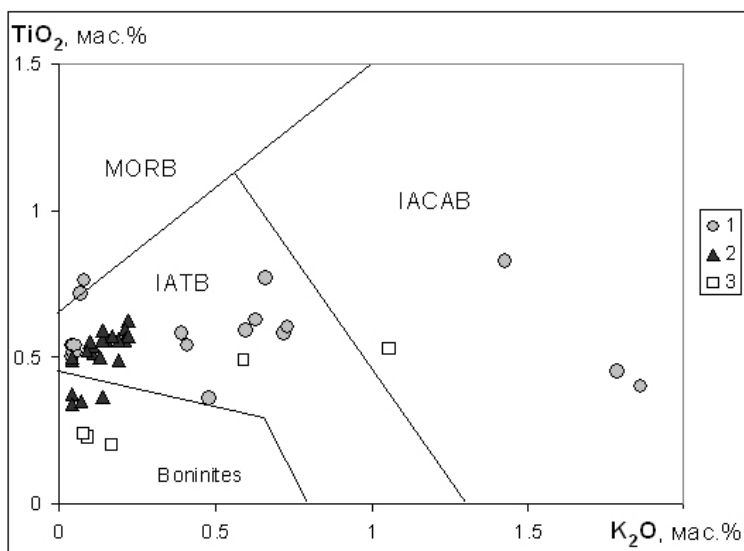
На диаграмме $\text{TiO}_2-\text{K}_2\text{O}$ (рис. 4.10) большая часть значений вулканогенных пород находится в поле островодужных толеитов, тесно ассоциируя и частично располагаясь в области бонинитов западной части Тихого океана. Возможность выделения бонинитовой серии среди рассмотренных вулканитов однозначно подтверждается наличием представительной группы, куда входят породы всех трех месторождений, с одновременно высокими содержаниями MgO (6.7–15.2 мас. % – пересчитано на сухой остаток) и значительными вариациями SiO_2 (51.1–57.6 мас. % – от базальтов до андезитов). Данная группа располагается в поле бонинитов Тихого океана (рис. 4.11).

Для Ишкининского и Дергамышского месторождений оказалось возможным проанализировать составы не только лав, но и даек, формировавшихся, в отличие от эффузивов, в результате кристаллизации расплавов на определенной глубине в интру-



4.9. Диаграмма $K_2O - SiO_2$ для вулканогенных пород Ишкининского, Ивановского и Дергамышского месторождений.

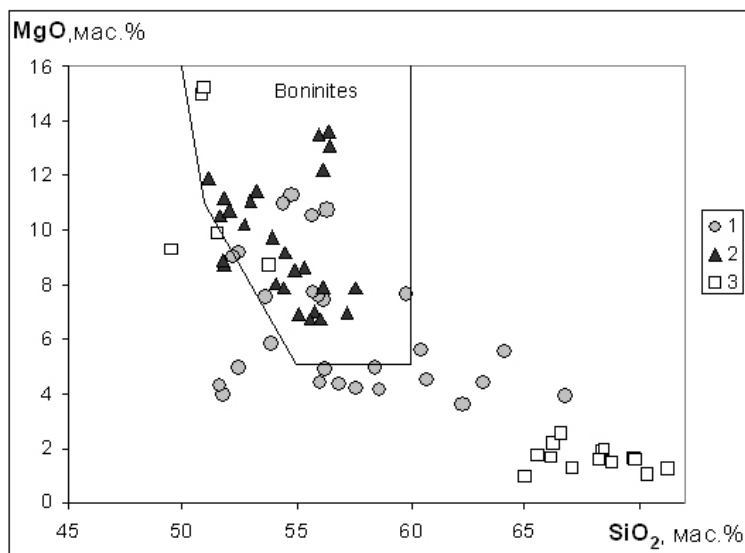
CA – известково-щелочные серии. T – толеитовые серии. Остальные условные обозначения см. на рис. 4.8.



4.10. Диаграмма $TiO_2 - K_2O$ для вулканогенных пород Ишкининского, Ивановского и Дергамышского месторождений.

MORB – базальты срединно-океанических хребтов. IATB – толеитовые базальты островных дуг. IACAB – известково-щелочные базальты островных дуг. Boninites – бонинитовые серии. Остальные условные обозначения см. на рис. 4.8.

Построена на основе оригинальных данных с использованием материалов [Миронов, 1990; Nimis et al., 2009].



4.11. Диаграмма MgO – SiO₂ для вулканогенных пород Ишкининского, Ивановского и Дергамышского месторождений.

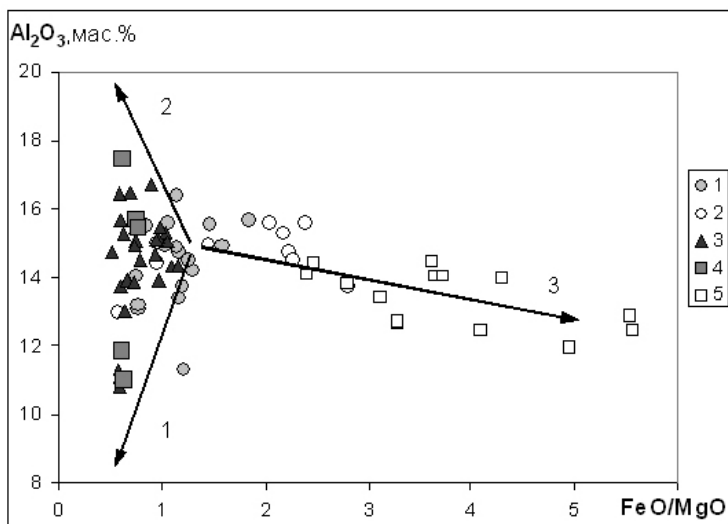
Boninites – бонинитовые серии. Остальные условные обозначения см. на рис. 4.8.

Построена на основе оригинальных данных с использованием материалов [Симонов и др., 1994; Nimis et al., 2009].

зивной обстановке. Сравнительный анализ петрохимических особенностей даек и лав показал, что при подъеме к поверхности дна палеобассейна происходила эволюция расплавов с накоплением, в частности, TiO₂ на фоне роста железистости. На диаграмме Al₂O₃–FeO/MgO отчетливо видно, что при формировании в эндогенных условиях дайковых серий Ишкининского и Дергамышского месторождений происходило фракционирование расплава с кумуляцией оливина и, в меньшей степени, плагноклаза, в то время как лавы образовывались в ходе кристаллизации изливавшихся на поверхность остаточных расплавов (рис. 4.12).

Эффузивы Ивановского месторождения существенно отличаются от вулканогенных пород Ишкининского и Дергамышского месторождений более примитивным и выдержанным составом. На фоне низких содержаний K₂O и высоких MgO, для них не характерны широкие процессы фракционирования, о чем свидетельствуют небольшие значения FeO/MgO – не более 1.2 (см. рис. 4.9–4.12).

На вариационных диаграммах Харкера вулканогенные породы Ивановского месторождения хорошо отличаются от пород Ишкининского и Дергамышского месторождений практически полным отсутствием какой-либо зависимости основных петрогенных компонентов от содержания SiO₂ и образуют компактные поля. Только для CaO устанавливается понижение значений с ростом SiO₂. Для Ишкининских вулканитов особенности распределения элементов практически одинаковы для даек и лав. Наблюдается снижение роли Al₂O₃, MgO и CaO при увеличении содержания SiO₂ в породах. Для других компонентов корреляция отсутствует. Наиболее явно процессы дифференциации отмечаются в случае вулканогенных комплексов Дергамышского месторождения. Здесь хорошо видно, что при переходе от даек к лавам отчетливо снижаются содержания Al₂O₃, FeO, MgO и CaO на фоне роста роли TiO₂.



4.12. Диаграмма $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{FeO}/\text{MgO}$ для вулканогенных пород Ишкининского, Ивановского и Дергамышского месторождений.

1, 2 – дайки (1) и лавы (2) Ишкининского месторождения; 3 – эффузивы Ивановского месторождения; 4, 5 – дайки (4) и лавы (5) Дергамышского месторождения. Тренды: 1 – кумуляции оливина, 2 – кумуляции плагиоклаза, 3 – остаточные расплавы.

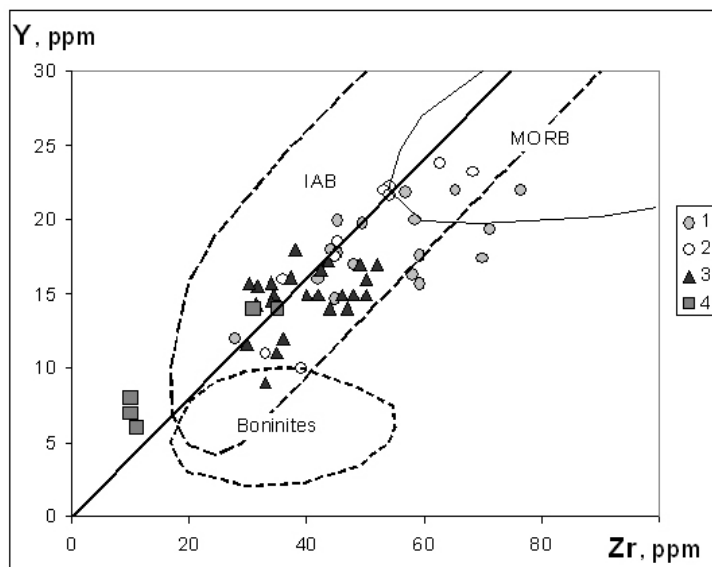
Построена на основе оригинальных данных с использованием материалов [Nimis et al., 2009].

В целом, петрохимический анализ показал, что среди вулканогенных комплексов Ишкининского, Ивановского и Дергамышского месторождений можно выделить бонинитовые серии, формировавшиеся в палеогеодинамических условиях древних примитивных энсиматических островных дуг. Установлены также значительные процессы фракционирования и дифференциации поднимавшихся к поверхности расплавов.

Редкие и редкоземельные элементы

Рассматриваемые вулканогенные породы Ишкининского, Ивановского и Дергамышского месторождений часто в значительной степени изменены, и поэтому для выяснения геохимических особенностей магматических систем использовались наиболее устойчивые в ходе вторичных процессов элементы – Ti, Zr, Nb, Y.

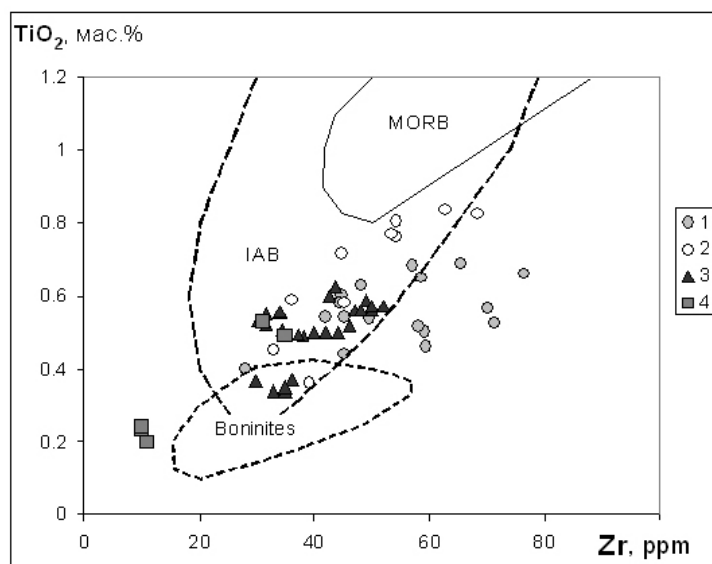
Устанавливается прямая взаимосвязь содержаний Ti, Zr и Y в вулканитах. Накопление этих компонентов в ходе дифференциации расплавов происходит одинаково и независимо от того, что будет сформировано в результате – дайки или лавы (рис. 4.13, 4.14). Большинство значений располагается вдоль линии хондритовых значений отношения Y/Zr , характерных для островодужных базальтов (рис. 4.13). Часть точек пород Ишкининского месторождения с максимальными содержаниями Y и Zr находится в поле эффузивов срединно-океанических хребтов (MORB). В целом, хорошо просматривается тренд синхронного роста Y и Zr от минимальных значений в бонинитах к MORB. Близкие закономерности наблюдаются и на диаграмме $\text{TiO}_2 - \text{Zr}$, где большинство данных по породам Ишкининского, Ивановского и Дергамышского



4.13. Диаграмма Y – Zr для вулканогенных пород Ишкининского, Ивановского и Дергамышского месторождений.

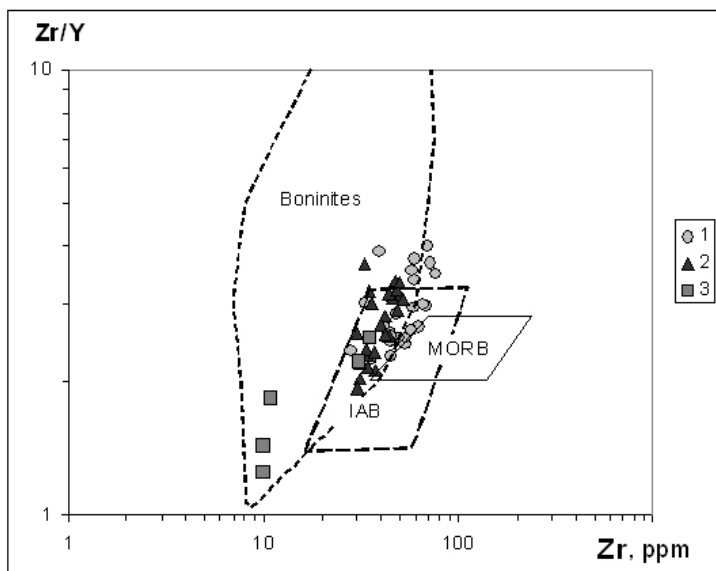
1, 2 – дайки (1) и лавы (2) Ишкининского месторождения; 3 – эффузивы Ивановского месторождения; 4 – дайки Дергамышского месторождения. MORB – базальты срединно-океанических хребтов. IAB – базальты островных дуг. Boninites – бонинитовые серии.

Построена на основе оригинальных данных с использованием материалов [Шараськин, Закариадзе, 1982; Sauders et al., 1980; Tarney, March, 1991; Nimis et al., 2009].



4.14. Диаграмма TiO₂ – Zr для вулканогенных пород Ишкининского, Ивановского и Дергамышского месторождений.

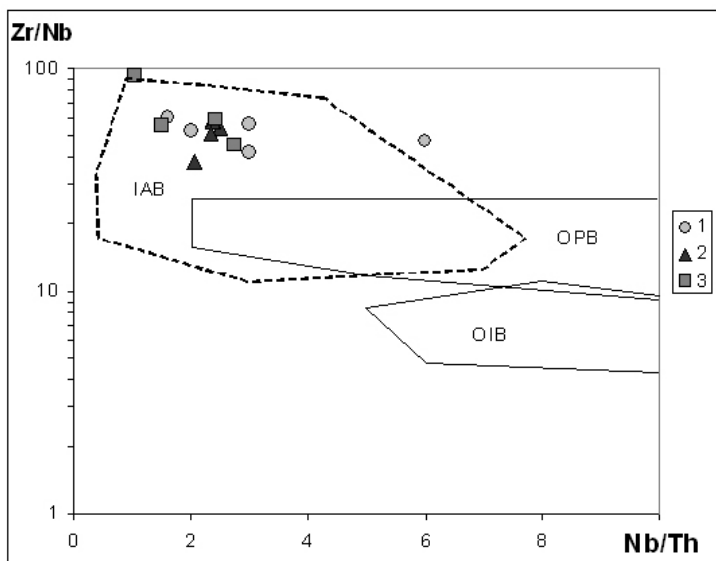
Условные обозначения см. на рис. 4.13.



4.15. Диаграмма Zr/Y – Zr для вулканогенных пород Ишкининского, Ивановского и Дергамышского месторождений.

1, 2, 3 – породы Ишкининского (1), Ивановского (2) и Дергамышского (3) месторождений. Остальные условные обозначения см. на рис. 4.8.

Построена на основе оригинальных данных с использованием материалов [Nimis et al., 2009].

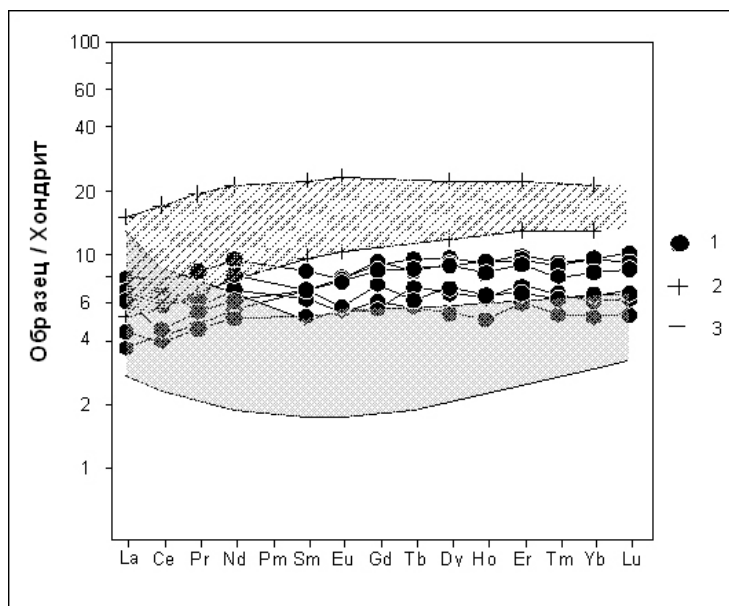


4.16. Диаграмма Zr/Nb – Nb/Th для вулканогенных пород Ишкининского, Ивановского и Дергамышского месторождений.

IAB – базальты островных дуг. OPB – базальты океанических плато. OIB – базальты океанических островов. Остальные условные обозначения см. на рис. 4.8. Построена с использованием данных [Condie, 2005; Nimis et al., 2009].

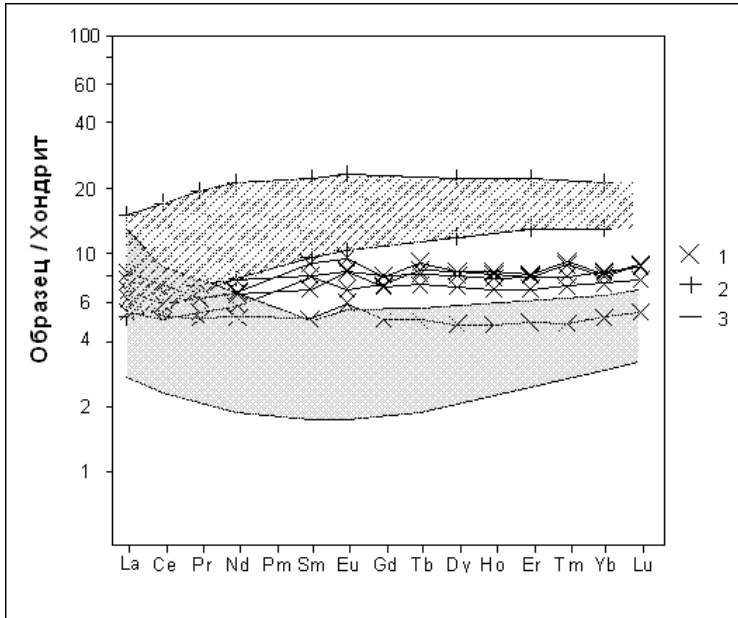
месторождений приурочено к островодужному полю и располагается между бонинитовыми сериями и MORB, образуя тренд совместного повышения значений этих двух элементов (см. рис. 4.14). Подтверждением отмеченных выше особенностей служит диаграмма $Zr/Y-Zr$, на которой рассмотренные породы располагаются в полях бонинитов и островодужных толеитов (рис. 4.15). Убедительным доказательством преобладания островодужных характеристик у проанализированных вулканогенных пород служат данные с использованием Nb и Th. В частности, на рисунке 4.16 все имеющиеся значения находятся исключительно в области пород островных дуг, для которых характерны одновременно высокие (до 100) значения отношения Zr/Nb при низких (до 8) значениях Nb/Th .

По характеру распределения редкоземельных элементов основные группы вулканогенных пород Ишкининского, Ивановского и Дергамышского месторождений близки к хондритовому типу, располагаясь между полями нормальных базальтов срединно-океанических хребтов (N-MORB) и бонинитов (рис. 4.17–4.19). Особенности спектров различаются в деталях. Так, для вулканитов Дергамышского месторождения характерен небольшой европиевый максимум, а для Дергамышских и Ишкининских пород отмечается положительный наклон со снижением роли легких лантаноидов. Наиболее выдержаны характеристики эффузивов Ивановского месторождения, обладающих фактически горизонтальными (с некоторыми флуктуациями) спектрами. В то же время, среди пород Дергамышского месторождения есть сильно деплетированные образцы с бонинитовыми характеристиками для тяжелых редкоземельных элементов и с резким падением значений легких лантаноидов (рис. 4.19).



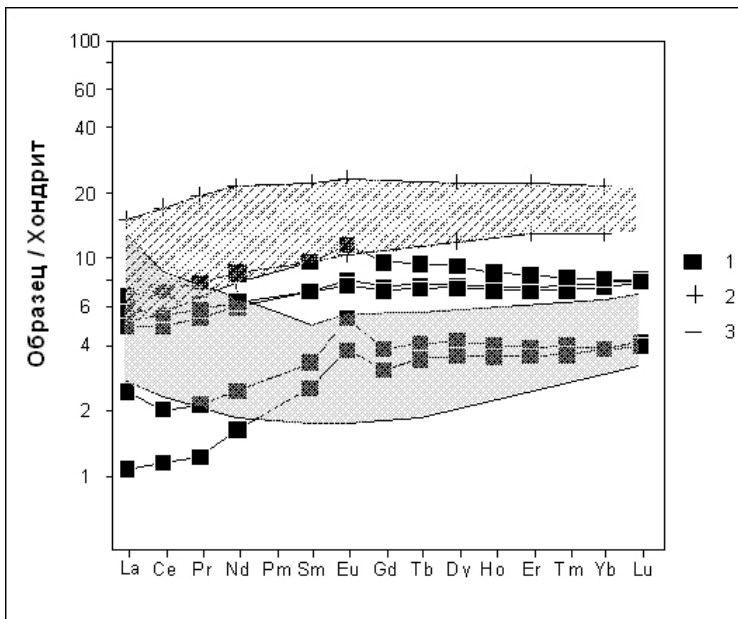
4.17. Распределение редкоземельных элементов в вулканогенных породах Ишкининского месторождения.

1 – породы Ишкининского месторождения; 2 – поле нормальных базальтов срединно-океанических хребтов типа N-MORB; 3 – поле бонинитов западной части Тихого океана. Значения элементов нормированы к составу хондрита согласно [Boynnton, 1984]. Построена с использованием данных [Шараськин, 1992; Nimis et al., 2009].



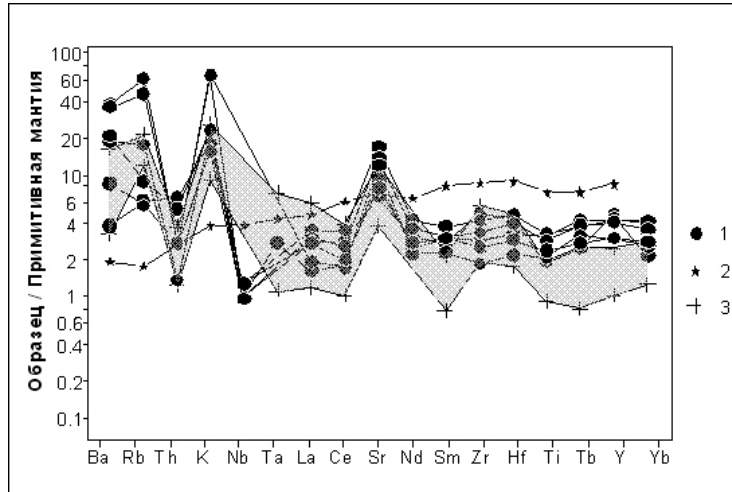
4.18. Распределение редкоземельных элементов в вулканогенных породах Ивановского месторождения.

1 – породы Ивановского месторождения. Остальные условные обозначения см. на рис. 4.17.



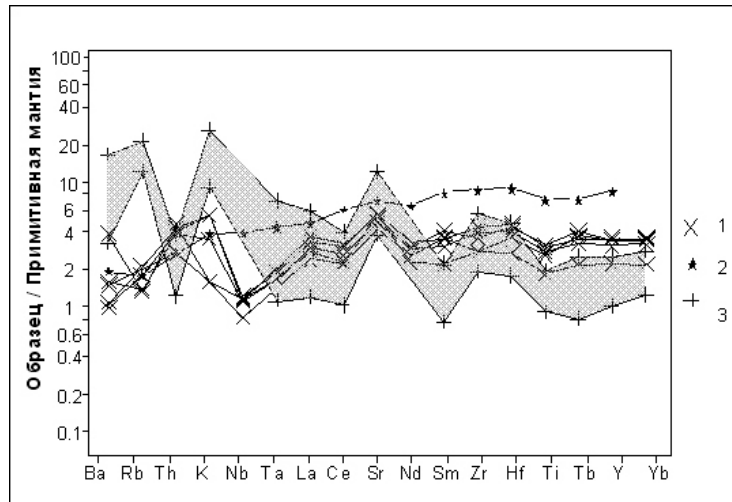
4.19. Распределение редкоземельных элементов в вулканогенных породах Дергамышского месторождения.

1 – породы Дергамышского месторождения. Остальные условные обозначения см. на рис. 4.17.



4.20. Спайдер-диаграмма для вулканогенных пород Ишкининского месторождения.

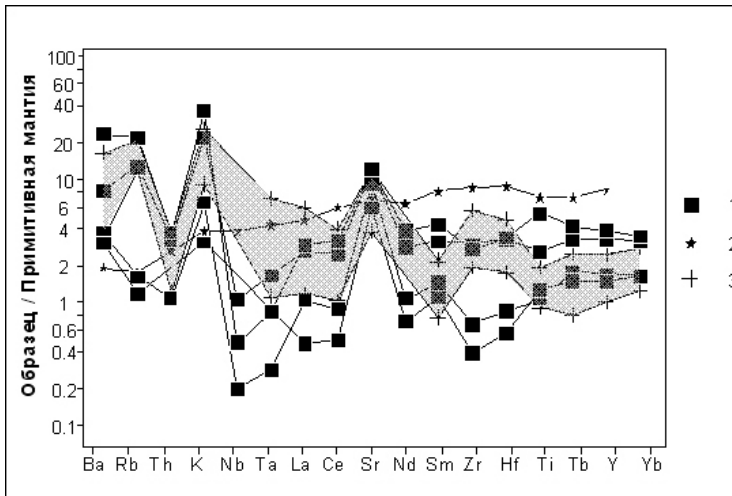
1 – породы Ишкининского месторождения; 2 – базальты срединно-океанических хребтов; 3 – поле бонинитов западной части Тихого океана. Значения элементов нормированы к составу примитивной мантии согласно [Rollinson, 1993]. Построена с использованием данных [Шараськин, 1992; Saunders, Tarney, 1984; Nimis et al., 2009].



4.21. Спайдер-диаграмма для вулканогенных пород Ивановского месторождения.

1 – породы Ивановского месторождения. Остальные условные обозначения см. на рис. 4.20.

По особенностям распределения редких и редкоземельных элементов на спайдер-диаграммах (рис. 4.20–4.22) вулканогенные породы всех трех месторождений заметно отличаются от данных по базальтам срединно-океанических хребтов. Спектры вулканитов Ишкининского месторождения, в целом, соответствуют данным по бонинитам западной части Тихого океана: устойчивые значения совместимых



4.22. Спайдер-диаграмма для вулканогенных пород Дергамышского месторождения.

1 – породы Дергамышского месторождения. Остальные условные обозначения см. на рис. 4.20.

немобильных элементов (Zr, Hf, Ti, Tb, Y, Yb), максимумы крупноионных литофильных элементов (Ba, Rb, K, Sr) и минимум Th (см. рис. 4.20). Для эффузивов Ивановского месторождения наблюдается сходство с бонинитами в случае совместимых немобильных и редкоземельных элементов, и существенные отличия в левой части спайдер-диаграммы – Ba, Rb, Th, K, Nb (см. рис. 4.21). Дергамышские вулканиты отличаются широким разбросом значений для разных образцов, часть из которых близка по спектрам к бонинитам (см. рис. 4.22).

В целом, исследования особенностей распределения редких и редкоземельных элементов показали, что вулканогенные комплексы Ишкининского, Ивановского и Дергамышского месторождений формировались в условиях развития на океанической коре примитивных островных дуг с бонинитами.

4.5. РАСПЛАВНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ В МИНЕРАЛАХ

Изучение расплавных включений проводилось в клинопироксенах из комплекса «дайка в дайке» на западном фланге Ишкининского месторождения. Дайки выполнены диабазами и диабазовыми порфиридами в центральных частях и микрозернистыми диабазами и базальтами в эндоконтактных зонах. В диабазовых порфиридах среди вкрапленников преобладают в различной степени измененные клинопироксены, составы которых находятся на диаграммах среди островодужных образований, между океаническими и бонинитовыми полями.

Несмотря на значительную измененность пород Ишкининского месторождения, в порфиридах из дайковых серий удалось найти отдельные зерна достаточно свежего клинопироксена, содержащего расплавные включения. Включения (размерами 10–25 микрон) располагаются в минерале полосами. Реже встречаются отдельные включения, равномерно распределенные в зерне. Формы включений

клинопироксена часто обладают огранкой в виде негативного кристалла. Включения многофазовые и содержат множество мелких темных и светлых фаз. При нагреве в микротермокамере до 1050 °С во включениях наблюдается расплав, содержащий несколько мелких газовых пузырьков. Полностью гомогенными включения становятся при температурах 1145–1190 °С. Резкое снижение температуры позволяет закалить расплав во включениях в гомогенное стекло, которое выводилось на поверхность препаратов и анализировалось на микрозонде. Представительные анализы гомогенизированных расплавных включений приведены в таблице 4.3.

Таблица 4.3

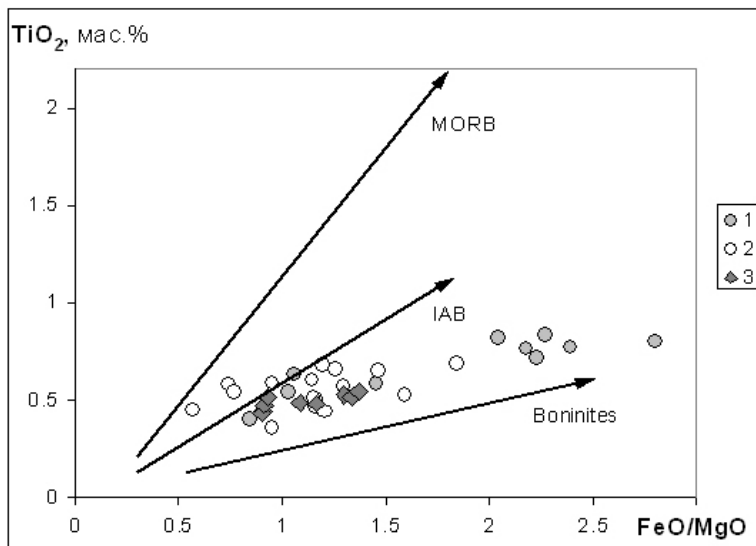
**Состав гомогенизированных расплавных включений
в клинопироксенах из даек Баймак-Бурибайского комплекса
Ишкининского месторождения**

№ п/п	№ образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Cr ₂ O ₃	Сумма	T _{гом.} °С
1	С-9а-99	54.01	0.53	13.56	8.40	0.15	6.46	10.16	1.97	0.17	0.04	95.44	1145
2	С-9а-99	54.15	0.52	13.38	8.62	0.16	6.46	10.02	1.91	0.16	0.03	95.41	1145
3	С-9а-99	55.28	0.49	13.26	7.00	0.12	6.45	9.97	2.04	0.17	0.05	94.82	1180
4	С-9а-99	56.11	0.48	13.65	6.90	0.14	5.92	9.71	2.11	0.21	0.06	95.29	1180
5	С-9а-99	55.37	0.45	12.94	6.42	0.13	7.08	10.15	1.97	0.17	0.12	94.80	1190
6	С-9а-99	55.31	0.43	12.75	6.59	0.13	7.34	10.24	1.93	0.19	0.12	95.03	1190
7	С-9а-99	54.27	0.47	13.19	6.68	0.14	7.34	10.35	2.00	0.21	0.05	94.70	1160
8	С-9а-99	54.12	0.51	13.16	6.87	0.15	7.37	10.21	1.95	0.19	0.09	94.61	1160

Примечание. T_{гом.} °С – температуры гомогенизации включений. Анализы выполнены в ИГМ СО РАН (г. Новосибирск) на микрозондовом анализаторе Camebax-Micro, аналитик С. В. Ковязин.

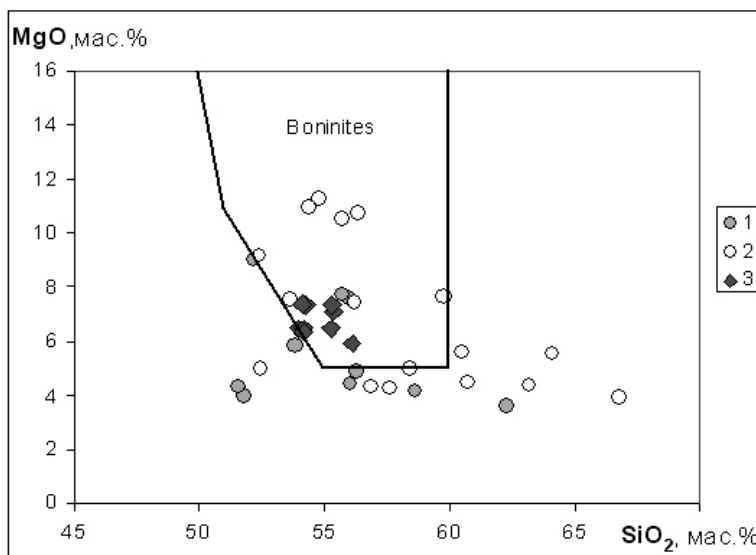
Исследования показали, что расчетные ликвидусные температуры равновесия расплав-минерал для включений с наиболее высокими значениями температур гомогенизации (1180–1190 °С) близки экспериментально к определенным параметрам. Это является независимым критерием достоверности полученной нами информации по включениям. В то же время для включений с относительно низкими температурами гомогенизации (1145–1160 °С) расчетные температуры завышены, что свидетельствует о возможном существенном содержании (до 1%) воды в расплаве [Соболев, 1997]. Об этом же говорят и пониженные суммы анализов гомогенизированных включений (см. табл. 4.3).

Данные по включениям показывают, что в процессе фракционирования и снижения температур расплавов с ростом FeO/MgO накапливается TiO₂ и снижаются значения CaO. Последнее связано, скорее всего, с кристаллизацией клинопироксенов. Расплавные включения обладают сходными с дайками и лавами соотношениями TiO₂ и железистости и располагаются между островодужными и бонинитовыми трендами на диаграмме TiO₂–FeO/MgO, более тяготея к бонинитам (рис. 4.23). Составы включений отличаются одновременно повышенными значениями SiO₂ и MgO, попадая по этим характеристикам в поле бонинитов из островных дуг западной части Тихого океана (рис. 4.24). При сравнении полученной информации с аналогичными данными из



4.23. Диаграмма $TiO_2 - FeO/MgO$ для расплавных включений в клинопироксенах из вулканогенных пород Ишкининского месторождения.

1, 2, 3 – дайки (1), лавы (2) и гомогенизированные расплавные включения (3) Ишкининского месторождения. MORB – базальты срединно-океанических хребтов. IAB – базальты островных дуг. Boninites – бонинитовые серии.



4.24. Диаграмма $MgO - SiO_2$ для расплавных включений в клинопироксенах из вулканогенных пород Ишкининского месторождения.

Условные обозначения см. на рис. 4.23.

палеоокеанических структур Алтае-Саянской складчатой области выяснилось, что расплавные включения в клинопироксенах из порфиритов Ишкининского месторождения наиболее близки к включениям в пироксенах бонинитов из офиолитов Горного Алтая и существенно отличаются от включений в пироксенах офиолитов Кузнецкого Алатау, для которых характерны островодужные характеристики с параметрами извещково-щелочных пород, а также и от включений в пироксенах офиолитов Южной Тувы с океаническими характеристиками.

Таким образом, составы расплавных включений свидетельствуют о том, что геодинамические условия развития магматических систем Ишкининского месторождения наиболее близки обстановкам формирования примитивных островных дуг с бонинитами на океанической литосфере. В образовании магматических комплексов Ишкининского месторождения принимали участие расплавы с минимальными температурами 1145–1190 °С, содержащие до 1 % H₂O и близкие по своему составу бонинитовым магмам.

Проведенные комплексные исследования пород, минералов и расплавных включений свидетельствуют о формировании вулканогенных комплексов Ишкининского, Ивановского и Дергамышского месторождений в условиях палеоостроводужных систем. Данные по петрохимии, геохимии редких и редкоземельных элементов, составам расплавных включений говорят об участии магматических систем бонинитового состава при формировании вулканогенных пород изученных месторождений. В целом, магматические процессы, принимавшие активное участие в формировании рудовмещающих вулканогенных толщ Ишкининского, Ивановского и Дергамышского месторождений, эволюционировали в ходе закономерной смены геодинамических обстановок открытого океана с расплавами типа N-MORB, развивающимися на океаническом фундаменте системами примитивных энсиматических островных дуг с бонинитовым магматизмом.

Глава 5. ОЛИСТОСТРОМЫ И СЕРПЕНТИНИТ-КАРБОНАТНЫЕ БРЕКЧИИ

5.1. СТРОЕНИЕ И СОСТАВ ОЛИСТОСТРОМ

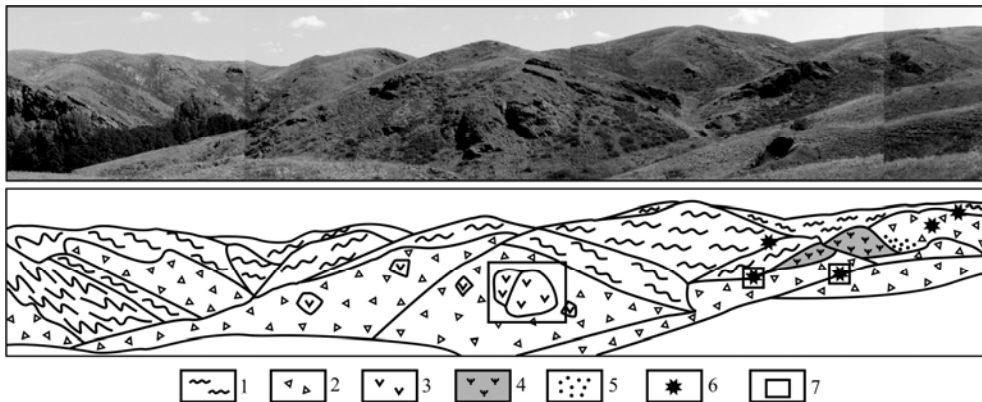
Хаотические комплексы субаквального гравитационного и тектоно-гравитационного осадочного происхождения, называемые олистостромами, широко распространены на океанических окраинах. Впервые термин «олистострома» был предложен Г. Флоресом для обозначения хаотических отложений осадочного генезиса, возникающих при подводных оползневых процессах [Flores, 1955]. В дальнейшем термин был расширен за счет включения в него обвального-оползневых явлений, возникающих не только вследствие гравитационной седиментации, но, и в значительной степени, в результате тектонических процессов [Леонов, 1978].

Олистостромы являются индикаторами контрастных в геоморфологическом и структурном отношении зон, указывая на местоположение подводных уступов и склонов, разграничивающих геодинамически разнородные бассейны осадконакопления [Геологическое..., 1992]. Как правило, они приурочены к склонам вулканических и невулканических (аккреционных призм) дуг, преддуговым, междуговым и задуговым бассейнам, пассивным шельфовым окраинам, а также к зонам рифтинга. Основными отличительными признаками олистостром являются смешение разнофациальных и разновозрастных пород, совместное нахождение чужеродных глыб известняков и кремнистых образований в матриксе осадочного происхождения, наличие признаков подводного оползания и волочения [Леонов, 1981; Геологическое..., 1992; Мизенс, 2002]. Особым случаем является присутствие глыб серпентинитов, указывающих на эрозию ультрабазитового субстрата в аккреционных призмах островных дуг или на склоне глубоководного желоба [Fryer, 1992]. При этом наиболее значительны здесь тектонические процессы взбросо-надвигового типа, приводящие к разрушению аккреционного клина с дальнейшей лавинной седиментацией [Геологическое..., 1992].

Авторами были детально изучены наиболее типичные девонские олистостромы, развитые в междуречье р. Урал – Сухая Губерля и р. Таналык – Ташла, на территории Ишкининского и Дергамышского рудных полей. Мощность олистостромовых толщ здесь достигает нескольких сотен метров. В их составе известны блоки серпентинитов, серпентинит-карбонатных и офикальцитовых брекчий, свидетельствующие о выведении блоков ультрабазитов на морское дно и их последующей эрозии. Перекрывание олистостромовыми толщами серпентинитовых пластин с кобальт-медноколчеданной минерализацией свидетельствует о том, что формированию олистостром аккреционного комплекса предшествовало образование рудных залежей на ультрамафитовом субстрате.

Ишкининская олистострома

На Ишкининском рудном поле олистострома перекрывает рудоносную зону, с которой имеет тектонический контакт. В олистостроме выделяются две толщи мощностью 100–400 м: нижняя – вулканомиктовая и верхняя – кремнеобломочная, граница

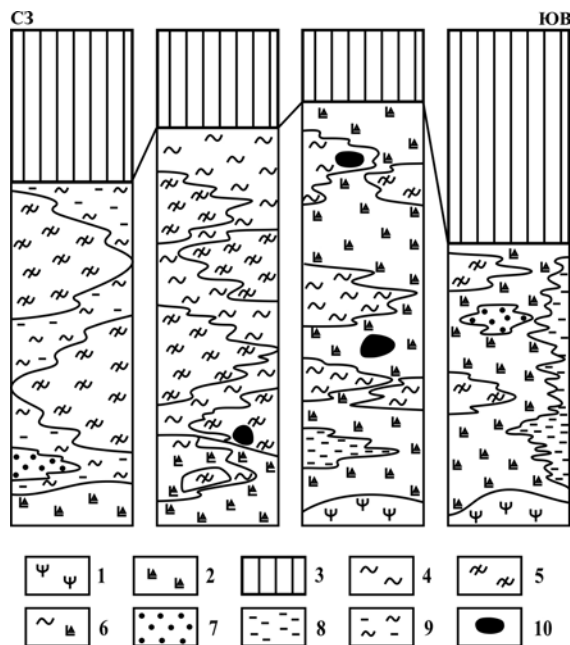


5.1. Фациальный профиль Ишкининской олистостромы. Составил Д. А. Артемьев.

1 – кремнистая пачка олистостромы; 2 – вулканомиктовая пачка олистостромы; 3 – олистолиды габброидов; 4 – олистолиды серпентинитов; 5 – обломки серпентинитов в красноцветных пелитолитах; 6 – места выходов офикальцитовых брекчий; 7 – участки детальной документации.

между которыми постепенная (рис. 5.1). Из литологической колонки разрезов, пройденных по профилям вкрест простирания олистостромы, видно неоднородное строение толщи с увеличением кремнистого материала с юго-востока на северо-запад (рис. 5.2).

Вулканогенная толща относится к баймак-бурибайской свите (D_{1-2}), формировавшейся на ранней стадии развития Западно-Магнитогорской палеостровной дуги (см. главы 2, 4). Состав ее по латерали неоднороден: лавовые постройки базальтового и бонинитового состава, секущиеся параллельными дайками диабазов, сменяются олистостромовыми брекчиями. Обломки в них сложены вулканогенными породами основного, реже кислого состава (рис. 5.3), а наиболее крупные олистолиды представлены блоками габбро и диоритов, достигающими в поперечнике 10–30 м. Судя по обилию



5.2. Литологические колонки Ишкининской олистостромы. Составил Д. А. Артемьев.

1 – серпентиниты; 2 – вулканомиктовые и полимиктовые брекчии; 3 – серые фтаниты; 4 – яшмовидные фтаниты; 5 – темно-серые фтаниты; 6 – кремнисто-вулканомиктовая брекчия; 7 – песчаники; 8 – алевролиты; 9 – кремнистые и кремнисто-алевритовые породы; 10 – офикальцитовые брекчии.



5.3. Олистостромовая вулканомиктовая брекчия.

полнокристаллических пород в составе брекчий, образование толщ произошло за счет обрушения крутых склонов с эродированными интрузиями. Ограниченно развиты блоки серпентинитов и риолитов. Матрикс брекчий псефитово-псаммитовый вулканомиктовый.

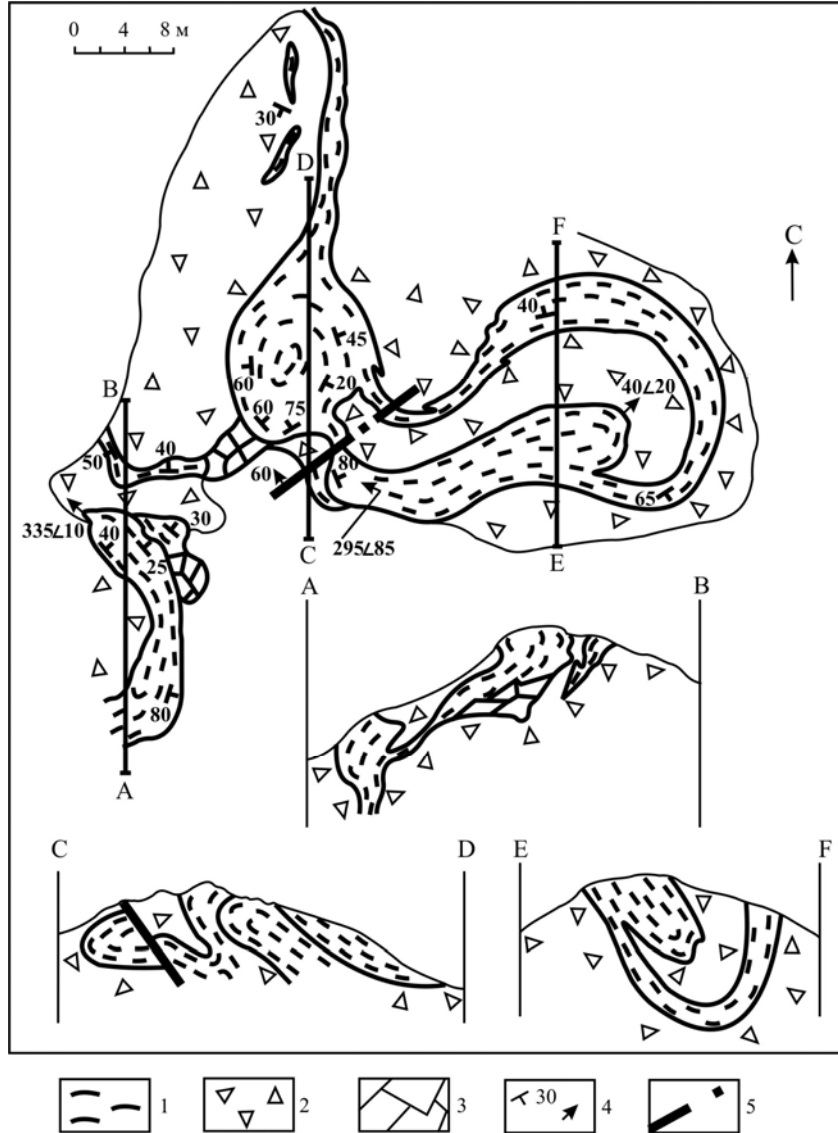
Проведенный подсчет состава обломочного материала в 4 обнажениях вулканогенной пачки в северо-восточной части олистостромы показал, что в основании толщ среди обломков преобладают габброиды (60–75 %) при незначительном количестве базальтов, андезито-базальтов и диабазов (10–20 %). Выше по разрезу соотношение полнокристаллических интрузивных пород и эффузивов – обратное, с преобладанием базальтов и появлением блоков серпентинитов и офикальцитов.

Кремнеобломочная осадочная толща относится к ишкининской свите (De_1-gv_1) и представлена смятыми в складки кремнисто-глинистыми отложениями с преобладанием фтанитов и подчиненными прослоями красноцветных яшм. По латерали они сменяются кремнистыми микститами, накапливавшимися на склонах подводного вулканического сооружения. Кремнистые пласты по латерали сменяются кремнеобломочной олистостромой. Очень выразительны фтанитовые олистолиды протяженностью до 50 м, смятые в дисгармоничные складки (рис. 5.4). Размеры олистолитов в направлении с севера на юг постепенно уменьшаются, и брекчии сменяются песчаниками (рис. 5.5).

Переход между вулканогенной и кремнистой толщами постепенный и представлен кремнисто-вулканомиктовой брекчией, вскрытой в центральной части олистостромы (рис. 5.6). Здесь небольшие блоки габбро, базальтов, серпентинитов и офикальцитов, содержание которых по латерали увеличивается, сцементированы гематит-кварцевым матриксом, который выше по разрезу перекрывается олистолитами гематит-кварцевых пород (яшмовидных фтанитов) со следами оползания.

Для выяснения характера взаимоотношения между олистостромой и подстилающими ее серпентинитами в 2001 г. был пройден ряд траншей. Изучение вскрытых участков показало тектонический характер контакта вулканомиктовых брекчий и серпентинитов, характеризующийся рыхлой перетертой породой мощностью до 2 м.

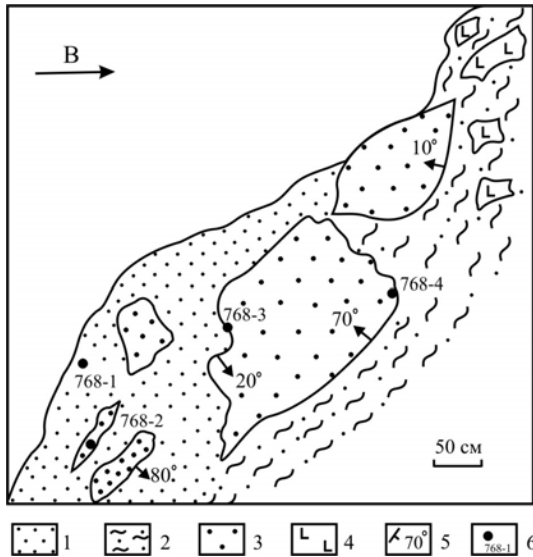
В составе олистостромы на границе вулканомиктовой и кремнистой пачек сосредоточены блоки офикальцитовых брекчий. Они представлены олистолитами поперечником 2–4 м и мощностью до 1 м, находящимися как в кремнистом субстрате, так и в песчано-глинистом матриксе вулканомиктовой пачки. Офикальцитовые брекчии сложены несколькими морфологическими типами, содержащими обломки более ранних переотложенных типов.



5.4. Схема геологического строения кремнистого олистолита в восточной части Ишкинского рудного поля. Составили В. В. Зайков, А. А. Белоусова, М. Ю. Елисева.

1 – кремни; 2 – псефито-агломератовые полимиктовые брекчии; 3 – блоки брекчий; 4 – элементы залегания слоев и осей складок; 5 – тектоническое нарушение.

Формирование олистостромы происходило неоднократно на протяжении раннего и среднего девона. Наиболее значительную часть олистостромы составляют вулканогенно-осадочные отложения, которые постепенно перекрывали более поздние кремнистые.



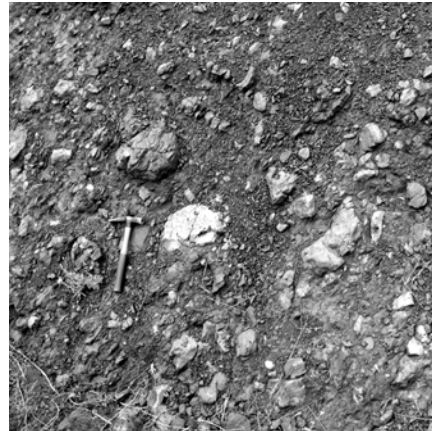
5.5. Схема геологического строения фрагмента олистостромы в районе Задорожного диоритового штока. Обн. 768. Составил В. В. Зайков.

1 – песчаники разномзернистые; 2 – алевролиты с прослоями песчаников; 3 – песчаники крупнозернистые (до гравелитов); 4 – базальты; 5 – элементы залегания контактов; 6 – места отбора и номера образцов.

Дергамышская олистострома

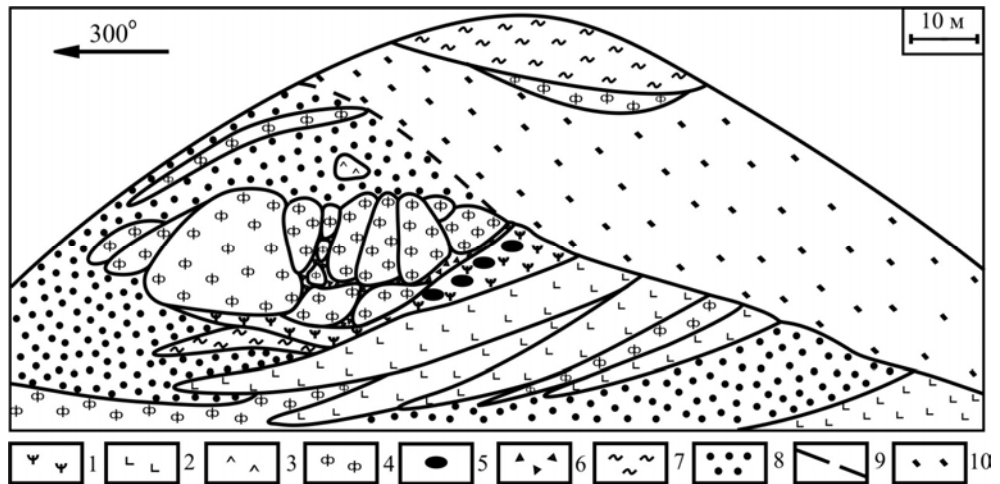
На Дергамышском рудном поле олистостромовая толща, мощность которой достигает 400 м, слагает нижнюю тектоническую пластину синформы и подстилает рудоносные серпентиниты. Она содержит крупные олистолиты базальтов, серпентинитов, пироксенитов, габбро, риолитов, амфиболитов, офикальцитов и фтанитов размером до первых десятков метров. Этот хаотический комплекс обнажен вдоль левого берега р. Дергамыш на протяжении нескольких километров. Дергамышская олистострома содержит больше обломков ультрабазитов в сравнении с олистостромой, перекрывающей Ишкининское месторождение. В центральной части олистостромы известны многочисленные прослои серпентинитовых брекчий и конгломератов с глинисто-карбонатным и хлорит-карбонатным матриксом, имеющие мощность несколько десятков метров. Из-за этой особенности данные отложения служили объектом ряда геологических экскурсий.

Детальное продольное описание разреза, нарушенного меланжем, дано И. Б. Севракиным и др. [2001]. Этот разрез охватывает 1180 м к северо-западу от моста через р. Дергамыш. Авторы выделяют мелко- и среднеобломочный меланж с зонами тектонитов и будинажа, сложенные пиллоу-базальтами, с прослоями гиалокластитов. Они чередуются с пластинами кремней и карбонат-кварц-гематитовыми конглобрекциями, имеющими северо-восточное падение. В верхней части комплекса залегает олистолит светло-серых кремней, содержащих раннелудловские граптолиты.



5.6. Переходная часть между вулканомиктовой и кремнистой олистостромами – вулканомиктово-кремнистая конглобрекция.

Поперечный разрез отложений в районе моста мощностью 120 м описан А. И. Вознесенским и др. [2003]. По их данным, разрез подразделяется на три пачки: нижнюю – вулканогенную, среднюю – конглобрекчиевую, верхнюю – кремнистую. Границы этих подразделений проводятся по межпластовым срывам и маломощным тектоническим зонам. Нижняя вулканогенная пачка мощностью 15 м сложена базальтами и андезитами с прослоями силицитов и конглобрекчий. В силицитах содержатся остатки конодонтов *Ozarkodina remchedensis* (Ziegel.) (определение С. В. Дубининой), свойственных лохковскому ярусу нижнего девона. Средняя пачка мощностью около 70 м сложена офикальцитовыми брекчиями красноватого оттенка, получившими название «Розовые скалы» (фото XXV, рис. 5.7). Она состоит из соприкасающихся блоков карбонатного состава, серпентинитов разной степени карбонатазации с обломками глинистых силицитов, содержащих остатки радиолярий. Цемент брекчий песчано-гравийный и сложен кластическим карбонатным материалом, пропитанным гидроксидами железа. Венчает разрез пачка серых силицитов с прослоями вулканомиктовых песчаников. Авторы публикации [Вознесенский и др., 2003] интерпретируют среднюю пачку как фрагмент коры выветривания, сформировавшийся на суше. Однако этому противоречат наличие типично морских образований – обнаружение остатков фауны в разрезе, сложенном офикальцитовыми брекчиями, и обломков слоистых калькаренитов, чередование серпентинит-карбонатных отложений с пластинами кремней и др.



5.7. Схема геологического строения обнажения офикальцитов Дергамышской олистостромы. Составил Д. А. Артемьев.

1 – серпентиниты; 2 – пиллоу-базальты; 3 – дациты; 4 – офикальцитовые брекчии; 5 – блоки офикальцитов в серпентинитах; 6 – гематит-карбонатный микритовый матрикс; 7 – кремни, силициты; 8 – песчаники; 9 – видимая граница; 10 – задерновано.

В 250 м юго-восточнее моста располагается обнажение под названием «Скала Дива» (фото XXII), которое представляет собой олистолит мощностью 35–40 м длиной около 100 м. Верхняя часть его сложена зеленовато-серыми до черных однородными алевролитами и кремнями с линзами более крупнообломочных пород от песчаников до конгломератобрекчий. В подошве олистолита сосредоточен круп-

нообломочный материал (конгломераты с размерами обломков 5–7 см); средняя часть и кровля сложена линзами из средне-мелкозернистых песчаников и алевролитов. В составе конгломератов фиксируются черные алевролиты, базальты, габбро-диабазы, дациты и кремнистые породы. Большинство крупных обломков имеет хорошоокатанную форму.

На северо-восточном продолжении обнажения выявлена линза крупнообломочных пород среди черных слабокремненных алевролитов (фото XXIII). Длина линзы составляет не более 4.5 м, мощность около 2 м. Материал отсортирован грубо, размер обломков варьирует от 1–2 см до 30 см (фото XXIV). Обломки представлены серпентинитами, габбро-пегматитами, дацитами, диабазами, кремнистыми породами, песчаниками, известняками и кварцитами. Подавляющее большинство обломков имеет округлую форму. На южной части террасы зафиксировано присутствие обломков зеленовато-черных карбонатизированных серпентинитов с реликтовой мелкопятнистой текстурой. Породы в незначительной степени оталькованы и содержат зерна сульфидов размером 1–1.5 мм.

На Казанском участке скважиной вскрыта серия сближенных блоков офикальцитовых брекчий, которые локализованы среди чередующихся пластин карбонатизированных серпентинитов, базальтов, рудных лаво- и ксенолавокластитов, полимиктовых песчаников и брекчий (см. рис. 2.27). Здесь зафиксирован участок, на котором виден переход от гематитизированных апогарцбургитовых серпентинитов с многочисленными карбонатными жилками. К офикальцитовым брекчиям, в связи с нарастанием количества жилок и их мощности. Эта часть разреза очень схожа с нижними участками обнажений офикальцитовых брекчий, описанных в Апеннинах [Treves, Harper, 1994; Treves et al., 1995].

5.2. ОФИКАЛЬЦИТОВЫЕ БРЕКЧИИ

Проблема происхождения офикальцитов

«Офикальциты», или «офикальцитовые брекчии» – это серпентинит-карбонатные брекчии с угловатыми обломками серпентинитов и преимущественно карбонатным цементом, разбитые сетью карбонатных прожилков и кокардовых обрастаний [Книппер, 1978; Encyclopedia..., 2003]. Ранее в отечественной литературе под офикальцитами часто понимались контактово-метаморфизованные доломитовые известняки с гнездами, пятнами и жилами серпентина [Геологический..., 1973], что приводило к путанице терминов. В последнее время в отечественной литературе все большее распространение приобретает употребление термина «офикальцит» в качестве обозначения обломочных серпентинит-карбонатных пород [Книппер, Шараськин, 1998; Рязанцев и др., 2007].

Офикальциты разного возраста (от раннепалеозойских до кайнозойских) известны во многих офиолитовых разрезах складчатых поясов мира. Впервые наиболее полно офикальциты были задокументированы в Лигурийских [Bonney, 1879] и Швейцарских Альпах [Cognelius, 1912]. Впоследствии аналогичные образования были установлены в офиолитовых зонах Кавказа, Тянь-Шаня [Макарычев, Куренков, 1974], Сьерра-Невады [Saleeby, Sharp, 1977], Скалистых гор [Carlson, 1984], Сирии [Книппер и др., 1987], Аппалач [Lavoie, Cousineau, 1995], Верхояно-Чукотской

складчатой области [Геологическое..., 1992], Филиппин, Японии [Hisada et al., 1993], Гималаев [Sinha, Mishra, 1995], Египта [Surour, Arafa, 1997] и других. Во многих офиолитовых структурах офикальциты локализованы в кровле ультрабазитовых массивов или в перекрывающих их отложениях, где они занимают определенное стратиграфическое положение в разрезе офиолитовой серии. Изучение современных морей и океанов также показало наличие сходных образований в рифтовых долинах низко-спрединговых срединно-океанических хребтов [Bonnatti et al., 1974; Леин и др., 2004; Ludwig et al., 2006] и фронтальных частях островных дуг [Fryer, 1992; Богданов, Сагалевич, 2002].

В образовании офикальцитов могут принимать участие несколько процессов, приводящих к конвергенции признаков, поэтому относительно их генезиса высказаны разные точки зрения. Х. Корнелиус [Cornelius, 1912] высказал три точки зрения: офикальциты имеют магматическое происхождение в связи с внедрением в известняки ультраосновной магмы; образовались вследствие гидротермальной деятельности, связанной с этой магмой; формировались путем механического смешивания серпентинитового и осадочного материала (карбонатного ила) на морском дне.

Имеются гипотезы метасоматического образования офикальцитов путем переработки доломитов и известняков или перекристаллизации кремнистых доломититов при контактовом [Peters, 1965] или региональном [Trommsdorf et al., 1980] метаморфизме. Также рассматривалось взрывное происхождение офикальцитов, где кальцит является магматическим продуктом (карбонатитом) [Bailey, McCalien, 1960]. Некоторые исследователи придерживаются точки зрения об их образовании в результате наземного выветривания на поверхности островных поднятий в результате педогенеза [Folk, McBride, 1976]. Обсуждается также их формирование при обдукции океанической коры на аккреционные призмы островных дуг с последующим их дроблением и цементацией биогенным карбонатом [Геологическое..., 1992]. Была предложена гипотеза низкотемпературного образования офикальцитов в результате разгрузки метановых сипов на серпентинитовом субстрате [Haggerty, 1991].

Наибольшее распространение получили тектонические и тектоно-седиментационные модели образования офикальцитов, связанные с дроблением пород при подводной дезинтеграции кровли серпентинитовых тел в результате тектонических перемещений вдоль трансформных разломов и дальнейшей цементацией карбонатным илом [Bortolotti, Passerini, 1970; Bernoulli, Wessert, 1984]. Дальнейшее развитие тектоно-седиментационных гипотез в работах А. Л. Книппера и итальянских геологов на примере Лигурийских Альп привело к привлечению гидротермальных жил в качестве одного из важных источников карбоната при формировании офикальцитов [Treves, Harper, 1994; Treves et al., 1995; Книппер, Шараськин, 1998]. Согласно этой гипотезе, образование офикальцитов происходит в результате процессов тектонического дробления ультрамафитов, содержащих гидротермальные жилы. Дальнейшие процессы «седиментогенной переработки», перемыв и пассивное заполнение образовавшихся трещин с цементацией обломочного материала карбонатным илом, формировали в кровле ультрамафитовых массивов разрез с переходом от неизмененных перидотитов до седиментационных офикальцитов в верхних частях.

Дальнейшее совершенствование гидротермальная гипотеза формирования офикальцитов получила в работах Д. Лавуе с коллегами по офикальцитам Квебекских Аппалач [Lavoie, Cousineau, 1995; Lavoie, 1997]. Исследование офикальцитов в перекрывающих отложениях кобальт-медноколчеданных месторождений Главного Уральского разлома позволило построить гидротермальную модель их образования.

Строение офикальцитовых брекчий

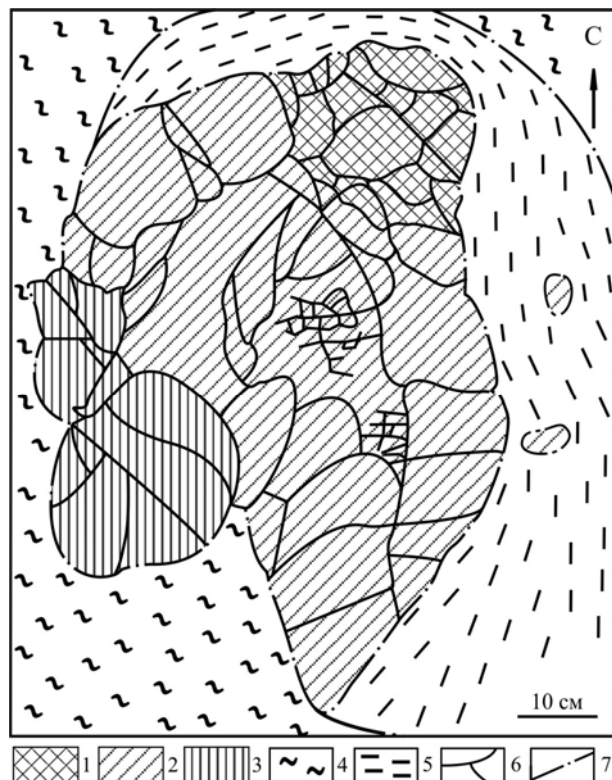
В Главном Уральском разломе офикальциты были изучены авторами на кобальт-медноколчеданных рудных полях в районе д. Ишкинино, с. Байгускарово и пос. Казанка. Также офикальциты известны в 30–50 км западнее в Сакмарской структурно-формационной зоне возле д. Чураево, д. Рамазаново, д. Казачья Вязовка и др., являющейся аллохтонным комплексом, родственным офиолитам Главного Уральского разлома [Рязанцев и др., 2007].

Ишкининское месторождение. Офикальцитовые брекчии представлены небольшими олистолитами в олистостроме, перекрывающей Восточную рудную зону. Блоки офикальцитов заключены в обломочном матриксе на границе вулканомиктовой и кремнистой пачек олистостромы, сильно разобщены и не имеют закономерного положения в разрезе. Размер блоков, в среднем, составляет 1–3 м.

На месторождении известно несколько выходов офикальцитовых брекчий и ряд элювиальных высыпок. Они протягиваются субмеридионально на протяжении 100–150 м. Офикальциты несколько отличаются по минеральному составу и текстурно-структурным особенностям. Описание обнажений приводится ниже.

Обнажение № 1. Наиболее хорошо обнажен олистолит офикальцитовых брекчий размером 2 ? 2.5 м, залегающий в красных гематитизированных алевролитах, которые, в свою очередь, представляют собой также олистолит размером 3 ? 5 м в яшмовидных фтанитах (рис. 5.8). Помимо основного блока имеется ряд обломков

размером до 10 см, залегающих по периферии олистолита (рис. 5.9).



5.8. Схема геологического строения выхода офикальцитов (точка 1). Составил Д. А. Артемьев.

1 – офикальцитовые брекчии с гематит-кальцитовым цементом; 2 – офикальцитовые брекчии с кварц-гематит-кальцитовым цементом; 3 – офикальцитовые брекчии с кварц-гематит-кальцитовым цементом и переотложенными обломками офикальцитовых брекчий; 4 – рассланцованные гематитизированные алевролиты; 5 – яшмовидные фтаниты; 6 – трещины в блоке офикальцитов; 7 – границы олистолитов.

5.9. Небольшие обломки офикальцитов в гематитизированных алевролитах (точка 1).

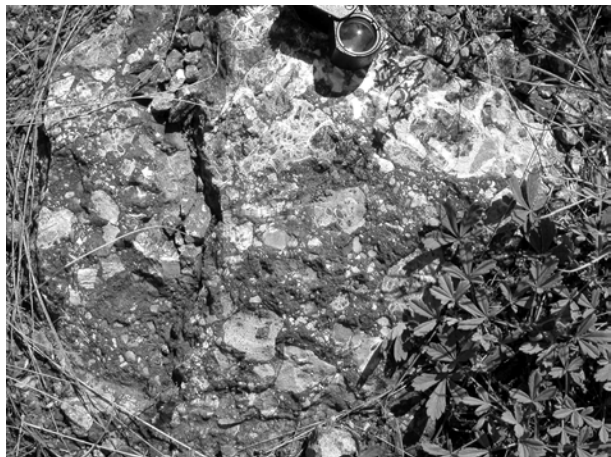
Обнажение № 2. В 30 м к юго-востоку от точки 1 в логу локализован блок офикальцитовых брекчий размером 1.5 ? 1 м, состоящий из нескольких типов брекчий. Он подстилается серпентинитовыми конглобрекчиями, которые сложены округлыми и, реже, угловатыми обломками серпентинитов размером до 5 см. Среди обломков изредка встречаются пиллоу-базальты размером до 40 см, сцементированные серпентинитовым матриксом, ниже переходящим в карбонатный. Граница с офикальцитами тектоническая.



Обнажение № 3. В 50 м восточнее по склону от точки 1 на контакте яшмовидных фтанитов и полимиктовых песчаников канавой вскрыт блок офикальцитовых брекчий мощностью около 3 м. Здесь офикальциты сильно изменены метасоматически – гематитизированы, окварцованы и «мраморизованы» и содержат крупные обломки гематитизированных и измененных апогарцбургитовых серпентинитов. В 20 м южнее располагается блок серпентинитов, подстилающийся прослоями алевролитов, содержащих обломки серпентинитов [Jonas, 2003].

Обнажение № 4. В восточной части рудного поля в дорожном полотне на протяжении 20–25 м обнажается несколько блоков офикальцитов, которые трассируются далее на северо-запад рядом элювиальных высыпок, заключенных в алевро-глинистый матрикс вулканомиктовой пачки олистостромы (рис. 5.10). Местами блоки офикальцитов граничат с небольшими олистолитами яшмовидных фтанитов и блоками пиллоу-базальтов, покрытых гематит-кварцевыми корками мощностью до 2 см.

В центральной части рудного поля в тальк-карбонатных метасоматитах имеются выходы карбонатных жил мощностью до 2–3 м субширотного простирания (рис. 5.11). Жилы сложены микрозернистым кальцитом и магнезитом



5.10. Выход офикальцитовых брекчий в полотне дороги (точка 4).



5.11. Карбонатные жилы (белое), секущие тальк-карбонатные метасоматиты в центральной части Ишкининского месторождения.

белого и светло-бежевого цветов, местами присутствует кварц. На поверхности выветривания цвет становится рыжевато-охристым, что говорит о наличии примесей железа в карбонатах. В жилах содержатся обломки серпентинитов, большей частью замещенных карбонатом, и тальк-карбонатных метасоматитов. Обломки угловатые размером от первых миллиметров до 40 см (в среднем, 0.5–10 см). Отдельные жилки мощностью до 2 см секут обломки и проникают во вмещающие тальк-карбонатные метасоматиты. Соотношения обломков к цементу – от 1:2 до 1:4.

Наличие жил карбонатных пород во вмещающих серпентинитах и тальк-карбонатных метасоматитах со сходной минерализацией позволяет говорить о них, как о возможных подводящих каналах при образовании офикальцитов, что также подтверждается изучением флюидных включений в кальците из жил и офикальцитов (см. главу 7).

Дергамышское месторождение. Офикальцитовые брекчии установлены в двух точках – на левом берегу р. Дергамыш напротив с. Байгускарово и недалеко от дер. Казанка в 2 км к юго-востоку от Дергамышского месторождения.

Возле с. Байгускарово на левом берегу р. Дергамыш в олистостроме известен выход офикальцитов, состоящий из нескольких блоков брекчий размером до 15 м. Они чередуются с пластинами пиллоу-базальтов длиной до 40 м и мощностью до 3 м, серпентинитов и темно-серых кремней длиной до 10–12 м и мощностью до 2 м (см. рис. 5.7). Пластины пиллоу-базальтов лежат в сильно перетертых и брекчированных серпентинитах, перекрывающихся меланжированными серпентинитами с небольшими округлыми обломками офикальцитовых брекчий. На отдельных участках обнажены маломощные выходы псефитовых песчаников, являющихся матриксом олистостромы, содержащих обломки серпентинитов, вулканитов и силицитов размером до 2 мм.

Офикальцитовые брекчии представлены белыми, светло-розовыми и местами бурыми породами, сложенными преимущественно кальцитом с обломками серпентинитов размером до 10 см. Сортированность материала отсутствует. В офикальцитовых брекчиях известны реликты бентосной фауны. Выше по склону в 60 м расположен выход офикальцитовых брекчий желтого цвета, которые граничат со светло-розовыми известняками. Видимый размер выхода 1.5 ? 7 м. Для обнажения характерно сильное развитие гидроокислов железа и отсутствие гематита. В цементе офикальцитов видна слоистость, которая может указывать на их формирование в придонной обстановке.

Казанский участок. В скважине № 201, вскрывающей юго-восточный фланг Дергамышского рудного поля, было выявлено несколько интервалов офикальцитовых брекчий общей мощностью около 30 м (см. рис. 2.27), залегающих среди серпентинитов и ксенолавокластитов. В центральной части толщи ксенолавокластитов мощностью до нескольких десятков метров установлено несколько интервалов офикальцитов и серпентинитов на глубине 133–168 м, представляющих собой переход от гематитизированных апогарцбургитовых серпентинитов, пронизанных сетью карбонатных жил, до собственно офикальцитовых брекчий с различным соотношением обломков серпентинитов и карбонатов.

Офикальциты Казанского блока содержат угловатые, реже округлые обломки апогарцбургитовых серпентинитов, тальк-карбонатных метасоматитов и карбоната размером от 0.1 мм до 15 см, сцементированные кальцитом и гематитом. Цвет цемента изменяется от розового до красно-бурого. Офикальцитовые брекчии рассечены сетью поздних жилок кальцита мощностью до 5 мм. В верхней и нижней части они рассечены крупными жилами карбоната мощностью до 1 см. Соотношение обломков к цементу колеблется от 1:5 до 3:1. В нижней части пластины в офикальцитовых брекчиях увеличивается размер обломков гематитизированных апогарцбургитовых серпентинитов, которые местами сливаются с цементом. Обломки рассечены крупными жилами карбоната мощностью до нескольких сантиметров с мелкими обломками серпентинитов. Еще ниже офикальцитовые брекчии переходят в серпентинит-карбонатные брекчии с крупными обломками-блоками апогарцбургитов. Они сменяются массивными гематитизированными апогарцбургитовыми серпентинитами, рассеченными карбонатными жилами.

Среди блоков офикальцитовых брекчий встречены блоки, представленные серпентинитовыми брекчиями, песчаниками и алевролитами, которые содержат обломки гематитизированных апогарцбургитовых серпентинитов.

Типы офикальцитовых брекчий

Среди офикальцитовых брекчий, выявленных на территории рудных полей, можно выделить несколько типов, различающихся по составу, соотношению и количеству обломков и цемента (фото XXVI, табл. 5.1):

I тип – офикальцитовые брекчии с обломками серпентинитов и гематит-кальцитовым цементом. насыщенность цемента гематитом различна от темно-бурых участков до его полного отсутствия;

II тип – офикальцитовые брекчии с обломками серпентинитов, тальк-карбонатных метасоматитов и карбонатов (часто известняков) с гематит-карбонатным цементом;

Таблица 5.1

Типы офикальцитовых брекчий на кобальт-медноколчеданных рудных полях Главного Уральского разлома

Морфология Типы	Состав обломков	Состав цемента	Отношение обломки/цемент	Особенности	Предполагаемый генезис
I тип	Серпентиниты (80–100 %), тальк-карбонатные метасоматиты (5–10 %), другие (менее 1 %)	Кальцитовый и гематит-кальцитовый	3:2 –1:1	–	Гидротермальные тела в кровле серпентинитовых массивов, не выходящие на морское дно
II тип	Серпентиниты (50–80 %), тальк-карбонатные метасоматиты (20–30 %), карбонаты (в т.ч. биогенные) (10–20 %), другие (менее 1 %)	Гематит-кальцитовый	3:2–2:3	Единичные зерна граната	Гидротермальные постройки в кровле серпентинитовых массивов в местах разгрузки флюида
III тип	Серпентиниты (30–50 %), тальк-карбонатные метасоматиты (20–40 %), карбонаты (в т.ч. биогенные) (15–25 %), офикальциты (20–30 %), другие (менее 1 %)	Гематит-карбонатный и гематит-кварц-карбонатный	1:1–1:3	Значительное количество граната (до 2 %)	Разрушившиеся офикальцитовые постройки, сцементированные более поздним гидротермальным карбонатом.
IV тип	Серпентиниты (15–30 %), тальк-карбонатные метасоматиты (20–30 %), офикальциты (30–40 %), гематит-кварцевые породы (10–20 %), карбонаты (5–10 %), другие (менее 1 %)	Гематит-карбонатный	1:1–1:2	Значительное количество граната (до 2 %)	Переотложенные литифицированные офикальциты, сцементированные кремнистым и/или карбонатным осадочным материалом

III тип – офикальцитовые брекчии с обломками серпентинитов, карбонатов и переотложенных ранних брекчий и гематит-кварц-карбонатным цементом;

IV тип – офикальцитовые брекчии с обломками серпентинитов, карбонатов, переотложенных ранних брекчий и гематит-кварцевых пород, сцементированных гематит-карбонатным микритовым матриксом.

I тип офикальцитовых брекчий (фото XXVIa) частично развит в центральной части обнажения № 1 и подстилает выход в обнажении № 2 Ишкининского рудного поля. Обломки представлены преимущественно округлыми и угловатыми гидротермально-измененными апогарцбургитовыми/аподунитовыми серпентинитами и тальк-карбонатными метасоматитами. Цвет обломков изменяется от светло-зеленого и темно-зеленого до черного, красноватого, бурого и желтого за счет присутствия оксидов и гидроксидов железа. Размер обломков колеблется от 0.1–0.5 мм до 2–3 см, иногда достигает 5 см. Микроскопически структура обломков – микрозернистая, петельчатая. Петли представляют собой β -лизардит с окаймлением из магнетита и хризотила с подчиненным количеством α -лизардита. Размер петель составляет от 0.03 до 0.3 мм. Также иногда встречается чешуйчатый антигорит и желто-бурый изотропный серпофит (рис. 5.12а). В апогарцбургитовых серпентинитах развиты псевдоморфозы бастита по пироксену, размер реликтов пироксена достигает 5 мм. В некоторых обломках серпентинитов наблюдаются ксеноморфные гнезда вторичного карбоната и талька. Некоторые обломки серпентинита секутся поздними жилками хризотил-асбеста и кальцита мощностью до 1.5 мм. Объемное содержание серпентинитовых обломков в этом типе достигает 95 %.

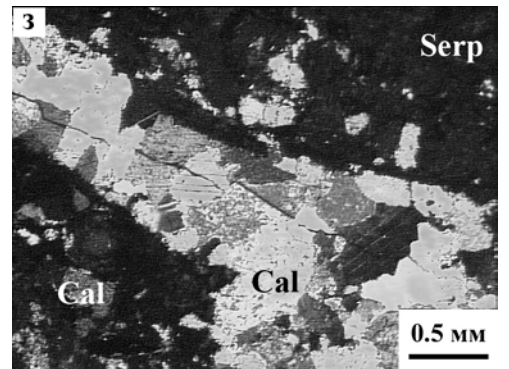
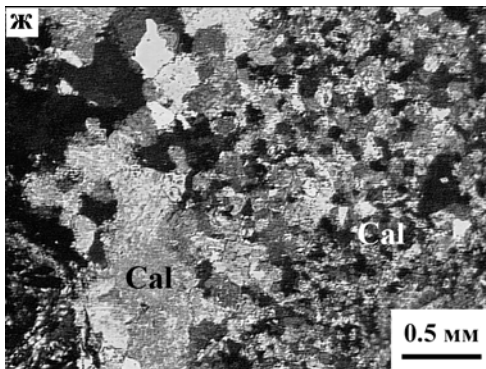
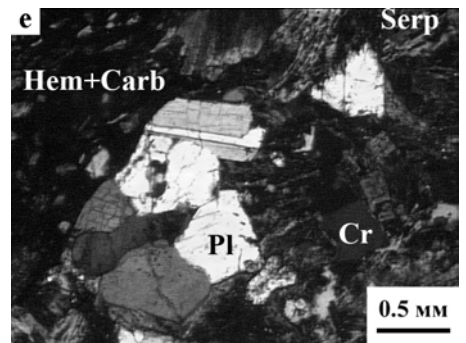
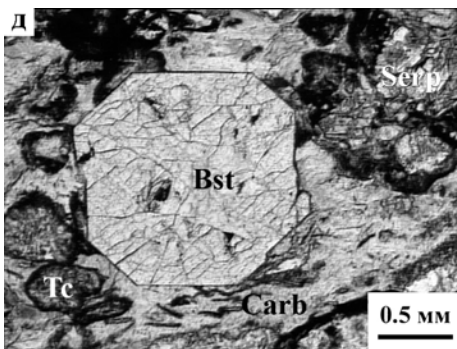
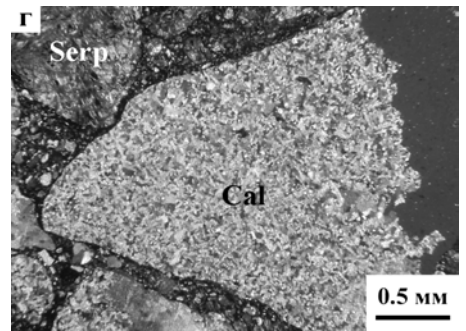
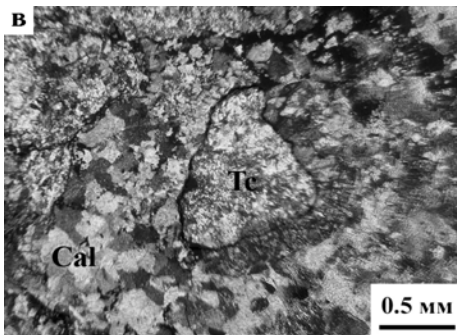
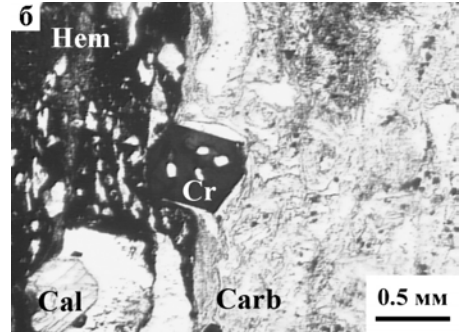
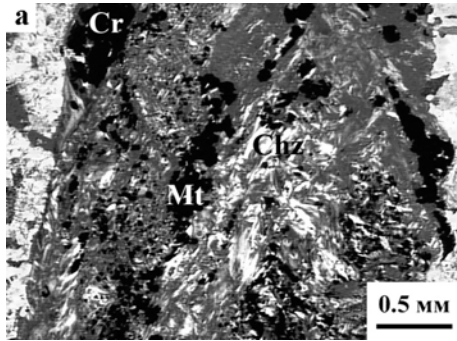
Из аксессуарных минералов в серпентинитах встречаются кристаллы хромшпинелидов размером от 0.01 до 1.5 мм часто с хроммагнетитовой каймой и магнетит в виде ксеноморфных каплевидных агрегатов размером 0.03–0.06 мм вокруг петельчатых структур и жилок. Хромшпинелиды также встречаются в цементе брекчий в виде мономинеральных округлых и угловатых обломков (рис. 5.12б).

Среди обломков апосерпентинитовых метасоматитов выделяется несколько типов: 1) серпентиниты, частично замещенные карбонатом (в основном, лизардит, с подчиненным количеством талька и хлорита); 2) тальк-карбонатные метасоматиты (рис. 5.12в); 3) карбонат-тальковые метасоматиты; 4) талькиты, практически полностью сложенные тальком с подчиненным количеством карбоната и хлорита.

В офикальцитах присутствуют обломки карбонатов, сложенные мелкозернистыми срастаниями кальцита (рис. 5.12г) или редкими раздробленными кристаллами размером до 3 мм. Содержание карбонатных обломков составляет первые проценты. Среди мономинеральных обломков также были встречены реликты пироксена, замещенные баститом (рис. 5.12д), и плагиоклаза (рис. 5.12е).

Цемент брекчий представлен, главным образом, микритовым кальцитом, местами переходящим в более крупнозернистый «друзовый» (рис. 5.12ж) с примесью арагонита. Цвет цемента изменяется от молочно-белого – в кокардовых структурах обрастания, до темно-бурого – основной массы цемента, и зависит от насыщенности микрозернистыми включениями гематита. Кальцит заполняет трещины в обломках и составляет до 90 % цемента. Соотношение обломков к цементу в I типе офикальцитовых брекчий составляет от 3:2 до 1:1.

Исследование карбонатов в шлихах и протолочках из офикальцитовых брекчий показало наличие нескольких минеральных разновидностей. Кальцит, который составляет основную часть цемента (до 90 %), преимущественно представлен гипидиоморфными зернами, редко встречаются ромбоэдрические кристаллы. Для определения



5.12. Минералогические особенности офикальцитов: а) фрагмент обломка серпентинита (шл. 645-8а); б) обломок хромшпинелида в цементе офикальцитовой брекчии (шл. 659-16-4); в) обломок тальк-карбонатной породы (шл. 201-143.8); г) обломок кальцита (шл. 201-142.26, темное справа – поверхность шлифа), д) псевдоморфоза бастита по кристаллу ромбического пироксена (шл. 659-16-3); е) обломки плагиоклаза, хромшпинелидов и серпентинитов в гематит-карбонатном цементе (шл. И04-34); ж) разномзернистый карбонатный цемент (шл. 648-24-5); з) жилка крупнозернистого кальцита в серпентините (шл. 649-20-1).

Проходящий свет. Снимки а, в, г, е, ж, з – с анализатором, б, д – без анализатора. Снимки а, б, д-з – Ишкининское месторождение, снимки в, г – Казанское рудопроявление.

количества кальцита пробу протравляли разбавленной соляной кислотой, в результате которой кальцит активно растворялся. Показатель преломления кальцита, измеренный в иммерсионных жидкостях, N_D составил 1.520. Незначительная часть карбоната имеет показатели преломления несколько выше – 1.530, что соответствует арагониту, также подтвержденному рентгенофазовым анализом. Остальные карбонаты определялись химическими методами [Современные..., 1968]. Реакция с дифенилкарбазидом показала наличие до 1 % магнезита, который окрашивается в красно-фиолетовый цвет; по реакции с железистосинеродистым калием при окрашивании в синий цвет был определен сидерит в незначительных концентрациях (до 1 %).

II тип офикальцитовых брекчий (фото XXVIб) распространен на Ишкининском рудном поле, где он был обнаружен в обнажениях №№ 2 и 4, и также он представляет значительную часть офикальцитовых брекчий Дергамышского месторождения.

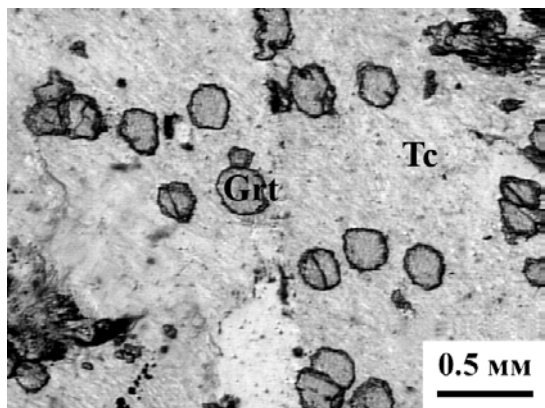
Обломки также представлены угловатыми гидротермально-измененными апогарцбургитовыми/аподунитовыми серпентинитами и тальк-карбонатными метасоматитами размером от 0.1 мм до 2 см. Микроскопически структура обломков – микрозернистая, петельчатая. Обломки серпентинитов аналогичны таковым из I типа, но некоторые из них гематитизированы и окварцованы. Присутствует значительное количество (до 20 %) угловатых и округлых обломков карбонатов размером до 1.5 см, иногда представленных бентосной фауной и калькаренитами с градационной слоистостью.

Среди обломков аксессуарных минералов встречаются отдельные зерна хромшпинелидов размером 0.3–0.8 мм (до 1.5 мм), которые часто раздроблены, а также обломки магнетита и, редко, рутила.

Цемент брекчий сложен кальцитовыми и гематит-кальцитовыми агрегатами с размером зерен до 0.08 мм. Соотношение обломков к цементу во II типе офикальцитовых брекчий составляет от 3:2 до 2:3. Брекчии рассекаются более поздними жилками кальцита (рис. 5.12з) и кварца с размером зерен до 0.8 мм.

III тип офикальцитовых брекчий (фото XXVIв) наиболее распространен на Ишкининском месторождении и слагает большую часть обнажений №№ 1, 2 и 4.

Обломки серпентинитов представлены апогарцбургитовыми и аподунитовыми разновидностями, по структуре и составу сходными с серпентинитовыми обломками брекчий первых двух типов. Отличие заключается в присутствии большего количества обломков тальк-карбонатных метасоматитов с кальцитом и магнезитом, местами со значительным количеством пеннина. Общее содержание серпентинитовых и апо-серпентинитовых обломков (тальк-карбонатных) составляет на различных участках 50–80 %.



5.13. Изометричные зерна гранатов в обломке тальк-карбонатного метасоматита из офикальцитовых брекчий. Шлиф 746-3А, проходящий свет, без анализатора.

К обломкам тальк-карбонатных метасоматитов в этом типе офикальцитов приурочен гранат. В рудовмещающих зонах с тальк-карбонатными метасоматитами зафиксированы лишь единичные зерна граната. Он представлен отдельными

ромбододекаэдрическими кристаллами и сростками (рис. 5.13) размером от 0.03 до 0.3 мм (в среднем, 0.1 мм). Размер сростков достигает 0.5–0.6 мм. Сростки граната образуют цепочки веретенообразной формы, обусловленной их ростом по трещинам. В шлифе гранат окрашен в желтоватые и буроватые оттенки. Отмечены единичные случаи роста граната по трещинам в обломках серпентинитов. Также гранат присутствует в виде обломков в цементе брекчий.

В шлихах из протолочек офикальцитовых брекчий (табл. 5.2) гранаты представлены округлыми зернами с бугорчатой поверхностью, реже – частично ограненными ромбододекаэдрическими кристаллами размером от 0.05 до 0.2 мм. Исследования зерен граната из шлихов рентгенофазовым методом показали наличие трех минеральных видов: спессартина (округлые розовые зерна), гидрогроссуляра (изометричные зеленоватые зерна) и андрадит-шорломита (серого оттенка с магнетитовой оторочкой).

Значительную часть в этом типе составляют гематитизированные обломки переотложенных офикальцитовых брекчий более раннего формирования и обломки карбонатов. Обломки переотложенных офикальцитов характеризуются округлыми и угловатыми формами размером от десятых долей миллиметра до 2–3 см. Цвет их изменяется от красно-бурого до темно-бордового за счет примеси гематита. Микроскопически обломки представлены микрозернистым карбонатом, часто в сростаниях с кварцем. Содержат гематитизированные обломки серпентинитов, размером до 1 см. Процентное отношение составляет 20–30 % от всего количества обломков.

Из породообразующих минералов встречаются мономинеральные обломки плагиоклаза, амфибола и пироксена. Из аксессуарных минералов обнаружены магнетит, хромшпинелиды, гранаты. В шлихах также были определены титаномагнетит, ильменит, рутил, сфен, циркон, пирит и пирротин (см. табл. 5.2).

Цемент представлен мелко-среднезернистым кальцитом и кварц-карбонатными сростаниями, среди которых по размеру зерен и насыщенности гематитом можно выделить несколько разновидностей. Основная масса цемента состоит из микрозернистого кальцита с размером зерен от 0.01 до 0.04 мм. Вторая разновидность кальцита имеет размер зерен от 0.04 до 0.1 мм, имеет отчетливую спайность по одному или двум направлениям. Третья разновидность с размером зерен от 0.1 до 0.3 мм развита между обломками серпентинита и в прожилках. Процентное отношение обломков к цементу составляет от 1:3 до 1:1.

Таблица 5.2

**Минеральный состав протолочек из офикальцитовых брекчий II типа
(Ишкининское месторождение)**

Минерал		И04-1	И04-2
Серпентины	Антигорит	++	++
	Хризотил	+++	+++
	Лизардит	+++	++
Карбонаты	Кальцит	+++	+++
	Арагонит	+	-
	Магнезит	+	-
	Сидерит	+	+
Кварц		+++	++
Гематит		хромофор	хромофор
Амфиболы	Актинолит	++++	++++
	Антофиллит	+	++
Пироксен		+++	++++
Тальк		+	+
Хлорит		+	+
Магнетит (титаномagnetит)		+++++	+++++
Хромшпинелиды		++++	++++
Ильменит		+++	++++
Рутил		++	+
Сфен		+	++
Гранат	Гидрогроссуляр	+++	+++
	Андрадит	+++	++
	Спессаргин	+++	-
Сульфиды	Пирротин	-	+
	Пирит	+	+
Циркон		++	++

Примечание. +++++ – очень много зерен (более 25 %); ++++ – много зерен (15–25 %); +++ – среднее содержание (5–15 %); ++ – мало зерен (0.5–5 %); + – единичные зерна. Прочерк – отсутствует.

Брекчий этого типа пересекаются более поздними жилками кальцита, кварца, хризотил-асбеста. Мощность жилок достигает 2–3 мм. В зальбанде одной из кварцевых жилок были обнаружены зерна пирита.

IV тип офикальцитовых брекчий (фото XXVIг) наиболее редок – он частично слагает обнажения №№ 1 и 3 Ишкининского месторождения.

Угловатые серпентинитовые обломки темно-зеленого и бутылочно-зеленого цветов имеют размер до 1 см. Среди серпентиновых минералов преобладают α-лизардит, хризотил и антигорит. Большая часть обломков частично замещена хлоритом, тальком и карбонатом. Некоторые обломки полностью оталькованы и карбонатизированы, подверглись окварцеванию. Кварц в некоторых местах замещает серпентин, заполняет жилки и пустоты в обломках. Процентное соотношение обломков серпентинитов 15–30 %.

Обломки переотложенных ранних офикальцитовых брекчий представляют собой розовые, коричнево-красные и темно-бурые гематит-карбонатные породы с мелкими (до 8 мм) включениями серпентинитов. Размер обломков не превышает

1.5 см, в остальном они аналогичны таковым из офикальцитовых брекчий III типа, и составляют 30–40 % от количества всех обломков.

Главным отличием этого типа является наличие обломков гематит-кварцевых пород размером до 3–4 см, которые состоят из тонкозернистого агрегата кварца с гематитом и редкими включениями серицита и опала. Среди этой тонкозернистой массы (размер зерен до 0.3 мм) отмечаются угловатые зерна халцедона размером до 0.6 мм, а также кварца, хлорита, цоизита, единичные зерна сфена и редкие зерна пирита. Порода рассечена кварцевыми прожилками мощностью до 0.2 мм, тонкие трещины выполнены гидроокислами железа и хлоритом. Процентное содержание обломков этого типа составляет 10–20 %.

В цементе из акцессорных минералов также наблюдаются обломки зерен хромшпинелидов, магнетита и гранатов, аналогичных таковым из предыдущих типов.

Цемент офикальцитовых брекчий представлен темно-бурыми гематит-кварц-карбонатными и гематит-карбонатными агрегатами с размерами зерен до 0.1 мм. Соотношение обломков к цементу составляет от 1:1 до 1:2. Цемент рассечен прожилками кварца и кальцита мощностью до 2 мм.

Геохимические особенности офикальцитов

Атомно-абсорбционный анализ карбонатного цемента, проведенный для установления содержаний элементов-примесей в кальците, показал, что они характеризуются повышенными количествами Co (табл. 5.3, рис. 5.14), нехарактерными для карбонатных пород и превышающими стандартные содержания в 5 раз [Войткевич и др., 1990]. Также в карбонате из офикальцитов наблюдается незначительное превышение концентраций Ba. Остальные халькофильные и сидерофильные элементы находятся в пределах, не превышающих их характерные концентрации в карбонатных породах.

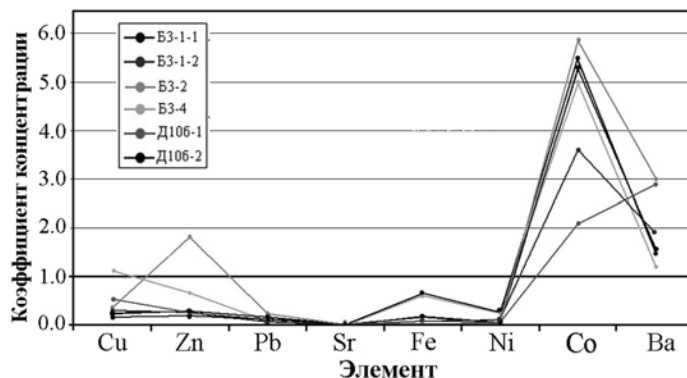
Наличие более повышенных содержаний Co, при незначительных – Ni, объясняется его большим сродством с карбонатными комплексами. Так в природе известен минерал представленный карбонатом Co (сферокобальтит), и отсутствуют устойчивые карбонаты Ni.

Таблица 5.3

Результаты атомно-абсорбционного анализа кальцита из цемента офикальцитов (г/г)

Пробы	Cu	Zn	Pb	Fe	Ni	Co	Ba	Sr
БЗ-1-1	105	112	144	7117	130	53	1568	87
БЗ-1-2	121	108	61	2863	201	36	1886	506
БЗ-2	136	735	197	2769	160	59	3016	330
БЗ-4	452	259	88	23240	516	50	1203	135
Д106-1	208	102	93	2799	125	21	2891	180
Д106-2	64	79	77	24504	527	55	1480	120
Средние содержания в карбонатных породах [Войткевич и др., 1990]	400	400	900	38000	2000	10	1000	61000

Примечание. Атомно-абсорбционный анализ выполнен в Южно-Уральском центре коллективного пользования по исследованию минерального вещества (ИМин УрО РАН). Аналитик М. Н. Маляренко. Содержания Cd, Au, Ag – ниже предела обнаружения.



5.14. Коэффициенты концентрации примесных элементов в карбонатном матриксе офикальцитовых брекчий относительно карбонатных пород (clarки концентрации даны по [Войткевич и др., 1990]).

Высокие содержания Co, наряду с присутствием в офикальцитах обломков тальк-карбонатных метасоматитов, указывают на их связь с гидротермальными растворами, формировавшими кобальт-медноколчеданные залежи.

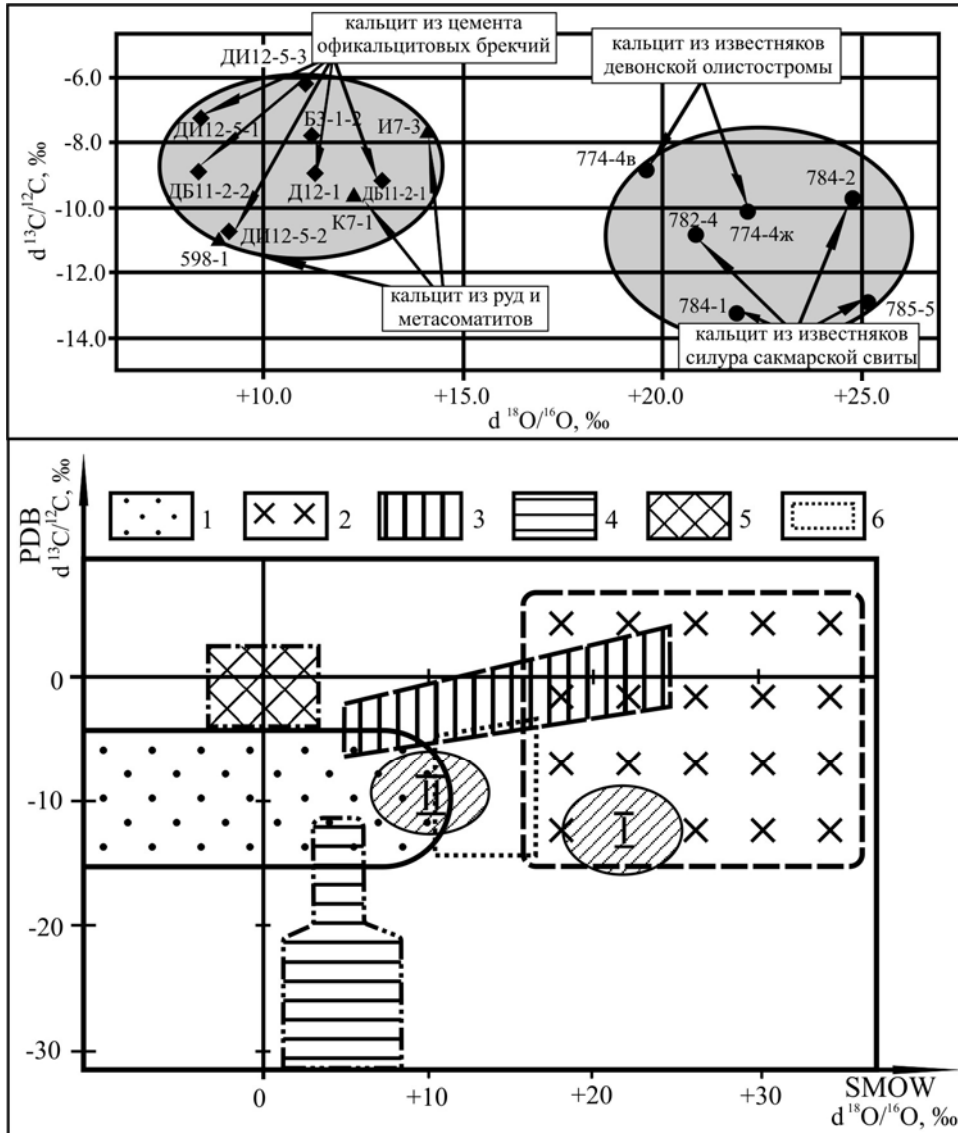
Изотопный анализ углерода и кислорода кальцита из карбонатного матрикса офикальцитов Ишкининского рудного поля определен для выяснения источников вещества при образовании цемента офикальцитовых брекчий и сопоставления его с другими карбонатными образованиями [Артемьев и др., 2005]. Кальцит из офикальцитовых брекчий, отобранный для изотопного анализа, представлен молочно-белым и прозрачными зернами размером от 0.01 до 0.5 мм, образующими кокардовые образования и заполняющие трещины в серпентинитах.

Значения отношений $\delta^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$, полученные в результате изотопного анализа, были вынесены на бинарную диаграмму, где по оси абсцисс отложены значения $\delta^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$, относительно стандарта SMOW, выраженные в промилле, а по оси ординат – значения $\delta^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$, относительно стандарта PDB (рис. 5.15).

С использованием литературных данных [Фор, 1989; Леин, 2004; Гулий, Вада, 2004; Интерпретация..., 2001; Владыкин и др., 2004; Лобач-Жученко и др., 2004] была построена диаграмма, характеризующая карбонаты различного генезиса.

В поле I попали значения соотношений изотопов кальцита из массивных халькопирит-пирит-пирроотиновых руд, из карбонатных жил в апосерпентинитовых тальк-карбонатных метасоматитах и жилков в цементе серпентинит-карбонатных брекчий. Значения характеризуются соотношениями изотопов $\delta^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ в интервале от -6 до -11 ‰ относительно стандарта PDB и значениями соотношений изотопов $\delta^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ в интервале от 8 до 14 ‰ относительно стандарта SMOW. Поле соответствует карбонатам гидротермального происхождения, и, частично, метасоматическим карбонатам, что отражает гидротермально-метасоматическую природу тальк-карбонатных пород.

Поле II включает значения соотношений изотопов $\delta^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ – $\delta^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ кальцита из линз силурийских и девонских органогенных известняков и определяется разбросом значений $\delta^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ в интервале от -9 до -13 ‰ относительно стандарта PDB и $\delta^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ в интервале от 19 до 25 ‰ относительно стандарта SMOW. Поле соответствует значениям, установленным для биогенных известняков.



5.15. Диаграмма значений соотношений изотопов $\delta^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ в карбонатных образованиях.

Поля составов проведены по [Фор, 1989; Леин, 2004; Гулий, Вада, 2004; Интерпретация..., 2001; Владыкин и др., 2004].

1 – гидротермальные карбонаты; 2 – органогенные известняки; 3 – карбонатиты; 4 – аутигенные карбонаты морских осадков; 5 – карбонаты и бикарбонаты морской воды; 6 – карбонаты метасоматического генезиса.

I – карбонаты органогенных известняков Ишкининской олистостромы; II – карбонаты из офикальцитов Ишкининской олистостромы.

Таблица 5.4

**Изотопный состав углерода и кислорода кальцита из карбонатных образований
Ишкининского рудного поля**

Опробованный материал	$\delta^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ VPDB, ‰	$\delta^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ VSMOW, ‰
Жильный кальцит из офикальцитов	$\underline{-6.2...-10.8}$ -8.3 (2)	$\underline{8.3...11.0}$ 9.1 (2)
Кальцитовый цемент из офикальцитов	$\underline{-7.7...-14.1}$ -9.6 (4)	$\underline{11.2...18.4}$ 13.2 (4)
Шлиры кальцита в рудах	-10.9	8.8
Жильный кальцит из тальк-карбонатных метасоматитов	$\underline{-7.8...-9.6}$ -8.7 (2)	$\underline{14.1...12.2}$ 13.1 (2)
Жильный кальцит из серпентинитов	$\underline{-10.8...-13.0}$ -11.9 (2)	$\underline{20.7...25.0}$ 22.9 (2)
Кальцит из линз известняков в олистостромах	$\underline{-8.7...-13.3}$ -10.5 (4)	$\underline{19.4...24.7}$ 21.9 (4)

Примечание. Изотопный анализ углерода и кислорода проводился в Южно-Уральском центре коллективного пользования по исследованию минерального вещества на приборе Delta+ Advantage (Thermo Finnigan), ИМин УрО РАН. Аналитик С. А. Садыков. В скобках указано количество анализов.

Близкие соотношения изотопов $\delta^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ – $\delta^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ в кальците из жил в тальк-карбонатных метасоматитах и колчеданных рудах показали их общее происхождение и подтвердили гидротермальный генезис, который ранее был установлен термобарогеохимическими данными [Юминов и др., 2002].

5.3. СУЛЬФИДНО-СЕРПЕНТИНИТ-КАРБОНАТНЫЕ БРЕКЧИИ

В подрудной зоне Ишкининского месторождения среди тальк-карбонатных пород известны блоки сульфидно-серпентинит-карбонатных брекчий, которые являются важным показателем тектонических условий формирования и дислокаций рудных тел. Выяснение генезиса брекчий с рудными обломками является актуальным для определения времени образования и преобразования рудных залежей, а также их разрушения и перераспределения.

В литературе описано несколько генетических типов брекчий, содержащих сульфидные обломки: а) седиментационные брекчии, образующиеся при разрушении сульфидных тел на морском дне и перерабатываемые в их обрамлении (грейдиты) [Масленников, 2006]; б) брекчии рудоподводящих штокверковых зон, образующиеся при гидротермальных эксплозивных воздействиях на сульфидсодержащие породы [Богданов и др., 2006]; в) эксплозивные брекчии меднопорфировых месторождений [Генезис..., 1984]; г) различные тектонические брекчии. Все они характеризуются различным генезисом, морфологией и составом.



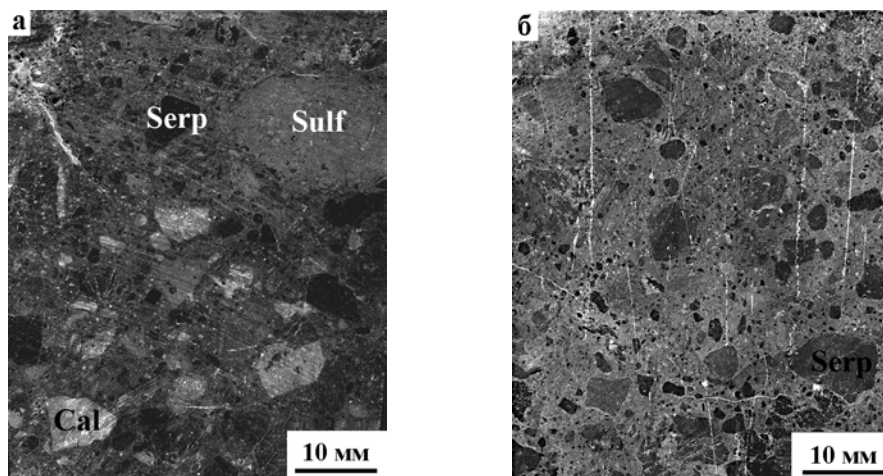
5.16. Обнажение сульфидно-серпентинит-карбонатных брекчий Ишкининского месторождения.

Сульфидно-серпентинит-карбонатные брекчий на территории Ишкининского месторождения залегают в виде линзо- и штокообразных линейных тел среди тальк-карбонатных метасоматитов и

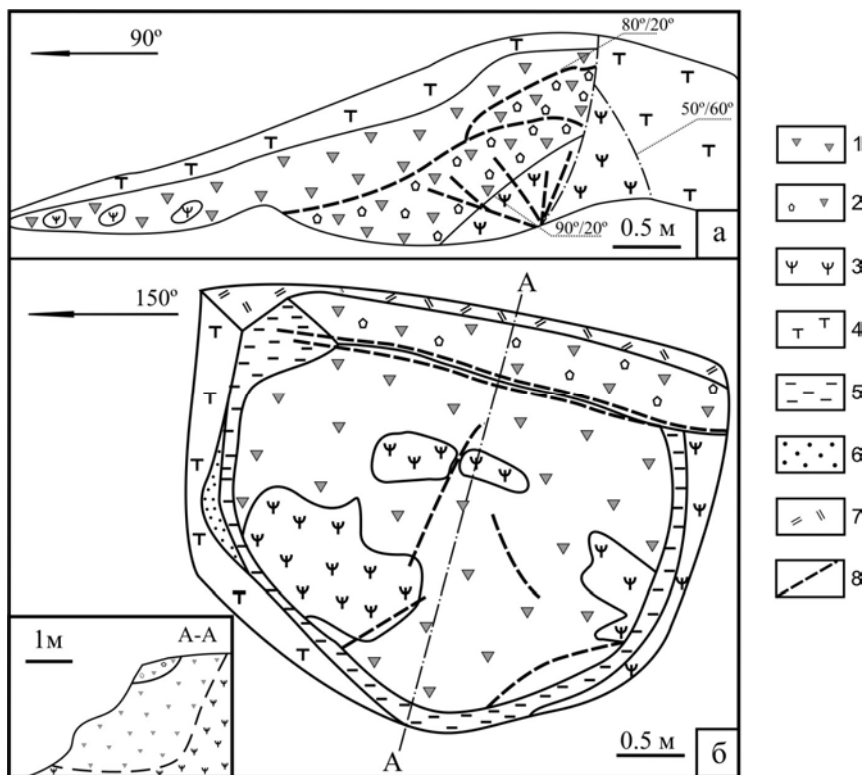
серпентинитов, ограничивающих с запада колчеданную залежь (фото XXVII). Тела брекчий расположены вдоль узких меридионально вытянутых зон и приурочены к конгломератовидным серпентинитам и тальк-карбонатным апосерпентинитовым метасоматитам в подошве Восточной рудной зоны (рис. 5.16). Мощность линз 1–3 м, прослеженная длина 3–5 м, азимут падения 100°, угол падения до 20°. По данным бурения [Субботин, 1942ф], они имеют пологое восточное падение и прослеживаются на протяжении 200 м вдоль рудной зоны. Сульфидно-серпентинит-карбонатные брекчий представлены обломками серпентинитов, карбонатов и сульфидных руд, сцементированных тальк-хлорит-серпентин-карбонатным матриксом (рис. 5.17).

На рудном поле близ поверхности установлены три выхода данных пород, вскрытые канавами и задирками.

Обнажение № 1. В канаве траншеи Т2 на западном продолжении вскрыто тело сульфидно-серпентинит-карбонатных брекчий (рис. 5.18а). Выход имеет форму линзы, залегающей среди тальк-карбонатных пород и имеющей восточное падение. Максимальная видимая мощность линзы достигает 0.6 м, длина – 2.5 м, угол падения – 20°, азимут падения – 100°. Вместе с карбонатизированными серпентинитами в



5.17. Разновидности сульфидно-серпентинит-карбонатных брекчий: а) I тип брекчий, обр.И04-3-1; б) II тип брекчий, обр.И04-3-4



5.18. Схема геологического строения обнажений сульфидно-серпентинит-карбонатных брекчий Ишкининского месторождения. Составил Д. А. Артемьев.

1 – сульфидно-серпентинит-карбонатные брекчий I типа; 2 – сульфидно-серпентинит-карбонатные брекчий II типа; 3 – серпентиниты карбонатизированные; 4 – тальк-карбонатные метасоматиты; 5 – апосерпентинитовые рыхлые глинистые породы; 6 – бурые железняки; 7 – элювий серпентинитов; 8 – крупные кальцитовые жилы.

подошве линза образует единый блок в тальк-карбонатных метасоматитах. Границы с серпентинитами и тальк-карбонатными метасоматитами – тектонические. Брекчий секутся карбонатными жилами мощностью до 2 см, имеющими «сланцеватый» характер вдоль контакта. Нижний и верхний контакты сульфидно-серпентинит-карбонатных брекчий с тальк-карбонатными породами также тектонические, причем верхний контакт более выражен, и является, вероятно, более поздним, чем нижний. Максимальный размер обломков серпентинитов достигает 10 см.

Сверху описанное тело перекрывается линзой серпентинит-карбонатных брекчий, но с меньшим количеством обломков сульфидов, а местами с их полным отсутствием. Обломки серпентинитов в этом типе более крупные, достигают 30 см. Цемент более светлый, что связано с хлоритизацией и оталькованием. Мощность линзы достигает 0.5–0.6 м. Падение – восточное. Над серпентинит-карбонатными брекчиями залегают рассланцованные тальк-карбонатные метасоматиты, пронизанные карбонатными жилками (рис. 5.18б).

Обнажение № 2. В 20 м восточнее по азимуту 150° в забое траншеи Т1 вскрыты сульфидно-серпентинит-карбонатные брекчий в виде штокообразного тела

с видимой мощностью 3.5 ? 4 м. В подошве тела залегают карбонатизированные серпентиниты, контакт между брекчиями и серпентинитами представлен глинистым субстратом сине-зелено-охристого цвета. В южной части находится древняя выработка, заполненная делювиальными песчано-глинистыми отложениями, вследствие чего определение пород, слагающих данную часть, затруднено. Сверху выход перекрыт серпентинит-карбонатными брекчиями с меньшим содержанием сульфидов, аналогичных установленным в точке 1. Контакт между ними – тектонический, сильно рассланцованный с многочисленными карбонатными жилами мощностью до 3 см.

Отличительной особенностью этого выхода является более крупный размер обломков – размер серпентинитов достигает 40 см, размер сульфидов – нескольких сантиметров. Тело разбито на трещины, по которым развиты многочисленные волокнистые карбонатные жилки.

Обнажение № 3. Между точками 1 и 2 на склоне, сложенном серпентинитами, вскрыто несколько участков сульфидно-серпентинит-карбонатных брекчий с обломками гидротермально измененных аподунитовых серпентинитов, тальк-карбонатных пород с различным соотношением карбоната, талька и сульфидов. Обломки имеют округлую, угловатую и остроугольную формы, их размер составляет от долей миллиметра до 25–30 см. Цемент представлен серым тонкозернистым карбонатом, перетертой серпентиновой массой, хлоритом и тальком, развивающимися, вероятно, по серпентиновому цементу. Также цемент содержит многочисленные мелкие сульфидные обломки (сульфидная «пыль»). Рудные обломки представлены кристаллами и раздробленными массами пирротина, халькопирита и пирита.

Типы сульфидно-серпентинит-карбонатных брекчий

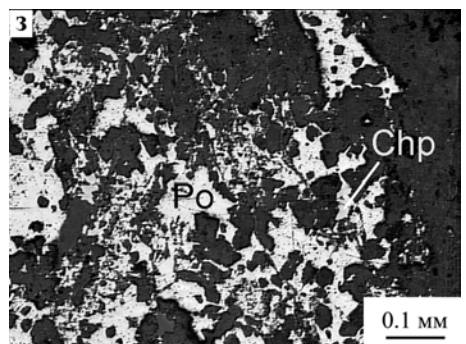
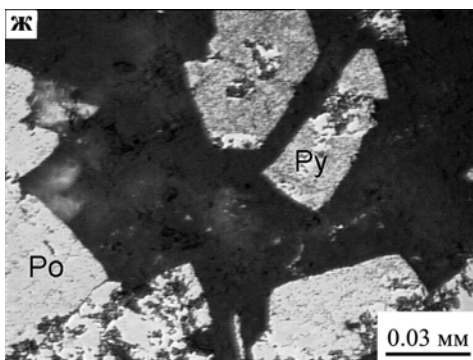
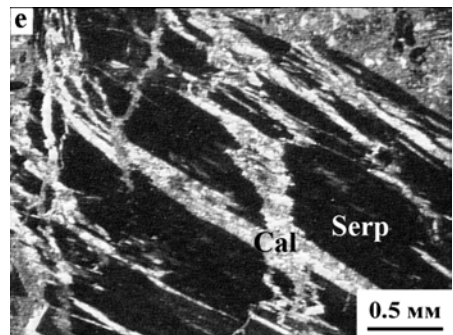
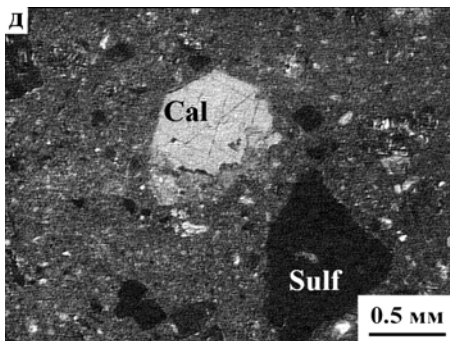
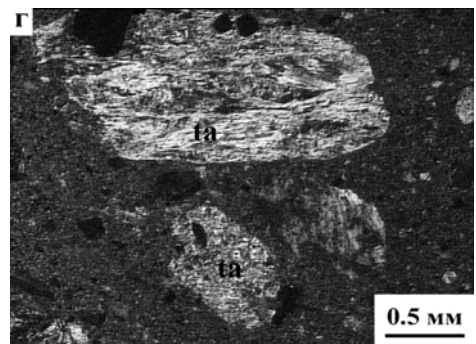
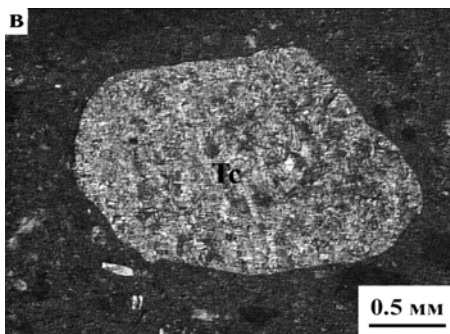
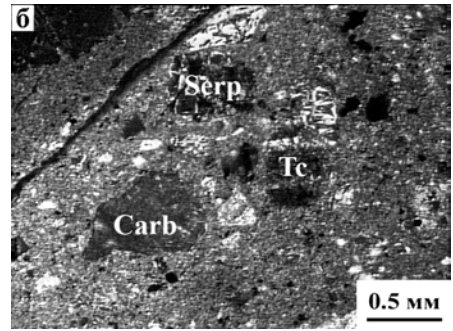
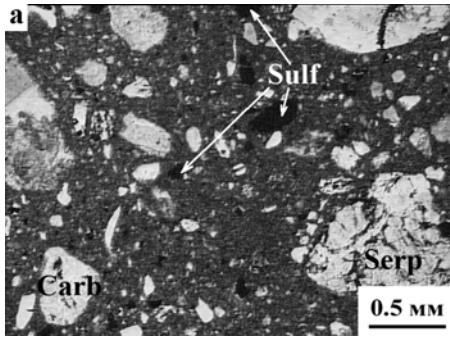
Среди сульфидно-серпентинит-карбонатных пород по минеральному составу выделены два типа: 1) порода с обломками серпентинитов, карбонатов и сульфидов в тальк-серпентин-карбонатном цементе с сульфидной «пылью» и 2) порода с обломками серпентинитов и кальцита в тальк-серпентин-хлорит-карбонатном цементе с меньшим содержанием сульфидов. Текстура сульфидно-серпентинит-карбонатных пород брекчиевая (рис. 5.19а).

В *I типе сульфидно-серпентинит-карбонатных брекчий* обломки представлены аподунитовыми серпентинитами, тальк-карбонатными метасоматитами, карбонатом и сульфидами, сцементированными тальк-серпентин-карбонатным цементом с сульфидной вкрапленностью (сульфидной «пылью») (см. рис. 5.17а).

Аподунитовые серпентиниты представлены угловатыми и, редко, округлыми обломками темно-зеленого цвета размером от долей миллиметра до 30–35 см. Серпентин слагает петельчатые выделения размером от 0.4 до 1.5 мм α - и β -лизардита

5.19. Текстурно-структурные и минералогические особенности сульфидно-серпентинит-карбонатных брекчий: а) текстура брекчий (шл. 764-22); б) обломки серпентинитов с антигоритом, хризотилом и лизардитом (шл. 764-22); в) обломок тальк-карбонатного метасоматита с реликтами серпентина (шл. 764-22); г) обломок талькита (шл. И04-3-4а); д) обломки кристаллов кальцита и рудного минерала (шл. 715-11); е) обломок серпентинита с жилкой кальцита (шл. И04-3); ж) обломки кристаллов пирротина и пирита (ан. 715-11); з) ксеноморфные выделения пирротина и халькопирита в тальк-серпентин-карбонатном цементе (ан. 287-2-4).

Проходящий свет. Снимки б–е – с анализатором, а, ж, з – без анализатора



со шнуровидным окаймлением хризотила и «каплями» магнетита вокруг β -лизардита, подчеркивающими реликтовые мозаичные структуры. Хризотил развивается по отдельным обломкам в виде игольчатых агрегатов. В серпентинитовых обломках широко развиты антигорит и серпофит (рис. 5.19б). Серпентин характеризуется низким двупреломлением – 0.004–0.006. Значительная часть обломков серпентинитов подверглась карбонатизации (рис. 5.19в) и оталькованию (рис. 5.19г), также отмечены хлоритизированные обломки. Карбонат развивается в виде мелких зерен размером 0.005–0.01 мм, иногда в тесном сростании с чешуйками талька размером 0.005 мм, редко крупнее. Хлорит представлен пеннином светло-желтого цвета с низким двупреломлением 0.001–0.003. Некоторые обломки полностью замещены карбонатом и тальком и узнаются по реликтовым мозаичным структурам. Обломки, полностью замещенные тальком и карбонатом, часто имеют округлую форму. Обломки серпентинитов и тальк-карбонатных пород секутся кальцитовыми жилками мощностью до 5 мм и жилками сульфидных минералов мощностью до 0.5 мм. Также в серпентинитовых обломках наблюдаются гнездообразные агрегаты сульфидов размеров до 1–2 мм. Их наиболее значительные скопления приурочены к обломкам тальк-карбонатных метасоматитов. Процентное отношение серпентинитовых обломков и апосерпентинитовых метасоматитов к общему количеству обломков составляет 70–75 %, причем количество тальк-карбонатных и карбонат-тальковых обломков составляет не более 5 %.

Карбонаты представлены как обломками единичных кристаллов кальцита с хорошо проявленной спайностью в двух направлениях (рис. 5.19д), так и зернистыми массами, сложенными мелкими кристаллами кальцита с размером зерен до 0.1 мм. Обломки кальцита угловатые молочно-белого цвета размером от 0.5 мм до 2–3 см. Процентное соотношение карбонатных обломков составляет 10–15 % от общего количества обломков. Также кальцит сечет обломки серпентинитов (рис. 5.19е), мощность жилок достигает нескольких 5 мм.

Сульфидные обломки представлены кристаллами и раздробленными массами пирит-халькопирит-пирроотиновых руд. Среди рудных обломков можно выделить халькопирит-пирит-пирроотиновые (5 %), халькопирит-пирроотиновые (5 %), пирит-пирроотиновые (10 %) и пирроотиновые (80 %) разновидности. Размер рудных обломков изменяется от долей миллиметров до 2–3 см, редко встречаются обломки, достигающие первых сантиметров. По морфологии преобладают округлые и угловатые формы, но встречаются и обломки сложных очертаний с зазубренными «рваными» краями.

Пирротин является основным сульфидным минералом брекчий. Он представлен обломками кристаллов размером от 0.005 до 2 см и сростков с другими сульфидными (рис. 5.19ж), а также наблюдается в виде тонких ксеноморфных сростаний с кальцитом, серпентином, тальком в цементе брекчий (рис. 5.19з). В скрещенных николях видны двойники деформации.

Пирит ассоциирует с пирроотином и халькопиритом (рис. 5.19ж), редко наблюдаются отдельные кристаллы кубического габитуса. Размер зерен пирита не превышает 0.5–1 мм. *Халькопирит* встречается в сростаниях с пирроотином (рис. 5.19з), редко в виде рваных мономинеральных обломков и больше характерен для второго типа брекчий.

В брекчиях также присутствуют округлые и угловатые обломки хромшпинелидов размером до 1.5 мм. Реже отмечены обломки серпентинитов с вкрапленностью хромшпинелидов и магнетита. Подробные данные о составе хромшпинелидов в сульфидно-серпентинит-карбонатных брекчиях приведены в главе 8.

Цемент сульфидно-серпентинит-карбонатных брекчий представлен тальк-серпентин-карбонатными микрокристаллическими зернами с алеврито-пелитовой размерностью (менее 20 мкм) и многочисленными вкраплениями рудной «пыли». Цемент массивной однородной текстуры, имеет темно-серый цвет с зеленоватым оттенком, который меняется в зависимости от соотношения в нем кальцита, серпентина, талька и сульфидов. Часто по цементу развивается хлорит и гидроокислы железа, образующиеся при окислении сульфидов. Соотношение обломков к цементу составляет от 1:3 до 3:2.

Карбонат в цементе представлен кальцитом и магнезитом, последний был определен в шлихе, протравленном соляной кислотой, по показателям преломления большим, чем у кальцита ($N_c = 1.620$, $N_o = 1.510$). Серпентин в цементе представлен микрозернистой перетертой массой, по которой развиваются мелкочешуйчатый тальк и хлорит.

Как обломки, так и цемент брекчий рассечены жилками кальцита мощностью до 3 мм. К границам жилок иногда приурочены зерна пирротина.

II тип сульфидно-серпентинит-карбонатных брекчий содержит значительно меньше сульфидных обломков в более хлоритизированном цементе зеленоватого цвета (см. рис. 5.17б). В нем также отмечены единичные идиоморфные зерна граната.

Серпентинит присутствует в виде угловатых обломков от 0.1 мм до 10 см, в среднем, 3 см. В брекчиях второго типа также встречаются обломки гидротермально-измененных серпентинитов, тальк-карбонатных метасоматитов, карбонатов, сульфидов (главным образом, пирротина) и хромшпинелидов. В брекчиях, в отличие от конгломератовидных серпентинитов, обломки остроугольной формы, а цемент карбонатный и тальк-карбонатный, редко карбонат-хлоритовый. Серпентинитовые обломки иногда рассечены жилками асбеста, кальцита, сульфидов, местами лимонитизированы.

Цемент брекчий тальк-серпентин-хлорит-кальцитовый с рудной «пылью», цвет серый с тускло-зеленоватым оттенком. Соотношение обломков к цементу варьирует от 1:4 до 3:4.

В обломках тальк-карбонатных метасоматитов встречены единичные зерна граната размером 0.05–0.1 мм с бугорчатой поверхностью. По морфологии зерна граната схожи с гранатом из офикальцитовых брекчий.

Генезис сульфидно-серпентинит-карбонатных брекчий

Выяснение происхождения и условий формирования сульфидно-серпентинит-карбонатных брекчий являются важным фактором в установлении процессов рудогенеза и их эволюции. Наиболее характерным источником информации при выяснении их генезиса является геологическая позиция и строение тел брекчий, а также их минералогические и текстурно-структурные особенности.

Относительно генезиса сульфидно-серпентинит-карбонатных брекчий было высказано несколько точек зрения:

1) Седиментогенный генезис – формирование брекчий происходило в придонных условиях за счет разрушения серпентинитового субстрата и сульфидных тел. В пользу этой гипотезы говорит наличие окатанных обломков руды, часто имеющих признаки растворения в водонасыщенной среде [Сафина, Масленников, 2005], а также наличие значительного количества перетертого микрозернистого серпентинового субстрата в цементе брекчий с алеврито-пелитовой размерностью.

Основным доводом, опровергающим эту гипотезу, является геологическая позиция тел брекчий. Структурно брекчии приурочены к подрудной зоне, ниже уровня формирования колчеданных руд, образование которых происходило в придонных условиях. Косвенным признаком, также опровергающим эту гипотезу, является отсутствие какой-либо сортировки обломочного материала и слоистости цемента, однородный состав обломков и цемента.

2) Тела брекчий являются корневыми системами серпентинитовых симаунтов, аналогичных установленным в аккреционных призмах современных островных дуг. Формирование серпентинитовых симаунтов связано с воздыманием гидротермальных растворов насыщенных глинистым материалом и обломками офиолитов в связи с разогревом погружающегося материала в зонах субдукции [Fryer, 1992]. Серпентинитовые грязевые вулканы или симаунты современных островных дуг представляют собой конические постройки высотой до нескольких километров, сложенные водонасыщенными серпентинитовыми глинами, содержащих обломки серпентинизированных гарцбургитов и дунитов, а также базальтов [Металлогения..., 1999]. Наличие сульфидного обломочного материала может объясняться их формированием в рудоносных комплексах при разрушении штокверковых зон.

Наличие серпентинитовой и сульфидной мелкозернистой массы, а также разноокатанных обломков серпентинитов, карбонатных жил и сульфидов с признаками растворения, может свидетельствовать об их формировании подобным образом. Но основным доводом против этой гипотезы может служить отсутствие в настоящее время вулканических построек, которые должны были формироваться в местах выхода грязевого субстрата на морское дно.

3) Частным случаем данной гипотезы стало отнесение тел сульфидно-серпентинит-карбонатных брекчий к корневым гидротермальным системам, формировавшим офикальцитовые брекчии, приуроченные к приповерхностным зонам. Но присутствие на рудном поле карбонатных жил, содержащих обломочный серпентинитовый материал и отсутствие в нем пелитовой составляющей, заставляет скептически относиться к данной точке зрения.

4) Наиболее достоверной гипотезой является гидротермально-эксплозивное происхождение сульфидно-серпентинит-карбонатных брекчий на ранней стадии рудоотложения. На современных гидротермальных полях в СОХ в подрудных зонах большинства рудопроявлений, установлены различные брекчии, содержащие обломочный материал субстрата и сульфидные обломки [Богданов, Сагалевич, 2002; Богданов и др., 2006]. Их формирование связано с гидротермальными эксплозиями в результате зарастания каналов, при эксгалации рудоносных растворов на морском дне [Богданов и др., 2006].

В пользу этой гипотезы говорят текстурно-структурные особенности брекчий, наличие как угловатых, так и окатанных обломков, современное восточное падение тел брекчий имевших первично субгоризонтальное залегание (субпараллельное рудным телам).

Отсутствие в сульфидно-серпентинит-карбонатных брекчиях поздней арсенидно-кобальтовой минерализации, характерной для второго этапа рудоотложения [Мелекесцева, 2007] и незначительное количество тальк-карбонатных метасоматитов, также подтверждает точку зрения о формировании брекчий на ранней стадии рудоотложения.

Таким образом, офикальцитовые брекчии представляют собой серпентинит-карбонатные брекчии, формировавшиеся в придонных условиях в устьях затухающих гидротермальных источников после завершения колчеданного рудоотложения. В подрудной зоне месторождений на ранней стадии формировались сульфидно-серпентинит-карбонатные брекчии в результате гидротермально-эксплозивных процессов, и карбонатные жилы, формировавшиеся после рудоотложения и являющиеся подводящими корневыми структурами при формировании вышележащих офикальцитовых брекчий. Формирование офикальцитовых брекчий происходило в несколько стадий, включающих рост, разрушение, переотложение и цементацию новыми порциями гидротермальных растворов и карбонатными илами, что зафиксировано в нескольких типах. Последующие тектоно-гравитационные процессы в ранне-среднедевонское время приводили к эрозии кровли серпентинитовых массивов и гидротермальных построек с дальнейшим их вовлечением в олистостромовую толщу в виде отдельных блоков, в которой они в настоящее время и сосредоточены.

Глава 6. РУДЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

6.1. ТИПЫ РУД И ИХ ТЕКСТУРНО-СТРУКТУРНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

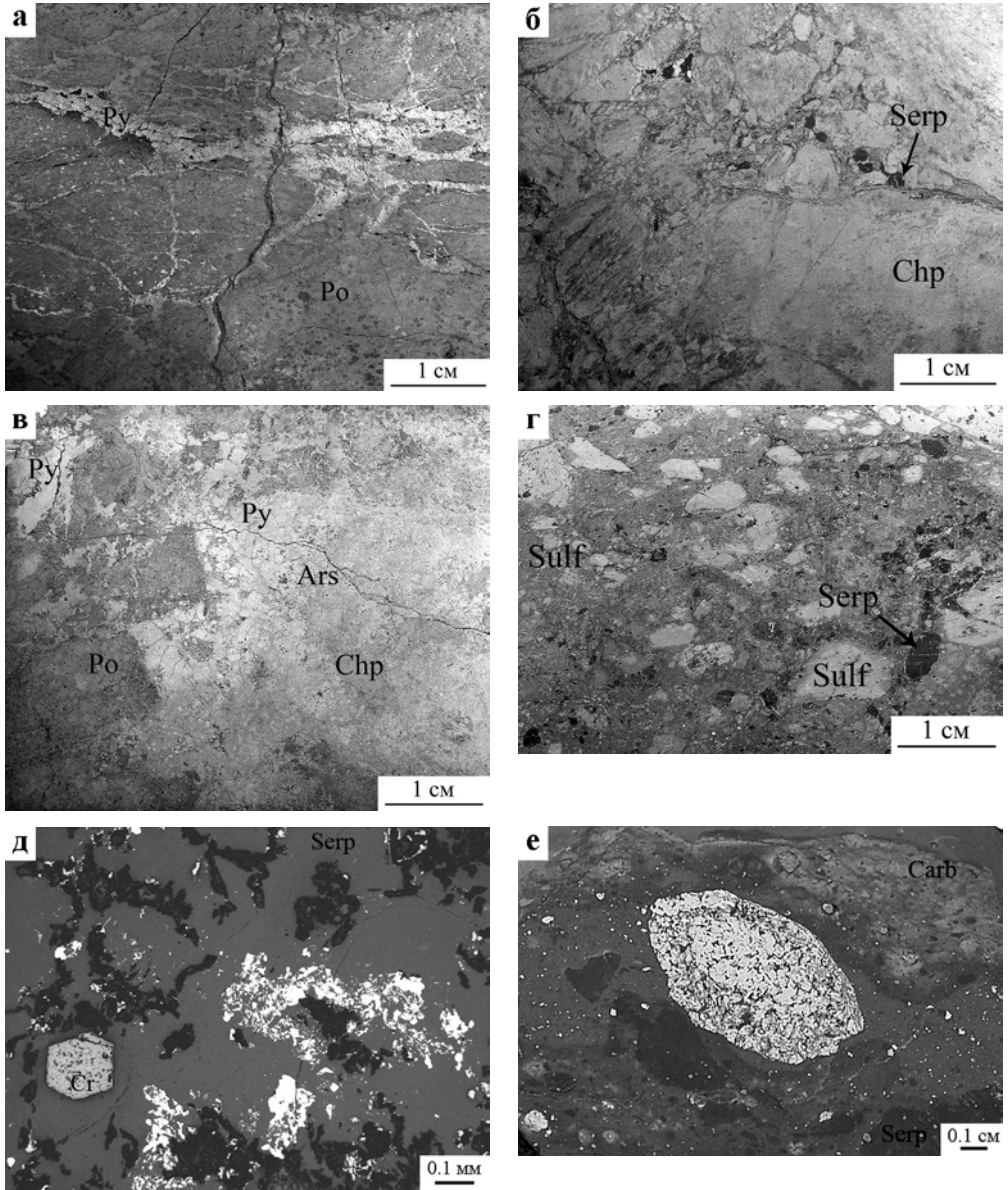
На Ишкининском месторождении по данным геологоразведочных работ руды были подразделены на сплошные (пирит-пирротиновый и кобальтин-халькопирит-пирротиновый типы) и вкрапленные (арсенопирит-халькопирит-пирит-пирротиновый и арсенопирит-кобальтиновый типы) [Субботин, 1942ф; Сидоренко, 1957ф]. Современные исследования руд выполнены на каменном материале, в большом количестве сохранившемся в отвалах глубоких шурфов Восточной рудной зоны – № 1, 5 и 18 (см. рис. 2.8, фото XXVIII). В текстурном отношении изученные образцы руд соответствуют сплошным (массивным) и прожилково-вкрапленным разновидностям [Мелекесцева, Зайков, 2003].

Сплошные руды представлены тремя минеральными типами: пирит-пирротиновым, халькопирит-пирит-пирротиновым и сульфоарсенидно-сульфидным.

Пирит-пирротиновый тип характеризуется сочетанием массивных агрегатов пирротина, рассеченных пиритовыми прожилками мощностью от 1 до 5 мм (текстуры пересечения, рис. 6.1а). Халькопирит развивается в виде ксеноморфных агрегатов до 5 мм, иногда он присутствует в жилках вместе с пиритом. Магнетит также образует жилки мощностью до 1–2 мм и гнезда в пирротине. Халькопиритовые и магнетитовые агрегаты в пирротине образуют пятнистую текстуру. Хромит представлен октаэдрическими кристаллами размером до 1 мм. Округлые и линзовидные обособления пирротинового состава, разделенные пиритовыми жилками, подчеркивают брекчиевидную текстуру. Этот тип руды представляет собой первичные, малоизмененные руды. Макроскопический состав: пирротин (70–80 %), пирит (20–15 %), халькопирит (1–5 %), магнетит и хромит (в сумме 5 %).

Халькопирит-пирит-пирротиновый тип с различным соотношением рудных минералов характеризуется массивной и полосчатой текстурами. Наряду с этим большое значение приобретает брекчиевая текстура, обусловленная дроблением ранних рудных агрегатов и цементированием их более поздними рудными минералами, в частности, халькопиритом (рис. 6.1б). Халькопирит образует гнезда, скопления, жилки, полосы в пирротине. Пирит также слагает жилки кристаллических агрегатов мощностью до 1–2 см, которые секут пирротин и халькопирит. В этом типе руды наблюдаются единичные кристаллы кобальтина кубического габитуса размером от 1 мм до 4–5 мм в сростках. Не утрачивают своего значения магнетит и хромит. Макроскопически руды состоят из пирротина (20–60 %), пирита (10–20 %), халькопирита (10–70 %), магнетита и хромита (в сумме 5 %).

Сульфоарсенидно-сульфидный (кобальтин-арсенопирит-халькопирит-пирит-пирротиновый) тип характеризуется грубополосчатой (рис. 6.1в), массивной, брекчиевой текстурами. Арсенопирит образует в более ранней пирротиновой матрице полосы шириной 1–5 см из раздробленных кристаллов и гнезда поперечником до 4 см с включениями халькопирита и жилками пирита. Кобальтин образует вкрапленность из отдельных изометричных кристаллов в сульфидах и карбонатных жилках размером от долей миллиметра до 3–5 мм в сростках либо самостоятельные прожилково-



6.1. Типы руд Ишкинского кобальт-медноколчеданного месторождения: а) сплошная пирит-пирротиновая руда с массивными агрегатами пирротина и прожилками пирита, обр. 598-6; б) брекчиевая халькопиритовая руда с серпентинитовыми обломками, обр. 610-12; в) грубополосчатая сульфоарсенидно-сульфидная руда с полосами арсенопирита и сульфидов; г) сульфидно-серпентинитовый гравелист, обр. 610-12; д) вкрапленные пирит-пентландит-пирротиновые агрегаты (белое), обр. 715-4; е) брекчия с пирит-халькопирит-пирротиновыми и серпентинитовыми обломками и карбонатным цементом, обр. К4-5-2.

видные скопления кристаллов. Макроскопически этот тип руды состоит из пирротина (40–50 %), пирита, халькопирита (в сумме 20–10 %), кобальтина и арсенопирита (в сумме 10–30 %), магнетита и хромита (по 5 %).

Обломочные руды, по количеству сульфидов относящиеся к сплошным, рассмотрены отдельно из-за их специфичности и важности для понимания генезиса оруденения. Они представляют собой серпентинит-сульфидные (пирит-халькопирит-пирротиновые) гравелиты, гравелито-песчаники и песчаники [Мелекесцева, Зайков, 2003]. Текстура их обломочная неравногравийная, обусловленная одновременным присутствием среднесортированных по величине угловатых и округлых обломков (рис. 6.1г). Цемент песчаников – базальный однородный (местами поровый) алевритовой структуры, представлен в разной степени хлоритизированным мелкочешуйчатым лизардитом и рудной пылью. Как на цемент, так и на обломки наложены поздние жилки кальцита и гидроксидов железа. По устному сообщению С. Г. Тесалиной в обломочных рудах был найден монацит.

Обломочная текстура часто затушевывается более поздним халькопиритом, наложенным как на пирит-пирротиновые, так и на нерудные обломки, вследствие чего обломки приобретают вид пятен с элементами концентрического строения. Пирротин-пиритовые руды пятнистой текстуры иногда обнаруживают реликты концентрических микротекстур, где пятна образованы пиритом и обрамляются пирротинном. Можно предполагать, что часть халькопирит-пирит-пирротиновых руд также имеет кластогенное происхождение. В них присутствуют скопления округлых обломков серпентинитового состава размером до 5 мм.

Микроскопически песчаники имеют структуру от мелко- до крупнозернистой. Обломки представлены серпентинитами и сульфидами. Нерудные обломки чаще имеют округлую форму и представлены: чешуйчатым лизардитом с пластинками антигорита; реликтовыми зернами пироксенов и оливина, антигоритом, хлоритом; зернами серпентинитов; кальцитом. Лизардит, антигорит, пироксен и оливин частично или полностью замещены хлоритом. Хромит присутствует как в серпентинитовых обломках, так и составляет самостоятельную часть обломочного материала. Большинство отдельных зерен имеют округлую (окатанную?) форму, однако это не всегда заметно из-за обрастания и замещения хромита магнетитом.

Рудные обломки чаще характеризуются угловатой формой и сложены сульфидами – ксеноморфным и кристаллическим пиритом, мелкозернистым грануломорфным и крупнопластинчатым пирротинном, халькопиритом, а также магнетитом. Также рудные обломки имеют округлую и овальную форму либо образуют концентрические агрегаты – почковидные образования с фестончатыми ограничениями. Центр таких «почек» сложен колломорфным пиритом, его обрастает грануломорфный мелкозернистый пирротин, край сложен кристаллическим пиритом, на который снова наложен колломорфный.

Наряду с обломочными образованиями такого рода, среди образцов присутствуют и брекчи неседиментационного происхождения, где однородные обломки, как рудные, так и нерудные, отделены друг от друга трещинами, а фрагменты крупных обломков сцементированы карбонатами, серпентином, поздними сульфидами.

Прожилково-вкрапленные руды подразделяются на следующие минеральные типы: пирит-пентландит-пирротиновый, халькопирит-пирит-пирротиновый, пирит-халькопирит-пирротиновый и существенно халькопиритовый.

Пирит-пентландит-пирротиновый тип развит в серпентинитах и характеризуется рассредоточенно-вкрапленной текстурой (рис. 6.1д). Содержание рудных минералов в породе составляет около 10 %. Серпентиниты пронизаны кальцитовыми жилками, также содержащими гнезда пирит-пирротинового состава.

Халькопиритсодержащие руды встречаются в апосерпентинитовых метасоматитах, серпентинитах и брекчиях с карбонатным цементом с серпентинитовыми обломками. Рудам свойственны брекчиево-, гнездово-, полосчато-вкрапленная и прожилковая текстуры. Брекчии сложены обломками аподунитовых серпентинитов различной формы, размеры их колеблются от первых миллиметров до 5–7 см. Обломки темно-зеленого цвета, местами в них наблюдаются просечки и прожилки хризотил-асбеста. Среди обломков встречаются карбонаты белого и розовато-белого цветов такого же размера, как и серпентинитовые обломки. Цемент брекчий карбонатный, однородного серого цвета. Рудные обломки представлены пирротинном, халькопиритом и пиритом (рис. 6.1е). Форма обломков разная: от вытянутых по длинной оси, причудливых очертаний до изометричных. Размер их изменяется от первых миллиметров до 1–1.5 см.

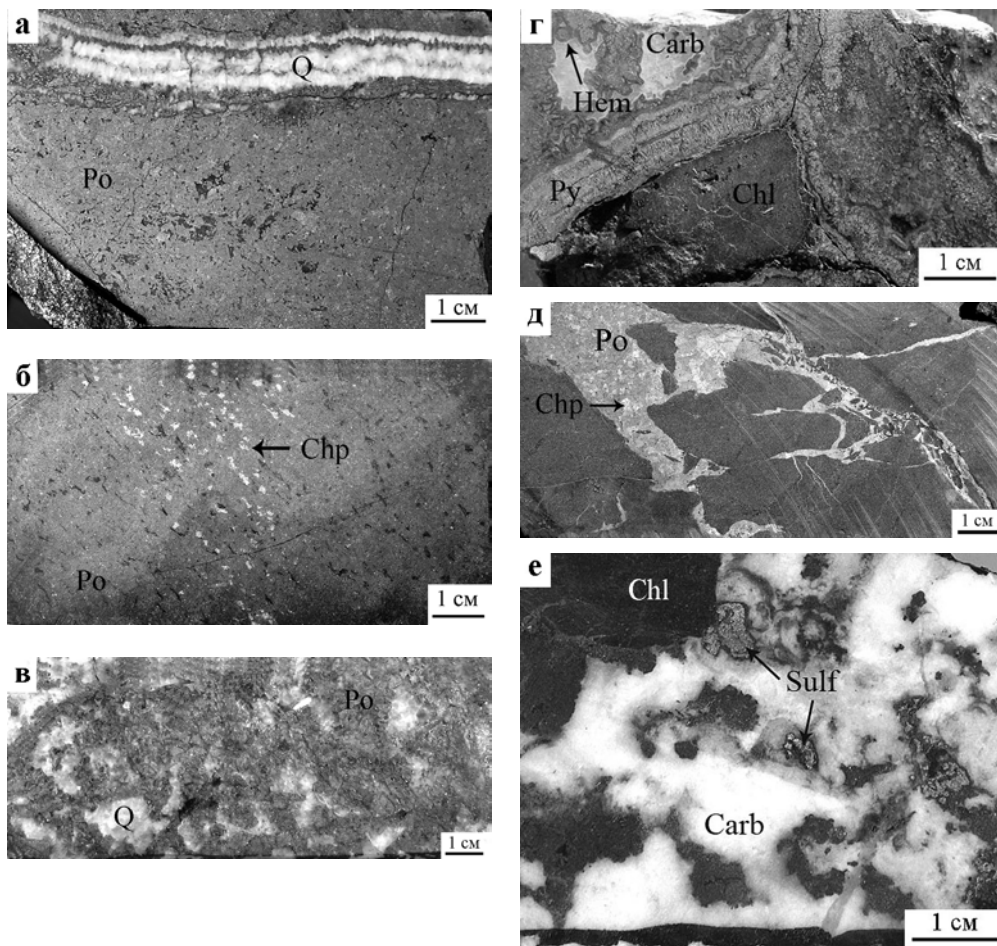
Ивановское рудное поле. При геологоразведочных работах руды *Ивановского месторождения* подразделены на сплошные и прожилково-вкрапленные. Руды, залегающие в метасоматитах по серпентинитам и габброидам, имеют пирит-халькопирит-пирротиновый и халькопирит-пирротиновый состав, в основных эффузивах – пирротин-халькопирит-пиритовый с существенной примесью сфалерита [Захаров, Захарова, 1975]. Э. С. Бучковским [1966ф] выделялись также пирротиновые руды.

Современные исследования руд месторождения выполнены на каменном материале, полученном в результате бурения новых скважин, а также собранном в отвалах единичных разведочных шурфов [Тесалина и др., 2000ф; Зайков и др., 2001; Зайков и др., 2006ф; Попова, Мелекесцева, 2006; Мелекесцева, 2007]. Сплошные и прожилково-вкрапленные руды слагают отдельные интервалы в вмещающих породах, но также часто чередуются друг с другом.

Сплошные руды, встречающиеся в центральной части месторождения и изученные в керне скважин 2Т (1999 г.), 234 и 235 (2006 г.), а также в образцах из отвалов (фото XIX), макроскопически представлены халькопирит-пирротиновым и существенно пирротиновым минеральными типами.

(Пирит)-пирротиновый тип руд характеризуется резким преобладанием пирротина в минеральном составе (рис. 6.2а). Текстура пирротиновых агрегатов – массивная, макроскопически хорошо заметна разнотельная структура с размером отдельных зерен до 0.1 см. В массивных рудных агрегатах видны реликты вмещающих хлоритолитов черного цвета, что говорит о метасоматическом происхождении этих руд. Пирит в виде катаклазированных кристаллических агрегатов образует жилы в пирротине мощностью до 0.5 см, которые нередко ассоциируют с кварцевыми жилами мощностью от нескольких миллиметров до первых сантиметров, местами разорванными, часто зональными и ориентированными вдоль оси зерна. Пирит и кварц также встречаются в пирротине в виде ксеноморфных агрегатов с извилистыми границами до 5 см в поперечнике и гнезд.

Халькопирит-пирротиновый тип руд характеризуется сочетанием массивной и пятнистой текстур, которые образованы благодаря разнообразным по форме пятнам халькопирита в массивных разнотельных пирротиновых агрегатах (рис. 6.2б). Часто этот тип руд переходит в густовкрапленный, где видно, что агрегаты пирротина также



6.2. Типы руд Ивановского кобальт-медноколчеданного месторождения: а) массивная пирротиновая руда, рассеченная кварцевой жилкой, черное – реликты вмещающих пород, обр. 234/261.7; б) халькопирит-пирротиновая руда пятнистой текстуры, обр. 235/250.0; в) густовкрапленная «пегматоидная» пирротиновая руда в кварцевом метасоматите, обр. Iv/127.2; г) полосчато-зональные карбонатно-пиритовые жилы с гематитом, обр. 194/139.4; д) халькопирит-пирротиновые жилы пятнистой текстуры, обр. 234/255.5; е) золотоносные пирит-халькопирит-карбонатные жилы в метасоматитах, обр. 199/280.1.

состоят из крупных кристаллов длиной до 5 мм и 1–2 мм в поперечнике. Пятна халькопирита чаще всего повторяют форму и размер пирротиновых зерен, что говорит об их замещении. В этом типе руды также наблюдаются реликты вмещающих пород в виде мелких (до 0.1 см) удлинённых и изометричных пятен в пирротине. Местами наблюдается ориентированное расположение как халькопиритовых, так и нерудных пятен.

Прожилково-вкрапленные руды слагают большую часть месторождения. Так, их количество в скважине 2Г достигает 65 % от общего объема руды. Среди прожилково-вкрапленных руд можно выделить несколько минеральных типов: пир-

ротинный, пиритовый, пирит-пирротинный, халькопирит-пирротинный, пирит-халькопиритовый.

Пирротинный тип прожилково-вкрапленных руд по текстурным особенностям отчетливо разделяется на собственно вкрапленные и прожилковые руды. Вкрапленные пирротинные руды являются весьма специфическими из-за крупнокристаллических агрегатов пирротина с кристаллами таблитчатого облика и размером до 0.5 см в поперечнике и до 2 см длиной в кварцевой, хлоритовой или серпентинитовой матрице (рис. 6.2в). Сросшиеся между собой кристаллы формируют густовкрапленную сетчатую текстуру. Эти руды были названы «пегматоидными». Прожилковые пирротинные руды характеризуются массивными агрегатами пирротина, слагающего прожилки и жилы в метасоматитах, иногда нефритоподобных, мощностью от нескольких миллиметров до 3 см в раздувах. Местами рядом с жилами наблюдаются изометричные гнезда пирротина размером до 0.5 см в поперечнике, а также отдельные удлиненные кристаллы пирротина шестиугольной формы до 0.5 см.

Пиритовый тип характеризуется, в основном, несколькими разновидностями прожилковой текстуры. Первая разновидность представлена ветвящимися жилами кварца с раздробленными кристаллическими агрегатами пирита в апобазальтовых хлоритолитах мощностью до 5 см в раздувах. Эти жилы сходны с таковыми, которые секут сплошные пирротинные и халькопирит-пирротинные руды. На флангах Ивановского месторождения в интенсивно хлоритизированных базальтах распространена вторая разновидность жил и прожилков пирита мощностью от первых сантиметров до 5–7 см с концентрически-зональными, колломорфными, полосчато-зональными и концентрически-вкрапленными агрегатами (рис. 6.2г). Здесь также присутствуют кристаллы пирита кубической формы.

Прожилки и жилы пирита, совместно с кальцитом, кварцем и хлоритом цементирующие брекчии базальтов, диабазов и апобазальтовых хлоритолитов, представляют третью разновидность прожилковой минерализации. Пирит составляет около 50 % цемента брекчий. Частным случаем данного типа являются частично замещенные сульфидными агрегатами обломки апобазальтовых хлоритолитов. Мощность зоны замещения составляет около 1 мм, в центральных частях присутствует пылевидная вкрапленность сульфидов. Мелкие обломки (около 6 мм) полностью замещены пиритом. Четвертая разновидность пиритовой минерализации представлена маломощными (0.5–5 мм) разноориентированными прожилками в хлоритизированных базальтах. Мощность зон минерализации достигает первых десятков сантиметров. В подчиненном количестве, но повсеместно, распространена равномерная вкрапленность пирита в хлоритизированных базальтах с размером вкрапленников не более 1 мм. Содержание пирита в породе составляет до 10 %.

Пирит-пирротинный тип представлен прожилками в хлоритизированных базальтах мощностью до 0.5 см. Этот тип является менее распространенным.

Халькопирит-пирротинный тип минерализации представлен ветвистыми жилами и прожилками в хлоритизированных базальтах мощностью от нескольких миллиметров до 3 см. По текстурным особенностям минеральных агрегатов – зернистому строению пирротина и замещающего халькопирита – этот тип сходен со сплошными халькопирит-пирротинными рудами (рис. 6.2д).

Пирит-халькопиритовый тип жильной минерализации тесно ассоциирует с карбонатами и является золотоносным. Сульфидно-карбонатные жилы мощностью до 5–7 см находятся в гидротермально измененных базальтоидах (рис. 6.2е). Содержание карбоната в жилах колеблется от 10 до 55 %. Халькопирит образует обособ-

ленные агрегаты размером около 6 мм в жилках, а также шпироподобные выделения во вмещающих породах. Многочисленные находки золота, связанные с этим типом, сделаны в скв. 195, 196 и 199, пробуренных в 2004–2006 гг. Золото обнаруживается под микроскопом и связано, чаще всего, с халькопиритом. Этот тип минерализации характерен и для *Юлбарсовского участка* (скв. 190).

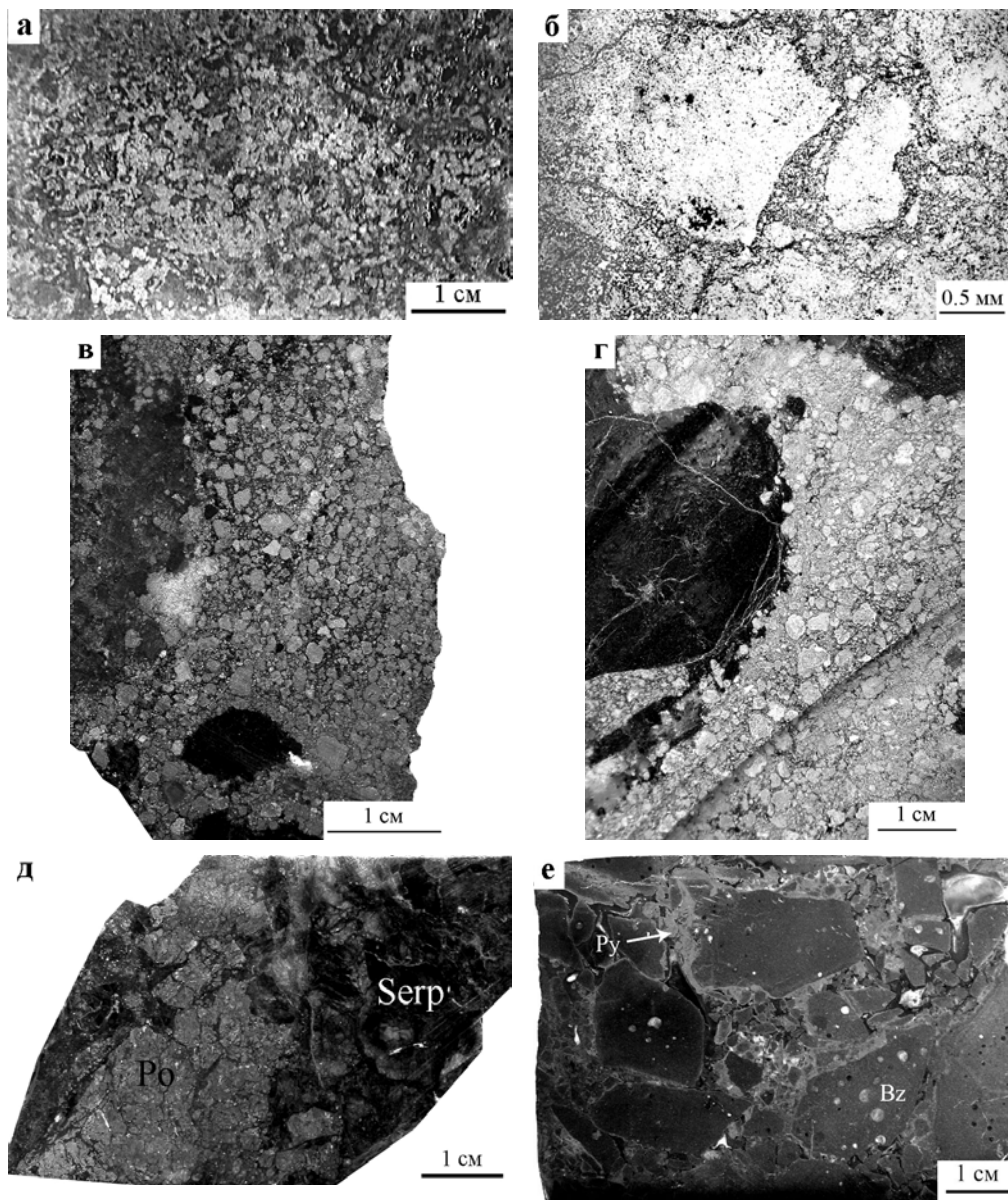
Дергамышское рудное поле. При геологоразведочных работах руды *Дергамышского месторождения* подразделены на сплошные и вкрапленные [Бучковский, 1966ф]. По вещественному составу в них выделены два типа: халькопирит-марказитовые и халькопирит-пиритовые (в основном, сплошные разности) и пирит-марказитовые (зафиксированы в центральной части в виде прослоя).

Современное изучение руд месторождения было проведено на образцах из керна новых скважин, пробуренных в 1999 (скв. 1Т) и 2004–2006 (скв. 200 и 207) гг. [Тесалина и др., 2000ф; Зайков и др., 2006ф].

Сплошные руды были изучены в скважине 1Т. Они характеризуются брекчиевидной, брекчиевой, колломорфной, пятнистой и обломочной текстурами. Брекчиевидные и брекчиевые руды сложены обособлениями *пиритового, пирит-марказитового и халькопирит-пиритового* состава с карбонатно-магнетитовым и карбонатно-сульфидным цементом. Колломорфные текстуры состоят из почковидных *пирит-марказитовых* агрегатов (рис. 6.3а). Обломочные руды представлены псаммито-псефитовыми разностями *халькопирит-пирит-марказитового* (гл. 46.3–49.4 м) и массивными *пирротин-пиритового* (гл. 49.4–52.4 м) состава, циклитами от агломератовых брекчий (гл. 52.4–68.9 м) до песчаников *пиритового и пирит-марказитового* (гл. 68.9–76.8 м) состава (рис. 6.3б). Минеральный состав главного рудного тела Дергамышского месторождения с преобладанием пирита, широким развитием марказита, халькопирита и сфалерита отличается от руд Ишкининского и Ивановского месторождений, где преобладает пирротин, и показывает сходство с составом вулканогенных медноколчеданных месторождений кипрского типа, таких как, например, Летнее в Домбаровском рудном районе Оренбургской области [Белогуб и др., 2004]. Этот факт является косвенным свидетельством, что главное рудное тело Дергамышского месторождения, скорее всего, образовалось на вулканогенном субстрате и позднее было перемещено на ультрамафитовые породы.

Минерализация северо-западного фланга Дергамышского месторождения, вскрытая в скважине 200 (см. рис. 2.14), отличается от главного рудного тела и представлена *пирит-халькопирит-пирротинным* рудокластическим прослоем мощностью 20 см среди серпентинитов. Обломки размером 1–4 мм состоят из пирита и пирротина (рис. 6.3в); на обломки и цемент наложен более поздний халькопирит (рис. 6.3г). Некоторые обломки сливаются и образуют стяжения размером до 1 см в поперечнике. Форма обломков округлая или близкая к изометричной. Цемент представлен псефитовой массой. Наблюдаются обломки серпентинитов поперечником до 5 см. Минеральный состав этого рудного горизонта с преобладанием пирротина и присутствием кобальт-никелевых минералов сходен с составом руд Ишкининского и Ивановского месторождений. Это свидетельствует об их образовании на ультрамафитовом субстрате.

Прожилково-вкрапленная минерализация характерна для флангов Дергамышского месторождения и представлена пирит-пирротинным и пиритовым минеральными типами, вскрытыми в скважине 207 на северо-западе рудного поля (см. рис. 2.14).

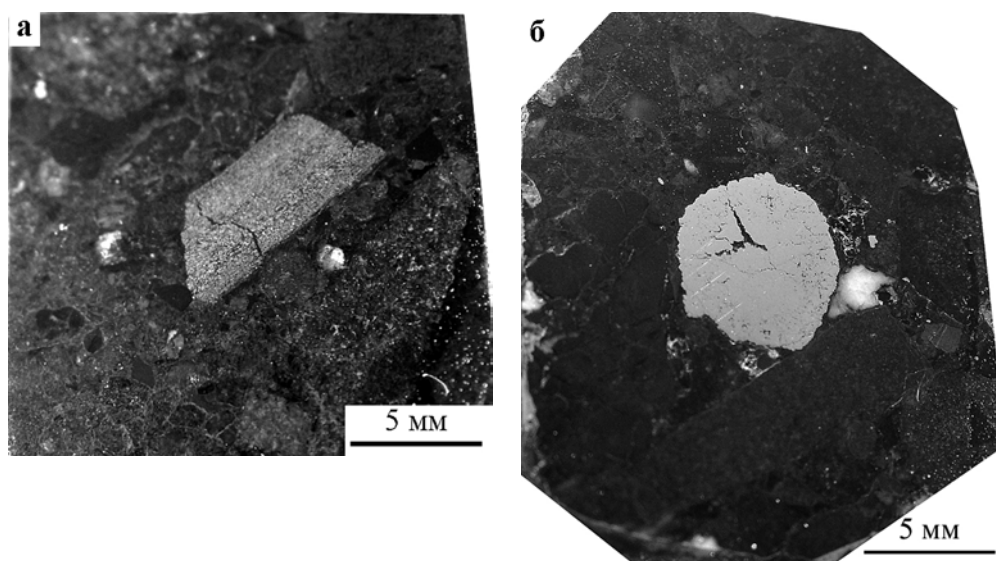


6.3. Типы руд Дергамышского месторождения: а) пятнисто-колломорфная марказит-пиритовая руда, обр. D1/46.5 ; б) сульфидный песчаник: марказит-пиритовые псевтитовые обломки в псаммитовом марказит-пирит-халькопиритовом цементе, обр. D1/49; в) сульфидный гравелит: пирроотиновые обломки в существенно серпентинит-пиритовом цементе, обр. 200/276.1; г) сульфидный гравелит: пирит-пирроотиновые обломки в пирит-пирротин-халькопиритовом цементе, обр. 200/276.1; д) жила пирротина с небольшими (до 0.5 см) гнездами пирита в серпентините, обр. 207/246.0; е) тонкодисперсный пирит, цементирующий обломки миндалекаменных базальтов, обр. 207/204.0.

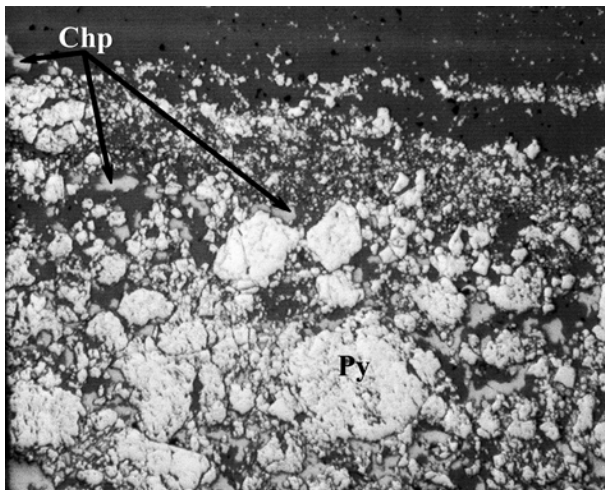
Пирит-пирротиновая минерализация находится в бутылочно-зеленых апо-ультрамафитовых метасоматитах и по текстурным особенностям подразделяется на: 1) вкрапленную с пылевидной и гнездовой вкрапленностью сульфидов с размерами гнезд до 5 мм и 2) прожилковую с пирит-пирротиновыми просечками и жилами мощностью от первых миллиметров до 1.5 см (рис. 6.3д). Местами кристаллические сульфидные агрегаты размером до 5 мм в длину встречаются вместе с карбонатами в жилах мощностью 3–4 мм.

Пиритовая минерализация, сходная с таковой из Ивановского месторождения, характерна для верхних горизонтов Дергамышского месторождения, представленных серыми окварцованными алевролитами, вулканомиктовыми породами и миндалекаменными, хлоритизированными и брекчированными базальтами. Для пирита в вулканитах характерна прожилковая друзовая текстура, в которой он ассоциирует с кальцитом и образует жилки мощностью 1 мм, а также вкрапленная текстура с единичными вкрапленниками размером 0.5 мм вблизи пирит-кальцитовых жил. В базальтовых брекчиях для пирита характерна цементная текстура, когда он развивается в цементе и замещает обломки базальтов по краям (рис. 6.3е). В осадочных породах отмечается присутствие диагенетического пирита, который представлен вкрапленниками пентагональной морфологии, колломорфными образованиями, редкими просечками мощностью до 2 мм. Он также образует маломощные (до 0.5 см) слои из вкрапленников.

Минерализация *Казанского участка* представлена рудокластами пиритового состава с редкими пленками малахита в монолитных зеленовато-серых лавокластитах (скв. 201, гл. 173.4–208 м). Под микроскопом в рудокластах обнаруживаются халькопирит и сфалерит. В керне сечения рудокластов, в основном, изометричны с диаметром



6.4. Рудная минерализация Казанского участка: а) обломок слоистой сульфидной руды в лавокластите, обр. 201/197.6; б) пиритовый рудокласт округлой морфологии, обр. 201/187.5.



6.5. Тени гравитационных текстур в полосчатой существенно пирротиновой руде Южно-Юлукского месторождения.

до 10 мм. Среди них можно выделить: 1) обломки сульфидных песчаников, в которых наблюдается слоистость, и 2) обломки массивных сульфидных руд. Обломки первого типа встречены на горизонтах 183 и 197.6 м и имеют характерную удлиненную форму (рис. 6.4а). Обломки второго типа преобладают и встреча-

ются по всему интервалу с характерной округлой формой сечения (рис. 6.4б), реже – угловатой. Рудокласты часто раздроблены и сцементированы кальцитовыми жилками. Границы у обломков обоих типов четкие, с ровными, реже рваными краями. По периферии часто наблюдаются хлорит-кальцитовые каймы.

Юлукское месторождение. При геологоразведочных работах руды были подразделены на сплошные и вкрапленные [Субботин, 1941ф; Зарвовский, Терёхин, 1966ф]. Сплошные руды представлены тремя минеральными типами: пиритовым, пирротиновым и халькопиритовым. Вкрапленные руды, в основном, представлены пиритовыми разностями. Главными текстурами руд являются массивная, брекчиевая, брекчиевидная, прожилково-вкрапленная, полосчатая. Менее распространенными являются линзовидная, пятнистая, друзовая. Присутствуют тонкие жилки золота.

В некоторых образцах существенно пирротиновых руд полосчатой текстуры, отобранных нами из отвалов разведочных шурфов, сохранились фрагменты градационной слоистости и следы продавливания крупными обломками нижележащих маломощных слоев (рис. 6.5), что является одним из признаков придонного седиментационного происхождения [Масленников, 1999; Сафина, Масленников, 2008].

Таким образом, текстурно-структурный анализ руд месторождений показал существование ранних и поздних руд. Первичные руды характеризуются массивной, колломорфной, обломочной и прожилково-вкрапленной текстурами. Более поздняя минерализация является секущей по отношению к первичной и характеризуется грубо-, неяснополосчатой и жильной текстурами поздних минеральных ассоциаций.

Изучение руд и позволило наметить их принадлежность к рудным фациям – минеральным скоплениям со сходными текстурно-структурными и вещественными признаками, свойственными близким обстановкам и процессам минералообразования [Масленников, Зайков, 2006]. Сравнение текстур исследованных руд с таковыми из рудных фаций, описанных на других колчеданных месторождениях Южного Урала [Масленников, Зайков, 1998; Масленников, 1999, 2006; Зайков и др., 2001; Зайков, 2006], позволило отнести:

– к донной гидротермально-осадочной фации, образующейся на поверхности морского дна в толще воды вблизи устьев гидротермальных источников – массивные и колломорфные руды Дергамышского месторождения;

– к придонной гидротермально-метасоматической фации, образующейся ниже поверхности дна одновременно с донными гидротермально-осадочными процессами – массивные и прожилково-вкрапленные руды Ишкининского и Ивановского месторождений, содержащие реликтовые хромшпинелиды из ультрамафитов;

– к кластогенной фации, образующейся в результате разрушения твердых сульфидных руд на морском дне – обломочные руды Ишкининского, Дергамышского и Юлукского месторождений с обломками гидротермально-осадочных, гидротермально-метасоматических руд и хромшпинелидов.

6.2. ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ РУД

Согласно «Инструкции...» [1983] руды всех трех месторождений являются медными ($\text{Cu} > 0.5\text{--}0.7\%$; $\text{Zn} < 0.8\text{--}1.0\%$). По содержанию серы (до 35 %) промышленный (технологический) сорт руд – вкрапленные. По ориентировочной качественной характеристике сырья руды изменяются от бедных ($\text{Cu} = 0.5\%$), среднего качества ($\text{Cu} = 1.04\%$) до богатых (Cu до 15–17 %).

Ишкининское месторождение. Химический состав руд по данным разведочных работ [Субботин, 1942ф; Сидоренко, 1957ф]:

– пирит-пирротинный тип (%): Cu – до 2 (среднее – 0.5–0.7); Co – до 0.1 (среднее – 0.02–0.03); Ni – 0.2–0.3; S – 28–30;

– кобальтин-халькопирит-пирротинный тип (%): Cu – 0.5–15 (среднее – 6.4); Co – до 1–10 (среднее – 0.12–0.67); Ni – 0.1–0.4; S – 16–27; Zn – 0.4; Pt – 1 г/т; Ag – 4–6 г/т; Au – 1.4 г/т.

– вкрапленный тип (%): Cu – от 0.5 до 2 (среднее – 0.5–0.8); Co – от 0.01 до 0.12 (среднее – 0.05–0.06).

Штуфные пробы, отобранные из отвалов разведочных шурфов, анализировались нейтронно-активационным методом в Activation laboratories Ltd (Онтарио, Канада) (табл. 6.1). Содержания элементов платиновой группы определялось там же, а также в лаборатории Института геологии и геохимии УрО РАН (г. Екатеринбург), однако оказались ниже предела обнаружения. От пирит-пирротинных к сульфоарсенидно-сульфидным рудам возрастают содержания Au (до 16.9 г/т), Ag (до 6.1 г/т), As (до 26.1 %), Co (до 0.3 %), Sb (до 160 г/т) [Зайков и др., 1999а]. Наибольшие содержания Cu (до 20.8 %) и Zn (до 860 г/т) соответствуют халькопирит-пирит-пирротинному типу руды при сохранении повышенных содержаний Co (0.2 %), Cr (0.6 %) и Ni (0.3 %).

Только руды Ишкининского месторождения имеют отдельный тип, несущий основную кобальт-никелевую минерализацию – сульфоарсенидно-сульфидный. В связи с этим, руды имеют большой разброс содержаний кобальта и никеля: для кобальта – от 0.1 в пирит-пирротинных до 10 % в сульфоарсенидно-сульфидных, где содержание кобальтина достигало 60 % [Субботин, 1941ф]; для никеля – от 0.1 до 0.49. На месторождении кобальт и никель концентрируются в собственных минералах: кобальтине, герсдорфите, никелине, сафлорите, раммельсбергите, круговите, пентландите и виоларите. Кроме того, значимые количества кобальта и никеля содержатся в арсенопирите, леллингите и высококобальтовом виоларите. При этом никелевые минералы количественно преобладают над кобальтовыми, а кобальтовые и железные содержат высокие концентрации никеля.

Таблица 6.1

Химический состав руд Ишкининского месторождения

№ п/п	Fe	S	Cu	Co	Ni	Cr	As	Mn	Au	Ag	Zn	Pb	Sb	Sc	Se	Bi	V
1	54.9	24.2	0.64	0.01	0.27	0.33	0.04	0.14	0.2	3.4	6	Не обн.	Не обн.	0.6	14	Не обн.	2
2	62.3	28.3	0.45	0.01	0.22	0.45	0.06	0.05	1.0	1.4	21	7	0.4	0.7	13	11	2
3	57.2	28.4	1.38	0.01	0.35	0.43	0.07	0.05	0.8	3.4	30	11	0.2	0.9	18	10	2
4	50.7	26.8	10.0	0.05	0.24	0.45	0.22	0.05	0.8	5.2	448	7	Не обн.	1	90	53	3
5	64.4	27.6	0.36	0.01	0.22	0.41	0.21	0.06	0.3	0.8	2	Не обн.	Не обн.	8.1	19	Не обн.	2
6	48.3	27.8	1.78	0.03	0.22	0.42	0.18	0.03	2.7	2.8	67	7	0.3	0.6	16	5	3
7	55.5	30.5	0.60	0.02	0.13	0.34	0.67	0.08	1.7	1.2	8	15	Не обн.	24.9	43	10	4
8	45.4	29.3	3.43	0.05	0.13	0.08	4.75	0.06	3.4	3.7	164	20	32.7	2.4	23	10	2
9	54.5	31.0	0.71	0.03	0.26	0.40	0.34	0.07	1.4	2.3	3	Не обн.	0.5	0.2	30	Не обн.	2
10	56.7	27.3	0.65	0.01	0.15	0.33	0.08	0.06	1.7	2.2	35	12	0.8	1.2	9	5	3
11	55.0	28.1	5.11	0.14	0.45	0.44	3.64	0.04	6.6	5.0	156	8	30.5	9.2	14	19	3
12	50.0	28.4	6.40	0.07	0.25	0.49	0.12	0.04	1.0	9.0	243	9	1.5	6.9	51	20	7
13	49.5	26.5	6.96	0.07	0.26	0.34	2.69	0.08	3.2	3.8	317	9	16.5	1.6	19	15	2
14	51.9	23.1	0.29	0.01	0.21	0.19	0.02	0.17	0.1	3.3	2	Не обн.	0.3	0.6	15	Не обн.	2
15	43.2	26.6	10.0	0.16	0.25	0.32	0.12	0.03	0.5	11.6	750	10	1.1	1.1	135	Не обн.	6
16	39.2	20.0	9.29	0.18	0.24	0.27	18.7	0.04	5.7	6.1	366	Не обн.	137	2.7	53	26	2
17	38.2	22.0	8.08	0.31	0.22	0.47	26.1	0.05	16.9	3.1	300	Не обн.	160	1.2	46	40	3
18	53.0	25.9	3.92	0.13	0.45	0.31	7.43	0.06	3.7	3.5	104	11	40.7	3	30	22	2
*	0.01		1 ⁻⁴	1 ⁻⁴	2 ⁻³	5 ⁻⁴	5 ⁻⁵	1 ⁻⁴	2 ⁻³	0.4	1	4	0.1	0.1	3	5	2

Примечание. Номера по порядку совпадают с номерами образцов, * – предел обнаружения. Fe, S, Cu, Co, Cr, Ni, As, Mn – в процентах, остальные элементы – в г/т, в образцах № 1, 13, 14 и 17 обнаружен Cd – 1.6, 1.6, 2.7 и 0.6 г/т соответственно (предел обнаружения 0.5 г/т). Типы руд: 1–3, 5–11, 14 – пирит-пирротинный; 4, 12, 13, 15 – халькопирит-пирит-пирротинный; 16–18 – сульфоарсенидно-сульфидный.

Ивановское рудное поле. По данным геологоразведочных работ средние содержания металлов в рудах *Ивановского месторождения* составляют (%): Cu – 1.4–1.8, Fe – 35–59, S – до 31.5, Co – 0.02–0.07, Ni – 0.1–0.13, Au – 1–3 г/т, Ag – 9–16 г/т [Москвичев и др., 1964ф]. Согласно [Захаров, Захарова, 1975] состав руд зависит от состава вмещающих их пород – руды, залегающие в хлоритовых породах, обогащены Cu (1.02–1.14 %) и Co (без указания содержаний). Максимальные содержания Ni (0.17 %) зафиксированы в рудах, залегающих в метасоматитах по серпентинитам.

Химический анализ образцов из скважины 2Т показал следующие содержания главных элементов [Тесалина и др., 2000ф; Зайков и др., 2001]:

– массивные руды (%): Cu – 0.14–1.05; Zn – 0.02–0.03; S – 20.4–31.1; Co – 0.02–0.11, Ni – 0.11–0.16.

– вкрапленные руды (%): Cu – 0.15–0.57; Zn – 0.04–0.15; S – 16.5–26.3; Co – 0.02–0.04; Ni – 0.11–0.15.

Среднее содержание золота в рудах из пробуренной скважины составляет 1 г/т. Повышенные содержания установлены в массивных рудах в интервалах 85.7–86.2 м (5.4 г/т), 148–149.6 м (3.7 г/т); содержания золота несколько повышены также во вкрапленных рудах в интервале 139.9–143.2 (до 2.3 г/т); в остальных интервалах – не превышают 2 г/т. Наибольшие концентрации платины (до 70 мг/т) зафиксированы в интервале 138.9–139.9 м во вкрапленных рудах. Самые высокие содержания палладия (до 20 мг/т) приурочены к интервалу 143.2–144.2 м хлоритизированных пород.

Руды Ивановского месторождения характеризуются небольшим разбросом содержаний кобальта и никеля по сравнению с рудами Ишкининского: для кобальта – от 0.01 до 0.2 %, для никеля – от 0.02 до 0.2 %. На Ивановском месторождении никель концентрируется в сульфидах – пентландите, виоларите, арсенидах – редком никелине и как примесь в аллоклазите, а кобальт – в аллоклазите, глаукодоте, высококобальтовых пентландите, виоларите и пирите. В целом, кобальтсодержащие минералы преобладают над никельсодержащими и имеют невысокие содержания никеля, в никелевых отмечаются высокие содержания кобальта.

Содержания полезных компонентов в прожилково-вкрапленных халькопирит-пирротиновых рудах *Юлбарсовского участка* составляют (%): Cu 3.2–6.4, Co 0.05–0.135, Zn 0.13–0.46, Ag – до 10 г/т, Au – до 28 г/т [Татарко и др., 2006ф].

Дергамышское рудное поле. По данным геологоразведочных работ химический состав руд *Дергамышского месторождения* следующий [Бучковский, 1966ф]:

– массивные халькопирит-пиритовые (%): Cu – 0.5–6.6 (среднее – 1.38); Zn – 0.12–2; Fe – до 49.3; S – до 47; Co – 0.04–0.21; Au – до 4 г/т;

– массивные пирит-марказитовые (%): Cu – 0.12–0.59 (среднее – 0.17); Zn – 0.12–0.69; Fe – до 45.6; S – до 50.98; Co – 0.01; Au – до 4 г/т.

Содержания никеля в рудах составляют до 0.05 % [Субботин, 1941ф], мышьяка – 0.02 % и серебра – 1.08–13.2 г/т (данные В. П. Москвичева).

Данные по скважине 1Т показывают, что средние содержания в рудах кобальта (0.14 %) значительно преобладают над никелем (0.02 %) [Тесалина и др., 2000ф; Зайков и др., 2001]. Между содержаниями этих элементов в различных текстурных типах руд (массивных, сульфидных песчаниках и брекчиях) определенных закономерностей не отмечается, за исключением несколько повышенных содержаний никеля (0.03–0.06 %) в 2-х интервалах сульфидных песчаников в подошве рудного тела.

Содержания золота максимальны в кровле рудного тела (4.7–6.2 г/т) в интервале 46.3–49.3 м, постепенно уменьшаясь до 100–200 мг/т на гл. 54.8 м. Они хорошо коррелируют с находками самородного золота в этих интервалах. Затем на гл. 54.8 м

вновь наблюдается небольшой пик с содержаниями золота 1.5 г/т, которые уменьшаются до 0.4 г/т на гл. 68.8 м. Следующий самый «малый» пик (0.8–0.9 г/т) начинается с этой глубины и заканчивается в конце рудного интервала. Повышенные содержания золота всегда связаны с кровлей кластогенных циклитов, представленных пирит-марказитовыми песчаниками. Это явление (обогащение кровли кластогенных слоев) широко проявлено на уральских колчеданных месторождениях [Зайков, 1997] и, возможно, связано с процессами субмаринного гипергенеза [Масленников, 2006].

С содержаниями золота коррелируют содержания палладия и, в меньшей степени, платины. Наибольшие содержания платины (до 60 мг/т) и палладия (до 20 мг/т) совпадают с наибольшими содержаниями золота (до 6.2 г/т) в интервале 47.3–48.3 м. В целом, палладий до 10 мг/т фиксируется практически по всей скважине в интервалах 45.3–51.8, 52.8–66.8, 68.8–72.0, 72.8–73.8, 75.8–77.8 м (всего 26.7 м из 32.8 м рудного интервала). Платина в количестве до 20 мг/т фиксируется реже – интервалы 47.3–51.8, 54.8–55.8, 60.8–61.8, 62.8–65.8, 70.8–72.8, 75.8–76.8 м (всего 12.5 м).

При этом в рудах главного рудного тела Дергамышского месторождения наблюдаются наименьшие разбросы содержаний кобальта и особенно никеля и самые низкие их средние содержания. Основными концентраторами кобальта в рудах главного рудного тела являются пирит и марказит, тогда как обособления собственно кобальтовых минералов (кобальтина) редки. По химизму руд и некоторых минералов Дергамышское месторождение может быть сопоставлено с Летним медноколчеданным месторождением кипрского типа (Южный Урал). Руды Летнего месторождения содержат в среднем 0.11 мас. % Со, концентраторами его также являются кобальтсодержащий пирит и редкий кобальтин [Полуэктов и др., 1974ф; Белогуб и др., 2004].

Рудокластический горизонт на северо-западном фланге Дергамышского месторождения наоборот характеризуется наиболее высокими содержаниями Со (0.25 %) и Ni (0.35 %) по сравнению с основным рудным телом [Зайков и др., 2006ф]. По набору кобальт-никелевых минералов (см. подраздел «Минералогия руд») это оруденение сходно с рудами Ишкининского месторождения.

Юлукское месторождение. По данным геологоразведочных работ содержание некоторых химических элементов в рудах составляет (мас. %): Со – 0.07–0.23; Cu – 1.84–3.68; Zn – 0.5–1.5, редко 2; Fe – 41.85–65.13 [Субботин, 1941ф].

6.3. МИНЕРАЛОГИЯ РУД

На исследуемых месторождениях установлены следующие рудные минералы:

- главные – пирротин, пирит, халькопирит;
- второстепенные – марказит, сфалерит, кубанит, макинавит, пентландит, виоларит, карролит, арсенопирит, кобальтин, герсдорфит, аллоклазит, глауколот, никелин, раммельсбергит, крутовит, магнетит, хромит, ильменит;
- редкие – борнит, галенит, леллингит, саффорит, самородное золото, пильзенит, самородный висмут, раклиджит.

Нижеследующее описание рудных минералов сделано с использованием [Зайков и др., 1999б; Мелекесцева и др., 2001а, б; Зайков и др., 2002; Мелекесцева и др., 2003; Мелекесцева, Зайков, 2003; Мелекесцева, Тесалина, 2003; Melekestseva et al., 2004; Мелекесцева, 2005а; Попова, Мелекесцева, 2006; Зайков и др., 2006ф; Мелекесцева, Зайков, 2007; Мелекесцева, Котляров, 2008].

Сульфиды

Пирротин является основным минералом в рудах *Ишкининского месторождения*; его содержание в пирит-пирротиновых рудах составляет примерно 85–90 %. Наблюдаются две полиморфные разновидности пирротина: гексагональный и моноклинный.

Гексагональный пирротин (пирротин-I) образует крупнопластинчатые агрегаты в сплошных рудах, мелкозернистые – в пентландит-пирит-пирротиновых вкрапленных рудах и криптозернистые – в концентрических образованиях из песчаников и брекчиях с карбонатным цементом, рудными и серпентинитовыми обломками.

Моноклинный пирротин представлен тремя морфологическими разновидностями. Первая – это пластинчатый пирротин-II, который замещает гексагональный в основной массе (часто полностью), и, чаще всего, между ними наблюдаются размытые границы. Вторая – гранозернистый пирротин-III в виде мелкозернистых агрегатов, напоминающих гранулы, скрепленные в цепочки. Встречается в позднем крупнопластинчатом халькопирите в сплошных халькопирит-пирит-пирротиновых рудах. На контактах халькопирита с криптозернистым пирротинном видно, что гранозернистый пирротин образуется при перекристаллизации более раннего пирротина (рис. 6.6а). Третьей разновидностью моноклинного пирротина является жильный пирротин-IV, секущий пирит-II.

В скрещенных николях в пирротине наблюдаются двойники деформации. Структурное травление пирротина не выявило дополнительных элементов внутреннего строения.

Химический состав пирротинов близок и отличается некоторым дефицитом железа (табл. 6.2). Отмечается относительная обогащенность пирротина-III никелем (0.26 мас. %, в среднем) по сравнению с пирротином-I и II (0.06 мас. %, в среднем).

Пирротин в рудах *Ивановского месторождения* представлен моноклинной модификацией и тремя генерациями. Пирротин-I преобладает, слагая пластинчатые агрегаты, с размером зерен от 0.1–0.2 мм до 1 см. Пирротин-II развивается по жилкам пирита в виде вытянутых и перистых агрегатов по трещинам и микротрещинам. Пирротин-III представлен крупными таблитчатыми агрегатами во вкрапленных рудах. Пластинчатый и таблитчатый пирротин часто образует решетчатые агрегаты в нерудном матриксе. В химическом составе пирротина также отмечается недостаток железа (табл. 6.2); содержания кобальта достигают 0.38 мас. %, никеля 0.27 мас. %.

6.6. Некоторые структуры сростаний сульфидов из кобальт-медноколчеданных руд: а) новообразованный гранозернистый пирротин (Po_{np}) на контакте позднего халькопирита и раннего криптозернистого пирротина (Po_{kp}), обр. 316б; б) сростание серпентина с пиритом-II, обр. 610-1а; в) ламелли пирротина в халькопирите, обр. 15; г) реликты борнита в халькопирите, обр. 195/122.5; д) сложный агрегат сфалерита с мельчайшей эмульсией халькопирита и халькопирита с графическими вростками сфалерита, обр. 195/120.0-2; е) псевдоморфозы сфалерит-халькопиритовых агрегатов по нерудному минералу игольчатой морфологии, обр. 195/120.0-2; ж) графическая структура, образованная в результате замещения пирита сфалеритом, обр. 207/249.0-1; з) галенит-сфалеритовые прожилки в марказит-пиритовых агрегатах, обр. 194/159.6.

Отраженный свет, на снимке (а) николи слегка скрещены. Месторождения: а–в – Ишкининское, г–е, з – Ивановское, ж – Дергамышское.

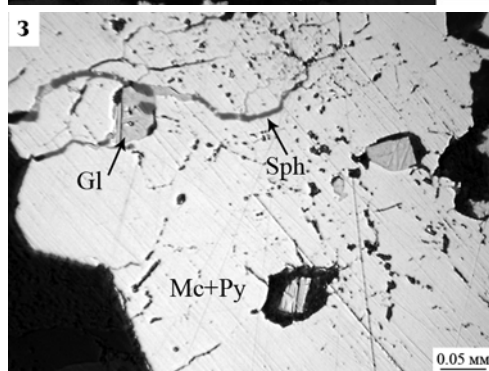
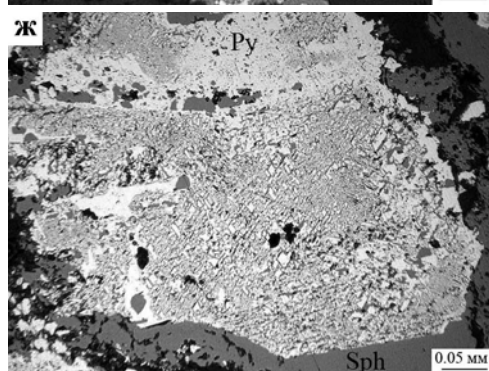
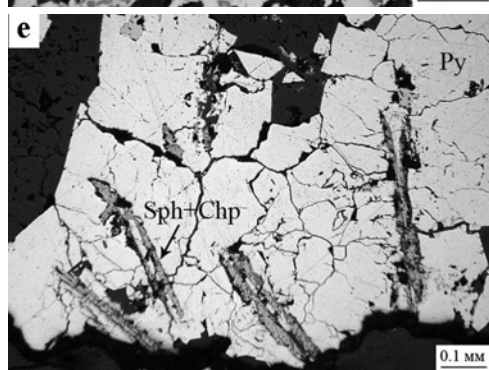
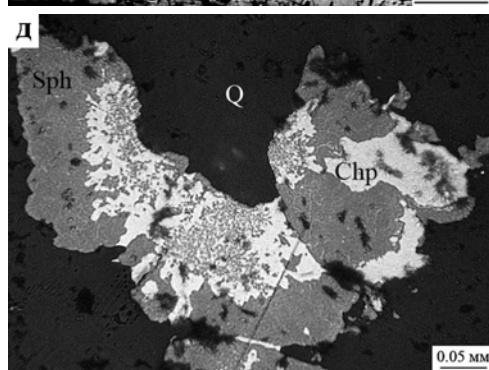
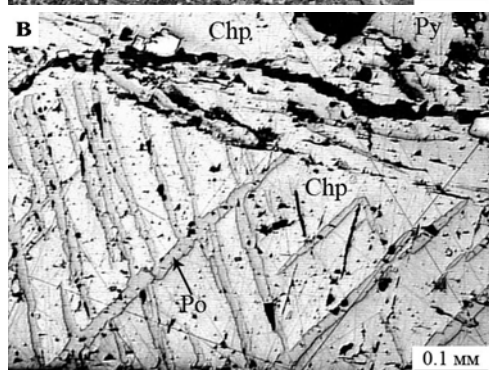
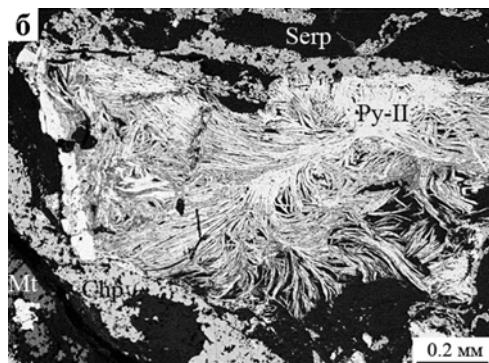
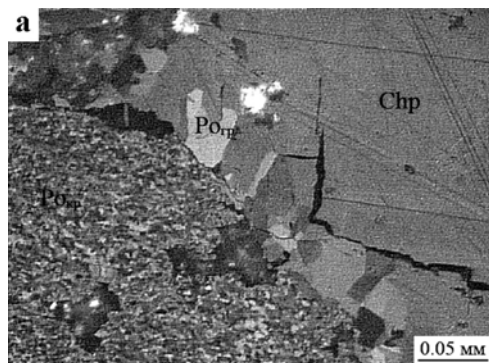


Таблица 6.2

Химический состав пирротина (мас. %)

№ п/п	№ ан.	Fe	S	Ni	Co	As	Сумма	Формула
Ишкининское месторождение								
Пирротин-I, II								
1	123	60.66	41.57	0.03	0.04	н.о.	102.30	Fe _{0,84} S _{1,00}
2	124	60.68	41.82	0.05	0.01	0.03	102.59	Fe _{0,83} S _{1,00}
3	127	60.58	40.88	0.04	н.о.	н.о.	101.50	Fe _{0,85} S _{1,00}
4	128	61.11	41.22	0.17	н.о.	0.01	102.51	Fe _{0,85} S _{1,00}
5	129	60.49	41.87	0.03	0.02	0.02	102.43	Fe _{0,83} S _{1,00}
6	130	60.54	41.96	0.02	н.о.	0.07	102.59	Fe _{0,83} S _{1,00}
Пирротин-III								
7	73	60.65	39.85	0.21	0.02	0.03	100.76	Fe _{0,87} S _{1,00}
8	75	60.43	39.79	0.24	0.02	0.03	100.51	Fe _{0,87} S _{1,00}
9	76	60.65	39.83	0.13	0.02	н.о.	100.63	Fe _{0,87} S _{1,00}
10	77	60.45	40.05	0.35	0.01	0.01	100.87	Fe _{0,87} S _{1,00}
11	78	60.89	39.95	0.29	0.02	н.о.	101.15	Fe _{0,87} S _{1,00}
12	80	61.09	40.16	0.33	0.00	0.03	101.61	Fe _{0,87} S _{1,00}
Ивановское месторождение								
13	2	58.18	39.79	0.01	0.05	–	98.03	Fe _{0,84} S _{1,00}
14	5	57.83	39.71	0.10	0.38	–	98.02	(Fe _{0,84} Co _{0,01}) _{0,85} S _{1,00}
15	8	58.15	39.98	0.22	0.07	–	98.42	Fe _{0,83} S _{1,00}
16	9	58.08	39.93	0.13	0.01	–	98.15	Fe _{0,83} S _{1,00}
17	10	57.58	40.23	0.26	0.11	–	98.18	Fe _{0,82} S _{1,00}

Примечание. Анализы выполнены на рентгеноспектральных микроанализаторах: JEOL JXA-8900RL, Фрайбергская Горная Академия, аналитик К. Беккер – №№ 1–12; Camebax SX-50, Бюро геологических исследований, аналитик К. Жиль – №№ 13–17. Анализы 1–6 – обр. 2; 7–12 – обр. 1; 13–17 – обр. Iv154. Здесь и далее в таблицах: н.о. – элемент не обнаружен; прочерк – элемент не определялся. Кристаллохимические формулы рассчитаны на 1 атом серы.

Пирротин в рудах *Дергамышского месторождения* присутствует в меньшем количестве, чем в рудах Ишкинино и Ивановки. Он образует вкрапленность в серпентините и отдельные зерна в сростании с халькопиритом и сфалеритом. Наблюдается много реликтов пирротина в пирите, который его псевдоморфно замещает.

Гексагональный пирротин (немагнитный) в рудах *Юлукского месторождения* образует массивные полигональные агрегаты, которые сложены зернами размером около 0.1 мм. По краям зерен он замещается моноклинным (магнитным) пирротинном пламенивидного облика, что обнаруживается при покрытии пирротина магнитной суспензией. На контактах с более поздним халькопиритом пирротин становится более мелкозернистым.

Пирит в рудах *Ишкининского месторождения* представлен тремя генерациями. *Пирит-I* развит по трещинам спайности пирротина-I, II и гранозернистого пирротина, замещая целые пирротинные пластины и зерна и сохраняя спайность замещенного минерала. Его отличительными свойствами являются низкое отражение и шагреневая поверхность, вызванная присутствием в нем тонкозернистого марказита. Постоянно наблюдаются овальные зерна тонкозернистого агрегата пирит + марказит

– структуры «птичьего глаза» [Рамдор, 1962]. Пирит этой генерации мгновенно травится кислотой, не выявляя при этом структуры, а оставляя черные пятна. Подобная гипогенная дисульфидизация пирротина широко распространена на некоторых уральских колчеданных месторождениях – Узельгинском, Сибайском, Озерном, являясь индикатором исчезнувшего из руд пирротина [Пшеничный, 1984].

Пирит-II образует в пирротиновой массе жилы из крупных гипидиоморфных часто раздробленных кристаллов и пронизан сетью прожилков магнетита, пирротина-III и пирита-III, а в сростаниях с серпентином образует причудливые фибролитовые структуры (рис. 6.6б). Этот пирит при травлении кислотой только буреет, не выявляя структуры. Пирит-III развивается по трещинам в пирите-II и оптически сходен с пиритом-I.

Химический состав полностью отвечает теоретическому (табл. 6.3). Разные генерации пирита, как и пирротина, отличаются друг от друга содержаниями никеля. Наиболее богатый никелем – пирит-III (0.42 мас. %, в среднем), пирит-I имеет в среднем в два раза ниже содержание никеля – 0.25 мас. %, а пирит-II – на порядок меньше (0.04 мас. %). Обогащенность никелем жильного пирротина-III и пирита-III может подчеркивать их совместное образование.

Таблица 6.3

Химический состав пирита (мас. %)

№ п/п	№ ан.	Fe	S	Ni	Co	As	Pb	Bi	Сумма	Формула
Ишкининское месторождение										
Пирит-I										
1	120	46.64	54.85	0.12	0.03	0.04	–	–	101.68	$Fe_{0.98}S_{2.00}$
2	136	46.12	55.05	0.60	0.01	0.02	–	–	101.80	$(Fe_{0.96}Ni_{0.01})_{0.97}S_{2.00}$
3	137	46.71	54.94	0.04	0.03	0.02	–	–	101.74	$Fe_{0.98}S_{2.00}$
4	145	46.45	54.84	0.32	0.00	н.о.	–	–	101.64	$(Fe_{0.97}Ni_{0.01})_{0.98}S_{2.00}$
5	149	46.16	54.87	0.19	0.02	н.о.	–	–	101.24	$Fe_{0.97}S_{2.00}$
6	150	46.25	54.99	0.20	0.01	0.05	–	–	101.50	$Fe_{0.97}S_{2.00}$
7	152	46.41	54.24	0.20	0.00	0.02	–	–	100.87	$Fe_{0.98}S_{2.00}$
8	153	45.88	53.87	0.21	0.01	н.о.	–	–	99.97	$Fe_{0.98}S_{2.00}$
9	154	45.71	54.55	0.41	0.00	н.о.	–	–	100.67	$(Fe_{0.96}Ni_{0.01})_{0.97}S_{2.00}$
10	155	46.38	54.16	0.24	0.00	0.01	–	–	100.79	$Fe_{0.98}S_{2.00}$
Пирит-II										
11	67	47.27	53.35	0.02	0.01	0.01	–	–	100.66	$Fe_{1.02}S_{2.00}$
12	68	47.36	53.95	н.о.	0.01	н.о.	–	–	101.32	$Fe_{1.01}S_{2.00}$
13	69	47.42	54.05	н.о.	0.01	н.о.	–	–	101.48	$Fe_{1.01}S_{2.00}$
14	71	47.63	53.83	н.о.	0.02	н.о.	–	–	101.48	$Fe_{1.02}S_{2.00}$
15	85	47.31	54.31	0.02	0.00	н.о.	–	–	101.64	$Fe_{1.00}S_{2.00}$
16	86	47.31	54.54	0.02	0.00	н.о.	–	–	101.87	$Fe_{1.00}S_{2.00}$
17	87	46.97	53.93	0.08	0.01	н.о.	–	–	100.99	$Fe_{1.00}S_{2.00}$
Пирит-III										
18	72	46.54	54.02	0.44	0.01	н.о.	–	–	101.01	$(Fe_{0.99}Ni_{0.01})_{1.00}S_{2.00}$
19	73	46.58	53.85	0.44	0.02	н.о.	–	–	100.89	$(Fe_{0.99}Ni_{0.01})_{1.00}S_{2.00}$

Окончание табл. 6.3

№ п/п	№ ан.	Fe	S	Ni	Co	As	Pb	Bi	Сумма	Формула
20	74	46.77	54.14	0.51	0.09	0.02	–	–	101.53	(Fe _{0.99} Ni _{0.01}) _{1.00} S _{2.00}
21	82	47.07	52.97	0.39	0.01	0.00	–	–	100.44	(Fe _{1.02} Ni _{0.01}) _{1.03} S _{2.00}
22	83	47.15	52.50	0.45	0.02	0.08	–	–	100.20	(Fe _{1.03} Ni _{0.01}) _{1.04} S _{2.00}
23	84	46.83	52.98	0.44	0.00	н.о.	–	–	100.25	(Fe _{1.01} Ni _{0.01}) _{1.02} S _{2.00}
24	88	46.63	53.39	0.35	0.01	н.о.	–	–	100.38	(Fe _{1.00} Ni _{0.01}) _{1.01} S _{2.00}
25	90	47.99	50.84	0.33	0.01	н.о.	–	–	99.17	(Fe _{1.08} Ni _{0.01}) _{1.09} S _{2.00}
Ивановское месторождение										
26	1	46.24	54.08	0.03	0.03	–	0.04	0.09	100.51	Fe _{0.98} S _{2.00}
27	2	46.08	54.01	0.00	0.05	–	0.11	0.16	100.41	Fe _{0.98} S _{2.00}
28	3	46.08	53.73	0.00	0.00	–	0.16	0.00	99.97	Fe _{0.98} S _{2.00}
29	4	45.80	54.08	0.11	0.06	–	0.05	0.14	100.24	Fe _{0.97} S _{2.00}
30	5	45.47	53.83	0.29	0.16	–	0.16	0.13	100.04	Fe _{0.97} S _{2.00}
31	6	46.58	48.10	–	3.50	–	0.09	0.22	98.49	(Fe _{1.11} Co _{0.08}) _{1.19} S _{2.00}
32	7	42.16	51.34	–	5.62	–	0.01	0.00	99.13	(Fe _{0.94} Co _{1.12}) _{1.06} S _{2.00}
33	8	45.18	48.18	–	4.22	–	0.00	0.31	97.89	(Fe _{1.08} Co _{0.10}) _{1.18} S _{2.00}
34	9	40.71	54.25	–	6.07	–	0.14	0.04	101.21	(Fe _{0.86} Co _{0.12}) _{0.98} S _{2.00}
35	10	38.98	53.68	–	7.05	–	0.27	0.00	99.98	(Fe _{0.83} Co _{0.14}) _{0.97} S _{2.00}
36	1a	47.20	52.82	–	–	–	–	–	100.02	Fe _{1.02} S _{2.00}
37	1b	48.81	51.16	–	–	–	–	–	99.97	Fe _{1.09} S _{2.00}
38	1c	46.48	53.45	–	–	–	–	–	99.93	Fe ₁ S _{2.00}
39	2d	46.52	53.45	–	–	–	–	–	99.97	Fe _{0.99} S _{2.00}
Дергамышское месторождение										
40	90	46.09	52.84	–	0.02	–	–	–	98.95	Fe _{1.00} S _{2.00}
41	66	45.64	52.51	–	0.28	–	–	–	98.43	(Fe _{1.00} Co _{0.01}) _{1.01} S _{2.00}
42	3	46.42	53.02	–	0.09	–	–	–	99.53	Fe _{1.01} S _{2.00}
43	9	44.97	53.51	–	1.16	–	–	–	99.64	(Fe _{0.96} Co _{0.02}) _{0.98} S _{2.00}
44	10	44.77	53.33	–	1.09	–	–	–	99.19	(Fe _{0.96} Co _{0.02}) _{0.98} S _{2.00}
45	2	38.46	52.85	–	7.27	–	–	–	98.58	(Fe _{0.84} Co _{0.15}) _{0.99} S _{2.00}
46	5	39.37	52.92	–	6.31	–	–	–	98.60	(Fe _{0.85} Co _{0.13}) _{0.98} S _{2.00}
47	5m	46.49	53.49	–	–	–	–	–	99.98	Fe _{0.99} S _{2.00}
48	3h	46.49	53.46	–	–	–	–	–	99.95	Fe _{0.99} S _{2.00}
Юлукское месторождение										
49	44	46.93	52.73	0.10	0.02	н.о.	0.12	н.о.	99.90	Fe _{1.02} S _{2.00}
50	46	46.98	52.55	0.03	н.о.	н.о.	0.17	0.33	100.06	Fe _{1.02} S _{2.00}
51	50	46.25	53.02	0.01	0.16	н.о.	н.о.	0.21	99.65	Fe _{1.01} S _{2.00}
52	52	46.17	53.12	0.01	0.15	н.о.	0.05	0.14	99.64	Fe _{1.01} S _{2.00}

Примечание. Анализы выполнены на рентгеноспектральных микроанализаторах: JEOL JXA-8900RL, Фрайбергская Горная Академия, аналитик К. Беккер – №№ 1–25, 36–43, 49–52 и Сатевых SX-50, Бюро геологических исследований, аналитик К. Жиль – №№ 26–35. Анализы 1–10 – обр. 2; 11–25 – обр. 1; 26–35 – обр. Iv148; 36–39 – обр. 193/302.5; 40, 41 – обр. D1/46.3; 42–46 – обр. D1/49.3; 47 – обр. 200/276.1-2b; 48 – обр. 200/276.1-2d; 49, 50 – обр. 177/50.9; 51, 52 – обр. 177/51.3. Кристаллохимические формулы рассчитаны на 2 атома серы.

Пирит в рудах *Ивановского месторождения* сходен с таковым из руд Ишкининского месторождения и также представлен несколькими генерациями. Пирит-I развивается по пирротину в виде структур «птичьего глаза», пирит-II замещает пирит-I по периферии зерен, образуя оторочки мощностью до 50 мкм или изометричные зерна размером до 50 мкм, а с марказитом образует зональные почки. Пирит-III наблюдается в пирротине в форме изометричных пентагондодекаэдрических кристаллов с магнетитом. Пирит-IV образует кубические кристаллы без зональности роста и мелкие зерна размером до 20 мкм в пирротине. Пирит-V совместно с халькопиритом и магнетитом образует прожилки в пирротиновых рудах и сечет хромит-карбонатные жилки. Пирит-VI входит в состав нерудных прожилков, секущих основную пирротиновую матрицу, и представлен остроугольными брекчированными зернами. Химический состав пиритов не отличается значительными количествами примесей (см. табл. 6.3). Пирит-IV содержит примесь никеля до 1.8 мас. % и кобальта до 0.2 мас. %. Пирит, обогащенный кобальтом (см. табл. 6.3), образует удлиненные, реже изометричные зерна размером до 10 мкм в пирротине, иногда на контакте с прожилками пирита-IV.

Пирит в рудах *Дергамьшского месторождения* распространен повсеместно. Минерал формирует массивные скопления, отдельные эвгедральные зерна, пирит-марказитовые почки, псевдоморфозы по пирротину. Почки размером 50–500 мкм, внешняя зона которых представлена пиритом, имеют концентрически-зональное строение. Отдельные метакристаллы кубического габитуса поперечником 150–200 мкм в карбонатно-пиритовой массе инкрустированы более мелкими индивидами. Химический состав пирита характеризуется устойчивой примесью кобальта: от 0.02 до 1.16 мас. % (см. табл. 6.3). В серпентинитовой массе пирит образует удлиненные кристаллы, в центре которых присутствуют зерна пирита размером 10–20 мкм, обогащенного кобальтом до 7.27 мас. %.

Пирит в рудах *Юлукского месторождения* представлен несколькими морфологическими разновидностями, также соответствующими его разным генерациям. Пирит-I представлен кристаллами размером около 0.05–0.1 мм и их сростками до нескольких миллиметров. Иногда зональность роста кристаллов подчеркнута микроскопическими включениями нерудных минералов. Пирит-II сечет пирит-I прожилками мощностью до 0.1 мм, отличается повышенным рельефом из-за многочисленных включений и легким кремовым оттенком. Пирит-III замещает пирротин с образованием овальных и округлых агрегатов со структурой «птичьего глаза», и в отраженном свете он характеризуется сильной шагреновой поверхностью.

Химический состав пирита характеризуется примесями кобальта, никеля, а также свинца и висмута (см. табл. 6.3).

Марказит в рудах *Ишкининского месторождения* встречается в тонких сростаниях с пиритом в структурах «птичьего глаза». На *Ивановском месторождении* он присутствует в подобных структурах, а также развивается по пириту-II. Во вкрапленных рудах марказит образует параллельно-шестоватые агрегаты размером до долей миллиметров и параллельно-ориентированные пластинчатые включения в пирротине. Марказит на флангах Ивановского месторождения является распространенным минералом, находится в прожилках и радиально-лучистых агрегатах в сростании с кристаллическим пиритом либо образует отдельные зерна удлиненной, изометричной и угловатой морфологии до 20 мкм. Он также образует просечки мощностью до 5 мкм и длиной до 30 мкм в халькопирите.

Марказит *Ивановского месторождения* является одним из концентраторов кобальта, содержания которого составляют до 1.60 мас. % (табл. 6.4). Кроме того, в марказите фиксируется примесь мышьяка (см. табл. 6.4).

Таблица 6.4

Химический состав марказита (мас. %)

№ п/п	Fe	S	Cu	Co	As	Сумма	Кристаллохимическая формула
Ивановское месторождение							
1	45.20	53.92	0.10	0.34	0.00	99.55	$(\text{Fe}_{0.96}\text{Co}_{0.01})_{0.97}\text{S}_{2.00}$
2	45.01	53.02	0.15	0.88	0.50	99.57	$(\text{Fe}_{0.98}\text{Co}_{0.01}\text{As}_{0.01})_{1.00}\text{S}_{2.00}$
3	45.26	53.35	0.11	1.60	0.53	100.85	$(\text{Fe}_{0.98}\text{Co}_{0.01}\text{As}_{0.01})_{1.00}\text{S}_{2.00}$
4	44.15	53.96	0.15	1.47	0.45	100.17	$(\text{Fe}_{0.94}\text{Co}_{0.02}\text{As}_{0.01})_{0.97}\text{S}_{2.00}$
5	45.33	53.36	0.12	0.41	0.00	99.21	$(\text{Fe}_{0.98}\text{Co}_{0.01})_{0.99}\text{S}_{2.00}$
Дергамышское месторождение							
6	45.77	52.26	0.18	0.33	–	98.61	$(\text{Fe}_{1.00}\text{Co}_{0.01})\text{S}_{2.00}$
7	45.67	52.40	0.21	0.31	–	98.62	$(\text{Fe}_{1.00}\text{Co}_{0.01})\text{S}_{2.00}$

Примечание. Анализы выполнены на рентгеноспектральных микроанализаторах: 1–5 – JEOL Superprobe-733 (ИМин УрО РАН, Миасс), аналитик В. А. Муфтахов, обр. 195/120.0-2; 6, 7 – JEOL JXA-8900RL, Фрайбергская Горная Академия, аналитик К. Беккер, обр. D1/46.3-1. Формулы марказита рассчитаны на 2 атома серы.

Для руд *Дергамышского месторождения* марказит является одним из главных минералов. Обычно он встречается в сульфидных песчаниках, где слагает почки концентрически-зонального строения вместе с пиритом, в которых чередуются пиритовые и марказитовые зоны. Химический состав марказита выдержанный с невязкой, но постоянной примесью кобальта (табл. 6.4, в единичном замере до 0.82 мас. %). Марказит в *юлукских рудах* встречается в прожилках пирита-II в виде идиоморфных мелких зерен, отличающихся голубым оттенком в цвете и сильной анизотропией.

Халькопирит в рудах *Ишкининского месторождения* представлен несколькими генерациями, не отличающимися друг от друга морфологически. Халькопирит ассоциирует со всеми минералами в виде ксеноморфных зерен с видимыми в скрещенных николях полисинтетическими двойниками. Он замещает пирротин, пирит, магнетит, арсенопирит, кобальтин, герсдорфит; содержит в себе включения всех названных минералов, а также зерна золота и сфалерита. Часто наблюдаются псевдоморфозы халькопирита по кристаллам магнетита с сохранением кристаллографических граней последнего. При полном замещении пирротина халькопиритом последний наследует от пирротина пластинчатое строение агрегатов. Во многих случаях в халькопирите обнаруживается решетчатая структура, выполненная ориентированными ламеллами пирротина (см. рис. 6.6в). Это может объясняться замещением пирротина халькопиритом либо структурой разложения кубанита на две составляющие [Рамдор, 1962]. Реликты кубанита в рудах Ишкининского месторождения не были обнаружены, однако при распаде он может исчезать бесследно [там же]. Иногда такие пирротиновые ламеллы в халькопирите полностью замещаются пиритом-III, сохраняя при этом структуру пирротина. Халькопирит часто корродируется серпенти-

ном. Травление крупных аллотриоморфнозернистых агрегатов халькопирита в парах царской водки выявляет его пластинчатое строение.

Химический состав халькопирита полностью отвечает теоретическому с незначительными отклонениями от стехиометрии и не характеризуется присутствием каких-либо примесей (табл. 6.5). Разные генерации халькопирита не отличаются друг от друга по химическому составу.

Халькопирит в сплошных рудах *Ивановского месторождения* подобен Ишкининскому и развивается в виде прожилков и изометричных зерен с тонкопластинчатыми полисинтетическими двойниками в пирротине. Во вкрапленных рудах халькопирит-I образует округлые зерна в кристаллах сфалерита размером до первых мм, иногда замещает пирит-I. Халькопирит-II образует изометричные зерна в интерстициях между кристаллами пирротина. Халькопирит-III в сростании с кубанитом находится в интерстициях между кристаллами пирротина и пирита, а в халькопирит-пиритовых жилах халькопирит замещается пиритом-V. Химический состав халькопиритов отличается некоторым недостатком металлов и содержаниями золота до 0.22 мас. % (табл. 6.5).

В рудах *Дергамышского месторождения* халькопирит присутствует в виде аллотриоморфнозернистых агрегатов в пирит-марказитовых почках и «межпочечном пространстве». Характерна ассоциация халькопирит-магнетит, представленная тонким проращением параллельных агрегатов халькопирита и магнетита и включениями халькопирита в магнетите. Отмечены также тонкоагрегатные смеси халькопирита, пирита, марказита и карбонатов. Также халькопирит широко распространен в сульфидном горизонте северного фланга рудного поля, где он интенсивно замещает пирротин-пиритовые обломки и цемент в песчаниках. Подобно халькопириту в рудах других месторождений дергамышский халькопирит не характеризуется наличием примесей в химическом составе (табл. 6.5).

Кубанит встречен в рудах *Ивановского и Дергамышского месторождений*. Он также упоминался в производственных отчетах и на *Ишкининском месторождении* [Субботин, 1942ф], однако нами не наблюдался. Кубанит Ивановского и Дергамышского месторождений образует параллельные пластинки с ровными краями в халькопирите шириной от 10 до 100 мкм, реже – изометричные зерна в халькопирите. Минерал не содержит каких-либо примесей в химическом составе (табл. 6.5).

Борнит был редко отмечен на флангах *Ивановского рудного поля* в скважинах 195 и 222, где он ассоциирует с халькопиритом и представлен реликтами в нем (см. рис. 6.6г), возможно, продуктами распада твердого раствора [Костов, Минчева-Стефанова, 1984], субграфическими вростками в халькопирите, а также образует отдельные субизометричные зерна и их сростания в нерудной матрице.

Сфалерит в рудах *Ишкининского месторождения* является редким минералом и наблюдается в единичных халькопиритовых агрегатах в виде идиоморфных зерен и скелетных (звездчатых) кристаллов. Последние могут быть обусловлены распадом цинксодержащего халькопиритового твердого раствора, гомогенного до температуры 500 ± 20 °С, распад которого завершается около 350 °С [Костов, Минчева-Стефанова, 1984]. Другими авторами, например, скелетные вростки («звездочки») сфалерита в халькопирите, пирротине и кварце в рудах Усть-Микулинского оловянно-вольфрамового месторождения (Приморья) трактуются как одновременная кристаллизация сфалерита и вышеуказанных минералов [Попов, Попова, 1993].

Таблица 6.5

Химический состав халькопирита и кубанита (мас. %)

№ п/п	Fe	Cu	S	Au	Ag	Ni	Co	Сумма	Формула
Халькопирит									
Ишкининское месторождение									
1	30.56	34.16	34.80	0.04	0.02	0.06	0.01	99.66	$Cu_{0.99}Fe_{1.01}S_{2.00}$
2	30.61	34.31	34.52	н.о.	н.о.	0.01	0.02	99.46	$Cu_{1.00}Fe_{1.02}S_{2.00}$
3	30.73	34.15	35.19	н.о.	н.о.	0.06	0.03	100.18	$Cu_{0.98}Fe_{1.00}S_{2.00}$
4	31.60	32.29	35.44	0.03	0.03	0.42	0.02	99.82	$Cu_{0.92}Fe_{1.03}S_{2.00}$
5	30.59	33.90	34.68	н.о.	0.01	0.01	н.о.	99.18	$Cu_{0.98}Fe_{1.02}S_{2.00}$
6	30.36	34.42	35.12	0.03	0.02	н.о.	н.о.	99.95	$Cu_{0.98}Fe_{0.98}S_{2.00}$
7	30.43	34.36	35.24	0.01	н.о.	0.06	н.о.	100.10	$Cu_{0.98}Fe_{0.98}S_{2.00}$
8	30.39	34.42	34.95	н.о.	н.о.	н.о.	0.01	99.76	$Cu_{0.99}Fe_{0.99}S_{2.00}$
9	30.91	32.89	35.73	н.о.	0.01	0.26	0.01	99.80	$Cu_{0.94}Fe_{0.99}S_{2.00}$
10	30.54	34.47	34.63	0.02	0.01	н.о.	0.01	99.67	$Cu_{1.00}Fe_{1.02}S_{2.00}$
Ивановское месторождение									
11	28.98	34.04	35.00	0.22	–	–	–	98.24	$Cu_{0.95}Fe_{0.98}S_{2.00}$
12	30.15	32.40	35.40	0.16	–	–	–	98.11	$Cu_{0.98}Fe_{0.92}S_{2.00}$
13	29.32	33.18	35.75	0.13	–	–	–	98.38	$Cu_{0.94}Fe_{0.94}S_{2.00}$
Дергамышское месторождение									
14	31.13	33.85	34.97	–	–	–	–	99.95	$Cu_{0.98}Fe_{1.02}S_{2.00}$
15	30.88	34.16	34.92	–	–	–	–	99.96	$Cu_{0.99}Fe_{1.01}S_{2.00}$
16	31.41	34.25	34.32	–	–	–	–	99.98	$Cu_{1.01}Fe_{1.05}S_{2.00}$
17	31.11	34.00	34.81	–	–	–	–	99.92	$Cu_{0.99}Fe_{1.02}S_{2.00}$
18	30.96	34.92	34.05	–	–	–	–	99.93	$Cu_{1.03}Fe_{1.04}S_{2.00}$
19	34.70	31.78	33.49	–	–	–	–	99.97	$Cu_{0.95}Fe_{1.19}S_{2.00}$
Кубанит									
Ивановское месторождение									
20	41.04	23.64	35.32	–	–	0.00	0.00	100.00	$Cu_{1.01}Fe_{2.00}S_{3.00}$
21	41.70	22.87	35.38	–	–	0.00	0.01	99.96	$Cu_{0.98}Fe_{2.04}S_{3.00}$
22	41.11	23.23	35.65	–	–	0.00	0.00	99.99	$Cu_{1.00}Fe_{2.01}S_{3.00}$
23	41.16	23.62	35.25	–	–	0.00	0.00	100.03	$Cu_{1.01}Fe_{2.01}S_{3.00}$
Дергамышское месторождение									
24	41.08	23.52	35.37	–	–	–	–	99.97	$Cu_{1.01}Fe_2S_{3.00}$
25	41.52	23.91	34.55	–	–	–	–	99.98	$Cu_{1.05}Fe_{2.07}S_{3.00}$
26	40.54	24.08	35.32	–	–	–	–	99.94	$Cu_{1.03}Fe_{1.98}S_{3.00}$
27	41.33	24.16	34.45	–	–	–	–	99.94	$Cu_{1.06}Fe_{2.07}S_{3.00}$
28	41.04	23.38	35.56	–	–	–	–	99.98	$Cu_{0.99}Fe_{1.99}S_{3.00}$
29	41.53	23.92	34.49	–	–	–	–	99.94	$Cu_{1.05}Fe_{2.07}S_{3.00}$

Примечание. Анализы выполнены на рентгеноспектральных микроанализаторах: JEOL JXA-8900RL, Фрайбергская Горная Академия, аналитик К. Беккер – №№ 1–10 (обр. 610-21b); Camebax SX-50, Бюро геологических исследований, аналитик К. Жиль – №№ 11–13 (обр. Iv154); растровом электронном микроскопе-микроанализаторе РЭММА-202М с энергодисперсионной приставкой, ИМин УрО РАН, аналитик В. А. Котляров – №№ 14–29 (14, 15 – обр. 200/276.1-2а; 16–18 – обр. 200/276.1-2b, 19 – обр. 200/276.1-2d; 20–23 – обр. 2Т/81.7/2; 24–26 – обр. 200/276.1-2а; 27–29 – обр. 200/276.1-2b). Кристаллохимические формулы халькопирита рассчитаны на 2 атома серы, кубанита – на 3.

Руды *Ивановского месторождения* содержат больше сфалерита, который образует вкрапленность как в метасоматитах главного рудного тела, так и на флангах рудного поля в виде скелетных, футляровидных кристаллов, ксеноморфных зерен и агрегатов. Сфалерит постоянно ассоциирует с халькопиритом, при этом их срастания чрезвычайно разнообразны (см. рис. 6.6д). В основном, это аллотриоморфные агрегаты в интерстициях между нерудными минералами с извилистыми границами. Встречаются зональные халькопирит-сфалеритовые агрегаты, причем зоны могут чередоваться. При этом сфалерит содержит эмульсиевидную вкрапленность халькопирита, которая в некоторых сечениях представлена тончайшими (1–2 мкм) вытянутыми ламеллями, параллельными друг другу. Многие сфалеритовые зерна содержат халькопиритовые включения в центральных частях, в то время как краевые зоны представлены «чистым» сфалеритом. Халькопирит содержит графические вроски либо скелетные звездчатые кристаллы сфалерита. Нередко эти минералы встречаются друг в друге по зонам роста. Местами сфалерит-халькопиритовые агрегаты псевдоморфно замещают игольчатые кристаллы нерудных минералов. Несмотря на сложные взаимоотношения между сфалеритом и халькопиритом, нам представляется, что в целом, халькопирит замещает сфалерит, поскольку в большинстве наблюдаемых срезов он окружает сфалеритовые агрегаты, сечет его прожилками, развивается по зонам роста. Состав сфалерита характеризуется примесью меди (до 4 мас. %) и железа (до 7 мас. %), что обусловлено мельчайшими включениями халькопирита.

Сфалерит и его полиморфная разновидность вюрцит в рудах *Дергамышского месторождения* встречается часто, но в незначительных количествах в виде гипидиоморфных зерен, часто с оторочкой халькопирита [Субботин, 1941ф]. Также отмечаются зерна сфалерита с «халькопиритовой болезнью». Интересной особенностью флангов *Дергамышского месторождения* является ассоциация сфалерита с пиритом в скважине 207. Одними из характерных срастаний являются графические вроски сфалерита в пирите, напоминающие структуру письменного гранита (см. рис. 6.6е). При этом видно, что пирит образовался позже, т.к. во многих случаях пиритовые прожилки рассекают сфалеритовые агрегаты, ксеноморфные пиритовые агрегаты находятся между гипидиоморфными кристаллами сфалерита, и в сфалерит-пиритовых прожилках мощностью 0.1 мм сфалерит располагается в зальбандах, а пирит выполняет центральные части.

Сфалерит *Юлукского месторождения* является распространенным минералом и представлен: 1) ксеноморфными агрегатами, которые встречаются в халькопирите (чаще всего), а также на контактах халькопирита и пирротина в массивных рудах; 2) чешуйчатыми зернами ромбовидного облика во вкрапленных рудах.

Галенит относится к редким минералам руд месторождений. Был отмечен во вкрапленной минерализации на фланге *Ивановского месторождения* (скв. 194), где он образует совместные со сфалеритом прожилки в гипидиоморфных марказит-пиритовых сростках (см. рис. 6.6з). В поперечных сечениях эти прожилки выглядят как субизометричные зерна размером до 0.05 мм в пустотах между марказит-пиритовыми сростками. Кроме того, зерна разнообразной морфологии галенита обнаруживаются в отдельных субизометричных зернах сфалерита с халькопиритовой вкрапленностью.

Галенит в пирротиновых и пиритовых рудах *Юлукского месторождения* является редким минералом и встречается в сфалерит-халькопиритовых агрегатах в виде редких гипидиоморфных зерен.

Пентландит в рудах *Ишкининского и Ивановского месторождений* наблюдается в виде мелкозернистых табличчатых агрегатов в крупнозернистом пирротине-I и

часто имеет в сечении пятиугольную форму (рис. 6.7а). Обычно по краям или полностью замещается виоларитом с сохранением реликтовой спайности пентландита. Пентландит также встречен в виде мелких (до 5 мкм) пламенеvidных включений, равномерно распределенных в пирротине (рис. 6.7б), и тракующихся как структура распада твердого раствора [Рамдор, 1962]. В единичных случаях в более позднем халькопирите, который полностью заместил пирротин-I, остаются пламенеvidные агрегаты пентландита, приуроченные к бывшим трещинам в пирротине. Температура распада такого твердого раствора – около 150 °С [Костов, Минчева-Стефанова, 1984].

Химический состав ишкининского пентландита характеризуется нестехиометричным составом с сильным избытком серы и недостатком металлов (табл. 6.6). Пентландит иногда содержит незначительные количества меди – до 0.42–0.54 мас. % [Митенков и др., 1970, 1974], очень редко – до 1.1 мас. % [Page, 1972]. Ишкининский пентландит содержит немного больше меди, чем талнахский – до 0.79 мас. %. Химический состав ивановского пентландита характеризуется также некоторым избытком серы. Считается, что пентландиту свойственен постоянный избыток металлов по сравнению с серой [Митенков и др., 1974], что нехарактерно для ишкининского и ивановского пентландита. По содержанию металлов пентландит из обоих месторождений классифицируется как низкокобальтовый (содержание Co менее 3 мас. %), никелистый – на Ишкининском месторождении ($Ni/Fe > 1.30$), железистый и собственно пентландит – на Ивановском ($0.90 > Ni/Fe < 1.30$) [Боришанская и др., 1981].

Кроме низкокобальтового, в рудах Ивановского месторождения был обнаружен высококобальтовый пентландит (табл. 6.6). Содержания кобальта в нем достигают 6–9 мас. % (пентландит из массивных руд) и 12–20 мас. % (из вкрапленных руд). По морфологии он сходен с собственно пентландитом, но встречаются и более крупные изометричные зерна (первые десятки микрометров) в пирротине в ассоциации с самородным золотом и висмутом. Высококобальтовый пентландит во вкрапленных рудах значительно крупнее, чем в массивных, и по нему часто развивается кобальтсодержащий виоларит, он образует изометричные и удлиненные зерна до 30–50 мкм в кристаллах пирротина, часто с зазубренными и «рваными» границами.

Пентландит *Юлукского месторождения* подобен ишкининскому и представлен мельчайшими пламенеvidными зернами, приуроченными к трещинам в пирротине.

Макинавит был встречен в рудах месторождений исключительно в зернах халькопирита в виде чешуй, ламелл с неровными краями, черве- и нитеобразных включений. Размеры его зерен и ламелл не превышают 20–30 мкм в поперечнике. Иногда зерна в виде чешуй часто ассоциируют с пентландитом, который находится внутри макинавита, что может говорить о замещении пентландита (рис. 6.7в).

Минерал характеризуется сильным недостатком суммы металлов, что может быть наследовано от замещаемого им пентландита, и устойчивой примесью Co и Ni: до 4.72 и 3.55 мас. % на Ивановском и Дергамышском месторождениях, и до 13.35 мас. % Co на Юлукском месторождении (см. табл. 6.6).

6.7. Сульфиды кобальта, никеля и железа в кобальт-медноколчеданных рудах: а) гипидиоморфный кристалл пентландита в пирротине, обр. 610-15; б) пламенеvidные агрегаты пентландита в пирротине, обр. 2Т/124.2; в) зерно и ламелль макинавита в халькопирите, обр. 2Т/81.7-2; г) ламелли виоларита-1 и пирротина в халькопирите, обр. 4а; д) виоларит-2, замещающий никелин в кристалле кобальтина, обр. 610-21а; е) виоларит-3 в халькопирите, обр. 610-21а; ж) трещиноватые агрегаты виоларита-4 в пирротине, обр. 15; з) карролит (обрастающий пирит) в халькопирите, обр. 222/374.3.

Отраженный свет. Месторождения: а, г-ж – Ишкининское; б, в, з – Ивановское.

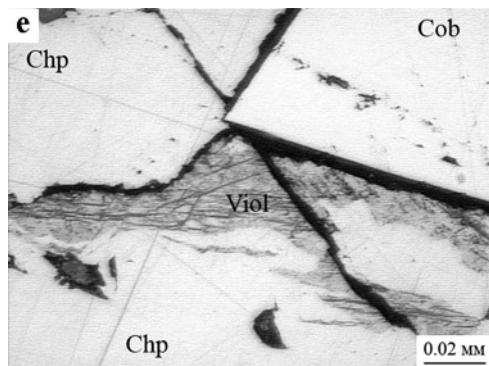
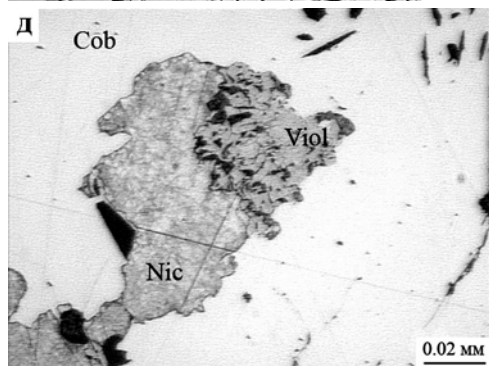
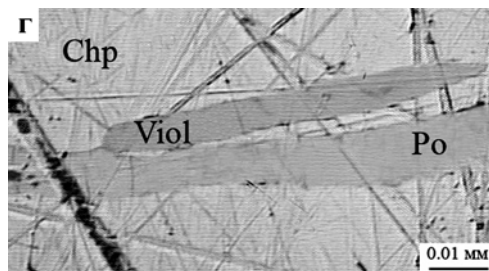
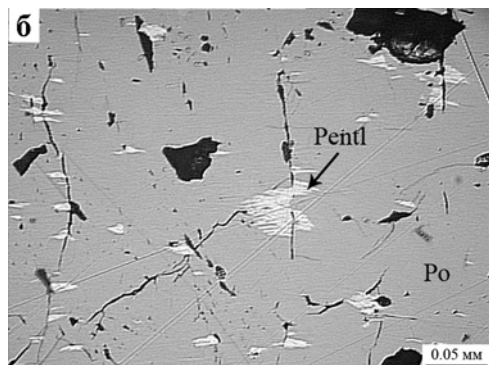
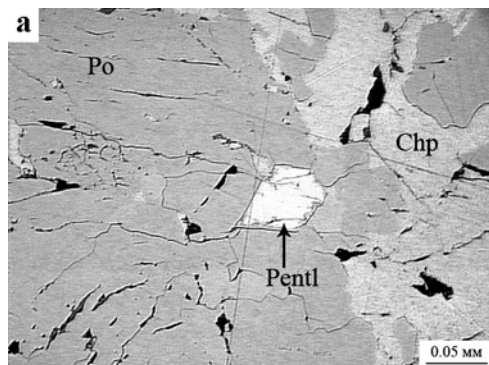


Таблица 6.6

Химический состав сульфидов кобальта, никеля и железа (мас. %)

№ п/п	Ni	Co	Fe	Cu	S	Сумма	Формула
Пентландит, Ишкининское месторождение							
1	35.05	3.77	18.11	0.79	40.26	98.00	(Ni _{3,88} Fe _{2,03} Co _{0,38} Cu _{0,06}) _{6,35} S _{8,00}
2	36.73	3.77	16.59	0.27	40.95	98.31	(Ni _{3,94} Fe _{1,88} Co _{0,38}) _{6,20} S _{8,00}
3	37.99	3.06	15.85	0.69	41.13	98.72	(Ni _{4,06} Fe _{1,75} Co _{0,31} Cu _{0,06}) _{6,18} S _{8,00}
Пентландит, Ивановское месторождение							
4	34.39	1.89	28.97	0.00	34.04	99.29	(Ni _{4,42} Fe _{3,91} Co _{0,24}) _{8,58} S _{8,00}
5	32.72	2.31	29.83	0.14	34.76	99.75	(Ni _{4,13} Fe _{3,96} Co _{0,29}) _{8,38} S _{8,00}
6	22.19	6.49	33.86	0.03	35.98	98.55	(Fe _{4,33} Ni _{2,70} Co _{0,79}) _{7,82} S _{8,00}
7	22.63	20.89	21.01	0.00	34.21	98.73	(Ni _{2,89} Fe _{2,82} Co _{2,66}) _{8,37} S _{8,00}
8	27.69	12.53	22.31	0.00	35.18	97.70	(Ni _{3,44} Fe _{2,91} Co _{1,55}) _{7,90} S _{8,00}
9	23.43	18.96	22.45	0.04	34.09	98.96	(Fe _{3,02} Ni _{3,00} Co _{2,42}) _{8,45} S _{8,00}
Минерал промежуточного состава между виоларитом и зигенитом, Ишкининское месторождение							
10	28.34	17.44	12.92	н.о.	39.58	98.22	Co _{0,98} (Ni _{1,56} Fe _{0,74}) _{2,30} S _{4,00}
11	27.55	16.13	16.36	н.о.	38.13	98.25	Fe _{0,97} (Ni _{1,68} Co _{0,77}) _{2,45} S _{4,00}
12	27.20	18.39	13.74	н.о.	39.27	98.60	Co _{1,02} (Ni _{1,51} Fe _{0,88}) _{2,33} S _{4,00}
13	26.75	18.23	14.23	н.о.	39.57	98.78	Co _{1,00} (Ni _{1,48} Fe _{0,81}) _{2,29} S _{4,00}
14	26.94	17.67	14.67	н.о.	39.98	99.26	Co _{0,96} (Ni _{1,47} Fe _{0,83}) _{2,30} S _{4,00}
15	24.95	17.15	17.55	н.о.	38.46	98.11	Fe _{1,03} (Ni _{1,40} Co _{0,97}) _{3,51} S _{4,00}
16	26.40	16.32	15.85	н.о.	39.62	98.19	(Ni _{1,57} Fe _{0,97} Co _{0,97}) _{3,51} S _{4,00}
17с	24.86	17.68	14.56	н.о.	41.57	98.67	Co _{0,92} (Ni _{1,29} Fe _{0,80}) _{2,09} S _{4,00}
18р	25.65	15.15	18.24	н.о.	39.34	98.38	Fe _{0,98} (Ni _{1,43} Co _{0,85}) _{2,28} S _{4,00}
19р	27.98	13.02	15.94	н.о.	41.51	98.45	Fe _{0,89} (Ni _{1,54} Co _{0,68}) _{2,22} S _{4,00}
20с	29.65	16.53	11.95	н.о.	42.28	100.41	Co _{0,85} (Ni _{1,52} Fe _{0,64}) _{2,16} S _{4,00}
21с	28.95	16.42	13.40	н.о.	41.08	99.85	Co _{0,88} (Ni _{1,53} Fe _{0,72}) _{2,25} S _{4,00}
22р	23.43	14.42	19.29	н.о.	41.87	99.01	Fe _{1,07} (Ni _{1,22} Co _{0,73}) _{1,95} S _{4,00}
23р	27.54	15.51	15.64	н.о.	41.52	100.21	Fe _{0,86} (Ni _{1,54} Co _{0,80}) _{2,34} S _{4,00}
24с	25.48	15.61	16.25	н.о.	41.28	98.62	Fe _{0,90} (Ni _{1,33} Co _{0,81}) _{2,11} S _{4,00}
25с	21.88	17.00	17.20	н.о.	42.15	98.23	Fe _{1,04} (Ni _{1,13} Co _{0,89}) _{2,02} S _{4,00}
26р	25.90	14.72	16.81	н.о.	40.66	98.10	Fe _{0,94} (Ni _{1,36} Co _{0,79}) _{2,18} S _{4,00}
27р	25.32	14.99	16.95	н.о.	41.09	98.35	Fe _{0,94} (Ni _{1,34} Co _{0,78}) _{2,12} S _{4,00}
28с	22.37	17.02	18.99	н.о.	39.50	98.00	Fe _{1,15} (Ni _{1,24} Co _{0,94}) _{2,16} S _{4,00}
29р	26.11	13.78	17.99	н.о.	40.63	98.51	Fe _{1,01} (Ni _{1,39} Co _{0,72}) _{2,11} S _{4,00}
30р	25.54	13.81	18.39	н.о.	40.87	98.61	Fe _{1,04} (Ni _{1,38} Co _{0,72}) _{2,10} S _{4,00}
Минерал промежуточного состава между виоларитом и грейгитом, Ишкининское месторождение							
31	12.80	0.16	42.52	н.о.	43.20	98.68	(Fe _{2,25} Ni _{0,65}) _{2,90} S _{4,00}
32	16.54	0.21	38.64	н.о.	44.23	99.62	(Fe _{2,00} Ni _{0,81}) _{2,81} S _{4,00}
33	18.53	0.14	37.68	н.о.	42.58	98.93	(Fe _{1,94} Ni _{0,93}) _{2,87} S _{4,00}
34	17.81	0.73	37.77	н.о.	42.75	99.06	(Fe _{2,05} Ni _{0,90} Co _{0,03}) _{2,98} S _{4,00}
35	13.26	0.16	41.14	н.о.	43.42	98.00	(Fe _{2,19} Ni _{0,68}) _{2,87} S _{4,00}
36	17.01	0.06	39.04	н.о.	42.18	98.29	(Fe _{2,12} Ni _{0,88}) _{3,00} S _{4,00}
37	3.21	0.22	51.88	0.52	42.26	98.09	(Fe _{2,82} Ni _{0,15} Cu _{0,03}) _{3,00} S _{4,00}

Окончание табл. 6.6

№ п/п	Ni	Co	Fe	Cu	S	Сумма	Формула
38	4.74	0.21	50.03	0.42	43.36	98.77	(Fe _{2.67} Ni _{0.24} Cu _{0.03}) _{2.94} S _{4.00}
39	9.35	0.07	47.64	0.60	40.38	98.08	(Fe _{2.70} Ni _{0.51} Cu _{0.03}) _{3.24} S _{4.00}
40	6.17	0.04	50.29	0.72	40.80	98.01	(Fe _{2.83} Ni _{0.35} Cu _{0.03}) _{3.21} S _{4.00}
41	11.48	0.10	43.84	0.63	42.38	98.41	(Fe _{2.36} Ni _{0.61} Cu _{0.03}) _{3.00} S _{4.00}
42	5.58	0.06	50.23	0.93	41.57	98.39	(Fe _{2.77} Ni _{0.31} Cu _{0.03}) _{3.11} S _{4.00}
Виоларит, Ишкининское месторождение							
43	28.00	0.49	27.98	н.о.	41.80	98.30	Fe _{1.54} (Ni _{1.48} Co _{0.03}) _{1.51} S _{4.00}
44	29.77	0.37	26.69	н.о.	41.33	98.16	Fe _{1.58} (Ni _{1.49} Co _{0.03}) _{1.52} S _{4.00}
45	27.29	1.39	28.65	н.о.	41.68	99.01	Fe _{1.57} (Ni _{1.42} Co _{0.06}) _{1.48} S _{4.00}
46	34.08	0.56	22.73	н.о.	40.91	98.29	Fe _{1.28} (Ni _{1.81} Co _{0.03}) _{1.84} S _{4.00}
47	33.95	0.72	22.75	н.о.	40.97	98.39	Fe _{1.25} (Ni _{1.81} Co _{0.03}) _{1.84} S _{4.00}
Линнеит, Юлукское месторождение							
48	2.74	52.20	11.64	0.05	34.75	101.38	(Co _{3.27} Fe _{0.77} Ni _{0.17}) _{4.21} S _{4.00}
49	2.88	52.39	10.98	0.09	34.76	101.10	(Co _{3.28} Fe _{0.73} Ni _{0.18}) _{4.19} S _{4.00}
Карролит, Ивановское месторождение							
50	2.04	36.22	4.15	15.73	41.75	99.89	Cu _{0.77} (Co _{1.88} Fe _{0.22} Ni _{0.09}) _{2.19} S _{4.00}
51	1.49	27.95	9.15	18.67	42.61	99.87	Cu _{0.87} (Co _{1.41} Fe _{0.48} Ni _{0.09}) _{1.98} S _{4.00}
52	2.36	37.25	3.62	14.36	42.34	99.93	Cu _{0.70} (Co _{1.91} Fe _{0.18} Ni _{0.12}) _{2.21} S _{4.00}
53	1.98	36.81	3.36	15.09	42.67	99.91	Cu _{0.72} (Co _{1.84} Fe _{0.18} Ni _{0.09}) _{2.11} S _{4.00}
54	2.63	37.49	2.48	14.68	42.53	99.81	Cu _{0.69} (Co _{1.92} Fe _{0.12} Ni _{0.12}) _{2.16} S _{4.00}
55	2.35	38.51	1.80	14.49	42.80	99.95	Cu _{0.69} (Co _{1.95} Fe _{0.09} Ni _{0.12}) _{2.16} S _{4.00}
56	2.60	38.23	1.97	14.37	42.84	100.01	Cu _{0.69} (Co _{1.94} Fe _{0.12} Ni _{0.12}) _{2.18} S _{4.00}
57	2.27	36.93	3.89	14.25	42.57	99.88	Cu _{0.66} (Co _{1.88} Fe _{0.21} Ni _{0.12}) _{2.21} S _{4.00}
Макинавит, Ивановское месторождение							
58	3.37	3.84	56.12	0.00	36.61	99.94	(Fe _{7.04} Co _{0.46} Ni _{0.40}) _{7.90} S _{8.00}
59	3.28	4.48	55.37	0.00	36.79	99.92	(Fe _{6.91} Co _{0.53} Ni _{0.39}) _{7.83} S _{8.00}
60	3.41	3.86	56.33	0.00	36.38	99.98	(Fe _{7.11} Co _{0.46} Ni _{0.41}) _{7.98} S _{8.00}
61	3.62	3.38	55.25	1.00	36.65	99.90	(Fe _{6.92} Co _{0.40} Ni _{0.43}) _{7.76} S _{8.00}
62	3.26	4.72	55.49	0.00	36.46	99.93	(Fe _{7.01} Co _{0.57} Ni _{0.42}) _{8.00} S _{8.00}
63	3.35	3.89	56.26	0.00	36.46	99.96	(Fe _{7.09} Co _{0.46} Ni _{0.40}) _{7.95} S _{8.00}
64	3.32	4.27	56.03	0.00	36.40	100.02	(Fe _{7.07} Co _{0.51} Ni _{0.40}) _{7.98} S _{8.00}
65	3.55	4.50	55.28	0.20	36.49	100.02	(Fe _{7.01} Co _{0.57} Ni _{0.42}) _{8.00} S _{8.00}
66	2.99	4.62	55.90	0.00	36.48	99.99	(Fe _{7.04} Co _{0.55} Ni _{0.36}) _{7.95} S _{8.00}
Макинавит, Дергамышское месторождение							
67	1.90	4.24	55.55	1.70	36.58	99.97	(Fe _{6.97} Co _{0.57} Ni _{0.23} Cu _{0.19}) _{7.96} S _{8.00}
68	1.72	4.91	56.75	0.03	36.53	99.94	(Fe _{7.13} Co _{0.58} Ni _{0.20}) _{7.91} S _{8.00}
69	2.44	3.85	57.41	0.00	36.20	99.90	(Fe _{7.28} Co _{0.46} Ni _{0.29}) _{8.03} S _{8.00}
70	1.10	4.69	57.37	0.00	36.77	99.93	(Fe _{7.16} Co _{0.55} Ni _{0.13}) _{7.84} S _{8.00}
Макинавит, Юлукское месторождение							
71	0.12	12.42	48.75	2.13	36.50	99.92	(Fe _{6.13} Co _{1.48} Cu _{0.24}) _{7.85} S _{8.00}
72	0.09	12.06	46.42	3.57	36.07	98.21	(Fe _{5.91} Co _{1.46} Cu _{0.40}) _{7.76} S _{8.00}
73	0.10	11.97	47.54	3.87	35.19	98.67	(Fe _{6.20} Co _{1.48} Cu _{0.44}) _{8.13} S _{8.00}
74	0.11	13.35	48.43	1.17	35.81	98.87	(Fe _{6.21} Co _{1.62} Cu _{0.13}) _{7.97} S _{8.00}

Примечание.

1) Для промежуточных составов виоларит–зигенит основами для формул служили теоретические составы виоларита – FeNi₂S₄ и зигенита – CoNi₂S₄. В случае преобладания формульных единиц железа над кобальтом, железо записывалось в первую позицию, а кобальт

относился в позицию к никелю; в случае преобладания кобальта над железом – наоборот. Для промежуточных составов между виоларитом и грейгитом основой для написания формул послужила теоретическая формула грейгита – Fe_3S_4 .

2) Анализы пентландита и минералов группы линнеита Ишкининского и Юлукского месторождений выполнены на рентгеноспектральном микроанализаторе JEOL JXA-8900RL, Фрайбергская горная академия, аналитик К. Беккер. Ан. 1–3 и 39–42 – обр. 610-21b; 10–30 – обр. 15; 31–33 и 43 – обр. 598-18b; 34, 35, 44, 45 – обр. 598-15; 36, 46, 47 – обр. 4; 37 и 38 – обр. 610-21a; 48, 49, 73, 74 – обр. 638-28; 71, 72 – обр. 177-53. Зональные зерна: 11–13 – зерно 5; 14–17 – зерно 6; 18–21 – зерно 7; 22–24 – зерно 8; с – центр зерна, р – периферия. Кристаллохимические формулы пентландита рассчитаны на 8 атомов серы, минералов группы линнеита – на 4 атома серы.

3) Анализы ивановского пентландита и виоларита выполнены на рентгеноспектральном микроанализаторе Cameca SX 50, Бюро геологических исследований, аналитик К. Жиль. Ан. 4, 5 – обр. Iv154, зерна 3 и 4; ан. 6 – обр. Iv148, зерно 1a; ан. 7, 9 – обр. Iv86, зерно 1a; ан. 8 – обр. Iv80.5, зерно 2.

4) Анализы ивановского и дергамышского макинавита, а также карролита выполнены на растровом электронном микроскопе-микроанализаторе РЭММА-202 М с энергодисперсионной приставкой, ИМин УрО РАН, аналитик В. А. Котляров. Ан. 50–57 – обр. 222/374.3; 58–66 – обр. 2Т/81.7-2; 67–70 – обр. 200/276.1-2а. Кристаллохимические формулы макинавита рассчитаны на 8 атомов серы, карролита – на 4.

В рудах месторождений широко распространены *минералы группы линнеита*. Так, на *Ишкининском месторождении* обнаружены виоларит (условно виоларит-1), а также минералы промежуточного состава между виоларитом и полидимитом (виоларит-2), виоларитом и грейгитом (виоларит-3), виоларитом и зигенитом (виоларит-4).

Виоларит-1 встречается в виде тонких (до 15–20 мкм) ламелл в халькопирите (см. рис. 6.7г) и имеет гладкую, ровную поверхность без трещин. Виоларит-2 наблюдается в виде микрогранозернистых агрегатов, замещающих зерна никелина (см. рис. 6.7д). Это, вероятно, первое упоминание подобного замещения, т.к. обычно в литературе описывается замещение виоларитом пентландита, пирротина и миллерита [Heyl et al., 1959; Misra, Fleet, 1974; Hudson, Groves, 1974; Боришанская и др., 1981; Минералогия..., 1990; Хворов, Котляров, 2001]. Минерал имеет кремово-серый оттенок, что может быть связано с близким присутствием ярко-розового никелина.

Виоларит-3 образует тончайшие (до 3 мкм) вытянутые разорванные (пламенивидные) ламеллы в халькопирите (см. рис. 6.7е). Оптически характеризуется розовато-сиреневым цветом с «мерцанием», которое может быть обусловлено его тонкозональным строением и отличием зон по цвету и отражению. Первоначально принятый за бравоит [Зайков и др., 1999а], виоларит-4 образует трещиноватые зернистые агрегаты (до 0.13–0.15 мм), замещая пентландит и пирротин с сохранением спайности пентландита и отдельности пирротина (см. рис. 6.7ж). По трещинам в минерале постоянно развивается магнетит.

Химический состав виоларита-1 характеризуется повышенными содержаниями железа и пониженными никеля, но стехиометричными соотношениями между суммой металлов и серой (см. табл. 6.6). Стехиометрия минерала, а также его морфология указывают на гипогенную природу [Hudson, Groves, 1974; Боришанская и др., 1981]. Однако в соотношениях между металлами наблюдается избыток железа, что может быть обусловлено соседством с пирротинowymi ламеллами [Боришанская и др., 1981] или/и замещением пирротина [Craig, Higgins, 1975]. Составы виоларита-1 по соотношению кобальта, железа и никеля в сульфидах группы линнеита наиболее близки к собственно виолариту.

Состав виоларита-2 отвечает формуле $(\text{Ni}_{2.20}\text{Fe}_{0.66}\text{Co}_{0.06})_{2.92}(\text{S}_{3.94}\text{As}_{0.06})_4$, фиксируя небольшой недостаток катионов и избыток серы. Его средний состав соответствует промежуточному члену непрерывного изоморфного ряда между виоларитом и полидимитом. Повышенные содержания никеля и появление значимых содержаний мышьяка (чуть больше 1 мас. %) наследуются от замещаемого никелина.

В химическом составе виоларита-3 железо преобладает над никелем, кобальт присутствует в незначительных количествах (см. табл. 6.6), соотношения суммы металлов к сере несколько нестехиометричны в сторону недостатка катионов. В 6 анализах из 12 обнаружены содержания меди от 0.42 до 0.93 мас. %. Составы виоларита-3 соответствуют промежуточным между виоларитом и грейгитом. Несмотря на то, что синтетическим путем не удалось получить подобного рода составы, природные виолариты подтверждают выводы некоторых исследователей о существовании полного изоморфного ряда между полидимитом и грейгитом или между виоларитом и грейгитом [Vaughan, Craig, 1985].

В химическом составе виоларит-4 значительно обогащен кобальтом (до 18.39 мас. %, см. табл. 6.6) по сравнению с другими разновидностями и литературными данными [Misra, Fleet, 1974; Nickel et al., 1974; Hudson, Groves, 1974; Craig, Higgins, 1975; Боришанская и др., 1981; Чвилева и др., 1988; Хворов, Котляров, 2001]. Ранее максимально установленное содержание кобальта в виоларите составило 13 мас. % [Боришанская и др., 1981]. Микрогеохимическим картированием было установлено, что минерал слабо зонален. Для всех зональных зерен характерны повышенные содержания кобальта в центре и пониженные на периферии. Никель ведет себя по-разному: в одних случаях он коррелирует с железом (см. табл. 6.6, зерно 5, ан. 11–13), фиксируя пониженные содержания в центре и повышенные на периферии. В других случаях (табл. 6.6, зерно 6, ан. 14–17, зерно 8, ан. 22–24) никель связан с кобальтом и противопоставлен железу. Железо практически всегда характеризуется пониженными содержаниями в центре и повышенными на периферии.

Состав минерала является промежуточным между теоретическими составами виоларита и зигенита. Морфология, оптические свойства и нестехиометрический состав виоларит-зигенита с избытком металлов и недостатком серы указывают на его гипергенную природу, а высокие содержания кобальта свидетельствуют о том, что данный виоларит заместил кобальтпентландит [Боришанская и др., 1981].

Виоларит в рудах *Ивановского месторождения* неравномерно развивается по высококобальтовому пентландиту вкрапленных руд, замещая последний по краю зерен, по трещинкам и спайности и образуя массивные зернистые «блочные» агрегаты. Минерал сильно трещиноват и обладает повышенной пористостью. Его химический состав характеризуется высокими содержаниями кобальта – от 12 мас. %, $(\text{Ni}_{1.64}\text{Fe}_{1.04}\text{Co}_{0.70})_{3.17}\text{S}_4$, до 20 мас. %, $(\text{Ni}_{1.39}\text{Co}_{1.11}\text{Fe}_{0.67})_{3.38}\text{S}_4$, унаследованные от высококобальтового пентландита, что делает минерал промежуточным по составу между виоларитом и зигенитом.

Карролит был обнаружен во вкрапленных рудах на северо-западном фланге *Ивановского месторождения* (скв. 222). Он встречается в пирит-халькопирит-кварц-карбонатных жилах мощностью первые миллиметры – 1 см в хлоритизированных базальтах. Минерал представлен мелкими субизометричными зернами размером 2–5 мкм, а также их дендритоподобными сростками извилистой, удлинённой, часто причудливой морфологии, в единичных случаях до 40–50 мкм в поперечнике (см. рис. 6.7з). Карролит встречается исключительно в халькопирите, при этом обрастает более ранний кристаллический пирит. На фоне халькопирита характеризуется голубоватым оттенком.

По своему химическому составу минерал принадлежит изоморфному ряду линнеит (CoCo_2S_4) – карролит (CuCo_2S_4), приближаясь к собственно карролиту (см. табл. 6.6). В его составе присутствуют железо (до 9.15 мас. %) и никель (до 2.63 мас. %).

Считается, что для карролита больше характерны примеси никеля, нежели железа [Крутов, 1959; Филимонова, Слюсарева, 1974; Боришанская и др., 1981; Филимонова и др., 1985; Юргенсон и др., 1985; Чвилева и др., 1988; Wagner, Cook, 1999; Волченко и др., 2000; Tarkian et al., 2003 и др.]. Иногда он содержит приблизительно равные количества (менее 1 мас. %) этих элементов [Павлова, Полякова, 1974; Минералогия..., 1990]. На этом фоне карролит Ивановского месторождения выделяется повышенными содержаниями железа, возможно свидетельствуя о том, что среди минералов группы линнеита может существовать смесимость между кобальт-медными и железо-никелевыми членами.

Карролит известен, в основном, в рудах кобальтово-медных месторождений [Боришанская и др., 1981], но также может быть характерен для медно-порфировых, скарновых, жильных и некоторых медноколчеданных [Чвилева и др., 1988]. В колчеданных месторождениях Урала карролит в ассоциации с халькопиритом упоминается в рудах медноколчеданного месторождения Жангана (Южные Мугоджары) [Павлова, Полякова, 1974]. Обзор литературы по колчеданным месторождениям Урала [Минералогия..., 1990; Медноколчеданные..., 1992; Зайков и др., 2001] показывает, что карролит Ивановского месторождения является второй находкой после мугоджарского.

По данным М. И. Исмагилова [1962] в рудах *Дергамышского месторождения* из минералов группы линнеита присутствуют линнеит и полидимит, которые замещали соответственно кобальтин и никелин.

В рудах *Юлукского месторождения* также обнаружен линнеит в виде изометричных зерен до 10 мкм на границах между пирротинном и магнетитом. По своему химическому составу линнеит нестехиометричен и характеризуется сильным избытком металлов над серой (см. табл. 6.6). Кроме того, минерал содержит повышенные концентрации железа (до 11.64 мас. %), что, возможно, также говорит о смесимости между линнеитом и грейгитом.

Оксиды

Хромшпинелиды в рудах месторождений являются второстепенными минералами, но поскольку они широко распространены и во вмещающих и перекрывающих породах, то их описание полностью посвящена глава 7.

Магнетит в рудах *Ишкининского месторождения* представлен несколькими генерациями и двумя морфологическими разновидностями. Первая разновидность образует тонкие жилки и ксеноморфные выделения и развивается в пирротине, пентландите и виоларите по спайности, пирите, халькопирите, а также замещает хромшпинелиды. Второй разновидностью магнетита являются гипидиоморфные кристаллы, которые часто псевдоморфно замещаются халькопиритом. Часто скопления кристаллов магнетита наблюдаются в зальбандах жил пирита-II и кварца. Травление кристаллов магнетита HCl не дало результатов, а травление крупных магнетитовых агрегатов выявило их аллотриоморфнозернистую и гранозернистую структуры. Химический состав магнетита выдержанный (табл. 6.7), только в магнетите, который замещает хромшпинелиды, содержание Cr_2O_3 достигает 3.15 мас. %.

Таблица 6.7

Химический состав магнетита из руд Ишкининского месторождения (мас. %)

№ п/п	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	TiO ₂	FeO	MgO	MnO	V ₂ O ₃	NiO	CoO	Сумма
1	0.00	0.00	0.00	99.70	0.07	0.11	0.02	0.00	0.00	99.90
2	0.02	0.05	0.03	99.53	0.12	0.10	0.00	0.01	0.00	99.86
3	0.01	0.02	0.06	97.58	0.37	0.26	0.01	0.00	0.00	98.31
4	0.02	2.38	0.07	95.63	1.63	0.07	0.07	0.37	0.00	100.24
5	0.02	1.50	0.03	96.39	0.25	0.17	0.01	0.02	0.00	98.39
6	0.00	1.94	0.00	97.34	0.17	0.16	0.02	0.00	0.00	99.63
7	0.00	2.16	0.01	96.95	0.23	0.30	0.02	0.02	0.00	99.69
8	0.01	3.15	0.05	94.59	0.26	0.20	0.04	0.00	0.00	98.30
9	0.00	2.80	0.01	95.40	0.28	0.26	0.02	0.00	0.00	98.77

Примечание. Анализы выполнены на рентгеноспектральном микроанализаторе JEOL JСХА-733, ИМин УрО РАН, аналитик Е. И. Чурин. Анализы 1–4 – обр. 610-1а; 5–7 – обр. 15; 8–9 – обр. 4а.

Магнетит в рудах *Ивановского месторождения* представлен тремя генерациями и, в целом, его морфология подобна магнетиту Ишкининского месторождения. Магнетит-I является оторочкой для зерен хромшпинелидов, магнетит-II замещает пирротин и пирит-I, а магнетит-III присутствует в составе поздних магнетит-пирит-халькопиритовых прожилков, секущих пирротин. Для магнетита *Дергамышского месторождения* характерна тесная ассоциация с халькопиритом с прорастанием обоих минералов друг в друга или с включениями халькопирита в магнетите. Магнетит в рудах *Юлукского месторождения*, в основном, представлен жилками мощностью первые десятки микрометров, секущими пирротиновую матрицу.

Гематит является одним из распространенных рудных минералов в рудах месторождений. Так, на флангах Ивановского месторождения он представлен двумя морфологическими разновидностями, последовательно образовавшимися друг за другом. Гематит-I, образующий копьевидные и удлиненно-таблитчатые кристаллы, обрастает кристаллический пирит и характеризуется отчетливой анизотропией в скрещенных николях. В свою очередь, его обрастает, а впоследствии и замещает тонкозернистая масса из гематита с кварцем, из-за чего поздний гематит характеризуется более низкой отражательной способностью и темно-серым оттенком. В скрещенных николях этот гематит имеет ярко-красный цвет. Постепенно гематит-II заполняет все промежутки между кристаллами пирита и также замещает его.

Ильменит наблюдался в рудах *Дергамышского месторождения* в виде редких удлиненных кристаллов длиной до 100 и поперечником до 3 мкм в пирит-марказитовых агрегатах.

Сульфоарсениды

Сульфоарсениды кобальта, никеля и железа являются основными концентраторами кобальта, никеля в рудах месторождений. В рудах колчеданных месторождений, ассоциирующих с вулканическими породами, сульфоарсениды кобальта, никеля и же-

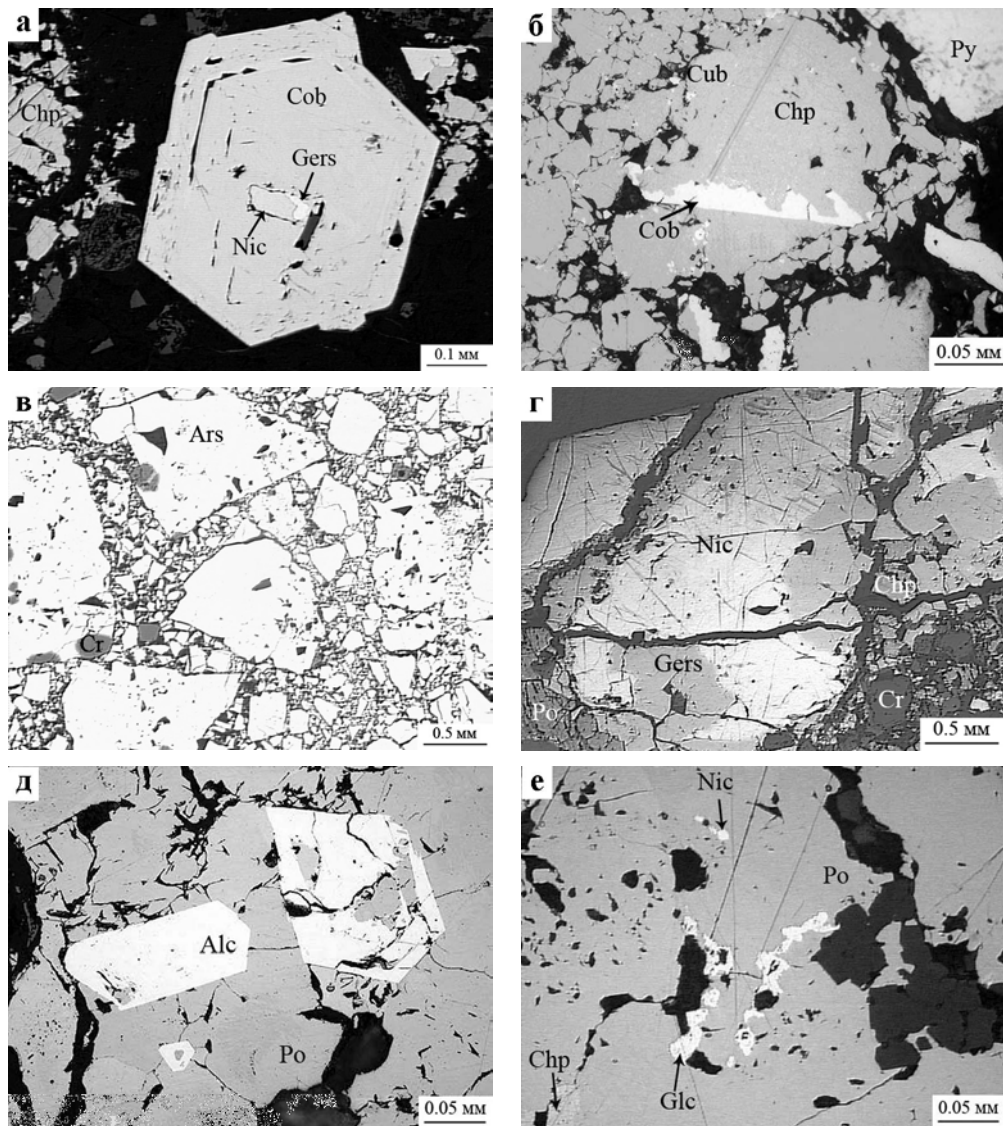
леза являются аксессуарными и реже – второстепенными, как арсенопирит [Минералогия..., 1991; Медноколчеданные..., 1992; Масленников, 1999; Молошаг и др., 2004]. В рудах исследованных кобальт-медноколчеданных месторождений эти минералы являются второстепенными, а на Ишкининском месторождении образуют промышленные скопления в отдельном минеральном типе руд.

Сульфоарсениды кобальта, никеля и железа образуют между собой изоморфные ряды (кобальтин–герсдорфит, аллоклазит–арсенопирит) и бывают полиморфными модификациями одного и того же состава (кобальтин и аллоклазит) [Чвилева и др., 1988]. К настоящему моменту оптическими, рентгеноструктурными и рентгеноспектральными методами установлено существование 5 минеральных видов сульфоарсенидов: кобальтина, арсенопирита, герсдорфита, аллоклазита и глаукодота.

Кобальтин в рудах *Ишкининского месторождения* образует скопления, приуроченные как к карбонатным жилкам, рассекающим основную пирит-халькопирит-пирротиновую матрицу, так и присутствует среди халькопирит-пирротиновой массы. Он наблюдается в виде изометричных кристаллов кубического/октаэдрического габитусов с различными сечениями размером от 0.1 до 2 мм (рис. 6.8а), а также их сростков. Часто встречаются футлярообразные кристаллы. Кобальтин содержит включения никелина, герсдорфита, диарсенидов, сульфидов, магнетита, золота; сетется жилами пирита-II и замещается поздним халькопиритом. Все кристаллы кобальтина зональны и секториальны. Зональность иногда видна в отраженном свете и мгновенно выявляется травлением. Наиболее полные данные о зональности были получены при микрогеохимическом картировании (рис. 6.9а).

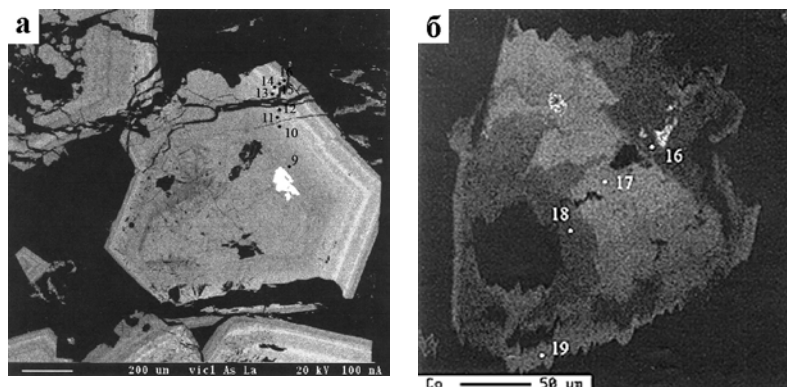
Зональность кобальтина отражает разные содержания кобальта и никеля в зонах роста. Для центра кристаллов характерны повышенные содержания кобальта: от 29.14 до 24.94 мас. %, для периферии – повышенные содержания никеля: от 14.69 до 7.87 мас. % (условно «прямая» зональность) (табл. 6.8). Также наблюдается «обратная» (содержания кобальта повышаются от центра к периферии, никеля – уменьшаются) и асимметричная зональности. Пример сложной зональности зерна кобальтина с соответствующими анализами для каждой зоны приведен на рис. 6.4а. От центра кристалла содержания кобальта понижаются (табл. 6.8): отношение $Co/(Co+Ni+Fe)$ падает от 0.70 до 0.51, ан. 9–12 → ан. 13 соответствует зоне с более высокими содержаниями кобальта $Co/(Co+Ni+Fe) = 0.54$ → зона с самым высоким содержанием никеля (ан. 14) – $Co/(Co+Ni+Fe) = 0.44$ → к периферии содержания кобальта опять повышаются (ан. 15, 16) – $Co/(Co+Ni+Fe) = 0.56$ и 0.65 соответственно. Распределение мышьяка и серы в кристаллах кобальтина практически равномерное. Разброс содержаний составляет 1.61 мас. % для мышьяка и 1.24 мас. % для серы (табл. 6.8, ан. 9–16). Однако, при сопоставлении содержаний металлов с мышьяком и серой в зональных кристаллах видно, что мышьяк полностью противопоставлен сере, кобальт чаще всего связан с серой и противопоставлен никелю и железу, а железо и никель связаны с мышьяком.

В целом, кобальтин Ишкининского месторождения характеризуется высокими содержаниями никеля – до 14.69 мас. % по сравнению со многими опубликованными данными (табл. 6.9). Первое описание кобальтина с повышенными содержаниями никеля до 5.32 мас. % связано именно с Ишкининским месторождением [Крутов, Петрова, 1956]. Позднее разновидность кобальтина с высоким содержанием никеля была описана как «джулукулит» [Шишкин, 1958]. Однако «джулукулит» из Владимирского кобальтового месторождения (Ni – 7.73 мас. %) и Джулукульского кобальтового



6.8. Сульфоарсениды кобальта, никеля и железа в рудах кобальт-медноколчеданных месторождений: а) сросток кристаллов кобальтина с включениями герсдорфита и никелина, обр. 610-6; б) прожилок кобальтина, секущий зерно халькопирита с пластинкой кубанита, зерно кобальтина, обр. 200/276.1-2б; в) катакластическая структура арсенипиритовых агрегатов, обр. 598-17; г) крупнокристаллические агрегаты герсдорфита в сростании с никелином, обр. И-105-2; д) кристаллы аллоклазита в пирротине, обр. 151-13-1; е) сростки кристаллов глаукодота в массе пирротина, обр. 2Т/126.8.

Отраженный свет. Месторождения: а, в, г – Ишкининское, б – Дергамышское, д, е – Ивановское.



6.9. Распределение никеля в кобальтине (а) и кобальта в арсенопирите (б).

Снимки сделаны: (а) – на рентгеноспектральном микроанализаторе Camebax SX 50, Музей естественной истории, белое – никелин, цифры соответствуют номерам анализов в таблице 6.8, обр. 610-21; (б) – на микрозондовом анализаторе JEOL JXA-8900 RL, Фрайбергская Горная Академия, черное внутри арсенопирита – хромшпинелид, цифры соответствуют номерам анализов в таблице 6.12, обр. 598-16.

Таблица 6.9

Содержания никеля в кобальтинах из типовых месторождений и рудопроявлений

Место обнаружения	Максимальное содержание Ni (мас. %)	Литературный источник
Абаканское железорудное месторождение	0.93	Рудашевский и др., 197
Кварцевые жилы скважины Хавеланг (Бельгия)	5.00	Bernard, Jedwab, 1987
Колчеданные и скарновые месторождения Ура	5.31	Минералогия..., 1991
Медно-порфировые месторождения Казахстан	6.72	Филимонова и др., 1985
Рудник Ватия (Болгария)	9.00	Керестеджиян, Нейков,
Арсенидные Ni-Co руды месторождения Бу-Аз	9.38	Лебедев, 1998
Co-Ni-Cu рудопроявления Центрального Пай-2	10.10	Осташенко, 1979
Спессартиты области Лакон, Франция	10.83	Beziat et al., 1996
Fe-Ni-Cu руды проявления Эмезайнд, Марокко	10.8	Gervilla et. al., 1996
Золото-редкометалльные месторождения Восто	11.2	Гамянин, Лыхина, 2000
Тырныауз	12.6	Чвилева и др., 1988
Медно-никелевые руды Воронежского кристал	12.8	Буковшин, Чернышов,
массива		
Золоторудное месторождение Сухой Лог	13.3	Дистлер и др., 1975
Медно-никелевые руды Печенгского рудного п	13.6	Абзалов, Полежаева, 19
Шемонаихинское колчеданно-полиметалличес	15.9	Еремин, 1983
рождение, Рудный Алтай		

рудопроявления (Ni – 7.75 мас. %) [Шишкин, 1957; 1958] не содержит такого количества никеля, которое обнаружено в кобальтине Ишкининского месторождения. В современной классификации минеральный вид «джулукулит» отсутствует [Fleischer, Mandarino, 1995], поэтому следует говорить о никелистом кобальтине. При высоких содержаниях никеля ишкининский кобальтин образует непрерывный ряд с герсдорфитом. Дифрактограмма минерала полностью соответствует кобальтину, однако повышенные содержания никеля немного увеличили параметры элементарной ячейки ишкининского кобальтина (табл. 6.10).

Кобальтин в рудах *Дергамышского месторождения* был найден в основном рудном теле, где он представлен мельчайшими точечными зёрнами размером до 5 мкм, располагающимися по периферии пирит-марказитовых почковидных агрегатов. Кристаллический кобальтин нескольких морфологических разновидностей установлен в рудокластическом горизонте на фланге Дергамышского месторождения. Кобальтин обрастает никелин по краям и образует аллотриоморфнозернистые

Таблица 6.10

Межплоскостные расстояния и параметры элементарной ячейки кобальтина и арсенопирита из руд Ишкининского месторождения

Кобальтин № 176-53			Кобальтин № 42-1345*		hkl	Арсенопирит № 175-11			Арсенопирит № 42-1320*		hkl
I	d _{изм.} (А)	d _{выч.} (А)	I	d (А)		I	d _{изм.} (А)	d _{выч.} (А)	I	d (А)	
5	3.959	3.962	8	3.948	110	11	3.666	3.663	30	3.648	11-1
6	3.237	3.236	12	3.223	111	12	2.844	2.843	17	2.833	020
61	2.803	2.803	89	2.789	020	28	2.667	2.669	80	2.674	002
74	2.507	2.507	100	2.495	120	49	2.445	2.430	90	2.438	12-1
63	2.289	2.289	90	2.279	121	22	2.419	2.416	80	2.420	012
16	1.981	1.981	28	1.975	220	16	2.406	2.406	100	2.411	210
3	1.869	1.869	5	1.861	030	6	2.210	2.207	25	2.198	21-2
48	1.690	1.690	74	1.682	131	5	2.089	2.087	17	2.096	102
14	1.555	1.555	24	1.548	203	5	1.944	1.946	20	1.944	022
						13	1.920	1.923			10-3
						14	1.824	1.822	60	1.820	11-3
						17	1.812	1.813	60	1.811	31-1
						8	1.763	1.763	28	1.757	13-1
						17	1.592	1.593	12	1.591	12-3
						6	1.543	1.543	15	1.540	230

Параметры элементарной ячейки

a, А	5.599 (3)	5.581	5.747 (3)	5.741
b, А	5.607 (1)	5.585	5.687 (1)	5.668
c, А	5.610 (2)	5.569	5.776 (3)	5.770
β , °	90	90	112.44 (4)	111.93
V	176.1	173.61	174.5 (2)	174.19

Примечание. * – кобальтин и арсенопирит из рентгеновской картотеки PDF. Условия съемки: дифрактометр ДРОН-2.0, Fe-анод, графитовый монохроматор, шаг сканирования 0.02°, время стояния счетчика 1с, внутренний эталон – Si, оператор Рябухина Т. М., ИМин УрО РАН. Параметры элементарной ячейки были рассчитаны методом наименьших квадратов с использованием всех отражений; кобальтин рассчитан для ромбической сингонии, арсенопирит – для моноклинной.

Таблица 6.11

Химический состав кобальтина из руд Дергамышского месторождения (мас. %)

№ п/п	№ ан.	S	Fe	Co	Ni	As	Sb	Cu	Сумма	Кристаллохимическая формула
1	5a	18.23	2.46	25.72	8.13	45.42	0.00	0.00	99.96	$(\text{Co}_{0.74}\text{Ni}_{0.24}\text{Fe}_{0.07})_{1.05}\text{As}_{1.03}\text{S}_{0.97}$
2	5b	19.00	2.70	23.82	8.44	46.01	0.00	0.00	99.97	$(\text{Co}_{0.67}\text{Ni}_{0.24}\text{Fe}_{0.08})_{0.99}\text{As}_{1.02}\text{S}_{0.98}$
3	5c	18.59	3.80	25.76	6.72	45.11	0.00	0.00	99.98	$(\text{Co}_{0.74}\text{Ni}_{0.19}\text{Fe}_{0.12})_{1.05}\text{As}_{1.02}\text{S}_{0.98}$
4	5d	19.11	2.40	27.07	6.74	44.62	0.00	0.00	99.94	$(\text{Co}_{0.77}\text{Ni}_{0.19}\text{Fe}_{0.07})_{1.03}\text{As}_{1.00}\text{S}_{1.00}$
5	5e	19.06	2.62	25.11	8.12	45.02	0.00	0.00	99.93	$(\text{Co}_{0.71}\text{Ni}_{0.23}\text{Fe}_{0.08})_{1.02}\text{As}_{1.01}\text{S}_{0.99}$
6	5f	19.12	4.06	18.83	12.28	45.69	0.00	0.00	99.98	$(\text{Co}_{0.53}\text{Ni}_{0.35}\text{Fe}_{0.12})_{1.00}\text{As}_{1.01}\text{S}_{0.99}$
7	5g	16.91	3.60	17.71	14.32	47.41	0.00	0.00	99.95	$(\text{Co}_{0.52}\text{Ni}_{0.42}\text{Fe}_{0.11})_{1.05}\text{As}_{1.09}\text{S}_{0.91}$
8	5h	19.12	2.76	26.26	6.64	45.18	0.00	0.00	99.96	$(\text{Co}_{0.74}\text{Ni}_{0.19}\text{Fe}_{0.08})_{1.01}\text{As}_{1.01}\text{S}_{0.99}$
9	5k	18.41	4.11	23.97	7.70	45.73	0.00	0.00	99.92	$(\text{Co}_{0.69}\text{Ni}_{0.22}\text{Fe}_{0.12})_{1.03}\text{As}_{1.03}\text{S}_{0.97}$
10	1e	19.95	4.49	18.16	8.75	48.58	0.00	0.00	99.93	$(\text{Co}_{0.49}\text{Ni}_{0.23}\text{Fe}_{0.13})_{0.85}\text{As}_{1.02}\text{S}_{0.98}$
11	1g	19.96	2.49	18.88	9.66	49.02	0.00	0.00	100.01	$(\text{Co}_{0.50}\text{Ni}_{0.26}\text{Fe}_{0.07})_{0.83}\text{As}_{1.02}\text{S}_{0.98}$
12	1h	19.63	2.86	19.11	9.12	49.19	0.00	0.00	99.91	$(\text{Co}_{0.51}\text{Ni}_{0.24}\text{Fe}_{0.08})_{0.83}\text{As}_{1.03}\text{S}_{0.97}$
13	1j	19.52	3.45	18.64	9.16	49.17	0.00	0.00	99.94	$(\text{Co}_{0.50}\text{Ni}_{0.25}\text{Fe}_{0.10})_{0.85}\text{As}_{1.04}\text{S}_{0.96}$
14	2a	22.22	1.54	20.28	8.68	44.32	2.23	0.66	99.93	$(\text{Co}_{0.53}\text{Ni}_{0.23}\text{Fe}_{0.04}\text{Sb}_{0.03}\text{Cu}_{0.02})_{0.85}\text{As}_{0.92}\text{S}_{1.08}$
15	2b	21.84	1.61	20.30	8.67	44.52	2.28	0.68	99.90	$(\text{Co}_{0.54}\text{Ni}_{0.23}\text{Fe}_{0.05}\text{Sb}_{0.03}\text{Cu}_{0.02})_{0.87}\text{As}_{0.91}\text{S}_{1.07}$
16	2c	22.61	1.75	21.10	8.05	44.37	1.54	0.53	99.95	$(\text{Co}_{0.55}\text{Ni}_{0.21}\text{Fe}_{0.05}\text{Sb}_{0.02}\text{Cu}_{0.01})_{0.84}\text{As}_{0.91}\text{S}_{1.09}$
17	3f	21.63	2.10	19.53	9.25	45.25	0.83	1.35	99.94	$(\text{Co}_{0.52}\text{Ni}_{0.25}\text{Fe}_{0.06}\text{Sb}_{0.01}\text{Cu}_{0.03})_{0.87}\text{As}_{0.94}\text{S}_{1.06}$
18	3g	22.98	2.11	21.19	7.15	42.96	2.05	1.52	99.96	$(\text{Co}_{0.56}\text{Ni}_{0.19}\text{Fe}_{0.06}\text{Sb}_{0.03}\text{Cu}_{0.04})_{0.88}\text{As}_{0.89}\text{S}_{1.11}$
19	3h	23.49	2.08	21.79	6.83	42.80	1.28	1.63	99.90	$(\text{Co}_{0.57}\text{Ni}_{0.18}\text{Fe}_{0.06}\text{Sb}_{0.02}\text{Cu}_{0.04})_{0.87}\text{As}_{0.88}\text{S}_{1.12}$
20	3i	23.49	2.09	21.79	6.83	42.81	1.28	1.63	99.92	$(\text{Co}_{0.54}\text{Ni}_{0.17}\text{Fe}_{0.10}\text{Sb}_{0.02}\text{Cu}_{0.04})_{0.87}\text{As}_{1.12}\text{S}_{0.88}$
21	1c	20.42	3.68	20.41	6.40	49.03	0.00	0.00	99.94	$(\text{Co}_{0.54}\text{Ni}_{0.17}\text{Fe}_{0.10})_{0.81}\text{As}_{1.01}\text{S}_{0.99}$
22	1d	21.36	3.35	20.12	7.67	47.51	0.00	0.00	100.01	$(\text{Co}_{0.52}\text{Ni}_{0.20}\text{Fe}_{0.09})_{0.81}\text{As}_{1.03}\text{S}_{0.97}$
23	1f	19.39	3.42	17.13	11.17	48.84	0.00	0.00	99.95	$(\text{Co}_{0.46}\text{Ni}_{0.30}\text{Fe}_{0.10})_{0.86}\text{As}_{1.04}\text{S}_{0.96}$
24	1g	20.51	2.31	21.13	7.11	48.90	0.00	0.00	99.96	$(\text{Co}_{0.55}\text{Ni}_{0.19}\text{Fe}_{0.06})_{0.81}\text{As}_{0.99}\text{S}_{1.01}$
25	1h	20.07	2.31	19.05	9.94	47.00	1.57	0.00	99.94	$(\text{Co}_{0.52}\text{Ni}_{0.27}\text{Fe}_{0.07}\text{Sb}_{0.02})_{0.87}\text{As}_{1.00}\text{S}_{1.00}$
26	2k	20.29	2.24	18.76	10.49	48.14	0.00	0.00	99.92	$(\text{Co}_{0.50}\text{Ni}_{0.28}\text{Fe}_{0.06})_{0.84}\text{As}_{0.99}\text{S}_{1.01}$
27	3c	21.79	1.64	20.66	8.00	47.87	0.00	0.00	99.96	$(\text{Co}_{0.53}\text{Ni}_{0.21}\text{Fe}_{0.04})_{0.78}\text{As}_{1.01}\text{S}_{0.99}$
28	3d	21.47	1.76	20.58	8.32	47.79	0.00	0.00	99.92	$(\text{Co}_{0.53}\text{Ni}_{0.22}\text{Fe}_{0.05})_{0.80}\text{As}_{0.92}\text{S}_{1.08}$

Примечание. Анализы выполнены на электронном микроскопе РЭММА-202М с энергодисперсионной приставкой, ИМин УрО РАН, аналитик В. А. Котляров. Анализы 1–20 – обр. 200/276.1-2b, 21–28 – обр. 200/276.1-2d. Кристаллохимические формулы кобальтина рассчитаны по сумме мышьяка и серы, равной двум.

Таблица 6.12

Химический состав арсенопирита и глаукодота из руд Ишкининского и Ивановского месторождений (мас. %)

№ п/п	Fe	As	S	Co	Ni	Au	Ag	Cu	Te	Bi	Sb	Сумма	Формула
1	26.33	50.68	16.42	0.67	7.20	0.17	0.00	0.01	0.04	0.00	0.01	101.57	$(\text{Fe}_{0.79}\text{Ni}_{0.20}\text{Co}_{0.02})_{1.01}\text{As}_{1.14}\text{S}_{0.86}$
2	23.57	51.66	15.59	1.84	8.40	0.00	0.01	0.14	0.01	0.00	0.00	101.29	$(\text{Fe}_{0.71}\text{Ni}_{0.24}\text{Co}_{0.05})_{1.00}\text{As}_{1.17}\text{S}_{0.83}$
3	22.18	51.84	15.18	2.68	8.89	0.00	0.00	0.11	0.07	0.00	0.05	101.00	$(\text{Fe}_{0.69}\text{Ni}_{0.26}\text{Co}_{0.09})_{1.04}\text{As}_{1.19}\text{S}_{0.81}$
4	23.51	52.66	14.83	1.10	9.08	0.01	0.00	0.07	0.09	0.00	0.06	101.61	$(\text{Fe}_{0.72}\text{Ni}_{0.26}\text{Co}_{0.03})_{1.02}\text{As}_{1.21}\text{S}_{0.79}$
5	23.06	49.82	16.82	8.80	2.91	0.00	0.04	0.06	0.00	0.00	0.06	101.60	$(\text{Fe}_{0.69}\text{Ni}_{0.25}\text{Co}_{0.08})_{1.02}\text{As}_{1.12}\text{S}_{0.88}$
6	15.02	57.97	10.76	2.65	14.66	0.00	0.01	0.15	0.06	0.00	0.04	101.43	$(\text{Fe}_{0.49}\text{Ni}_{0.45}\text{Co}_{0.07})_{1.01}\text{As}_{1.39}\text{S}_{0.61}$
7	26.91	50.53	16.27	0.70	6.36	0.00	0.02	0.50	0.05	0.08	0.00	101.43	$(\text{Fe}_{0.81}\text{Ni}_{0.20}\text{Co}_{0.02})_{1.03}\text{As}_{1.14}\text{S}_{0.86}$
8	18.53	54.96	12.94	2.88	11.62	0.00	0.00	0.40	0.05	0.11	0.05	101.53	$(\text{Fe}_{0.58}\text{Ni}_{0.35}\text{Co}_{0.09})_{1.02}\text{As}_{1.29}\text{S}_{0.71}$
9	28.88	47.71	18.36	1.55	4.89	0.00	0.01	0.00	–	–	–	101.41	$(\text{Fe}_{0.86}\text{Ni}_{0.13}\text{Co}_{0.05})_{1.04}\text{As}_{1.06}\text{S}_{0.94}$
10	28.06	48.26	17.77	4.27	3.08	0.00	0.04	0.07	–	–	–	101.56	$(\text{Fe}_{0.84}\text{Co}_{0.12}\text{Ni}_{0.08})_{1.04}\text{As}_{1.08}\text{S}_{0.92}$
11	26.65	48.82	16.90	1.92	6.11	0.00	0.00	0.00	–	–	–	100.39	$(\text{Fe}_{0.81}\text{Ni}_{0.17}\text{Co}_{0.05})_{1.03}\text{As}_{1.01}\text{S}_{0.90}$
12	29.91	46.31	19.16	3.77	2.03	0.00	0.00	0.29	–	–	–	101.47	$(\text{Fe}_{0.89}\text{Co}_{0.10}\text{Ni}_{0.05})_{1.04}\text{As}_{1.02}\text{S}_{0.98}$
13	24.15	51.48	15.42	4.99	4.65	–	–	–	–	–	–	100.69	$(\text{Fe}_{0.74}\text{Co}_{0.14}\text{Ni}_{0.14})_{1.02}\text{As}_{1.18}\text{S}_{0.82}$
14	24.35	50.88	15.66	5.64	4.43	–	–	–	–	–	–	100.96	$(\text{Fe}_{0.75}\text{Co}_{0.17}\text{Ni}_{0.14})_{1.06}\text{As}_{1.16}\text{S}_{0.84}$
15	25.34	50.90	16.57	2.77	5.01	–	–	–	–	–	–	100.59	$(\text{Fe}_{0.75}\text{Ni}_{0.15}\text{Co}_{0.08})_{0.98}\text{As}_{1.13}\text{S}_{0.87}$
16	29.39	49.89	17.18	1.62	3.38	–	–	–	–	–	–	101.45	$(\text{Fe}_{0.88}\text{Ni}_{0.10}\text{Co}_{0.05})_{1.03}\text{As}_{1.11}\text{S}_{0.89}$
17	30.53	48.96	17.44	1.31	2.57	–	–	–	–	–	–	100.80	$(\text{Fe}_{0.92}\text{Ni}_{0.07}\text{Co}_{0.03})_{1.02}\text{As}_{1.09}\text{S}_{0.91}$
18	23.91	50.94	15.81	5.48	4.75	–	–	–	–	–	–	100.89	$(\text{Fe}_{0.74}\text{Co}_{0.15}\text{Ni}_{0.14})_{1.03}\text{As}_{1.16}\text{S}_{0.82}$
19	26.30	51.58	15.94	1.70	5.06	–	–	–	–	–	–	100.58	$(\text{Fe}_{0.79}\text{Ni}_{0.15}\text{Co}_{0.05})_{0.99}\text{As}_{1.16}\text{S}_{0.84}$
20	28.82	50.10	17.35	2.41	2.82	–	–	–	–	–	–	101.49	$(\text{Fe}_{0.86}\text{Ni}_{0.08}\text{Co}_{0.07})_{1.01}\text{As}_{1.11}\text{S}_{0.89}$
21	23.81	53.18	14.99	4.41	4.81	–	–	–	–	–	–	101.20	$(\text{Fe}_{0.73}\text{Ni}_{0.14}\text{Co}_{0.12})_{0.99}\text{As}_{1.20}\text{S}_{0.80}$
22	28.03	49.21	16.73	1.90	4.59	–	–	–	–	–	–	100.45	$(\text{Fe}_{0.85}\text{Ni}_{0.14}\text{Co}_{0.05})_{1.04}\text{As}_{1.12}\text{S}_{0.88}$
23	30.99	47.30	17.57	1.07	2.83	–	–	–	–	–	–	99.75	$(\text{Fe}_{0.93}\text{Ni}_{0.08}\text{Co}_{0.03})_{1.04}\text{As}_{1.07}\text{S}_{0.93}$
24	23.31	49.91	17.06	3.12	5.23	–	–	–	–	–	–	98.63	$(\text{Fe}_{0.70}\text{Ni}_{0.15}\text{Co}_{0.08})_{0.93}\text{As}_{1.12}\text{S}_{0.88}$
25	21.67	48.44	15.64	14.24	н.о.	–	–	–	–	–	–	99.99	$(\text{Fe}_{0.68}\text{Co}_{0.43})_{1.11}\text{As}_{1.14}\text{S}_{0.86}$
26	22.53	42.76	16.73	17.97	н.о.	–	–	–	–	–	–	99.99	$(\text{Fe}_{0.74}\text{Co}_{0.56})_{1.30}\text{As}_{1.04}\text{S}_{0.96}$

Примечание. Анализы выполнены на рентгеноспектральных микроанализаторах: Camebax SX 50, Музей естественной истории, аналитик Дж. Спратт – №№ 1–8; JEOL JXA-8900 RL, Фрайбергская Горная Академия, аналитик К. Беккер – №№ 9–12; JEOL JCXA-733, ИМин УрО РАН, аналитик Е.И. Чуринов – №№ 13–24; Camebax SX 50, Бюро геологических исследований Франции, аналитик К. Жиль – 25, 26. Анализы 1–7 – обр. 610-22, зерно 1; 8 – обр. 610-22, зерно 3; 9–12 – обр. 598-16, зерно 1; 13–26 – обр. 598-16. Кристаллохимические формулы арсенопирита и глаукодота рассчитаны по сумме мышьяка и серы, равной двум.

Таблица 6.13

Химический состав герсдорфита из руд Ишкининского и Дергамышского месторождений (мас. %)

№ п/п	Ni	As	S	Co	Fe	Ag	Sb	Сумма	Формула
1	20.76	45.04	17.76	8.10	7.31	0.00	0.00	98.97	(Ni _{0.61} Co _{0.24} Fe _{0.23}) _{1.08} As _{1.04} S _{0.96}
2	20.12	45.29	16.99	8.85	7.21	0.00	0.00	98.47	(Ni _{0.60} Co _{0.27} Fe _{0.23}) _{1.10} As _{1.06} S _{0.94}
3	19.54	48.02	17.34	9.00	7.11	0.00	0.00	100.99	(Ni _{0.56} Co _{0.25} Fe _{0.22}) _{1.03} As _{1.08} S _{0.92}
4	23.38	50.72	14.91	5.38	6.16	0.00	0.00	100.55	(Ni _{0.72} Fe _{0.20} Co _{0.16}) _{1.08} As _{1.15} S _{0.85}
5	20.98	48.78	16.45	7.73	6.73	0.00	0.00	100.67	(Ni _{0.62} Co _{0.22} Fe _{0.21}) _{1.05} As _{1.12} S _{0.88}
6	18.96	48.41	17.17	8.33	7.17	0.00	0.00	100.04	(Ni _{0.54} Co _{0.24} Fe _{0.22}) _{1.00} As _{1.09} S _{0.91}
7	20.30	49.36	17.06	7.03	6.77	0.00	0.00	100.53	(Ni _{0.59} Co _{0.22} Fe _{0.22}) _{0.99} As _{1.11} S _{0.89}
8	21.72	50.13	15.78	6.73	6.97	0.00	0.00	101.32	(Ni _{0.64} Fe _{0.21} Co _{0.19}) _{1.04} As _{1.16} S _{0.84}
9	21.03	49.21	17.19	7.01	6.84	0.00	0.00	101.76	(Ni _{0.60} Co _{0.20} Fe _{0.20}) _{1.00} As _{1.10} S _{0.90}
10	19.26	48.23	17.18	8.96	7.71	0.00	0.00	101.83	(Ni _{0.56} Co _{0.25} Fe _{0.24}) _{1.05} As _{1.08} S _{0.92}
11	17.29	49.14	16.06	8.58	7.38	0.52	0.42	101.05	(Ni _{0.50} Co _{0.26} Fe _{0.22}) _{0.98} As _{1.14} S _{0.86}
12	19.35	51.00	16.09	7.34	7.07	0.43	0.31	101.59	(Ni _{0.56} Fe _{0.22} Co _{0.20}) _{0.98} As _{1.15} S _{0.85}
13	17.45	49.11	15.93	8.41	7.40	0.16	0.00	98.46	(Ni _{0.52} Co _{0.24} Fe _{0.22}) _{0.98} As _{1.14} S _{0.86}
14	19.17	49.91	15.89	6.47	7.20	0.13	0.12	98.89	(Ni _{0.56} Fe _{0.22} Co _{0.19}) _{0.97} As _{1.15} S _{0.85}
15	18.02	48.66	16.75	8.56	7.53	0.16	0.00	99.67	(Ni _{0.53} Co _{0.26} Fe _{0.22}) _{1.02} As _{1.11} S _{0.89}
16	19.70	49.53	16.58	6.58	7.30	0.13	0.13	99.94	(Ni _{0.58} Fe _{0.22} Co _{0.19}) _{0.99} As _{1.12} S _{0.88}
17	18.00	48.59	17.61	8.73	6.91	0.89	0.70	101.42	(Ni _{0.52} Co _{0.25} Fe _{0.20}) _{0.97} As _{1.08} S _{0.82}
18	19.03	48.07	16.68	6.90	6.57	0.87	0.79	98.90	(Ni _{0.55} Co _{0.21} Fe _{0.21}) _{0.97} As _{1.10} S _{0.90}
19	17.94	49.10	16.31	7.62	6.87	0.40	0.26	98.50	(Ni _{0.53} Co _{0.22} Fe _{0.21}) _{0.96} As _{1.13} S _{0.87}
20	15.13	46.62	17.60	10.36	7.57	0.91	0.75	98.93	(Ni _{0.44} Co _{0.36} Fe _{0.24}) _{0.99} As _{1.06} S _{0.94}
21	18.09	47.82	16.96	8.31	6.81	0.87	0.74	99.60	(Ni _{0.53} Co _{0.24} Fe _{0.21}) _{0.98} As _{1.09} S _{0.91}
22	20.39	49.70	15.83	6.16	5.88	0.86	0.72	99.53	(Ni _{0.61} Fe _{0.19} Co _{0.17}) _{0.97} As _{1.15} S _{0.85}
23	16.10	48.56	17.68	9.08	7.28	0.94	0.32	99.95	(Ni _{0.45} Co _{0.25} Fe _{0.22}) _{0.92} As _{1.08} S _{0.92}
24	15.80	48.20	17.77	9.67	7.65	0.95	0.72	100.77	(Ni _{0.45} Co _{0.27} Fe _{0.24}) _{0.96} As _{1.08} S _{0.92}
25	17.60	48.56	17.10	8.23	7.25	0.86	0.71	100.31	(Ni _{0.30} Co _{0.24} Fe _{0.22}) _{0.97} As _{1.10} S _{0.90}
26	20.07	50.23	16.42	2.88	11.30	0.00	0.05	101.78	(Ni _{0.58} Fe _{0.34} Co _{0.08}) _{1.00} As _{1.14} S _{0.86}

Окончание табл. 6.13

№ п/п	Ni	As	S	Co	Fe	Ag	Sb	Сумма	Формула
27	20.16	51.33	15.62	2.16	11.69	0.00	0.11	101.81	$(\text{Ni}_{0.58}\text{Fe}_{0.36}\text{Co}_{0.07})_{1.01}\text{As}_{1.17}\text{S}_{0.83}$
28	18.35	46.72	17.07	9.21	8.16	0.00	0.00	99.51	$(\text{Ni}_{0.54}\text{Co}_{0.28}\text{Fe}_{0.26})_{1.08}\text{As}_{1.08}\text{S}_{0.92}$
29	20.47	47.51	16.61	8.01	7.47	0.00	0.00	100.06	$(\text{Ni}_{0.61}\text{Co}_{0.24}\text{Fe}_{0.23})_{1.08}\text{As}_{1.10}\text{S}_{0.90}$
30	20.17	48.26	16.80	8.72	7.23	0.00	0.00	101.19	$(\text{Ni}_{0.59}\text{Co}_{0.26}\text{Fe}_{0.22})_{1.07}\text{As}_{1.10}\text{S}_{0.90}$
31	16.73	46.31	17.25	10.48	8.44	0.00	0.00	99.21	$(\text{Ni}_{0.48}\text{Co}_{0.31}\text{Fe}_{0.26})_{1.05}\text{As}_{1.10}\text{S}_{0.90}$
32	19.81	46.90	16.66	6.26	9.00	0.00	0.00	98.63	$(\text{Ni}_{0.59}\text{Fe}_{0.28}\text{Co}_{0.19})_{1.06}\text{As}_{1.10}\text{S}_{0.90}$
33	16.26	45.67	17.16	12.18	7.87	0.00	0.00	99.13	$(\text{Ni}_{0.49}\text{Co}_{0.37}\text{Fe}_{0.24})_{1.10}\text{As}_{1.06}\text{S}_{0.94}$
34	17.22	47.86	17.33	11.72	7.31	0.00	0.00	101.43	$(\text{Ni}_{0.49}\text{Co}_{0.34}\text{Fe}_{0.22})_{1.05}\text{As}_{1.08}\text{S}_{0.92}$
35	19.49	46.68	16.97	9.36	7.03	0.00	0.00	99.53	$(\text{Ni}_{0.57}\text{Co}_{0.28}\text{Fe}_{0.23})_{1.08}\text{As}_{1.08}\text{S}_{0.92}$
36	17.35	46.20	17.62	11.42	7.45	0.00	0.00	100.04	$(\text{Ni}_{0.51}\text{Co}_{0.32}\text{Fe}_{0.22})_{1.05}\text{As}_{1.06}\text{S}_{0.94}$
37	19.08	47.08	17.57	8.99	7.85	0.00	0.00	100.56	$(\text{Ni}_{0.54}\text{Co}_{0.25}\text{Fe}_{0.24})_{1.03}\text{As}_{1.07}\text{S}_{0.93}$
38	15.55	44.99	17.74	12.68	7.65	0.00	0.00	98.61	$(\text{Ni}_{0.45}\text{Co}_{0.38}\text{Fe}_{0.24})_{1.07}\text{As}_{1.04}\text{S}_{0.96}$
39	19.25	45.23	18.59	13.89	2.99	–	0.00	99.95	$(\text{Ni}_{0.55}\text{Co}_{0.40}\text{Fe}_{0.09})_{1.04}\text{As}_{1.02}\text{S}_{0.98}$

Примечание. Анализы выполнены на рентгеноспектральных микроанализаторах: JEOL JСХА-733, ИМин УрО РАН, аналитик Е. И. Чурин – №№ 1–25 и 28–38; Camebax SX 50, Музей естественной истории, аналитик Дж. Спратт – №№ 26, 27. Анализы 1–25, 28–38 – обр. И-105-2в; 26 – обр. 610-22, зерно 2; 27 – обр. 610-22, зерно 4. Анализ 39 – герсдорфит Дергамышского месторождения, обр. 200/276.1-2б; выполнен на электронном микроскопе РЭММА-202М с энергодисперсионной приставкой, ИМин УрО РАН, аналитик В. А. Котляров. Кристаллохимические формулы герсдорфита рассчитаны по сумме мышьяка и серы, равной двум.

Таблица 6.14

**Содержания Со и Fe в герсдорфитах из типовых месторождений
и рудопроявлений**

Место обнаружения	Содержания Со и Fe (мас. %)	Литературный источник
Медно-порфириновые месторождения Казахстана	н.о.; до 1.37	Филимонова и др., 1985
Пышминско-Ключевское колчеданное месторождение, Средний Урал	до 1.87; до 2.13	Айзикович и др., 1974
As-Ni-Co месторождение Бу-Аззер, Марокко	до 5.10; до 2.10	Виноградова и др., 1974
Высокогорское оловорудное месторождение, Приморье	до 5.90; до 7.50	Финашин и др., 1979
Сульфидные медно-никелевые руды Печенгского рудного узла	до 5.00; до 15.01	Абзалов, Полежаева, 1989
Кобальтоносные жил в Северной Великобритании	до 11.88; до 4.86	Ixer et al., 1979
Хромит-никелиновые руды провинции Малага, Испания	до 11.94; до 8.14	Gervilla, Ronsbo, 1992
Золото-редкометалльные месторождения Восточной Якутии	до 12.80; до 7.1	Гамянин, Лыхина, 2000
Медно-никелевые руды Воронежского кристаллического массива	до 13.75; 7.93	Буковшин, Чернышов, 1985
Спессартитовые силлы района Лакон, Франция	до 14.40; до 10.86	Beziat et al., 1996
Золоторудное месторождение Сухой Лог	н/и; до 13.93	Дистлер и др., 1996

Примечание. Н.о. – не обнаружено; н/и – нет информации.

Герсдорфит в рудах *Ишкининского месторождения* представлен отдельными кристаллами и кристаллическими агрегатами размером до 0.5–1 мм, ассоциирующими с никелином (см. рис. 6.8г). Вместе с арсенидами и никелином присутствует как реликт в кристаллах кобальтина. Оптически от кобальтина отличается серо-голубым оттенком в цвете. Герсдорфит Ишкининского месторождения обогащен кобальтом (до 12.68 мас. %) и железом (до 11.69 мас. %) (табл. 6.13) по сравнению со многими опубликованными данными (табл. 6.14). Установлено, что герсдорфит зонален по содержаниям кобальта и железа: в центре кристаллов содержания кобальта повышены – 12.68 и 12.18 мас. %, а железа понижены – 7.65 и 7.87 мас. %. На периферии наоборот, содержания кобальта понижены – 6.26 мас. %, а железа повышены – 9.00 мас. %. Высокие содержания кобальта в герсдорфите приближают его состав к кобальтину.

Герсдорфит в рудах *Дергамышского месторождения* образует тесные сростания с кобальтином, который обрастает и ассоциирует с никелином. Вероятно, из-за этого агрегаты герсдорфита и кобальтина имеют серо-голубой оттенок по сравнению с кристаллическим кобальтином. Химический состав герсдорфита характеризуется высокими содержаниями кобальта (до 13.89 мас. %) и повышенными содержаниями железа (до 2.99 мас. %) (табл. 6.13, ан. 39).

агрегаты. Он также наблюдается в виде отдельных кристаллов и сростков в сульфидах (халькопирите и пирите) с трапециевидными, треугольными, ромбическими и шестиугольными сечениями в сульфидах и нерудной матрице (цементе гравелитов). Третьей разновидностью являются прожилки кобальтина мощностью до 0.04 мм, секущие макинавит-кубанит-халькопиритовые агрегаты, которые, в свою очередь, замещают пирит-пирротиновые обломки (см. рис. 6.8б).

Химический состав кобальтина сходен с таковым из руд Ишкининского месторождения по высоким содержаниям никеля (до 14.32 мас. %) и повышенным – железа (до 4.49 мас. %), но отличается примесью сурьмы и меди (табл. 6.11).

Арсенопирит в рудах Ишкининского месторождения представлен двумя морфологическими разновидностями. Первая из них наблюдается в виде мелких (~0.04 мм) кристаллов с ромбическими сечениями и их сростков – звездчатых агрегатов – среди основной пирит-халькопирит-пирротиновой матрицы. Часто встречаются скелетные кристаллы с включениями пирротина, пирита, халькопирита, магнетита, хромита, нерудных минералов. Вторая разновидность арсенопирита представлена скоплениями крупных (до нескольких миллиметров) брекчированных зерен (см. рис. 6.8в). Обе разновидности арсенопирита ассоциируют с золотом, которое встречается в нем в виде многочисленных мелких (до 8 мкм) округлых зерен. Травление крупных арсенопиритовых агрегатов выявляет их поликристаллическое строение. Микрогеохимическое картирование отдельных кристаллов показывает, что арсенопирит зонален по содержанию кобальта и никеля (см. рис. 6.9б).

Состав арсенопирита Ишкининского месторождения отличается от составов арсенопирита из руд других месторождений и рудопроявлений экстремально высокими содержаниями никеля (до 14.66 мас. %, табл. 6.12), что нехарактерно для этого сульфоарсенида [Рамдор, 1962; Боришанская и др., 1981; Чвилева и др., 1988]. Содержание кобальта от 3.12 до 8.80 мас. % в некоторых анализах формально относит эти составы к данаиту – разновидности арсенопирита, обогащенной кобальтом от 3 до 12 мас. % [Боришанская и др., 1981]. Из множества химических анализов арсенопирита и данаита [Рудащевский и др., 1975; Минералогия..., 1991; Gervilla et al., 1996; Молошаг и др., 2004 и др.] лишь один анализ арсенопирита из золото-редкометалльных месторождений Восточной Якутии содержит 8.1 мас. % никеля [Гамянин, Лыхина, 2000] и один состав данаита из сульфидных медно-никелевых руд Печенгского рудного узла – 13.24 мас. % [Абзалов, Полежаева, 1989].

При оптической однородности кристаллов высокие содержания никеля в арсенопирите фиксируют промежуточную фазу между арсенопиритом и герсдорфитом (табл. 6.12, ан. 6, 9). Вследствие этого составы арсенопирита из руд месторождения образуют тренд в никелевую часть системы FeAsS–CoAsS–NiAsS, предполагая существование изоморфного перехода между арсенопиритом и герсдорфитом. Подобный «невозможный» переход составов между минералами разных сингоний был описан для раммельсбергита и герсдорфита из руд месторождения Сан Хуан де План (Центральные Пиренеи, Испания) [Fanlo et al., 2003].

В арсенопирите мышьяк и сера противопоставлены друг другу, а содержания железа тесно связаны с концентрацией серы. При кристаллизации центральной части индивидов кобальт связывается с мышьяком, никель – с серой, а в краевых зонах кристаллов кобальт коррелирует с серой, а никель – с мышьяком. Повышенные содержания никеля в арсенопирите повлияли на параметры его элементарной ячейки, которые также, как и у кобальтина, увеличены по сравнению со стандартными образцами (см. табл. 6.10).

Таблица 6.8

Химический состав кобальтина из руд Ишкининского месторождения (мас. %)

№ п/п	Co	As	S	Ni	Fe	Au	Ag	Cu	Te	Bi	Sb	Сумма	Формула
1	23.52	45.92	18.23	9.51	2.68	0.04	0.00	0.00	0.01	0.08	0.01	99.98	$(\text{Co}_{0.68}\text{Ni}_{0.27}\text{Fe}_{0.08})_{1.03}\text{As}_{1.03}\text{S}_{0.97}$
2	24.06	46.66	18.21	8.85	3.14	0.16	0.00	0.04	0.02	0.09	0.03	101.26	$(\text{Co}_{0.69}\text{Ni}_{0.25}\text{Fe}_{0.10})_{1.04}\text{As}_{1.04}\text{S}_{0.96}$
3	23.34	48.41	16.88	8.73	3.58	0.15	0.07	0.05	0.04	0.16	0.04	101.46	$(\text{Co}_{0.68}\text{Ni}_{0.25}\text{Fe}_{0.10})_{1.03}\text{As}_{1.10}\text{S}_{0.90}$
4	21.03	47.56	17.47	10.22	4.68	0.00	0.05	0.01	0.09	0.09	0.04	101.24	$(\text{Co}_{0.62}\text{Ni}_{0.29}\text{Fe}_{0.14})_{1.05}\text{As}_{1.08}\text{S}_{0.92}$
5	18.37	47.27	17.62	11.51	5.67	0.00	0.04	0.00	0.05	0.19	0.00	100.73	$(\text{Co}_{0.53}\text{Ni}_{0.34}\text{Fe}_{0.17})_{1.04}\text{As}_{1.07}\text{S}_{0.93}$
6	20.01	46.89	17.89	11.10	4.67	0.10	0.00	0.03	0.00	0.00	0.03	100.72	$(\text{Co}_{0.57}\text{Ni}_{0.32}\text{Fe}_{0.13})_{1.02}\text{As}_{1.06}\text{S}_{0.94}$
7	15.17	46.36	18.45	14.69	5.72	0.04	0.00	0.05	0.00	0.22	0.01	100.73	$(\text{Co}_{0.43}\text{Ni}_{0.42}\text{Fe}_{0.17})_{1.02}\text{As}_{1.03}\text{S}_{0.97}$
8	21.11	46.14	18.57	10.18	4.68	0.13	0.00	0.04	0.00	0.08	0.04	100.96	$(\text{Co}_{0.60}\text{Ni}_{0.28}\text{Fe}_{0.13})_{1.01}\text{As}_{1.03}\text{S}_{0.97}$
9	24.94	47.09	18.07	7.00	3.72	0.10	0.00	0.05	0.03	0.25	0.03	101.28	$(\text{Co}_{0.71}\text{Ni}_{0.20}\text{Fe}_{0.12})_{1.03}\text{As}_{1.06}\text{S}_{0.94}$
10	23.53	48.30	17.36	8.37	3.38	0.06	0.00	0.00	0.07	0.01	0.02	101.09	$(\text{Co}_{0.68}\text{Ni}_{0.24}\text{Fe}_{0.10})_{1.02}\text{As}_{1.08}\text{S}_{0.92}$
11	21.36	47.10	17.70	9.51	4.45	0.00	0.00	0.03	0.02	0.00	0.00	100.16	$(\text{Co}_{0.61}\text{Ni}_{0.27}\text{Fe}_{0.14})_{1.02}\text{As}_{1.07}\text{S}_{0.93}$
12	18.18	47.14	18.23	11.83	5.50	0.05	0.05	0.09	0.00	0.02	0.05	101.13	$(\text{Co}_{0.52}\text{Ni}_{0.33}\text{Fe}_{0.17})_{1.02}\text{As}_{1.05}\text{S}_{0.95}$
13	19.35	46.69	18.33	11.66	5.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.19	0.01	101.24	$(\text{Co}_{0.55}\text{Ni}_{0.34}\text{Fe}_{0.15})_{1.04}\text{As}_{1.04}\text{S}_{0.96}$
14	15.76	47.20	18.20	13.82	6.25	0.00	0.00	0.00	0.04	0.12	0.03	101.42	$(\text{Co}_{0.45}\text{Ni}_{0.40}\text{Fe}_{0.18})_{1.03}\text{As}_{1.05}\text{S}_{0.95}$
15	20.23	47.02	18.31	10.46	5.18	0.00	0.00	0.09	0.00	0.09	0.00	101.37	$(\text{Co}_{0.57}\text{Ni}_{0.30}\text{Fe}_{0.15})_{1.02}\text{As}_{1.05}\text{S}_{0.95}$
16	23.37	46.96	18.60	7.87	4.61	0.00	0.00	0.17	0.02	0.04	0.01	101.64	$(\text{Co}_{0.66}\text{Ni}_{0.21}\text{Fe}_{0.13})_{1.00}\text{As}_{1.04}\text{S}_{0.96}$
17	27.78	43.95	19.96	5.71	3.58	0.09	0.00	0.11	–	0.00	–	101.18	$(\text{Co}_{0.78}\text{Ni}_{0.17}\text{Fe}_{0.10})_{1.05}\text{As}_{0.98}\text{S}_{1.02}$
18	27.09	44.31	19.79	6.16	4.04	0.00	0.02	0.05	–	0.00	–	101.68	$(\text{Co}_{0.76}\text{Ni}_{0.17}\text{Fe}_{0.12})_{1.05}\text{As}_{0.98}\text{S}_{1.02}$
19	25.07	44.15	20.10	7.64	4.69	0.00	0.00	0.00	–	0.00	–	101.84	$(\text{Co}_{0.70}\text{Ni}_{0.21}\text{Fe}_{0.13})_{1.04}\text{As}_{0.97}\text{S}_{1.03}$
20	23.38	45.98	18.51	9.68	4.14	0.00	0.00	0.00	–	0.05	–	101.94	$(\text{Co}_{0.67}\text{Ni}_{0.27}\text{Fe}_{0.12})_{1.06}\text{As}_{1.03}\text{S}_{0.95}$
21	25.64	44.94	19.13	8.36	3.13	0.06	0.00	0.00	–	0.00	–	101.52	$(\text{Co}_{0.73}\text{Ni}_{0.23}\text{Fe}_{0.10})_{1.06}\text{As}_{1.00}\text{S}_{1.00}$
22	29.94	44.14	20.02	3.95	3.04	0.01	0.01	0.01	–	0.01	–	101.30	$(\text{Co}_{0.84}\text{Ni}_{0.12}\text{Fe}_{0.08})_{1.04}\text{As}_{0.98}\text{S}_{1.02}$

Окончание табл. 6.8

№ п/п	Co	As	S	Ni	Fe	Au	Ag	Cu	Te	Bi	Sb	Сумма	Формула
23	24.28	44.58	19.27	9.42	3.16	0.00	0.00	0.00	–	0.00	–	100.71	(Co _{0.68} Ni _{0.27} Fe _{0.10}) _{1.05} As _{1.00} S _{1.00}
24	25.17	45.23	19.33	7.60	3.33	0.00	0.00	0.01	–	0.00	–	100.72	(Co _{0.72} Ni _{0.22} Fe _{0.10}) _{1.04} As _{1.00} S _{1.00}
25	24.53	45.91	18.54	8.63	3.83	0.00	0.02	0.03	–	0.06	–	101.68	(Co _{0.68} Ni _{0.24} Fe _{0.11}) _{1.03} As _{1.05} S _{0.94}
26	19.17	45.87	18.70	11.72	5.78	0.05	0.01	0.04	–	0.00	–	101.50	(Co _{0.55} Ni _{0.34} Fe _{0.17}) _{1.06} As _{1.03} S _{0.97}
27	16.88	45.40	19.11	14.40	5.86	0.00	0.00	0.01	–	0.01	–	101.89	(Co _{0.48} Ni _{0.41} Fe _{0.10}) _{1.06} As _{1.01} S _{0.99}
28	20.85	44.37	19.50	11.48	4.91	0.00	0.00	0.01	–	0.02	–	101.32	(Co _{0.58} Ni _{0.33} Fe _{0.15}) _{1.06} As _{0.98} S _{1.02}
29	29.28	44.11	19.77	4.59	3.55	0.00	0.01	0.05	–	0.11	–	101.62	(Co _{0.83} Ni _{0.13} Fe _{0.10}) _{1.06} As _{0.98} S _{1.02}
30	25.30	44.61	19.45	8.30	3.46	0.01	0.00	0.02	–	0.00	–	101.35	(Co _{0.71} Ni _{0.23} Fe _{0.10}) _{1.04} As _{0.99} S _{1.01}
31	27.61	44.50	19.30	6.39	3.18	0.06	0.00	0.03	–	0.00	–	101.28	(Co _{0.77} Ni _{0.18} Fe _{0.10}) _{1.05} As _{0.99} S _{1.01}
32	30.13	44.11	19.86	4.27	2.96	0.00	0.00	0.06	–	0.05	–	101.59	(Co _{0.84} Ni _{0.12} Fe _{0.08}) _{1.04} As _{0.98} S _{1.02}
33	18.15	45.63	19.26	12.02	6.31	0.00	0.00	0.19	–	0.00	–	101.62	(Co _{0.51} Ni _{0.33} Fe _{0.18}) _{1.02} As _{1.01} S _{0.98}
34	23.94	45.79	18.79	7.46	4.75	0.05	0.00	0.46	–	0.00	–	101.25	(Co _{0.68} Ni _{0.22} Fe _{0.15}) _{1.05} As _{1.02} S _{0.98}
35	26.73	44.28	19.63	5.74	4.11	0.06	0.00	0.16	–	0.00	–	100.70	(Co _{0.75} Ni _{0.17} Fe _{0.12}) _{1.04} As _{0.98} S _{1.02}
36	26.86	45.14	19.07	5.99	3.72	0.00	0.00	0.02	–	0.00	–	100.80	(Co _{0.77} Ni _{0.17} Fe _{0.12}) _{1.06} As _{1.01} S _{0.99}
37	25.29	44.86	19.32	8.22	3.46	0.00	0.00	0.02	–	0.00	–	101.17	(Co _{0.72} Ni _{0.23} Fe _{0.10}) _{1.05} As _{1.00} S _{1.00}
38	24.87	44.78	19.55	7.73	4.19	0.00	0.00	0.22	–	0.00	–	101.34	(Co _{0.69} Ni _{0.21} Fe _{0.13}) _{1.03} As _{0.99} S _{1.01}
39	25.01	44.66	19.64	7.09	4.77	0.00	0.05	0.05	–	0.00	–	101.28	(Co _{0.70} Ni _{0.20} Fe _{0.15}) _{1.05} As _{1.02} S _{0.98}
40	26.63	45.50	18.81	6.70	3.74	0.00	0.00	0.02	–	0.00	–	101.40	(Co _{0.75} Ni _{0.18} Fe _{0.12}) _{1.05} As _{1.02} S _{0.98}
41	25.78	45.11	19.03	8.04	3.03	0.04	0.00	0.01	–	0.00	–	101.04	(Co _{0.74} Ni _{0.24} Fe _{0.08}) _{1.06} As _{1.01} S _{0.99}
42	18.20	45.50	19.65	9.55	8.79	0.01	0.00	0.03	–	0.00	–	101.74	(Co _{0.51} Ni _{0.26} Fe _{0.26}) _{1.03} As _{1.00} S _{1.00}

Примечание. Анализы выполнены на рентгеноспектральных микроанализаторах: Camebax SX 50, Музей естественной истории, аналитик Дж. Спратт – №№ 1–16; JEOL JXA-8900 RL, Фрайбергская Горная Академия, аналитик К. Беккер – №№ 17–42. Анализы 1–8 – обр. 610-21А, зерно 10; 9–16 – обр. 610-21, зерно 2; 17–20 – обр. 610-21А, зерно 4а; 21–32 – обр. 610-21А, зерно 5а; 33 – обр. 98-18б, зерно 2а; 34–41 – обр. 610-21А, зерно 1в; 42 – обр. 598-16, зерно 1а. Кристаллохимические формулы рассчитаны по сумме мышьяка и серы, равной двум.

Таблица 6.14

**Содержания Со и Fe в герсдорфитах из типовых месторождений
и рудопроявлений**

Место обнаружения	Содержания Со и Fe (мас. %)	Литературный источник
Медно-порфиновые месторождения Казахстана	н.о.; до 1.37	Филимонова и др., 1985
Пышминско-Ключевское колчеданное месторождение, Средний Урал	до 1.87; до 2.13	Айзикович и др., 1974
As-Ni-Co месторождение Бу-Аззер, Марокко	до 5.10; до 2.10	Виноградова и др., 1974
Высокогорское оловорудное месторождение, Приморье	до 5.90; до 7.50	Финашин и др., 1979
Сульфидные медно-никелевые руды Печенгского рудного узла	до 5.00; до 15.01	Абзалов, Полежаева, 1989
Кобальтоносные жил в Северной Великобритании	до 11.88; до 4.86	Ixer et al., 1979
Хромит-никелиновые руды провинции Малага, Испания	до 11.94; до 8.14	Gervilla, Ronsbo, 1992
Золото-редкометалльные месторождения Восточной Якутии	до 12.80; до 7.1	Гамянин, Лыхина, 2000
Медно-никелевые руды Воронежского кристаллического массива	до 13.75; 7.93	Буковшин, Чернышов, 1985
Спессартитовые силлы района Лакон, Франция	до 14.40; до 10.86	Beziat et al., 1996
Золоторудное месторождение Сухой Лог	н/и; до 13.93	Дистлер и др., 1996

Примечание. Н.о. – не обнаружено; н/и – нет информации.

Герсдорфит в рудах *Ишкининского месторождения* представлен отдельными кристаллами и кристаллическими агрегатами размером до 0.5–1 мм, ассоциирующими с никелином (см. рис. 6.8г). Вместе с арсенидами и никелином присутствует как реликт в кристаллах кобальтина. Оптически от кобальтина отличается серо-голубым оттенком в цвете. Герсдорфит Ишкининского месторождения обогащен кобальтом (до 12.68 мас. %) и железом (до 11.69 мас. %) (табл. 6.13) по сравнению со многими опубликованными данными (табл. 6.14). Установлено, что герсдорфит зонален по содержаниям кобальта и железа: в центре кристаллов содержания кобальта повышены – 12.68 и 12.18 мас. %, а железа понижены – 7.65 и 7.87 мас. %. На периферии наоборот, содержания кобальта понижены – 6.26 мас. %, а железа повышены – 9.00 мас. %. Высокие содержания кобальта в герсдорфите приближают его состав к кобальтину.

Герсдорфит в рудах *Дергамышского месторождения* образует тесные сростания с кобальтином, который обрастает и ассоциирует с никелином. Вероятно, из-за этого агрегаты герсдорфита и кобальтина имеют серо-голубой оттенок по сравнению с кристаллическим кобальтином. Химический состав герсдорфита характеризуется высокими содержаниями кобальта (до 13.89 мас. %) и повышенными содержаниями железа (до 2.99 мас. %) (табл. 6.13, ан. 39).

Аллоклазит был обнаружен в рудах *Ивановского месторождения*, и его находка является первой для Урала. Ранее он, вероятно, принимался за арсенопирит вследствие сходной морфологии кристаллов и некоторых оптических свойств, либо трактовался как кобальтин из-за преобладания в химическом составе кобальта над никелем и железом.

Аллоклазит встречается в пирит-халькопирит-пирротиновом и халькопирит-пирротиновом типах руд. Минерал образует изометричные и удлинённые призматические кристаллы и их сростки с ромбическими, иногда гексагональными сечениями (см. рис. 6.8д). Встречается в пирротине, халькопирите, жилах и гнездах кварца и карбонатов, более поздних, чем пирротин и халькопирит. Размер кристаллов – нескольких микрометров до 0.06–0.08 мм, редко – 0.1–0.3 мм. Часто встречаются футляровидные скелетные кристаллы. Практически всегда аллоклазит рассекается поздними магнетитовыми и нерудными прожилками. В скрещенных николях минерал умеренно анизотропен, иногда встречаются изотропные сечения.

Аллоклазит – сульфоарсенид с наименьшей микротвердостью – 600–840 кг/мм² [Чвилева и др., 1988]. Для сравнения отметим, что твердость арсенопирита – 900–1100 кг/мм², глаукодота – 840–1100 кг/мм², кобальтина – 950–1200 кг/мм². Было произведено 16 замеров микротвердости (микротвердомер ПМТ-3, груз 100 г, ИМин УрО РАН). Из них 13 не превышают 800 кг/мм² и варьируют от 443 до 774 кг/мм² со средним значением 628 кг/мм² (8 замеров со значениями от 615 до 687 кг/мм²). Замеры свыше 800 кг/мм² составляют 804–837 кг/мм². При вдавлении алмазной пирамидки зерна крошатся, что говорит о хрупкости минерала.

Химический состав аллоклазита характеризуется примесями никеля и железа – до 6.58 и 6.35 мас. % соответственно (табл. 6.15). Кроме того, минерал слабо зонален по содержаниям кобальта, никеля и железа. В центре кристаллов фиксируются повышенные содержания кобальта и пониженные – никеля и железа; на периферии – пониженные содержания кобальта и повышенные – никеля и железа. В целом, аллоклазит Ивановского месторождения несколько нестехиометричен в сторону преобладания металлов над мышьяком и серой. Оптические и микронзондовые исследования аллоклазита подтверждаются рентгеновскими характеристиками. На дебаграмме ивановского аллоклазита отмечается 15 линий (табл. 6.16), которые сопоставимы с линиями эталонных аллоклазитов [PDF, 1984].

Таблица 6.15

Химический состав аллоклазита Ивановского месторождения (мас. %)

№ п/п	Co	Ni	Fe	As	S	Сумма	Формула
1с	29.62	5.04	2.93	44.15	18.62	100.36	(Co _{0.87} Ni _{0.15} Fe _{0.09}) _{1.11} As _{1.01} S _{0.99}
2р	28.96	5.87	2.95	43.43	18.66	99.87	(Co _{0.84} Ni _{0.17} Fe _{0.09}) _{1.10} As _{1.00} S _{1.00}
3с	30.50	4.43	2.62	43.61	18.78	99.94	(Co _{0.89} Ni _{0.14} Fe _{0.09}) _{1.12} As _{1.01} S _{0.99}
4р	28.47	5.14	3.77	44.05	18.50	99.93	(Co _{0.82} Ni _{0.15} Fe _{0.12}) _{1.09} As _{1.01} S _{0.99}
6с	30.92	3.53	2.86	43.70	18.90	99.91	(Co _{0.89} Ni _{0.10} Fe _{0.09}) _{1.08} As _{0.99} S _{1.01}
7р	28.99	4.77	3.79	43.63	18.72	99.90	(Co _{0.84} Ni _{0.14} Fe _{0.12}) _{1.10} As _{1.00} S _{1.00}
8с	30.97	4.42	2.51	43.14	18.95	99.99	(Co _{0.91} Ni _{0.14} Fe _{0.07}) _{1.12} As _{0.99} S _{1.01}
9р	29.64	4.95	3.27	43.00	19.02	99.88	(Co _{0.86} Ni _{0.14} Fe _{0.10}) _{1.10} As _{0.98} S _{1.02}
10	26.43	2.95	6.35	42.55	20.71	98.99	(Co _{0.74} Fe _{0.18} Ni _{0.08}) _{1.00} As _{0.93} S _{1.07}
11	27.09	6.58	2.20	45.40	19.44	100.71	(Co _{0.75} Ni _{0.18} Fe _{0.07}) _{1.00} As _{1.00} S _{1.00}
12	28.26	5.15	2.58	45.24	19.39	100.62	(Co _{0.80} Ni _{0.15} Fe _{0.08}) _{1.03} As _{1.00} S _{1.00}
13	31.89	0.98	3.16	45.87	19.36	101.26	(Co _{0.89} Fe _{0.10} Ni _{0.03}) _{1.02} As _{1.01} S _{0.99}
14	32.13	1.00	2.83	45.94	19.43	101.33	(Co _{0.90} Fe _{0.08} Ni _{0.03}) _{1.01} As _{1.00} S _{1.00}

Примечание. Анализы выполнены на рентгеноспектральных микроанализаторах: Samscan-4DV с энергодисперсионным спектрометром AN-10000, ООО «РС+», аналитик Н. С. Рудашевский – №№ 1–9; Camebax SX 50, Бюро геологических исследований Франции, аналитик К. Жиль – №№ 10–14. Обр. № 151-13, с – центр кристаллов, р – их периферия. Кристаллохимические формулы рассчитаны по сумме мышьяка и серы, равной двум.

Таблица 6.16

Дебаеграмма аллоклазита Ивановского месторождения

№ 151-35		№ 25-0245		№ 25-0246	
I, %	d, Å	I, %	d, Å	I, %	d, Å
				5	4.64
		20	3.97		
		5	3.75		
50	3.56	90	3.57	30	3.58
		20	3.53		
		90	3.27		
		20	3.11		
				10	2.917
		20	2.803	30	2.802
100	2.75	100	2.754	100	2.75
		5	2.712		
10	2.62	10	2.642		
		20	2.520		
100	2.49	70	2.471	90	2.469
				50	2.401
80	2.39	50	2.396		
		20	2.366		
				5	2.321
60	2.28	20	2.27		
				5	2.167
				10	2.143
30	1.961	20	1.966	20	1.963
		10	1.885		
		10	1.867		
10	1.849				
90	1.808	60	1.819	70	1.817
		10	1.785	10	1.788
50	1.732	50	1.733	20	1.733
				30	1.707
60	1.689				
50	1.644	50	1.640	30	1.639
20	1.58			20	1.583
60	1.546			20	1.546
				20	1.49
				2	1.456
40	1.399			20	1.39
				10	1.336
				5	1.26
				2	1.234
				10	1.217
				5	1.20
				20	1.114

Примечание. Условия съемки: прибор УРС-2.0, камера РКД-57.3, FeK_α-излучение, Мп-фильтр, ИМин УрО РАН, аналитик Зенович Е. Г. № 151-35 – аллоклазит из руд Ивановского месторождения; №№ 25-0245, 25-0246 – аллоклазит из рентгеновской картотеки (PDF).

Таблица 6.11

Химический состав кобальтина из руд Дергамышского месторождения (мас. %)

№ п/п	№ ан.	S	Fe	Co	Ni	As	Sb	Cu	Сумма	Кристаллохимическая формула
1	5a	18.23	2.46	25.72	8.13	45.42	0.00	0.00	99.96	$(\text{Co}_{0.74}\text{Ni}_{0.24}\text{Fe}_{0.07})_{1.05}\text{As}_{1.03}\text{S}_{0.97}$
2	5b	19.00	2.70	23.82	8.44	46.01	0.00	0.00	99.97	$(\text{Co}_{0.67}\text{Ni}_{0.24}\text{Fe}_{0.08})_{0.99}\text{As}_{1.02}\text{S}_{0.98}$
3	5c	18.59	3.80	25.76	6.72	45.11	0.00	0.00	99.98	$(\text{Co}_{0.74}\text{Ni}_{0.19}\text{Fe}_{0.12})_{1.05}\text{As}_{1.02}\text{S}_{0.98}$
4	5d	19.11	2.40	27.07	6.74	44.62	0.00	0.00	99.94	$(\text{Co}_{0.77}\text{Ni}_{0.19}\text{Fe}_{0.07})_{1.03}\text{As}_{1.00}\text{S}_{1.00}$
5	5e	19.06	2.62	25.11	8.12	45.02	0.00	0.00	99.93	$(\text{Co}_{0.71}\text{Ni}_{0.23}\text{Fe}_{0.08})_{1.02}\text{As}_{1.01}\text{S}_{0.99}$
6	5f	19.12	4.06	18.83	12.28	45.69	0.00	0.00	99.98	$(\text{Co}_{0.53}\text{Ni}_{0.35}\text{Fe}_{0.12})_{1.00}\text{As}_{1.01}\text{S}_{0.99}$
7	5g	16.91	3.60	17.71	14.32	47.41	0.00	0.00	99.95	$(\text{Co}_{0.52}\text{Ni}_{0.42}\text{Fe}_{0.11})_{1.05}\text{As}_{1.09}\text{S}_{0.91}$
8	5h	19.12	2.76	26.26	6.64	45.18	0.00	0.00	99.96	$(\text{Co}_{0.74}\text{Ni}_{0.19}\text{Fe}_{0.08})_{1.01}\text{As}_{1.01}\text{S}_{0.99}$
9	5k	18.41	4.11	23.97	7.70	45.73	0.00	0.00	99.92	$(\text{Co}_{0.69}\text{Ni}_{0.22}\text{Fe}_{0.12})_{1.03}\text{As}_{1.03}\text{S}_{0.97}$
10	1e	19.95	4.49	18.16	8.75	48.58	0.00	0.00	99.93	$(\text{Co}_{0.49}\text{Ni}_{0.23}\text{Fe}_{0.13})_{0.85}\text{As}_{1.02}\text{S}_{0.98}$
11	1g	19.96	2.49	18.88	9.66	49.02	0.00	0.00	100.01	$(\text{Co}_{0.50}\text{Ni}_{0.26}\text{Fe}_{0.07})_{0.83}\text{As}_{1.02}\text{S}_{0.98}$
12	1h	19.63	2.86	19.11	9.12	49.19	0.00	0.00	99.91	$(\text{Co}_{0.51}\text{Ni}_{0.24}\text{Fe}_{0.08})_{0.83}\text{As}_{1.03}\text{S}_{0.97}$
13	1j	19.52	3.45	18.64	9.16	49.17	0.00	0.00	99.94	$(\text{Co}_{0.50}\text{Ni}_{0.25}\text{Fe}_{0.10})_{0.85}\text{As}_{1.04}\text{S}_{0.96}$
14	2a	22.22	1.54	20.28	8.68	44.32	2.23	0.66	99.93	$(\text{Co}_{0.53}\text{Ni}_{0.23}\text{Fe}_{0.04}\text{Sb}_{0.03}\text{Cu}_{0.02})_{0.85}\text{As}_{0.92}\text{S}_{1.08}$
15	2b	21.84	1.61	20.30	8.67	44.52	2.28	0.68	99.90	$(\text{Co}_{0.54}\text{Ni}_{0.23}\text{Fe}_{0.05}\text{Sb}_{0.03}\text{Cu}_{0.02})_{0.87}\text{As}_{0.91}\text{S}_{1.07}$
16	2c	22.61	1.75	21.10	8.05	44.37	1.54	0.53	99.95	$(\text{Co}_{0.55}\text{Ni}_{0.21}\text{Fe}_{0.05}\text{Sb}_{0.02}\text{Cu}_{0.01})_{0.84}\text{As}_{0.91}\text{S}_{1.09}$
17	3f	21.63	2.10	19.53	9.25	45.25	0.83	1.35	99.94	$(\text{Co}_{0.52}\text{Ni}_{0.25}\text{Fe}_{0.06}\text{Sb}_{0.01}\text{Cu}_{0.03})_{0.87}\text{As}_{0.94}\text{S}_{1.06}$
18	3g	22.98	2.11	21.19	7.15	42.96	2.05	1.52	99.96	$(\text{Co}_{0.56}\text{Ni}_{0.19}\text{Fe}_{0.06}\text{Sb}_{0.03}\text{Cu}_{0.04})_{0.88}\text{As}_{0.89}\text{S}_{1.11}$
19	3h	23.49	2.08	21.79	6.83	42.80	1.28	1.63	99.90	$(\text{Co}_{0.57}\text{Ni}_{0.18}\text{Fe}_{0.06}\text{Sb}_{0.02}\text{Cu}_{0.04})_{0.87}\text{As}_{0.88}\text{S}_{1.12}$
20	3i	23.49	2.09	21.79	6.83	42.81	1.28	1.63	99.92	$(\text{Co}_{0.54}\text{Ni}_{0.17}\text{Fe}_{0.10}\text{Sb}_{0.02}\text{Cu}_{0.04})_{0.87}\text{As}_{1.12}\text{S}_{0.88}$
21	1c	20.42	3.68	20.41	6.40	49.03	0.00	0.00	99.94	$(\text{Co}_{0.54}\text{Ni}_{0.17}\text{Fe}_{0.10})_{0.81}\text{As}_{1.01}\text{S}_{0.99}$
22	1d	21.36	3.35	20.12	7.67	47.51	0.00	0.00	100.01	$(\text{Co}_{0.52}\text{Ni}_{0.20}\text{Fe}_{0.09})_{0.81}\text{As}_{1.03}\text{S}_{0.97}$
23	1f	19.39	3.42	17.13	11.17	48.84	0.00	0.00	99.95	$(\text{Co}_{0.46}\text{Ni}_{0.30}\text{Fe}_{0.10})_{0.86}\text{As}_{1.04}\text{S}_{0.96}$
24	1g	20.51	2.31	21.13	7.11	48.90	0.00	0.00	99.96	$(\text{Co}_{0.55}\text{Ni}_{0.19}\text{Fe}_{0.06})_{0.81}\text{As}_{0.99}\text{S}_{1.01}$
25	1h	20.07	2.31	19.05	9.94	47.00	1.57	0.00	99.94	$(\text{Co}_{0.52}\text{Ni}_{0.27}\text{Fe}_{0.07}\text{Sb}_{0.02})_{0.87}\text{As}_{1.00}\text{S}_{1.00}$
26	2k	20.29	2.24	18.76	10.49	48.14	0.00	0.00	99.92	$(\text{Co}_{0.50}\text{Ni}_{0.28}\text{Fe}_{0.06})_{0.84}\text{As}_{0.99}\text{S}_{1.01}$
27	3c	21.79	1.64	20.66	8.00	47.87	0.00	0.00	99.96	$(\text{Co}_{0.53}\text{Ni}_{0.21}\text{Fe}_{0.04})_{0.78}\text{As}_{1.01}\text{S}_{0.99}$
28	3d	21.47	1.76	20.58	8.32	47.79	0.00	0.00	99.92	$(\text{Co}_{0.53}\text{Ni}_{0.22}\text{Fe}_{0.05})_{0.80}\text{As}_{0.92}\text{S}_{1.08}$

Примечание. Анализы выполнены на электронном микроскопе РЭММА-202М с энергодисперсионной приставкой, ИМин УРО РАН, аналитик В. А. Котляров. Анализы 1–20 – обр. 200/276.1-2b, 21–28 – обр. 200/276.1-2d. Кристаллохимические формулы кобальтина рассчитаны по сумме мышьяка и серы, равной двум.

Таблица 6.12

Химический состав арсенопирита и глаукодота из руд Ишкининского и Ивановского месторождений (мас. %)

№ п/п	Fe	As	S	Co	Ni	Au	Ag	Cu	Te	Bi	Sb	Сумма	Формула
1	26.33	50.68	16.42	0.67	7.20	0.17	0.00	0.01	0.04	0.00	0.01	101.57	$(\text{Fe}_{0.79}\text{Ni}_{0.20}\text{Co}_{0.02})_{1.01}\text{As}_{1.14}\text{S}_{0.86}$
2	23.57	51.66	15.59	1.84	8.40	0.00	0.01	0.14	0.01	0.00	0.00	101.29	$(\text{Fe}_{0.71}\text{Ni}_{0.24}\text{Co}_{0.05})_{1.00}\text{As}_{1.17}\text{S}_{0.83}$
3	22.18	51.84	15.18	2.68	8.89	0.00	0.00	0.11	0.07	0.00	0.05	101.00	$(\text{Fe}_{0.69}\text{Ni}_{0.26}\text{Co}_{0.09})_{1.04}\text{As}_{1.19}\text{S}_{0.81}$
4	23.51	52.66	14.83	1.10	9.08	0.01	0.00	0.07	0.09	0.00	0.06	101.61	$(\text{Fe}_{0.72}\text{Ni}_{0.26}\text{Co}_{0.03})_{1.02}\text{As}_{1.21}\text{S}_{0.79}$
5	23.06	49.82	16.82	8.80	2.91	0.00	0.04	0.06	0.00	0.00	0.06	101.60	$(\text{Fe}_{0.69}\text{Ni}_{0.25}\text{Co}_{0.08})_{1.02}\text{As}_{1.12}\text{S}_{0.88}$
6	15.02	57.97	10.76	2.65	14.66	0.00	0.01	0.15	0.06	0.00	0.04	101.43	$(\text{Fe}_{0.49}\text{Ni}_{0.45}\text{Co}_{0.07})_{1.01}\text{As}_{1.39}\text{S}_{0.61}$
7	26.91	50.53	16.27	0.70	6.36	0.00	0.02	0.50	0.05	0.08	0.00	101.43	$(\text{Fe}_{0.81}\text{Ni}_{0.20}\text{Co}_{0.02})_{1.03}\text{As}_{1.14}\text{S}_{0.86}$
8	18.53	54.96	12.94	2.88	11.62	0.00	0.00	0.40	0.05	0.11	0.05	101.53	$(\text{Fe}_{0.58}\text{Ni}_{0.35}\text{Co}_{0.09})_{1.02}\text{As}_{1.29}\text{S}_{0.71}$
9	28.88	47.71	18.36	1.55	4.89	0.00	0.01	0.00	–	–	–	101.41	$(\text{Fe}_{0.86}\text{Ni}_{0.13}\text{Co}_{0.05})_{1.04}\text{As}_{1.06}\text{S}_{0.94}$
10	28.06	48.26	17.77	4.27	3.08	0.00	0.04	0.07	–	–	–	101.56	$(\text{Fe}_{0.84}\text{Co}_{0.12}\text{Ni}_{0.08})_{1.04}\text{As}_{1.08}\text{S}_{0.92}$
11	26.65	48.82	16.90	1.92	6.11	0.00	0.00	0.00	–	–	–	100.39	$(\text{Fe}_{0.81}\text{Ni}_{0.17}\text{Co}_{0.05})_{1.03}\text{As}_{1.01}\text{S}_{0.90}$
12	29.91	46.31	19.16	3.77	2.03	0.00	0.00	0.29	–	–	–	101.47	$(\text{Fe}_{0.89}\text{Co}_{0.10}\text{Ni}_{0.05})_{1.04}\text{As}_{1.02}\text{S}_{0.98}$
13	24.15	51.48	15.42	4.99	4.65	–	–	–	–	–	–	100.69	$(\text{Fe}_{0.74}\text{Co}_{0.14}\text{Ni}_{0.14})_{1.02}\text{As}_{1.18}\text{S}_{0.82}$
14	24.35	50.88	15.66	5.64	4.43	–	–	–	–	–	–	100.96	$(\text{Fe}_{0.75}\text{Co}_{0.17}\text{Ni}_{0.14})_{1.06}\text{As}_{1.16}\text{S}_{0.84}$
15	25.34	50.90	16.57	2.77	5.01	–	–	–	–	–	–	100.59	$(\text{Fe}_{0.75}\text{Ni}_{0.15}\text{Co}_{0.08})_{0.98}\text{As}_{1.13}\text{S}_{0.87}$
16	29.39	49.89	17.18	1.62	3.38	–	–	–	–	–	–	101.45	$(\text{Fe}_{0.88}\text{Ni}_{0.10}\text{Co}_{0.05})_{1.03}\text{As}_{1.11}\text{S}_{0.89}$
17	30.53	48.96	17.44	1.31	2.57	–	–	–	–	–	–	100.80	$(\text{Fe}_{0.92}\text{Ni}_{0.07}\text{Co}_{0.03})_{1.02}\text{As}_{1.09}\text{S}_{0.91}$
18	23.91	50.94	15.81	5.48	4.75	–	–	–	–	–	–	100.89	$(\text{Fe}_{0.74}\text{Co}_{0.15}\text{Ni}_{0.14})_{1.03}\text{As}_{1.16}\text{S}_{0.82}$
19	26.30	51.58	15.94	1.70	5.06	–	–	–	–	–	–	100.58	$(\text{Fe}_{0.79}\text{Ni}_{0.15}\text{Co}_{0.05})_{0.99}\text{As}_{1.16}\text{S}_{0.84}$
20	28.82	50.10	17.35	2.41	2.82	–	–	–	–	–	–	101.49	$(\text{Fe}_{0.86}\text{Ni}_{0.08}\text{Co}_{0.07})_{1.01}\text{As}_{1.11}\text{S}_{0.89}$
21	23.81	53.18	14.99	4.41	4.81	–	–	–	–	–	–	101.20	$(\text{Fe}_{0.73}\text{Ni}_{0.14}\text{Co}_{0.12})_{0.99}\text{As}_{1.20}\text{S}_{0.80}$
22	28.03	49.21	16.73	1.90	4.59	–	–	–	–	–	–	100.45	$(\text{Fe}_{0.85}\text{Ni}_{0.14}\text{Co}_{0.05})_{1.04}\text{As}_{1.12}\text{S}_{0.88}$
23	30.99	47.30	17.57	1.07	2.83	–	–	–	–	–	–	99.75	$(\text{Fe}_{0.93}\text{Ni}_{0.08}\text{Co}_{0.03})_{1.04}\text{As}_{1.07}\text{S}_{0.93}$
24	23.31	49.91	17.06	3.12	5.23	–	–	–	–	–	–	98.63	$(\text{Fe}_{0.70}\text{Ni}_{0.15}\text{Co}_{0.08})_{0.93}\text{As}_{1.12}\text{S}_{0.88}$
25	21.67	48.44	15.64	14.24	н.о.	–	–	–	–	–	–	99.99	$(\text{Fe}_{0.68}\text{Co}_{0.43})_{1.11}\text{As}_{1.14}\text{S}_{0.86}$
26	22.53	42.76	16.73	17.97	н.о.	–	–	–	–	–	–	99.99	$(\text{Fe}_{0.74}\text{Co}_{0.56})_{1.30}\text{As}_{1.04}\text{S}_{0.96}$

Примечание. Анализы выполнены на рентгеноспектральных микроанализаторах: Camebax SX 50, Музей естественной истории, аналитик Дж. Спратт – №№ 1–8; JEOL JXA-8900 RL, Фрайбергская Горная Академия, аналитик К. Беккер – №№ 9–12; JEOL JCSA-733, ИМин УрО РАН, аналитик Е.И. Чурин – №№ 13–24; Camebax SX 50, Бюро геологических исследований Франции, аналитик К. Жиль – 25, 26. Анализы 1–7 – обр. 610-22, зерно 1; 8 – обр. 610-22, зерно 3; 9–12 – обр. 598-16, зерно 1; 13–26 – обр. 598-16. Кристаллохимические формулы арсенопирита и глаукодота рассчитаны по сумме мышьяка и серы, равной двум.

Таблица 6.13

Химический состав герсдорфита из руд Ишкининского и Дергамышского месторождений (мас. %)

№ п/п	Ni	As	S	Co	Fe	Ag	Sb	Сумма	Формула
1	20.76	45.04	17.76	8.10	7.31	0.00	0.00	98.97	(Ni _{0.61} Co _{0.24} Fe _{0.23}) _{1.08} As _{1.04} S _{0.96}
2	20.12	45.29	16.99	8.85	7.21	0.00	0.00	98.47	(Ni _{0.60} Co _{0.27} Fe _{0.23}) _{1.10} As _{1.06} S _{0.94}
3	19.54	48.02	17.34	9.00	7.11	0.00	0.00	100.99	(Ni _{0.56} Co _{0.25} Fe _{0.22}) _{1.03} As _{1.08} S _{0.92}
4	23.38	50.72	14.91	5.38	6.16	0.00	0.00	100.55	(Ni _{0.72} Fe _{0.20} Co _{0.16}) _{1.08} As _{1.15} S _{0.85}
5	20.98	48.78	16.45	7.73	6.73	0.00	0.00	100.67	(Ni _{0.62} Co _{0.22} Fe _{0.21}) _{1.05} As _{1.12} S _{0.88}
6	18.96	48.41	17.17	8.33	7.17	0.00	0.00	100.04	(Ni _{0.54} Co _{0.24} Fe _{0.22}) _{1.00} As _{1.09} S _{0.91}
7	20.30	49.36	17.06	7.03	6.77	0.00	0.00	100.53	(Ni _{0.59} Co _{0.22} Fe _{0.22}) _{0.99} As _{1.11} S _{0.89}
8	21.72	50.13	15.78	6.73	6.97	0.00	0.00	101.32	(Ni _{0.64} Fe _{0.21} Co _{0.19}) _{1.04} As _{1.16} S _{0.84}
9	21.03	49.21	17.19	7.01	6.84	0.00	0.00	101.76	(Ni _{0.60} Co _{0.20} Fe _{0.20}) _{1.00} As _{1.10} S _{0.90}
10	19.26	48.23	17.18	8.96	7.71	0.00	0.00	101.83	(Ni _{0.56} Co _{0.25} Fe _{0.24}) _{1.05} As _{1.08} S _{0.92}
11	17.29	49.14	16.06	8.58	7.38	0.52	0.42	101.05	(Ni _{0.50} Co _{0.26} Fe _{0.22}) _{0.98} As _{1.14} S _{0.86}
12	19.35	51.00	16.09	7.34	7.07	0.43	0.31	101.59	(Ni _{0.56} Fe _{0.22} Co _{0.20}) _{0.98} As _{1.15} S _{0.85}
13	17.45	49.11	15.93	8.41	7.40	0.16	0.00	98.46	(Ni _{0.52} Co _{0.24} Fe _{0.22}) _{0.98} As _{1.14} S _{0.86}
14	19.17	49.91	15.89	6.47	7.20	0.13	0.12	98.89	(Ni _{0.56} Fe _{0.22} Co _{0.19}) _{0.97} As _{1.15} S _{0.85}
15	18.02	48.66	16.75	8.56	7.53	0.16	0.00	99.67	(Ni _{0.53} Co _{0.26} Fe _{0.22}) _{1.02} As _{1.11} S _{0.89}
16	19.70	49.53	16.58	6.58	7.30	0.13	0.13	99.94	(Ni _{0.58} Fe _{0.22} Co _{0.19}) _{0.99} As _{1.12} S _{0.88}
17	18.00	48.59	17.61	8.73	6.91	0.89	0.70	101.42	(Ni _{0.52} Co _{0.25} Fe _{0.20}) _{0.97} As _{1.08} S _{0.82}
18	19.03	48.07	16.68	6.90	6.57	0.87	0.79	98.90	(Ni _{0.55} Co _{0.21} Fe _{0.21}) _{0.97} As _{1.10} S _{0.90}
19	17.94	49.10	16.31	7.62	6.87	0.40	0.26	98.50	(Ni _{0.53} Co _{0.22} Fe _{0.21}) _{0.96} As _{1.13} S _{0.87}
20	15.13	46.62	17.60	10.36	7.57	0.91	0.75	98.93	(Ni _{0.44} Co _{0.36} Fe _{0.24}) _{0.99} As _{1.06} S _{0.94}
21	18.09	47.82	16.96	8.31	6.81	0.87	0.74	99.60	(Ni _{0.53} Co _{0.24} Fe _{0.21}) _{0.98} As _{1.09} S _{0.91}
22	20.39	49.70	15.83	6.16	5.88	0.86	0.72	99.53	(Ni _{0.61} Fe _{0.19} Co _{0.17}) _{0.97} As _{1.15} S _{0.85}
23	16.10	48.56	17.68	9.08	7.28	0.94	0.32	99.95	(Ni _{0.45} Co _{0.25} Fe _{0.22}) _{0.92} As _{1.08} S _{0.92}
24	15.80	48.20	17.77	9.67	7.65	0.95	0.72	100.77	(Ni _{0.45} Co _{0.27} Fe _{0.24}) _{0.96} As _{1.08} S _{0.92}
25	17.60	48.56	17.10	8.23	7.25	0.86	0.71	100.31	(Ni _{0.30} Co _{0.24} Fe _{0.22}) _{0.97} As _{1.10} S _{0.90}
26	20.07	50.23	16.42	2.88	11.30	0.00	0.05	101.78	(Ni _{0.58} Fe _{0.34} Co _{0.08}) _{1.00} As _{1.14} S _{0.86}

В России аллоклазит известен в рудах Хову-Аксинского месторождения арсенидной никель-кобальтовой жильной формации [Боришанская и др., 1981] и Абаканского железорудного месторождения [Рудашевский и др., 1975]. Другими известными местами находок и значительной концентрации аллоклазита являются месторождения Дашкесанское (Азербайджан), Оравица (Румыния), районы Бу-Аззер (Марокко), Кобальт-Говганда (Канада), некоторые рудопроявления Германии и Японии [Виноградова и др., 1975; Крутов и др., 1976; Боришанская и др., 1981].

Минерал промежуточного состава между арсенопиритом и аллоклазитом – *глаукодом* – в рудах *Ивановского месторождения* образует агрегаты сросшихся зерен с ромбическими сечениями размером десятки-первые сотни микрометров в пирротине и нерудном матриксе (см. рис. 6.8e). В некоторых агрегатах видна концентрическая структура, которая подчеркивается субмикроскопическими включениями самородного золота и висмута. Характерной его особенностью является ассоциация с золото-висмутовой минерализацией. Химический состав глаукодота не характеризуется значительными количествами примесей, в частности, никеля (см. табл. 6.12, ан. 25, 26).

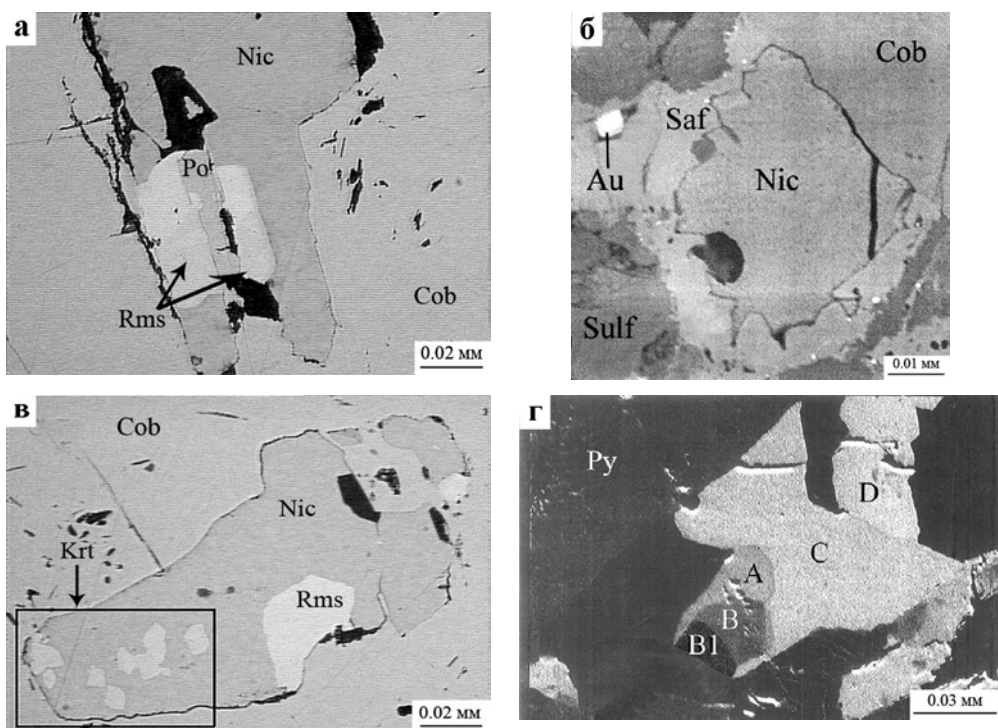
Арсениды

Среди арсенидов кобальта, железа и никеля в колчеданных рудах Урала до недавнего времени были известны никелин (NiAs) и скуттерудит (CoAs_3) [Минералогия..., 1991]. При исследовании руд Ишкининского месторождения впервые для колчеданных руд Урала были обнаружены леллингит – FeAs_2 , саффлорит – $(\text{Co,Fe})\text{As}_2$, раммельсбергит – NiAs_2 (ромбическая сингония) и крутовит – NiAs_2 (кубическая сингония). Одновременно также были сделаны находки теллуристого леллингита на медно-цинково-колчеданном месторождении Яман-Касы в Оренбургской обл. [Масленникова, Масленников, 2003].

Еще К. Д. Субботин [1941ф] отметил возможность находок других арсенидов, кроме никелина, в рудах Ишкинино, однако «...доказать их присутствие не удалось за отсутствием микроскопа». Эти минералы характерны для сульфоарсенидно-сульфидного типа руд, где они встречаются как второстепенные по количеству после кобальтина, герсдорфита и арсенопирита.

Никелин на *Ишкининском месторождении* представлен зернами таблитчатой формы и аллотриоморфнозернистыми агрегатами размером от долей до 2–3 мм. Он тесно ассоциирует с кобальтином (рис. 6.10a), в котором находится в виде включений, а также в виде крупных агрегатов совместно с герсдорфитом и золотом (см. рис. 6.8г). Структурное травление никелина не выявляет элементов внутреннего строения, что подтверждается однородным химическим составом (табл. 6.16). В рудах *Ивановского месторождения* он наблюдается в пирротине в виде изометричных округлых зерен поперечником около 50 мкм. Иногда зерна окружены каемкой недиагностированного сульфоарсенида размером первые микрометры. В рудах *Дергамышского месторождения* никелин представлен мелкими (до 0.04 мм) зернами различной морфологии (округлой, амебовидной, овальной), встречающимися как в сульфидной матрице (пирротине), так и в нерудном веществе. Никелин Дергамышского месторождения характеризуется повышенными содержаниями кобальта (до 5.09 мас. %), невысокими концентрациями железа (до 2.97 мас. %) и сурьмы (до 2.86 мас. %) (см. табл. 6.16).

Диарсениды никеля, кобальта и железа встречаются в кристаллах кобальтина в виде пластинчатых и ксеноморфных зерен (от 2–3 до 50 мкм, рис. 6.10a), замещающая никелин и герсдорфит.



6.10. Диарсениды кобальта, никеля и железа в рудах кобальт-медноколчеданных месторождений: а) пластинчатые зерна раммельсбергита в сростании с никелином в кристалле кобальтина, обр. 610-Б; б) сафлорит, обрастающий никелин и ассоциирующий с самородным золотом в кристалле кобальтина, обр. Ish-41; в) фрагмент кристалла кобальтина с реликтом никелина, который содержит включения раммельсбергита и крутовита, обр. Ish-0113; г) фрагмент тесного сростания сульфо-, моно- и диарсенидов в кристалле кобальтина: А – крутовит, В – герсдорфит, В1 – кобальтин, С – никелин, D – раммельсбергит; Py – включение пирита в этом же кристалле кобальтина, обр. 610-В. Ишкининское месторождение.

Снимки (а, в) сделаны в отраженном свете; (б) – в обратно-рассеянных электронах на рентгеноспектральном микроанализаторе Cameca SX-50, Музей естественной истории (фото С. Г. Тесалиной); (г) – в отраженных электронах на электронном микроскопе-микроанализаторе Camscan-4DV с энергодисперсионным спектрометром AN-10000, ЗАО «Механобр-Аналит».

Сафлорит чаще всего обрастает никелин по краям зерен (рис. 6.10б). Он характеризуется повышенными содержаниями никеля (до 10.08 мас. %) и серы (до 12.77 мас. %, табл. 6.17), как некоторые составы никелистого сафлорита из месторождения Хову-Аксы (Ni до 16.5 мас. %, S до 13.3 мас. %) [Рудашевский и др., 1978]. Несмотря на то, что теоретическая формула минерала – $(\text{Co,Fe})\text{As}_2$ [Fleisher, Mandarino, 1995], в сафлорите Ишкининского месторождения никель всегда преобладает над железом, что может быть связано с замещением никелина и наследованием от него высоких содержаний никеля.

Раммельсбергит часто встречается вместе с крутовитом внутри зерен никелина (рис. 6.10в). Минерал содержит слегка повышенные концентрации серы (до 1.34 мас. %) и железа (до 1.37 мас. %, табл. 6.17). По высокому содержанию кобальта (до 11.91 мас. %) Ишкининский раммельсбергит близок к таковому, богатому кобальтом, из района Бу-Аззер, Марокко (до 12.5 мас. %) [Виноградова и др., 1972] и хромит-никелиновых руд провинции Малага, Испания (до 11.44 мас. %) [Gervilla, Ronsbo, 1992].

Крутовит в виде мелких изометричных зерен ассоциирует с **леллингитом**. Редко встречаются крупные аллотриоморфнозернистые агрегаты (размером до 100 мкм), состоящие из тесно сросшихся зерен диарсенидов, никелина и герсдорфита (см. рис. 6.10г). Различие между раммельсбергитом и крутовитом устанавливалось оптически, электронно-микроскопически и химически. Раммельсбергит имеет светло-голубой оттенок и отчетливую анизотропию, крутовит по цвету похож на раммельсбергит, но изотропен. Крутовит и раммельсбергит также имеют разный облик под электронным микроскопом, кроме того крутовит характеризуется особенностями химического состава, описанными ниже.

Крутовит в химическом составе отличается несколько повышенными содержаниями железа (до 2.29 мас. %), кобальта (до 5.03 мас. %) и высокими содержаниями серы (до 8.27 мас. %) (табл. 6.17), которые, вероятно, фиксируют промежуточную фазу ряда крутовит-герсдорфит, подтверждая существование изоморфного ряда между этими минералами [Виноградова и др., 1976]. Кроме того, в раммельсбергите и крутовите зафиксированы несколько повышенные концентрации висмута (до 0.97 мас. %).

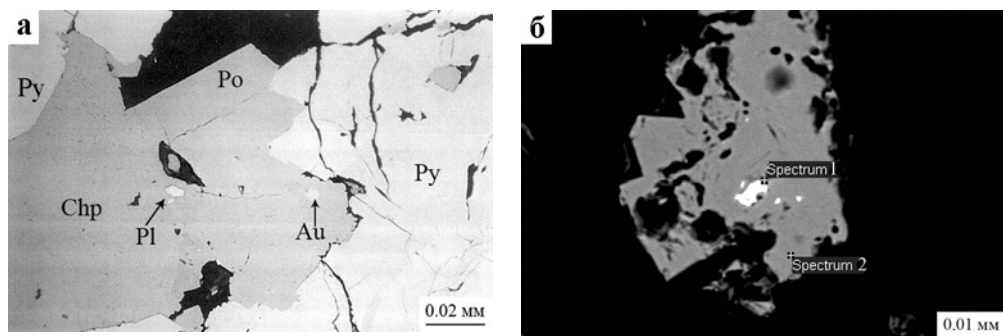
Леллингит Ишкининского месторождения является никелистым, с содержаниями никеля до 11.12 мас. % (табл. 6.17). Подобное обогащение никелем (до 11.66 и 10 мас. % соответственно) выявлено в леллингите из хромит-никелиновых руд провинции Малага (Испания) [Gervilla, Ronsbo, 1992] и руд Талнахского месторождения [Дистлер и др., 1975]. Содержания никеля в ишкининском леллингите выше, чем в таковом из классических арсенидных никель-кобальтовых месторождений Хову-Аксы (до 4.63 мас. %) [Рудашевский и др., 1978] и Бу-Аззер, Марокко (до 8.5 мас. %) [Виноградова, Бочек, 1980].

Теллуриды

Пильзенит был обнаружен в рудах Ивановского и Дергамышского месторождений. В рудах *Ивановского месторождения* пильзенит находится в тесной ассоциации с самородным золотом и висмутом, образуя изометричные зерна до 15 мкм в пирротине и на контакте пирротина и халькопирита (рис. 6.11а). Одно включение пильзенита размером 1 мкм было обнаружено в самородном золоте. Состав ивановского пильзенита сильно нестехиометричен в сторону избытка металлов – $\text{Bi}_{4.43}\text{Te}_{3.00}$, в нем также присутствует медь (1 мас. %) и сурьма (0.2 мас. %).

Пильзенит в рудах *Дергамышского месторождения* был обнаружен в обломочном горизонте северного фланга месторождения в ассоциации с арсенидами и сульфоарсенидами кобальта, никеля и железа, где он образует мелкие (от 1–2 до 7–8 мкм) округлые и удлинённые зерна в кобальтине (рис. 6.11б). На энергодисперсионных спектрах минерала отмечались пики только висмута и теллура.

Раклиджит был найден в рудах Ишкининского месторождения в ассоциации с леллингитом в виде двух зерен: каплевидной формы размером 1.5×1 мкм, и вытянутой формы размером 6×1 мкм. На энергодисперсионном спектре и в химическом составе отмечаются только теллур (31.40 мас. %), висмут (41.19 мас. %) и свинец (2.82 мас. %). Соотношение между висмутом, свинцом и теллуrom на энергодисперсионных спектрах свидетельствует, что минерал является раклиджитом – $(\text{Bi}, \text{Pb})_3\text{Te}_4$.



6.11. Теллуриды в рудах кобальт-медноколчеданных месторождений: а) зерно пильзенита на контакте халькопирита и пирротина, обр. Iv86, фото С. Г. Тесалиной; б) зерна пильзенита в кобальтине. Обр. 200/276.1-2d.

Снимок (а) сделан в отраженном свете, Ивановское месторождение; (б) – СЭМ РЭМ-МА-202М, Дергамышское месторождение.

Самородные элементы

Самородное золото в рудах *Ишкининского месторождения* встречается во всех типах руд, однако наибольшее его количество характерно для руд, насыщенных мышьяксодержащими минералами.

В пирит-пирротиновом типе руд золото обнаружено в виде ксеноморфных зерен в метакристаллах арсенопирита и гипидиоморфных кристаллов в халькопирите и сфалерите размером 4–8 мкм. Электронно-микроскопическими исследованиями было обнаружено, что вокруг золота, заключенного в арсенопирите, имеется никельсодержащая оторочка. Зерна золота, находящиеся в халькопирите, окружены прерывистой каймой, содержащей Fe, S и Ni (по убыванию), которая, вероятно, является следами пентландита. Вследствие малых размеров зерен и сильного влияния вмещающих сульфидных минералов микрозондовым анализом определены только соотношения золота и серебра, варьирующие от 1:4 до 1:6.

В халькопирит-пирит-пирротиновом типе руд золото было обнаружено в пирротине-I в виде ксеноморфного зерна, слегка вытянутого вдоль длинной оси, размером 35 мкм (рис. 6.12а). Состав золотины характеризуется примесью серебра, ртути, железа, меди и кобальта (ан. 1, табл. 6.18).

В сульфоарсенидно-сульфидном типе руд золото было найдено:

– в агрегатах герсдорфита с никелином в виде золотины размером 70 мкм четкой треугольной формы, срощенной с кристаллом магнетита (рис. 6.12б). С этого зерна был получен и обработан в компьютерной программе CISMMI [Boldyreva et al., 1997] спектр отражения, который соответствует золоту: R (% , нм) – 28.7(400), 31.4(420), 34.7(440), 44.2(460), 54.3(480), 61.7(500), 66.2(520), 70.6(540), 73.8(560), 76.5(580), 77.9(600), 79.7(620), 81.6(640), 82.4(660), 82.4(680), 83.3(700). Явное снижение отражения в направлении к УФ-области указывает на наличие ртути в составе золота [Чвилева и др., 1988], что подтверждается химическим составом (ан. 2–5, табл. 6.18);

– в кобальтине в виде многочисленных треугольных, округлых и ксеноморфных зерен размером до 10 мкм, в составе золота также фиксируются многочисленные примеси (ан. 6, табл. 6.18);

– в арсенопирите и халькопирите, захваченном кристаллами арсенопирита, в виде многочисленных округлых зерен размером до 4 мкм.

Все обнаруженные золотины содержат серебро в значимых количествах, приближая состав золота к серебристому (электриту). Наименьшие содержания серебра наблюдаются в золоте, находящемся в халькопирите и пирротине (16–17 мас. %). Золото, заключенное в кобальт-никелевых минералах (кобальтине, герсдорфите и никелине), содержит в своем составе от 22 до 25 мас. % серебра.

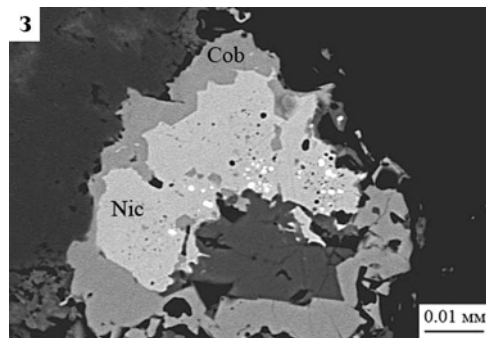
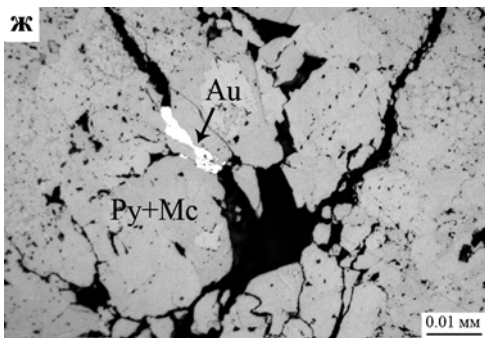
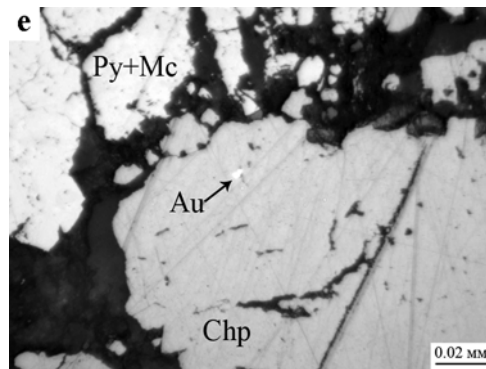
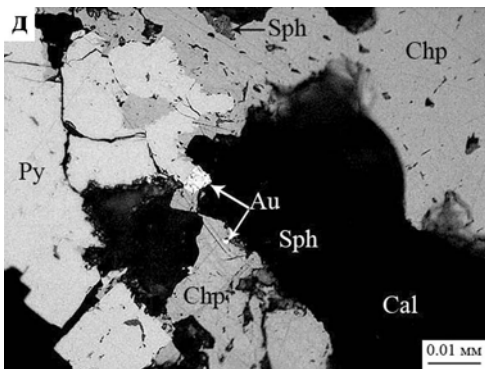
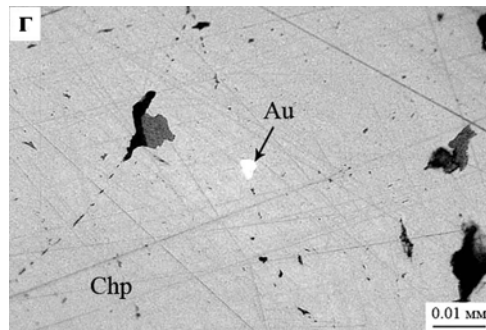
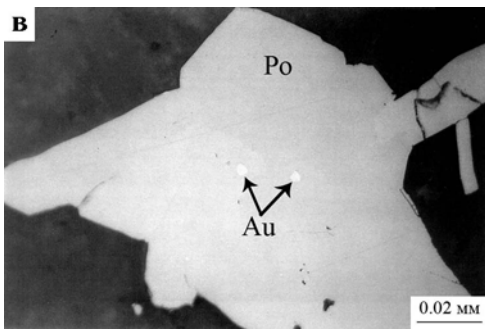
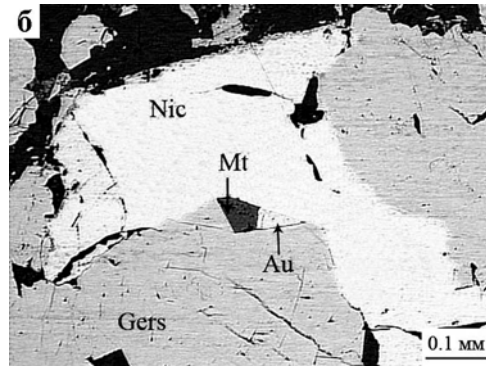
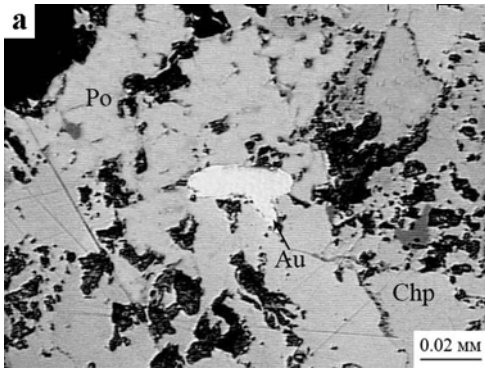
Золото в рудах *Ивановского месторождения* представлено изометричными округлыми и угловатыми зернами размером от долей микрометров до 10 мкм, заключенными в пирротине, глаукодоте, халькопирите, высококобальтовом пентландите и пирите, развитом по пирротину, а также на контактах этих минералов (рис. 6.12в). Содержания серебра стабильны и составляют от 9.8 до 10.9 мас. % (табл. 6.18).

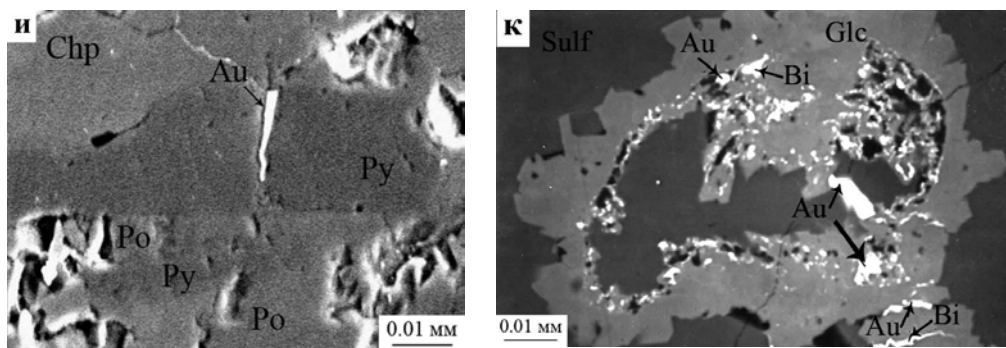
В сульфидной минерализации на флангах Ивановского месторождения золото было обнаружено в сульфидно-кварц-карбонатных жилах мощностью до 10 см с гнездами халькопирита, пирита и пирротина размером 1–2 см в хлоритизированных базальтах. В большинстве случаев золото обнаруживается в халькопирите (рис. 6.12г). Также золото было найдено в халькопирите на контактах с пиритом, сфалеритом, пирротинном и карбонатами (рис. 6.12д). Две золотины были найдены непосредственно в кальците в ассоциации с пиритом и сфалеритом. Золото характеризуется округлой, каплевидной, треугольной, удлиненной, трапецевидной и изогнутой формой зерен. По сравнению с золотом из руд скважины 2Т Ивановского месторождения в химическом составе золота из флангов месторождения отмечаются повышенные содержания серебра – 15–19 мас. % (табл. 6.18), что может свидетельствовать о различном уровне среза золотосодержащей гидротермальной системы.

Золото в рудах *Дергамышского месторождения* имеет каплевидную форму, размеры 2–10 мкм (рис. 6.12е) и ассоциирует с пиритом, халькопирит-магнетитовыми агрегатами, хлоритом, а также сечет марказит-пиритовые рудокласты (рис. 6.12ж). Содержание серебра в золоте варьирует от 24 до 13 мас. %. В рудокластическом прошлое на северо-западном фланге Дергамышского месторождения золото обнаружено в ассоциации с пильзенитом (?) в кристаллах и зернах кобальтина и никелина и представлено «сыпью» многочисленных зерен округлой морфологии размером 0.5–3 мкм (рис. 6.12з).

Золото в рудах Юлукского месторождения наблюдалось в халькопиритовом агрегате среди пирита (рис. 6.12и) в виде прожилка мощностью 1–2 мкм и длиной 15 мкм. Особенностью состава золота Юлукского месторождения является присутствие значительного количества ртути (табл. 6.18), что является характерным для золото-колчеданно-полиметаллических месторождений Баймакского рудного района [Зайков и др., 2001; Мелекесцева, Зайков, 2007].

Самородный висмут был обнаружен в рудах Ивановского месторождения в виде изометричных зерен размером до 10 мкм в ассоциации с самородным золотом на контакте высококобальтового пентландита, пирротина и халькопирита (рис. 6.12к). Химический состав характеризуется примесями золота (0.3 мас. %) и кадмия (0.1 мас. %).





6.12. Минералы самородных металлов в кобальт-медноколчеданных рудах: а) золото в пирротине, обр. 610-11а; б) золота, сросшееся с магнетитом, в интерстиции между никелином и герсдорфитом, обр. И-105-2; в) зерна золота в пирротине, обр. Iv86, фото С. Г. Тесалиной; г) каплевидное золото в халькопирите, обр. 199/279.4; д) золото в халькопирите и на контактах халькопирита, пирита, сфалерита и кальцита, обр. 199/279.4; е) зерно золота в халькопирите, замещающем марказит-пиритовые рудокласты, обр. D1/46.3е; ж) фрагмент марказит-пиритового рудокласта с просечками золота, обр. D1/46.3е; з) многочисленные зерна золота и пильзенита (ярко-белое) в кобальтине и никелине, обр. 200/276.1-2д; и) просечка золота в пирите, обр. Ю-638-24а, к) зерна самородного висмута в ассоциации с золотом в глаукодоте, обр. Iv86, фото С. Г. Тесалиной.

Снимки и, к сделаны на электронных микроскопах: и – РЭММА 202М, ИМин УрО РАН, к – Самеса SX-50, Музей естественной истории.

Месторождения: а, б – Ишкининское, в-д, к – Ивановское, е-з – Дергамышское, и – Юлукское.

Гипергенная минерализация

На Ишкининском месторождении зона окисления распространяется на глубину до 10–15 м [Субботин, 1942ф; Сидоренко, 1957ф]. В результате окисления первичные руды переходят в ячеистые лимониты с реликтами первичных рудных минералов. Было отмечено полное окисление рудного тела штольни № 2 до глубины 11.5 м.

Специфическая первичная рудная минерализация, вмещающие породы и аридный климат определили набор определенных гипергенных минералов с некоторыми особенностями. В производственных отчетах были отмечены следующие гипергенные минералы: эритрин, гетерогенит (?), малахит, азурит, куприт, самородная медь, тенорит, ковеллин, халькозин, лимонит, гипс [Субботин, 1942ф; Сидоренко, 1957ф].

Для Ишкининского месторождения были описаны некоторые минералы, развивающиеся в трещиноватых серпентинитах, образующие примазки, корки и микродрозы ярко-голубого, голубовато-белого, зеленоватого, зеленовато-белого и буроватого цвета [Попов и др., 2002]. Некоторые корки мономинеральные, другие – полиминеральные и полизональные. В серпентинитах по трещинкам развиты гидротермальные офитовые и клинохлоровые прожилки, после чего на стенках новых трещин образовались гипергенные минералы, слагающие последовательные зоны сферолитов и корок: коричневый *гетит* $\text{FeO}(\text{OH}) \rightarrow$ голубовато-зеленая *хризокolla* $\text{Cu}_2\text{H}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4 \cdot n\text{H}_2\text{O} \rightarrow$ буроватый *ферригаллазит* $(\text{Fe}, \text{Al})_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4 \rightarrow$ зеленоватый *купрононтронит* $\text{Cu}_{2.5}\text{Fe}_{1.3}(\text{Si}_3\text{Al})\text{O}_{10}(\text{OH})_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ с микроростками синего

Таблица 6.16

Химический состав никелина (мас. %)

№ п/п	Ni	As	Fe	Co	S	Au	Ag		Te	Bi	Sb	Сумма	Формула
Ишкининское месторождение													
1	43.23	56.07	0.22	0.68	0.10	0.10	0.00	0.03	0.02	0.09	0.17	100.62	(Ni _{0,99} Co _{0,01})As _{1,00}
2	43.86	56.36	0.17	0.70	0.13	0.09	0.08	0.00	0.04	0.09	0.11	101.64	(Ni _{1,00} Co _{0,01}) _{1,01} As _{1,00}
3	43.47	56.24	0.21	0.71	0.15	0.00	0.00	0.18	0.09	0.16	0.10	101.30	(Ni _{0,99} Co _{0,01})As _{1,00}
4	43.58	56.09	0.14	0.63	0.12	0.00	0.09	0.05	0.02	0.11	0.08	101.20	
5	43.48	56.16	0.13	0.51	0.14	0.00	0.00	0.14	0.07	0.10	0.05	100.76	
6	43.85	56.01	0.11	0.62	0.10	0.00	0.00	0.09	0.07	0.08	0.08	101.03	(Ni _{1,00} Co _{0,01}) _{1,01} As _{1,00}
7	43.40	56.44	0.17	0.83	0.12	0.10	0.01	0.00	0.07	0.05	0.10	101.32	(Ni _{0,99} Co _{0,01})As _{1,00}
8	43.68	56.46	0.15	0.73	0.07	0.05	0.00	0.08	0.01	0.10	0.11	101.44	
9	43.47	56.44	0.16	0.69	0.13	0.08	0.03	0.03	0.06	0.18	0.12	101.39	
10	43.63	56.44	0.16	0.76	0.14	0.08	0.00	0.08	0.02	0.22	0.09	101.82	
Дергамышское месторождение													
11	41.69	53.54	1.20	1.93	0.19	–	–	–	–	–	1.42	99.97	(Ni _{0,99} Co _{0,04}) _{1,03} As _{1,00}
12	41.75	52.70	1.24	2.09	0.14	–	–	–	–	–	1.98	99.90	(Ni _{1,02} Co _{0,05}) _{1,07} As _{1,00}
13	41.63	52.43	1.35	2.39	0.32	–	–	–	–	–	1.86	99.98	(Ni _{1,01} Co _{0,06}) _{1,07} As _{1,00}
14	41.66	52.66	1.00	2.26	0.27	–	–	–	–	–	2.09	99.94	(Ni _{1,01} Co _{0,05}) _{1,06} As _{1,00}
15	39.74	54.09	2.38	2.41	0.20	–	–	–	–	–	1.11	99.93	(Ni _{0,93} Co _{0,06}) _{0,99} As _{1,00}
16	34.88	55.23	2.97	5.91	0.98	–	–	–	–	–	0.00	99.97	(Ni _{0,76} Co _{0,12}) _{0,88} As _{1,00}
17	40.52	53.17	1.46	2.27	0.28	–	–	–	–	–	2.26	99.96	(Ni _{0,97} Co _{0,05}) _{1,02} As _{1,00}
18	41.43	51.86	1.73	2.37	0.31	–	–	–	–	–	2.21	99.91	(Ni _{1,02} Co _{0,06}) _{1,08} As _{1,00}
19	38.97	52.58	2.31	3.05	0.33	–	–	–	–	–	2.72	99.96	(Ni _{0,94} Co _{0,07}) _{1,01} As _{1,00}
20	40.23	53.64	1.59	2.31	0.11	–	–	–	–	–	2.08	99.96	(Ni _{0,96} Co _{0,05}) _{1,01} As _{1,00}
21	41.22	50.52	2.31	2.70	0.29	–	–	–	–	–	2.86	99.90	(Ni _{1,04} Co _{0,07}) _{1,11} As _{1,00}
22	41.37	50.97	2.15	2.37	0.26	–	–	–	–	–	2.82	99.94	(Ni _{1,04} Co _{0,06}) _{1,1} As _{1,00}
23	37.05	53.39	2.63	4.09	1.15	–	–	–	–	–	1.60	99.91	(Ni _{0,88} Co _{0,09}) _{0,97} As _{1,00}

Примечание. Анализы 1–10 выполнены на рентгеноспектральном микроанализаторе Camebax SX 50, Музей естественной истории, аналитик Дж. Спратт; 11–23 – на электронном микроскопе РЭММА-202М с энергодисперсионной приставкой, ИМин УрО РАН, аналитик В. А. Котляров. Анализы №№ 1–6 – обр. 610-21А, зерна 5–9, 11 соответственно; №№ 7–10 – обр. 610-21, зерно 1; № 11–16 – обр. 200/276.1-2b, № 17–23 – обр. 200/276.1-2d. Кристаллохимические формулы никелина рассчитаны на один атом мышьяка.

Таблица 6.17

Химический состав диарсенидов кобальта, никеля и железа из руд Ишкининского месторождения (мас. %)

№ п/п	Co	Ni	Fe	As	S	Bi	Sb	Cu	Сумма	Формула
Леллингит										
1	2.35	9.94	15.71	70.38	0.91	0.13	н.о.	н.о.	99.64	$(\text{Fe}_{0.56}\text{Ni}_{0.35}\text{Co}_{0.06})_{0.97}(\text{As}_{1.94}\text{S}_{0.06})_{2.00}$
2	3.76	10.23	13.98	70.32	0.67	0.10	н.о.	н.о.	99.39	$(\text{Fe}_{0.50}\text{Ni}_{0.35}\text{Co}_{0.15})_{1.00}(\text{As}_{1.96}\text{S}_{0.04})_{2.00}$
3	3.44	11.12	13.82	70.57	0.77	0.08	н.о.	н.о.	100.03	$(\text{Fe}_{0.50}\text{Ni}_{0.40}\text{Co}_{0.13})_{1.03}(\text{As}_{1.96}\text{S}_{0.04})_{2.00}$
4	4.14	10.82	14.05	69.51	1.83	0.09	н.о.	н.о.	100.55	$(\text{Fe}_{0.50}\text{Ni}_{0.40}\text{Co}_{0.13})_{1.03}(\text{As}_{1.96}\text{S}_{0.04})_{2.00}$
Саффлорит										
5	22.38	5.15	1.52	71.42	0.11	н.о.	0.08	0.06	100.81	$(\text{Co}_{0.83}\text{Ni}_{0.19}\text{Fe}_{0.06})_{1.08}\text{As}_{2.00}$
6	23.34	4.43	1.33	71.48	0.08	н.о.	0.09	0.17	101.24	$(\text{Co}_{0.88}\text{Ni}_{0.17}\text{Fe}_{0.04})_{1.09}\text{As}_{2.00}$
7	23.57	3.27	2.56	70.44	0.55	н.о.	0.14	0.24	100.96	$(\text{Co}_{0.89}\text{Ni}_{0.13}\text{Fe}_{0.09})_{1.11}\text{As}_{2.00}$
8	17.97	10.08	4.47	52.74	12.77	н.о.	0.13	0.13	98.04	$(\text{Co}_{0.58}\text{Ni}_{0.31}\text{Fe}_{0.16})_{1.05}(\text{As}_{1.27}\text{S}_{0.73})_{2.00}$
9	25.44	2.26	1.20	71.42	0.42	0.02	0.23	0.18	100.76	$(\text{Co}_{0.96}\text{Ni}_{0.08}\text{Fe}_{0.04})_{1.08}(\text{As}_{1.98}\text{S}_{0.02})_{2.00}$
Раммельсбергит										
10	2.85	25.05	1.11	70.06	1.14	н.о.	0.22	н.о.	100.90	$(\text{Ni}_{0.88}\text{Co}_{0.10}\text{Fe}_{0.04})_{1.02}(\text{As}_{1.92}\text{S}_{0.08})_{2.00}$
11	7.64	22.43	1.34	67.85	0.99	н.о.	0.09	0.15	100.66	$(\text{Ni}_{0.83}\text{Co}_{0.30}\text{Fe}_{0.04})_{1.17}\text{As}_{2.00}$
12	3.35	24.36	1.07	69.79	1.34	н.о.	0.17	н.о.	100.43	$(\text{Ni}_{0.85}\text{Co}_{0.12}\text{Fe}_{0.04})_{1.01}(\text{As}_{1.92}\text{S}_{0.08})_{2.00}$
13	3.43	24.53	1.07	69.88	1.23	н.о.	0.22	н.о.	100.79	$(\text{Ni}_{0.87}\text{Co}_{0.12}\text{Fe}_{0.04})_{1.03}(\text{As}_{1.92}\text{S}_{0.08})_{2.00}$
14	3.91	23.42	1.37	70.11	1.15	н.о.	0.05	н.о.	100.29	$(\text{Ni}_{0.82}\text{Co}_{0.14}\text{Fe}_{0.04})_{1.00}(\text{As}_{1.92}\text{S}_{0.08})_{2.00}$
15	6.48	22.87	0.75	70.39	1.33	н.о.	н.о.	0.13	101.95	$(\text{Ni}_{0.80}\text{Co}_{0.22}\text{Fe}_{0.02})_{1.04}(\text{As}_{1.92}\text{S}_{0.08})_{2.00}$
16	11.91	15.45	1.75	71.82	0.42	н.о.	н.о.	0.02	101.37	$(\text{Ni}_{0.54}\text{Co}_{0.41}\text{Fe}_{0.06})_{1.01}(\text{As}_{1.98}\text{S}_{0.02})_{2.00}$
17	7.97	13.82	6.35	70.99	0.55	н.о.	0.14	0.01	99.83	$(\text{Ni}_{0.49}\text{Co}_{0.29}\text{Fe}_{0.23})_{1.01}(\text{As}_{1.96}\text{S}_{0.04})_{2.00}$
18	4.52	23.68	0.84	70.39	1.12	0.97	0.24	н.о.	101.76	$(\text{Ni}_{0.84}\text{Co}_{0.16}\text{Fe}_{0.04})_{1.04}(\text{As}_{1.93}\text{S}_{0.06}\text{Bi}_{0.01})_{2.00}$

Окончание табл. 6.17

№ п/п	Co	Ni	Fe	As	S	Bi	Sb	Cu	Сумма	Формула
Крутовит										
19	5.03	24.67	1.46	60.82	7.89	н.о.	н.о.	н.о.	100.10	$(Ni_{0.78}Co_{0.17}Fe_{0.04})_{0.99}(As_{1.54}S_{0.46})_{2.00}$
20	3.64	25.60	2.14	61.31	7.84	н.о.	н.о.	н.о.	101.80	$(Ni_{0.81}Co_{0.13}Fe_{0.08})_{1.02}(As_{1.55}S_{0.45})_{2.00}$
21	3.98	25.41	1.65	60.54	8.27	н.о.	н.о.	н.о.	100.43	$(Ni_{0.80}Co_{0.13}Fe_{0.06})_{0.99}(As_{1.51}S_{0.49})_{2.00}$
22	1.96	27.30	0.65	65.78	4.30	н.о.	н.о.	н.о.	100.52	$(Ni_{0.91}Co_{0.08}Fe_{0.02})_{1.01}(As_{1.74}S_{0.26})_{2.00}$
23	3.43	25.97	1.92	61.96	7.37	н.о.	н.о.	н.о.	101.10	$(Ni_{0.83}Co_{0.11}Fe_{0.06})_{1.00}(As_{1.55}S_{0.45})_{2.00}$
24	4.40	25.05	1.87	61.13	7.77	н.о.	н.о.	н.о.	100.54	$(Ni_{0.81}Co_{0.15}Fe_{0.06})_{1.02}(As_{1.55}S_{0.45})_{2.00}$
25	2.99	26.01	1.69	61.50	7.44	н.о.	н.о.	н.о.	100.01	$(Ni_{0.84}Co_{0.10}Fe_{0.06})_{1.00}(As_{1.56}S_{0.44})_{2.00}$
26	4.97	23.83	1.50	60.93	7.67	н.о.	0.04	0.08	98.99	$(Ni_{0.76}Co_{0.17}Fe_{0.06})_{0.99}(As_{1.54}S_{0.46})_{2.00}$
27	4.37	24.25	2.29	60.88	7.68	н.о.	0.07	0.04	99.56	$(Ni_{0.78}Co_{0.15}Fe_{0.08})_{1.01}(As_{1.54}S_{0.46})_{2.00}$
28	4.62	25.65	1.04	60.50	7.12	0.43	0.12	н.о.	99.48	$(Ni_{0.85}Co_{0.16}Fe_{0.04})_{1.05}(As_{1.57}S_{0.43})_{2.00}$
29	4.37	26.14	0.80	62.79	6.51	0.53	н.о.	н.о.	101.13	$(Ni_{0.88}Co_{0.13}Fe_{0.02})_{1.03}(As_{1.61}S_{0.38}Bi_{0.01})_{2.00}$
30	5.48	24.83	0.98	62.25	6.84	0.45	0.38	н.о.	101.21	$(Ni_{0.81}Co_{0.19}Fe_{0.04})_{1.04}(As_{1.59}S_{0.40}Bi_{0.01})_{2.00}$

Примечание. Анализы выполнены на рентгеноспектральном микроанализаторе Camebax SX 50, Музей естественной истории, аналитик Дж. Спратт – №№ 1–14, 19–27 (полированный шлиф Ish-41) и электронном микроскопе-микроанализаторе Camscan-4DV с энергодисперсионным спектрометром AN-10000, ООО «РС+», аналитик Ю. Л. Крецер – №№ 15–18, 28–30 (15, 16 – обр. 610-В, точки 4 и 9 соответственно; 17, 18, 28–30 – обр. 610-С, точки D, 3, 1, А, 2 соответственно). Кристаллохимические формулы минералов рассчитаны по сумме мышьяка и серы, равной двум.

Таблица 6.18

Химический состав золота кобальт-медноколчеданных месторождений (мас. %)

№ п/п	№ образца	Au	Ag	Hg	Fe	Cu	Co	Ni	Te	Bi	Сумма	Формула
Ишкининское месторождение												
1	610-11a	80.40	16.80	1.27	1.04	0.03	0.01	н.о.	н.о.	–	99.56	$(Au_{0.72}Ag_{0.27}Hg_{0.01})_{1.00}$
2	И-105-2	72.73	22.90	3.03	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0.24	–	98.90	$(Au_{0.62}Ag_{0.35}Hg_{0.03})_{1.00}$
3		73.13	23.35	3.10	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0.15	–	99.73	$(Au_{0.61}Ag_{0.36}Hg_{0.03})_{1.00}$
4		72.11	23.31	3.27	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0.13	–	98.82	$(Au_{0.61}Ag_{0.36}Hg_{0.03})_{1.00}$
5		71.09	23.72	3.26	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0.04	–	98.11	$(Au_{0.60}Ag_{0.37}Hg_{0.03})_{1.00}$
6	610-21	76.10	22.01	–	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0.03	0.60	98.74	$(Au_{0.66}Ag_{0.34})_{1.00}$
Ивановское месторождение, центральная часть, скв. 2Т												
7	Iv 86/1	89.82	10.93	–	н.о.	н.о.	–	–	–	–	100.75	$Au_{0.82}Ag_{0.18}$
8		88.29	10.76	–	н.о.	н.о.	–	–	–	–	99.05	$Au_{0.82}Ag_{0.18}$
9	Iv 86/6	87.79	10.37	–	н.о.	н.о.	–	–	–	–	98.16	$Au_{0.84}Ag_{0.16}$
10	Iv 86/9a	90.78	9.79	–	н.о.	н.о.	–	–	–	–	100.57	$Au_{0.88}Ag_{0.12}$
11		91.23	9.86	–	н.о.	н.о.	–	–	–	–	101.09	$Au_{0.84}Ag_{0.16}$
12	Iv 86/9b	91.36	10.41	–	н.о.	н.о.	–	–	–	–	101.77	$Au_{0.83}Ag_{0.17}$
13		90.73	10.86	–	н.о.	н.о.	–	–	–	–	101.59	$Au_{0.82}Ag_{0.18}$
14	Iv 86/4	91.77	9.78	–	н.о.	н.о.	–	–	–	–	101.55	$Au_{0.84}Ag_{0.16}$
Ивановское месторождение, северный фланг, ск. 195, 196, 199												
15	196/319.5a	83.18	16.62	–	н.о.	н.о.	–	–	–	–	99.80	$Au_{0.74}Ag_{0.26}$
16		84.65	15.24	–	н.о.	н.о.	–	–	–	–	99.89	$Au_{0.75}Ag_{0.25}$
17		83.82	16.09	–	н.о.	н.о.	–	–	–	–	99.91	$Au_{0.74}Ag_{0.26}$
18	195/122.8-1a	87.77	7.70	–	2.41	2.05	–	–	–	–	99.93	$Au_{0.78}Ag_{0.12}Fe_{0.08}Cu_{0.06}$

Таблица 7.1

Составы хромшпинелидов из ультраосновных пород Ишкининского рудного поля (мас. %)

№ п/п	Cr ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	MgO	ΣFeO	MnO	TiO ₂	SiO ₂	NiO	CoO	ZnO	сумма	Cr#	Mg#	Z Fe ³⁺
Апогарцбургитовые серпентиниты														
Группа I-h1														
1	50.00	18.87	12.69	16.16	–	0.03	0.15	0.10	0.04	0.16	98.20	64.01	60.20	1.65
2	50.10	18.80	12.92	15.63	0.04	–	0.09	0.06	0.09	0.13	97.86	63.78	61.40	1.57
3	49.89	18.85	13.22	16.01	0.02	–	0.07	0.07	0.04	0.09	98.26	63.99	62.40	2.40
4	49.31	19.26	13.11	16.24	0.04	0.06	0.04	0.04	0.10	0.12	98.32	63.22	61.80	2.40
5	49.24	19.02	12.74	16.20	–	–	0.02	0.04	0.09	0.12	97.47	63.47	60.70	2.00
6	50.51	18.26	13.32	15.25	–	–	0.16	0.11	0.06	0.06	97.73	65.00	63.30	2.00
7	50.80	19.02	13.68	15.35	0.03	0.05	0.07	0.07	0.03	0.08	99.18	64.18	63.90	2.05
8	49.90	19.12	13.22	15.77	0.02	0.01	0.01	0.05	0.12	0.10	98.32	63.65	62.30	2.00
среднее	49.97	18.90	13.11	15.83	0.02	0.02						63.91	62.00	2.01
(Mg _{0.62} Fe _{0.38})(Cr _{1.26} Al _{0.70} Fe _{0.04}) ₂ O ₄ хромпикотит														
Группа I-h2														
9	56.61	13.51	11.81	19.12	–	–	–	–	–	–	101.05	73.74	56.00	3.45
10	53.78	14.28	11.79	18.78	–	–	–	–	–	–	98.63	71.64	56.90	3.90
11	53.36	14.94	12.67	18.00	–	–	–	–	–	–	98.97	70.57	60.50	4.30
12	54.68	14.35	11.95	18.64	–	–	–	–	–	–	99.62	71.90	57.10	3.55
13	53.71	15.33	9.83	20.78	–	–	–	–	–	–	99.65	70.13	47.50	1.90
14	53.71	15.07	10.40	20.40	–	–	–	–	–	–	99.58	70.52	50.10	2.65
15	55.04	14.02	11.32	18.28	–	–	–	–	–	–	98.66	72.47	54.90	2.35
16	54.37	14.64	11.39	17.90	–	0.14	–	–	–	–	98.44	71.38	55.30	2.00
среднее	54.41	14.52	11.40	18.99	0.00	0.02						74.54	54.79	3.01
(Mg _{0.55} Fe _{0.45})(Cr _{1.39} Al _{0.55} Fe _{0.06}) ₂ O ₄ хромпикотит														
Группа I-h3														
17	59.77	11.48	9.52	21.03	0.12	–	–	–	–	–	101.92	77.72	46.00	1.50
18	58.85	10.92	8.94	20.67	0.12	–	–	–	–	–	99.50	78.33	44.40	1.05

Продолжение табл. 7.1

№ п/п	Cr ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	MgO	ΣFeO	MnO	TiO ₂	SiO ₂	NiO	CoO	ZnO	сумма	Cr#	Mg#	Z Fe ³⁺
19	58.62	11.34	9.25	20.41	0.13	–	–	–	–	–	99.74	77.60	45.70	1.10
20	59.55	9.69	8.38	21.55	0.14	–	–	–	–	–	99.30	80.48	42.10	1.40
21	59.25	9.93	8.73	21.97	–	–	–	–	–	–	99.87	80.03	43.40	2.35
22	59.18	10.37	8.34	22.41	0.14	–	–	–	–	–	100.44	79.27	41.40	1.85
23	58.39	9.84	8.06	22.36	–	–	–	–	–	–	98.64	79.93	40.70	2.05
24	59.54	10.68	7.73	22.92	–	–	–	–	–	–	100.87	78.90	38.30	0.95
25	58.97	10.72	7.10	23.08	–	–	–	–	–	–	99.87	78.69	35.60	0.30
26	58.61	10.56	7.16	22.58	–	–	–	–	–	–	98.91	78.82	36.30	0.20
27	58.99	10.98	7.60	22.70	–	–	–	–	–	–	100.27	78.28	37.80	0.60
28	59.47	9.71	8.08	22.14	–	–	–	–	–	–	99.40	80.41	40.60	1.50
среднее	59.10	10.52	8.24	21.98	0.05	0.00						79.04	41.03	1.24
(Fe _{0.59} Mg _{0.41})(Cr _{1.56} Al _{0.42} Fe _{0.02}) ₂ O ₄ хромоферрит														
Аподунитовые серпентиниты														
Группа I-d1														
29	55.34	12.84	11.03	20.46	–	0.31	0.06	–	–	–	100.10	74.31	53.40	4.45
30	54.42	13.60	11.34	20.97	0.13	0.32	0.08	–	–	–	100.87	72.88	54.30	5.25
31	54.68	13.58	11.28	20.78	–	0.32	–	–	–	–	100.65	72.98	54.00	4.90
32	55.35	12.50	10.24	21.17	–	0.30	0.07	–	–	–	99.63	74.82	50.10	4.10
33	53.94	13.67	10.77	21.43	–	0.31	0.08	–	–	–	100.25	72.59	51.90	4.95
34	55.50	12.81	10.55	20.61	–	0.30	–	–	–	–	99.76	74.39	51.30	3.80
35	54.32	12.37	11.55	20.70	0.14	0.31	0.08	–	–	–	99.47	74.67	56.10	6.25
36	54.55	12.54	11.48	20.82	0.13	0.31	0.08	–	–	–	99.91	74.47	55.60	6.05
37	56.27	13.08	11.07	20.95	–	0.30	–	–	–	–	101.67	74.28	52.70	4.35
38	55.28	12.03	10.93	20.28	–	0.30	0.06	–	–	–	98.87	75.50	53.60	4.75
39	55.66	12.36	10.99	20.94	–	0.30	–	–	–	–	100.25	75.12	53.10	5.00
40	54.28	12.89	9.87	20.85	–	0.32	0.09	–	–	–	98.30	73.86	48.90	3.45
41	54.61	12.05	9.89	21.63	0.14	0.29	–	–	–	–	98.61	75.26	49.00	4.60
42	54.73	13.83	10.43	22.63	–	0.30	0.08	–	–	–	101.99	72.63	49.60	5.00
43	52.57	13.91	10.72	21.97	–	0.32	0.08	–	–	–	99.64	71.71	52.00	5.85
44	53.52	13.69	9.38	22.82	–	0.27	0.08	–	–	–	99.76	72.39	45.80	4.20

Продолжение табл. 7.1

№ п/п	Cr ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	MgO	ΣFeO	MnO	TiO ₂	SiO ₂	NiO	CoO	ZnO	сумма	Cr#	Mg#	Z Fe ³⁺
45	53.66	12.33	10.15	22.02	–	0.34	–	–	–	–	98.51	74.47	50.20	5.60
46	53.79	11.79	9.71	23.69	0.07	0.27	0.07	–	–	–	99.41	75.39	47.90	6.70
47	54.17	12.78	9.96	22.49	–	0.30	0.06	–	–	–	99.77	74.00	48.70	5.15
48	54.16	12.28	10.33	22.63	–	0.33	0.09	–	–	–	99.81	74.73	50.40	6.20
49	54.25	12.13	9.55	23.37	–	0.34	0.07	–	–	–	99.70	75.03	47.00	5.70
50	53.99	12.67	10.19	23.00	0.14	0.27	0.08	–	–	–	100.34	74.07	49.50	6.10
51	54.20	12.86	9.39	23.01	–	0.30	0.07	–	–	–	99.82	73.89	46.00	4.65
52	54.28	12.92	9.90	22.25	–	0.31	–	–	–	–	99.66	73.82	48.40	4.70
53	54.35	13.15	10.15	22.37	0.13	0.31	0.10	–	–	–	100.57	73.49	49.20	5.00
54	54.04	13.11	10.29	22.61	–	0.30	0.06	–	–	–	100.42	73.46	49.80	5.60
55	53.78	12.97	10.13	22.32	0.15	0.36	0.09	–	–	–	99.78	73.55	49.50	5.30
среднее	54.43	12.84	10.42	21.81	0.11	0.31						73.99	50.67	5.10
(Mg _{0.51} Fe _{0.49})(Cr _{1.41} Al _{0.50} Fe _{0.09}) ₂ O ₄ хромпикотит														
Группа I-d2														
56	58.18	10.24	11.18	20.22	0.31	0.20	0.71	–	–	н.о.	101.04	79.22	54.60	4.95
57	58.11	10.17	11.63	19.68	0.34	0.24	0.73	–	–	н.о.	100.90	79.31	56.70	5.25
58	56.42	10.37	10.06	22.36	0.31	0.21	0.69	–	–	н.о.	100.42	78.49	49.70	5.85
59	57.15	10.70	10.77	20.95	0.28	0.23	0.70	–	–	н.о.	100.78	78.19	52.70	5.10
60	57.64	10.31	11.40	20.34	0.29	0.23	0.69	–	–	н.о.	100.90	78.96	55.60	5.60
61	56.53	9.94	10.28	21.53	0.35	0.15	0.74	0.05	–	н.о.	99.57	79.22	51.20	5.70
62	56.53	10.38	10.50	22.08	0.38	0.21	0.71	–	–	н.о.	100.79	78.52	51.60	6.20
63	57.60	9.68	12.05	19.36	0.31	0.26	0.90	–	–	н.о.	100.16	79.96	59.20	6.25
64	56.54	10.39	10.84	21.99	0.36	0.23	0.91	–	0.10	н.о.	101.36	78.52	53.00	6.65
65	56.37	9.83	11.98	18.44	0.34	0.22	0.97	–	0.10	н.о.	98.25	79.35	59.90	5.80
66	59.14	9.33	10.02	20.11	0.32	0.21	0.32	–	–	н.о.	99.45	80.94	50.10	3.20
67	57.99	9.25	10.81	20.22	0.31	0.25	0.20	–	–	н.о.	99.03	80.80	53.90	5.20
68	57.72	10.49	10.35	20.55	0.33	0.23	0.20	–	0.10	н.о.	99.97	78.70	51.10	4.00
69	57.88	10.50	10.19	21.48	0.39	0.21	0.34	0.13	–	н.о.	101.12	78.70	49.90	4.50
70	56.64	8.85	9.84	22.37	0.35	0.20	0.24	–	0.10	н.о.	98.59	81.11	49.70	3.20
71	57.66	9.03	10.61	20.68	0.33	0.28	0.15	–	–	н.о.	98.74	81.09	53.10	5.60

Продолжение табл. 7.1

№ п/п	Cr ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	MgO	ΣFeO	MnO	TiO ₂	SiO ₂	NiO	CoO	ZnO	сумма	Cr#	Mg#	Z Fe ³⁺
72	57.03	8.28	10.11	22.17	0.38	0.29	0.13	–	–	н.о.	98.39	82.20	51.10	11.15
73	60.83	9.90	11.03	18.46	–	0.08	0.07	–	–	н.о.	100.36	80.48	53.80	2.20
74	61.92	9.84	11.60	17.90	–	0.08	–	–	–	н.о.	101.34	80.84	55.90	2.15
75	61.57	9.67	9.06	20.15	–	–	–	–	–	н.о.	100.45	81.03	44.80	0.35
76	61.53	9.56	11.41	18.59	–	0.07	0.06	–	–	н.о.	101.21	81.17	55.20	2.80
77	62.17	9.17	10.99	18.10	–	0.09	0.06	–	–	н.о.	100.59	81.99	53.70	1.70
78	61.55	10.07	10.83	18.83	–	0.06	0.06	–	–	н.о.	101.42	80.41	52.40	1.75
79	61.38	9.85	11.62	17.65	–	0.09	0.06	–	–	н.о.	100.65	80.68	56.40	2.20
80	61.40	10.32	10.89	19.07	–	0.07	–	–	–	н.о.	101.75	79.96	52.40	1.95
81	61.26	9.84	12.26	17.26	–	0.08	0.07	–	–	н.о.	100.77	80.69	59.10	2.90
82	61.23	9.82	11.51	17.73	–	0.09	0.10	–	–	н.о.	100.48	80.68	56.00	2.15
83	62.12	9.56	11.59	17.72	–	0.07	0.07	–	–	н.о.	101.12	81.32	56.00	2.05
84	62.13	9.64	12.07	17.37	0.12	0.05	–	–	–	н.о.	101.37	81.24	58.00	2.45
85	59.57	9.08	10.74	18.71	–	0.07	–	–	–	н.о.	98.17	81.48	53.70	3.10
86	61.56	9.27	11.11	18.52	–	0.07	–	–	–	н.о.	100.53	81.65	54.20	2.45
87	61.45	9.88	11.66	18.00	–	0.07	0.06	–	–	н.о.	101.12	80.67	56.30	2.50
88	61.68	10.30	10.85	18.57	–	0.07	0.09	–	–	н.о.	101.57	80.08	52.40	1.35
среднее	59.35	9.80	10.96	19.61	0.18	0.15						80.23	53.74	3.89
(Mg _{0.54} Fe _{0.46})(Cr _{1.55} Al _{0.38} Fe _{0.07}) ₂ O ₄ магнохромит														
Хромититы первого типа														
Группа I-chr1														
89	58.88	8.96	13.09	17.75	0.46	0.25	–	0.03	–	–	99.45	81.53	64.00	6.35
90	58.92	8.91	13.09	18.10	0.29	0.19	–	0.06	0.06	–	99.66	81.57	63.80	6.65
91	58.67	8.81	12.96	18.04	0.29	0.26	0.04	0.09	0.02	–	99.22	81.69	63.60	6.60
92	58.77	8.83	13.03	17.62	0.28	0.26	0.11	0.07	0.04	0.10	99.15	81.70	64.00	6.30
93	58.67	8.60	13.11	17.48	0.30	0.20	0.04	0.19	0.05	0.21	98.90	82.08	64.70	6.50
93	57.87	8.78	13.02	17.59	0.31	0.28	–	0.06	–	0.13	98.03	81.55	64.50	6.70
94	58.20	8.72	13.25	17.27	0.26	0.23	0.03	0.11	–	–	98.15	81.74	65.50	6.70
95	57.70	8.92	13.20	17.49	0.30	0.22	0.04	0.07	0.14	–	98.09	81.26	65.30	6.90
среднее	58.25	8.85	13.10	17.66	0.30	0.22						81.52	64.56	6.68
(Mg _{0.65} Fe _{0.34} Mn _{0.01})(Cr _{1.53} Al _{0.34} Fe _{0.13}) ₂ O ₄ магнохромит														

Окончание табл. 7.1

№ п/п	Cr ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	MgO	ΣFeO	MnO	TiO ₂	SiO ₂	NiO	CoO	ZnO	сумма	Cr#	Mg#	Z Fe ³⁺
Хромититы второго типа														
Группа I-chr2														
96	43.49	16.00	8.08	28.88	0.38	0.74	0.34	0.17	0.11	–	98.19	64.56	40.40	10.70
97	47.57	13.13	7.64	28.72	0.45	0.45	0.21	0.23	–	–	98.40	70.83	38.60	10.00
98	46.51	13.89	7.67	29.18	0.25	0.44	0.40	–	–	0.08	98.42	69.20	38.50	10.40
99	43.61	15.63	8.04	29.32	0.39	0.72	0.33	0.12	0.02	0.10	98.29	65.18	40.20	11.25
100	46.60	13.48	7.22	30.37	0.16	0.71	0.32	0.06	0.04	–	98.95	69.87	36.30	11.00
101	44.49	13.50	6.44	32.31	0.40	0.78	0.30	0.10	–	0.04	98.35	68.86	32.80	12.65
102	46.29	13.63	7.59	29.36	0.31	0.71	0.25	0.19	0.04	0.16	98.52	69.51	38.30	10.75
103	45.09	15.53	7.93	29.91	0.39	0.53	0.25	0.24	–	0.08	99.95	66.07	39.10	10.85
104	45.23	14.92	7.74	29.59	0.45	0.65	0.32	0.16	0.05	–	99.11	67.02	38.60	10.75
105	45.33	14.80	7.98	30.64	0.38	0.66	0.40	0.15	0.05	0.23	100.62	67.27	39.30	11.95
106	43.38	15.31	7.32	30.55	0.32	0.72	0.29	0.16	0.02	0.03	98.11	65.52	36.80	11.60
107	44.28	14.83	7.28	30.96	0.25	0.75	0.24	0.15	–	0.23	98.96	66.69	36.50	11.75
среднее	45.15	14.55	7.58	29.98	0.34	0.65						67.55	37.95	11.14
(Fe _{0.61} Mg _{0.38} Mn _{0.01})(Cr _{1.21} Al _{0.58} Fe _{0.21}) ₂ O ₄ хромоферрит														

Примечание. Здесь и далее в главе 8 анализы выполнены в Южно-Уральском центре коллективного пользования по исследованию минерального вещества на рентгеноспектральном микроанализаторе JEOL JСХА-733 (Институт минералогии УрО РАН). Аналитик Е. И. Чурин. ΣFeO = FeO+Fe₂O₃, Cr#=100Cr/(Cr+Al), Mg#=100Mg/(Mg+Fe²⁺), Z Fe³⁺ – доля трехвалентного железа в R³⁺, %.

Анализы 1–8 – обр. 6/22–1–1 [Jonas, 2004]; 9–16 – обр. 885–2; 17–28 – обр. 886–1; 29–41 – обр. 880; 42–55 – обр. 897; 56–72 – обр. 156–7; 73–88 – обр. 889; 89–95 – обр. 711–2; 96–101 – обр. 893–1; 102–107 – обр. 893–3а.

спанголита (?) $\text{Cu}_6\text{Al}(\text{SO}_4)(\text{OH})_{12}\text{Cl}\cdot 2\text{H}_2\text{O} \rightarrow$ ярко-голубой *карбонат-цианотрихит* $\text{Cu}_4\text{Al}_2(\text{CO}_3, \text{SO}_4)(\text{OH})_{12}\cdot 2\text{H}_2\text{O} \rightarrow$ белый *купроскарброит* (?) $\text{CuAl}_4(\text{CO}_3)(\text{OH})_{13}\cdot 5\text{H}_2\text{O}$. На эти корки и на стенки других более поздних трещинок narосли зеленые радиально-лучистые агрегаты и микродрузы *малахита* $\text{Cu}_2\text{CO}_3(\text{OH})_2$, причем в их основании встречаются субизометричные тригональные пустотки растворения, вероятно, *кальцита* CaCO_3 . Позднее малахита отложились бесцветные кристаллики *арагонита* CaCO_3 , *доломита* MgCO_3 и белые микросфероиды *опала* $\text{SiO}_2\cdot n\text{H}_2\text{O}$. Все зоны минерализации не обнаружены ни в одном образце, но по 3–4 зоны встречаются часто. Обратных последовательностей не наблюдалось. Диагностика минералов производилась по физическим свойствам и данным оптических, рентгенометрических, микрозондовых и энергодисперсионных исследований.

Клинохлор в прожилках плотный, тонкочешуйчатый, полупрозрачный, желтовато-зеленого цвета. Мелкие ярко-зеленые и голубовато-зеленые почки *хризоколлы*, величиной до 0.3 мм, иногда сливающиеся в корочки, встречаются в виде наростов на *гетите*. Чаще же на лимонит сразу нарастают радиально-лучистые буровато-желтые почки медьсодержащего *ферригаллуазита*, величиной до 0.4 мм. Вследствие разной интенсивности расщепления почки его иногда зональны (более светлые зоны расщеплены сильнее). *Купрононтронит* в зональных сферолитах образует тонкие зоны (0.05–0.2 мм) зеленого цвета. Индивиды менее расщеплены, со спайностью в одном направлении и крупнее, чем у ферригаллуазита. *Спанголит* образует очень мелкие синие включения (менее 0.01 мм) в купрононтроните. *Карбонат-цианотрихит* преобладает среди зон сферолитов. Его ярко-голубые до синих уплощенно-игольчатые кристаллы слагают зону мощностью до 1 мм в направлении роста сферолита.

Купроскарброит слагает периферическую зону толщиной до 0.3 мм в некоторых сферолитах и нарастает на карбонат-цианотрихит и другие ранние минералы [Попова, Попов, 2003]. Форма зерен купроскарброита в сферолитах и корочках – псевдотригональные или псевдогексагональные таблички величиной 0.01–0.2 мм, расщепленные и радиально-ориентированные. Минерал бледно-голубоватый, в массе – голубовато-белый, прозрачный. Исследования физических свойств и химического состава купроскарброита позволило авторам установить, что медь занимает отдельную позицию в минерале. Однако из-за малого количества не были получены данные монокристалльной съемки и определения воды и CO_2 , что затруднило признание купроскарброита как минерального вида. Несмотря на это, купроскарброит на месторождении является самостоятельным минералом, отличающимся по составу и свойствам от скарброита и других известных минералов.

Эритрин, $\text{Co}_3(\text{AsO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$, впервые описанный К. Д. Субботиным [1942ф], был найден в отвалах шурфа № 12 в Западной рудной зоне. Минерал развивается по трещинам в выветрелых серпентинитах и макроскопически представлен пленочным агрегатом и корками малинового цвета (самая крупная корочка составляет 4 см в длину при ширине около 2 см) [Мелекесцева, Котляров, 2003]. Пинакоидальные кристаллы эритрина, срастаясь между собой, образуют радиальнолучистые, веерообразные, столбчатые агрегаты. При больших увеличениях на электронном микроскопе видно расщепление пластинок, толщина которых уменьшается до 1–2 мкм. Растут они по отношению к подложке из серпентинита как вертикально, образуя при этом агрегаты, напоминающие цветы роз, так и горизонтально, нарастая друг на друга и образуя «лестничные» срастания.

С эритрином ассоциируют вторичные минералы меди, на него нарастают тесно сросшиеся между собой нитевидные агрегаты силикатных фаз (по-видимому, *смектитов*), а также почковидные образования гипергенного *арсената меди*, у которого на энергодисперсионном спектре отмечаются только линии меди и мышьяка. Разноориентированные кристаллы эритрина обрастают кристаллы хромитов с округленными гранями.

Исследованиями на растровом электронном микроскопе РЭММА-202М (ИМин УрО РАН, аналитик В. А. Котляров) было установлено, что основными примесями в химическом составе эритрина являются медь и, в подчиненном количестве, никель.

Эритрин является типичным минералом зоны окисления гидротермальных арсенидных и сульфоарсенидных никель-кобальтовых месторождений (Хову-Аксы, Бу-Аззер и т.п.). Присутствие его в зоне окисления колчеданных месторождений совершенно нехарактерно. Однако образование эритрина логично на Ишкининском кобальт-медноколчеданном месторождении, так как он представляет собой продукт окисления кобальтсодержащих сульфоарсенидов и арсенидов.

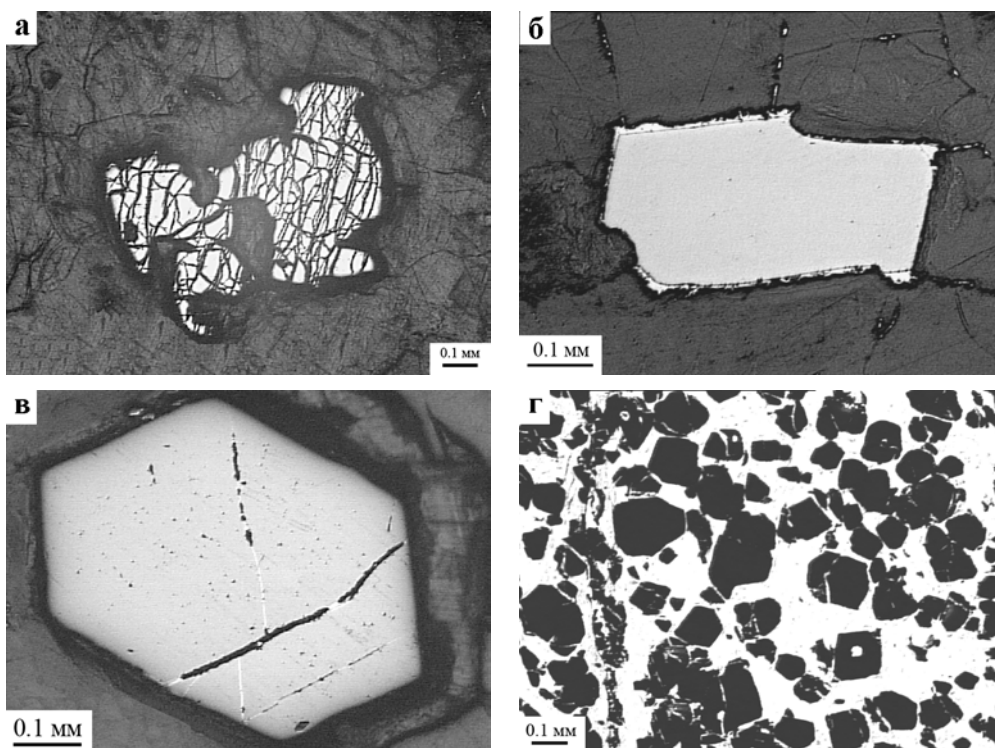
Среди других гипергенных минералов отмечаются следующие ассоциации. На веерообразные агрегаты *малахита*, $\text{Cu}_2\text{CO}_3(\text{OH})_2$, нарастают почковидные и колломорфные агрегаты *атакамита*, $\text{Cu}_2\text{Cl}(\text{OH})_3$. *Сильвин*, KCl , был обнаружен в ассоциации с сульфидом меди, возможно, *ковеллином*, CuS , а также с арсенатом меди на смешанной силикатной массе. *Хризоколла* $(\text{Cu,Al})_2\text{H}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4 \cdot n\text{H}_2\text{O}$, кроме наростов на гетите, также нарастает на куприт и образует сливные коркообразные агрегаты, состоящие из оолитоподобных образований.

Самородная медь, Cu , находится в окисленных рудах в виде пентагон-додекаэдрических кристаллов и их сростков. Ассоциирует с *купритом*, Cu_2O , который ее обрастает и замещает. *Ковеллин*, CuS , широко развит в окисленных рудах, где он замещает халькопирит. Единичные процессы замещения халькопирита ковеллином были отмечены в брекчиях с карбонатным цементом, серпентинитовыми и рудными обломками. *Гетит* $\text{FeO}(\text{OH})$ формирует колломорфно-зональные агрегаты и замещает куприт, малахит, магнетит. *Гематит*, Fe_2O_3 , обычно образует жилки и характеризуется присутствием ярких буро-красных внутренних рефлексов в отраженном свете. Гипергенный *пирит* FeS_2 в виде мелких кубических кристалликов развивается внутри кальцитовых прожилков. *Сидерит*, FeCO_3 , широко распространен как в гипогенных рудах, подвергшихся гипергенезу, так и в окисленных рудах. Обычно формирует жильные агрегаты уже после развития малахита и гетита. Одним из поздних гипергенных минералов является *маггемит*, Fe_2O_3 (диагностирован по дебаеграмме, ИМин УрО РАН, аналитик П. В. Хворов), который формирует черные сажистые образования на поверхности других гипергенных минералов, в частности, малахита. При исследовании образцов под бинокулярным микроскопом, кроме сажистых агрегатов, также обнаруживаются единичные кристаллики вытянутые вдоль длинной оси.

Глава 7. ХРОМШПИНЕЛИДЫ В ПОРОДАХ И РУДАХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

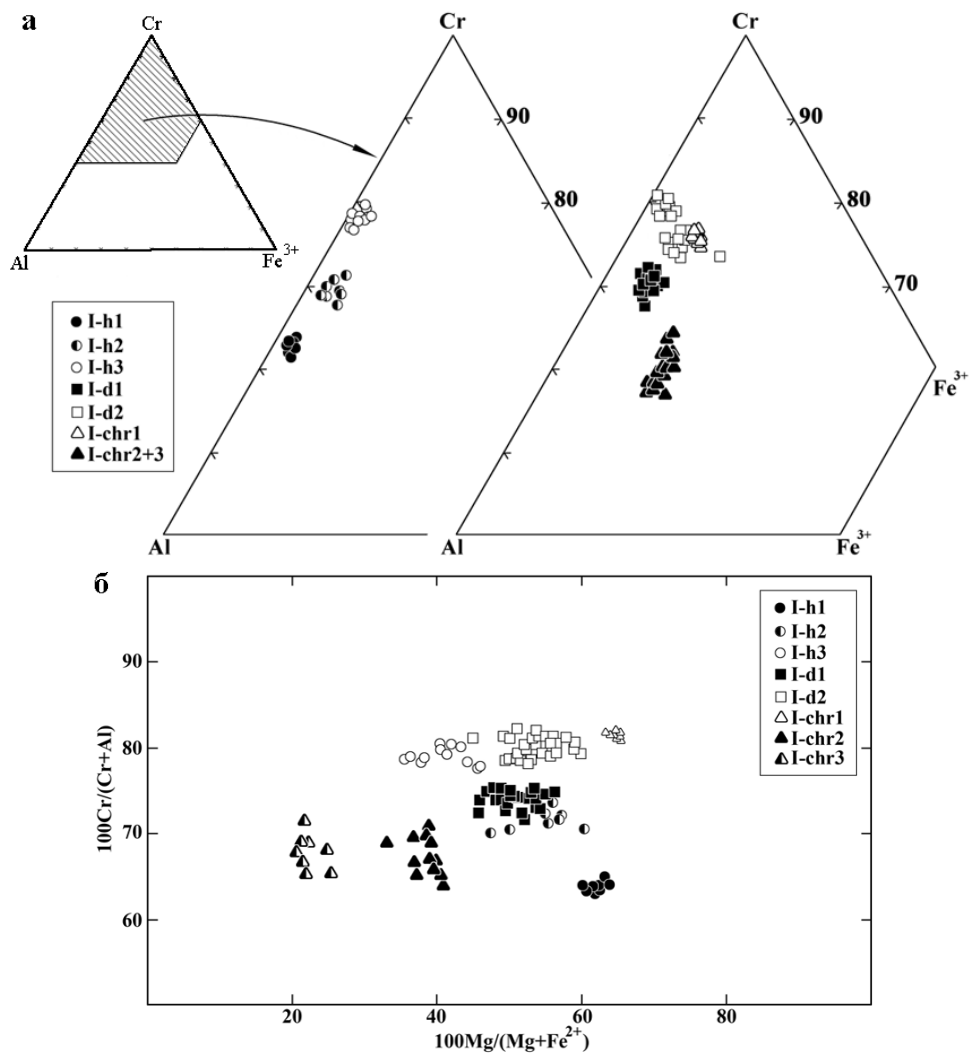
7.1. ХРОМШПИНЕЛИДЫ В СЕРПЕНТИНИТАХ

Ишкининское рудное поле. Хромшпинелиды размером от 0.2 до 3 мм в серпентинитах рудного поля установлены в виде акцессорной вкрапленности, реже как небольшие шпировидные скопления [Дунаев, Зайков, 2005]. По морфологии выделены ксено-, идио- и гипидиоморфные разновидности. Ксеноморфные зерна характеризуются отсутствием кристаллографических граней, всегда имеют извилистые границы с вмещающей серпентинитовой массой (рис. 7.1а). Гипидиоморфные хромшпинелиды сочетают грани октаэдра с неровными краями зерен или червеобразными бесформенными «отростками» (рис. 7.1б), идиоморфные хромшпинелиды представлены октаэдрическими кристаллами (рис. 7.1в, г). При этом для апогарцбургитовых серпентинитов характерны две первые разновидности, а для аподунитовых серпентинитов – две последние.



7.1. Морфологические разновидности хромшпинелидов Ишкининского рудного поля: а) амебовидное зерно из апогарцбургитовых серпентинитов; б) субгедральный хромшпинелид из аподунитового серпентинита; в) эвгедральный кристалл из аподунитовых серпентинитов; г) скопление субгедральных хромшпинелидов в хромититах. Отраженный свет.

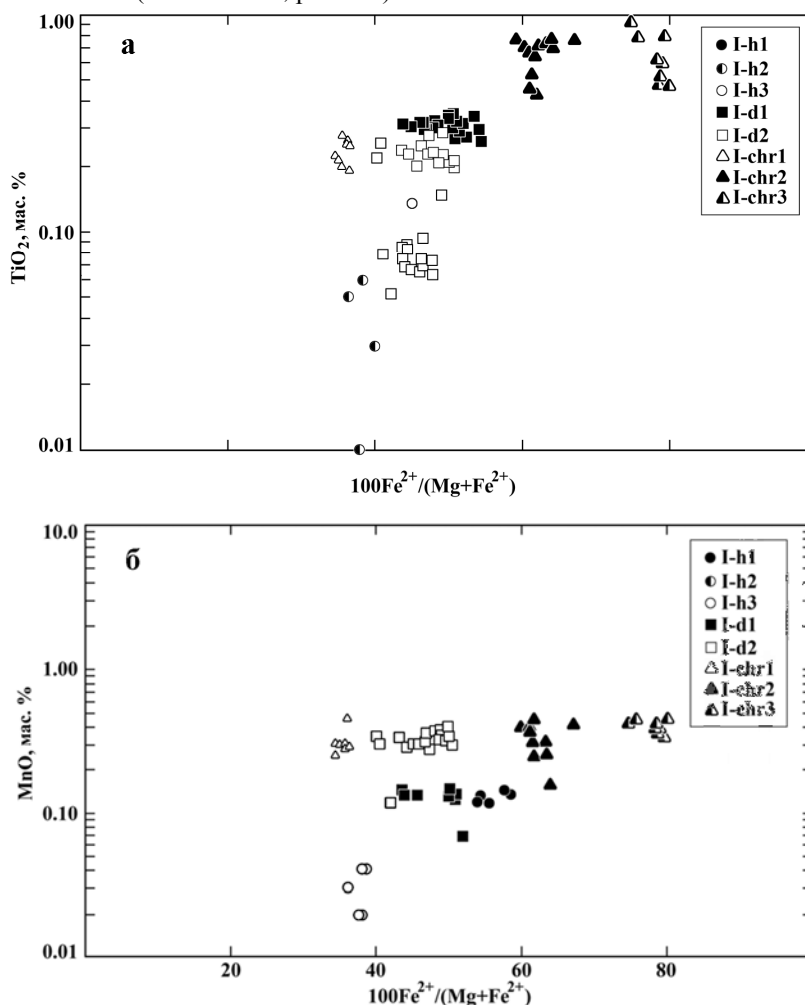
Для составов хромшпинелидов из апогарцбургитовых серпентинитов характерным является наличие трех интервалов колебаний хромистости (Cr#) (табл. 7.1, рис. 7.2). Так, первый интервал отмечен в пределах от 63.22 до 65.00 (I-h1), второй – 70.13–73.74 (I-h2) и третий – 77.60–80.48 (I-h3). Для разностей из аподунитовых серпентинитов выделены два интервала Cr#: 72.63–75.55 (I-d1) и 79.22–82.20 (I-d2) (табл. 7.1). Концентрация Fe^{3+} остается постоянной внутри петрографического типа ультраосновных пород, но для хромшпинелидов апогарцбургитовых серпентинитов обычны минимальные содержания Fe^{3+} , по сравнению с аналогами в аподунитовых серпентинитах (до 4.30 и 10.71 % в R^{3+} соответственно).



7.2. Составы хромшпинелидов из серпентинитов Ишкининского рудного поля: а) в координатах Al–Cr– Fe^{3+} ; б) соотношение хромистости и магнезиальности.

I-h1, I-h2, I-h3 – хромшпинелиды из апогарцбургитовых серпентинитов, I-d1, I-d2 – из аподунитовых серпентинитов, I-chr1 – из хромититов первого типа, I-chr2+3 (рис. а), I-chr2, I-chr3 (рис. б) – из хромититов второго типа.

Концентрации Mg и Fe²⁺ не подвержены более значимым колебаниям, но различны для хромшпинелидов из гарцбургитов и дунитов (табл. 7.1, рис. 7.2б). Если для хромшпинелидов из гарцбургитов обычно уменьшение концентраций Mg и увеличение Fe²⁺ при переходе от низко- к высокохромистым разностям, то для хромшпинелидов в дунитах отмечена обратная ситуация – при увеличении хромистости возрастает доля Mg. В пространственном отношении наиболее глиноземистые и магнезиальные разности хромшпинелидов из гарцбургитов приурочены к северной части серпентинитовой пластины, а высокохромистые низкомагнезиальные – к ее южной части. Содержания TiO₂ и MnO в хромшпинелидах из апогарцбургитовых серпентинитов близки и достигают 0.14 мас. %. Для хромшпинелидов из аподунитовых серпентинитов отмечены более высокие концентрации этих компонентов, где они составляют 0.36 и 0.39 мас. % (см. табл. 7.1, рис. 7.3).



7.3. Соотношение TiO₂ (а), MnO (б) и железистости хромшпинелидов из серпентинитов Ишкининского рудного поля.

Условные обозначения см. на рис. 7.2.

Таблица 7.2

Составы хромшпинелидов из ультраосновных пород Ивановского рудного поля

№ п/п	Cr ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	MgO	ΣFeO	MnO	TiO ₂	V ₂ O ₅	NiO	CoO	SiO ₂	сумма	Cr#	Mg#	Z Fe ³⁺
Апогарцбургитовые серпентиниты														
Группа Iv-h1														
1	52.20	17.03	12.47	18.79	0.52	–	–	0.15	–	0.12	101.27	67.27	58.30	3.80
2	50.76	17.42	12.32	18.15	0.35	0.14	–	–	–	–	99.14	66.15	58.50	3.40
3	51.61	17.19	12.25	19.01	0.04	0.09	–	0.28	–	–	100.47	66.82	57.50	3.80
4	51.12	17.35	12.53	18.48	0.54	0.20	–	–	–	–	100.23	66.39	59.00	3.90
5	50.28	17.16	12.54	18.54	0.49	–	–	–	–	–	99.01	66.28	59.50	4.45
7	51.45	16.62	12.57	18.54	0.54	0.07	–	–	–	–	99.78	67.49	59.50	4.35
8	51.37	16.57	11.95	18.17	0.75	0.03	–	–	–	0.14	98.98	67.53	57.40	3.15
9	52.95	16.16	12.10	18.65	–	–	–	–	–	–	99.87	68.74	57.20	3.35
10	50.93	17.13	12.26	17.95	0.54	–	–	–	–	–	98.81	66.61	58.50	3.25
12	51.51	16.32	11.53	18.54	–	–	–	–	–	0.13	98.03	67.90	55.70	2.95
13	50.79	17.10	12.20	18.75	0.74	–	–	0.12	–	–	99.70	67.21	57.90	3.95
14	50.37	17.12	12.49	18.46	0.58	–	–	0.17	–	0.26	99.45	66.35	59.40	4.30
среднее	51.28	16.93	12.27	18.50	0.42	0.04						67.06	58.20	3.72
(Mg _{0.58} Fe _{0.41} Mn _{0.01})(Cr _{1.29} Al _{0.63} Fe _{0.08}) ₂ O ₄ хромпикотит														
Группа Iv-h2														
15	56.92	13.36	8.26	22.95	0.40	0.06	–	–	–	–	101.94	74.09	40.00	1.20
16	54.53	12.72	8.05	22.68	0.65	–	–	–	–	–	98.63	74.20	40.40	2.15
17	56.76	13.06	8.34	22.90	0.57	0.09	–	–	–	–	101.72	74.45	40.60	1.60
18	55.50	13.19	8.55	21.48	0.31	–	–	–	–	–	99.03	73.81	42.40	1.10
19	56.15	13.46	8.84	22.32	0.18	–	–	–	–	–	100.94	73.66	42.90	1.85
20	56.06	13.49	8.88	22.24	0.39	–	–	–	–	–	101.07	73.60	43.20	1.85
среднее	55.98	13.21	8.49	22.43	0.42	0.02	–	–	–	–		73.97	41.58	1.63
(Fe _{0.57} Mg _{0.42} Mn _{0.01})(Cr _{1.45} Al _{0.51} Fe _{0.04}) ₂ O ₄ хромоферрит														

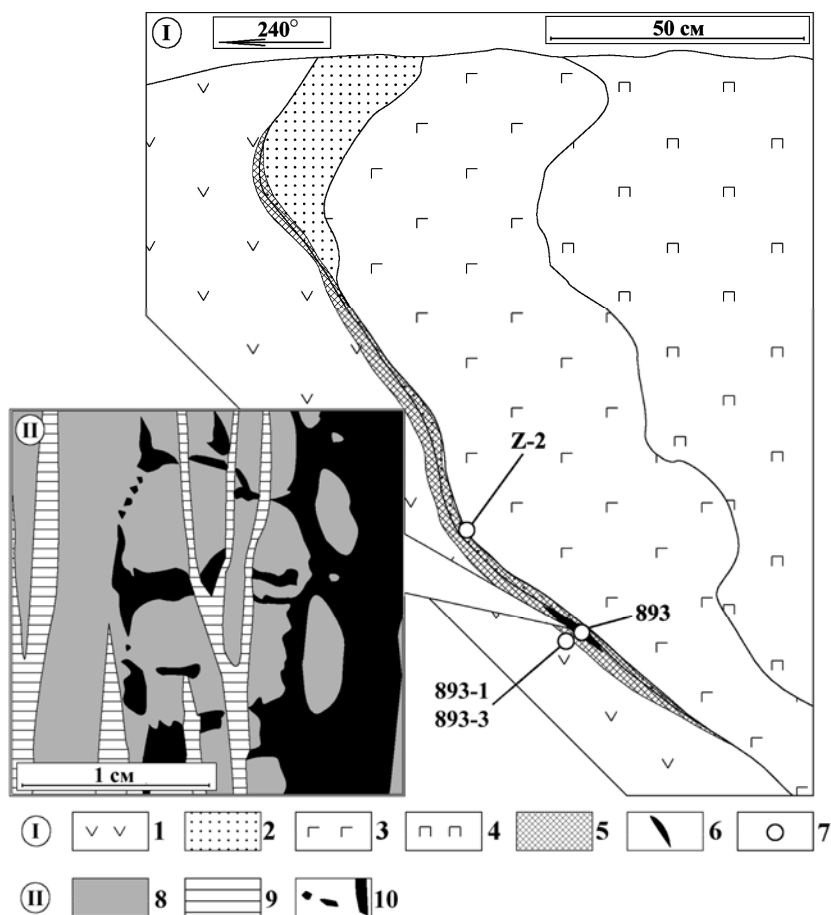
Продолжение табл. 7.2

№ п/п	Cr ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	MgO	ΣFeO	MnO	TiO ₂	V ₂ O ₅	NiO	CoO	SiO ₂	сумма	Cr#	Mg#	Z Fe ³⁺
Группа Iv-h3														
21	55.39	9.26	6.57	25.96	0.30	0.44	0.20	–	–	–	98.12	80.04	34.10	4.70
22	56.50	9.40	6.80	27.01	0.53	0.28	0.27	–	–	–	100.78	80.12	34.30	5.45
23	56.06	9.50	6.84	26.53	0.63	0.25	0.30	–	–	–	100.10	79.84	34.80	5.25
24	56.59	9.50	6.78	26.81	0.31	0.37	0.31	–	–	–	100.68	79.97	34.30	5.15
25	56.02	8.77	6.87	26.04	0.44	0.39	–	–	–	–	98.53	81.08	35.50	5.45
26	56.74	9.02	6.95	26.73	0.43	0.41	–	–	–	–	100.28	80.83	35.20	5.65
27	56.21	8.98	6.89	26.38	0.21	0.29	–	–	–	–	98.97	80.78	35.30	5.50
28	56.48	9.11	6.71	26.38	0.38	0.38	–	–	–	–	99.43	80.63	34.30	5.00
29	56.56	8.70	6.64	26.45	0.44	0.52	–	–	–	–	99.32	81.33	34.10	5.20
30	59.91	8.88	10.58	19.30	0.04	0.31	–	–	–	–	99.01	81.89	52.70	3.35
31	59.39	8.70	10.20	19.70	0.35	0.12	–	–	–	–	98.47	82.07	51.30	3.45
32	59.86	8.51	9.52	20.69	0.55	0.29	–	–	–	–	99.42	82.50	47.90	3.15
33	59.39	8.64	9.00	21.28	0.32	0.20	–	–	–	–	98.83	82.16	45.60	3.00
34	59.62	8.77	9.68	20.18	0.60	0.19	–	–	–	–	99.03	82.03	48.80	2.90
35	59.85	8.45	10.09	19.69	0.48	0.14	–	–	–	–	98.69	82.59	50.80	3.20
36	60.80	8.62	10.27	20.32	0.15	0.16	–	–	–	–	100.32	82.54	50.70	3.55
37	59.78	8.52	10.10	19.94	0.45	0.29	–	–	–	–	99.09	82.50	50.70	3.45
среднее	57.95	8.90	8.26	23.49	0.39	0.30						81.35	41.79	4.32
(Fe _{0.57} Mg _{0.42} Mn _{0.01})(Cr _{1.56} Al _{0.36} Fe _{0.08}) ₂ O ₄ хромоферрит														

Окончание табл. 7.2

№ п/п	Cr ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	MgO	ΣFeO	MnO	TiO ₂	V ₂ O ₅	NiO	CoO	SiO ₂	сумма	Cr#	Mg#	Z Fe ³⁺
Аподунитовые серпентиниты														
Группа Iv-d														
38	61.81	7.75	11.10	16.86	0.25	0.02	0.28	–	0.06	0.13	98.27	84.26	56.00	1.85
39	62.21	7.81	11.20	16.37	0.21	0.01	0.24	0.03	0.08	–	98.16	84.24	56.40	1.35
40	61.91	7.92	11.02	16.99	0.33	0.02	0.26	0.13	–	0.28	98.86	83.98	55.40	1.70
41	63.42	6.96	10.82	16.94	0.27	–	0.14	0.04	0.02	–	98.61	85.92	54.60	1.25
42	61.87	6.49	7.60	22.27	0.38	0.01	0.22	0.07	–	0.12	99.05	86.49	39.30	1.95
43	64.28	7.02	10.80	17.16	0.26	0.01	0.18	0.02	0.08	–	99.80	86.01	53.90	1.00
44	63.73	7.47	11.16	16.44	0.21	0.08	0.14	0.01	–	0.11	99.35	85.12	55.70	0.90
45	62.66	7.51	10.93	16.70	0.24	0.02	0.22	–	–	0.11	98.38	84.83	55.10	1.20
46	62.98	7.28	9.72	18.75	0.35	0.02	0.12	0.08	0.11	–	99.41	85.29	49.10	1.10
47	62.38	7.69	11.03	17.07	0.20	–	0.21	–	–	0.06	98.64	84.49	55.40	1.70
48	62.83	4.75	5.87	25.02	0.48	0.01	0.16	0.06	0.04	0.18	99.39	89.86	30.90	2.40
49	61.55	4.66	5.61	26.48	0.45	0.04	0.24	0.01	0.04	0.15	99.22	89.89	29.60	4.05
50	62.13	4.69	5.56	25.66	0.43	0.04	0.25	0.07	–	0.26	99.10	89.86	29.50	2.85
51	62.53	7.55	11.07	16.40	0.31	0.03	0.21	0.08	–	0.15	98.33	84.72	55.90	1.20
52	62.66	7.48	10.71	17.34	0.29	0.03	0.25	0.05	–	–	98.81	84.88	53.90	1.45
53	57.02	10.53	6.88	23.79	0.48	0.10	0.18	0.05	0.03	0.35	99.42	78.40	35.10	1.60
54	62.62	7.26	10.56	17.27	0.33	0.06	0.21	0.02	0.04	0.10	98.47	85.26	53.50	1.30
среднее	62.60	6.89	9.67	18.98	0.31	0.02						85.94	49.01	1.70
(Fe _{0.50} Mg _{0.49} Mn _{0.01})(Cr _{1.68} Al _{0.28} Fe _{0.04}) ₂ O ₄ хромоферрит														

Примечание. Анализы 1–14 – обр. 2Т/122.00; 15–20 – обр. 199/370.0; 21–29 – обр. 199/346.0; 30–37 – обр. 199/360.0; 38–54 – обр. 903–1.



7.4. Схематический разрез жилы габбро-пегматитов Ишкининского рудного поля (I) и зарисовка шлировидной хромшпинелидовой минерализации (II). Хромитит второго типа. Составил А. Ю. Дунаев.

1 – серпентиниты; 2 – пироксениты; 3 – габбро-пегматиты; 4 – плагиоклазиты; 5 – вкрапленная хромшпинелевая минерализация; 6 – шлировидные и «сплошные» хромшпинелиды; 7 – места отбора проб; 8 – серпентинит; 9 – серпентинит с обильным пылевидным магнетитом; 10 – хромшпинелиды.

№ проб: 893-1, 893-3 – хромшпинелиды в серпентините, Z-2 – хромшпинелиды в пироксените, 893 – хромитит с расплавленными включениями.

В ультрамафитах Ишкининского рудного поля установлены два типа хромититов. Первый тип (I-chr1) отмечен в северной части месторождения в меланжированных серпентинитах в виде линзы поперечником 10–20 см, где в тальк-серпентиновой массе количество гипидиоморфных зерен хромшпинелидов достигает 40–60 % (см. рис. 7.1в). Состав хромшпинелидов из хромититов отвечает высокохромистым разновидностям (Cr# 80.98–82.08 %). Концентрация Fe^{3+} достигает 7.25 % в R^{3+} , вариации содержания Mg и Fe^{2+} незначительны, магнизиальность изменяется в пределах 63.60–

65.50 % (см. табл. 7.1, рис. 7.2). По содержанию TiO_2 и MnO хромшпинелиды из хромитов тяготеют к таковым из аподунитовых серпентинитов, их концентрации достигают 0.46 и 0.28 мас. % (см. табл. 7.1, рис. 7.3).

Второй тип хромитов (I-chr2, I-chr3) установлен в центральной части месторождения. Хромиты пространственно приурочены к телу габбро-пегматитов и сосредоточены в краевой части тела на контакте пироксенитов с серпентинитами в полосе мощностью 1–7 см (рис. 7.4). Хромшпинелиды представлены вкрапленностью и обособлениями различных морфологических очертаний: от простых, овально-вытянутых и угловатых, до сложных и ветвистых. Нередко они слагают «сплошные» линзы мощностью до 2–4 см с содержанием зерен до 80–90 %. Размер идио- и гипидиоморфных хромшпинелидов – 0.5–1.0 мм. Их характерной особенностью является наличие расплавных включений.

Состав хромшпинелидов характеризуется умеренными содержаниями Cr_2O_3 и невысокими Al_2O_3 в сравнении с аксессуарными аналогами из серпентинитов месторождения, хромистость колеблется в пределах 64.56–71.72 %. Доля Fe^{3+} достигает 12.90 % (см. табл. 7.1, рис. 7.2). По соотношению Mg и Fe^{2+} выделяется две группы зерен: первая (I-chr2), свойственная серпентинитам на контакте с пироксенитами, характеризуется значениями $Mg\#$ в пределах 32.80–40.40 %, вторая (I-chr3), локализованная в пироксенитах – 20.00–25.10 % (см. табл. 7.1, рис. 7.2б). Концентрации TiO_2 для первой группы составляют до 0.78, а для второй до 0.94 мас. %. Содержания MnO для обеих групп достигают 0.45 и 0.44 мас. % соответственно (см. табл. 7.1, рис. 7.3).

Ивановское рудное поле. Хромшпинелиды в серпентинитах рудного поля установлены в виде аксессуарной вкрапленности, местами собранной в цепочки, реже – шпировидные скопления. Размер зерен колеблется от 0.1 до 3 мм. По морфологии выделены гипидиоморфные и ксеноморфные разности, реже отмечены идиоморфные, сходные с таковыми из ультрамафитов Ишкининского рудного поля. Следует отметить, что в ультрамафитах Ивановского рудного поля большим распространением пользуются ксеноморфные хромшпинелиды, которые зачастую представлены червеобразными, подкововидными и футляровидными разностями.

Анализ химического состава хромшпинелидов из апогарцбургитовых серпентинитов выявил наличие трех интервалов колебаний $Cr\#$. Первый (Iv-h1), представлен наименее хромистыми разностями ($Cr\#$ – 66.15–68.74 %), второй (Iv-h2) более хромистыми шпинелями ($Cr\#$ – 73.60–74.45 %), и третий (Iv-h3) характеризуется наиболее высокими значениями ($Cr\#$ – 79.84–82.50 %). Для составов хромшпинелидов из аподунитовых серпентинитов установлен один интервал $Cr\#$ – 83.98–89.86 % (Iv-d). Доля Fe^{3+} для апогарцбургитовых серпентинитов достигает 5.65 % в R^{3+} , для аподунитовых серпентинитов – 4.05 % (табл. 7.2, рис. 7.5).

Содержания Mg и Fe^{2+} для хромшпинелидов из гарцбургитов и дунитов находится в общих пределах. Для хромшпинелидов из гарцбургитов $Mg\#$ изменяется от 34.10 до 59.50 %, из аподунитовых – от 29.50 до 56.40 % (табл. 7.2, см. рис. 7.5б). Концентрации TiO_2 и MnO для хромшпинелидов из апогарцбургитовых серпентинитов не превышают значений 0.52 и 0.75 мас. % соответственно. Хромшпинелиды из аподунитовых серпентинитов характеризуются более низкими значениями этих компонентов, содержания TiO_2 не превышают 0.08 мас. %, а MnO – 0.48 мас. % (см. табл. 7.2, рис. 7.6).

Дергамышское рудное поле. Хромшпинелиды в серпентинитах рудного поля по морфологии и пространственному распределению в породах аналогичны таковым из Ивановского рудного поля.

Таблица 7.3

Составы хромшпинелидов из ультраосновных пород Дергамышского рудного поля (мас. %)

№ п/п	Cr ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	MgO	ΣFeO	MnO	TiO ₂	V ₂ O ₅	NiO	CoO	SiO ₂	сумма	Cr#	Mg#	Z Fe ³⁺
Апогарцбургитовые серпентиниты														
Группа De-h1														
1	53.50	17.32	11.79	17.83	0.12	0.22	0.29	–	–	–	101.08	67.46	55.40	1.20
2	52.89	16.95	10.89	18.70	0.10	0.22	0.30	–	–	–	100.05	67.66	52.00	1.05
3	52.53	16.46	11.02	18.83	0.15	0.23	0.29	–	–	–	99.51	68.16	54.20	1.85
4	52.87	17.13	11.30	17.42	0.14	0.24	0.32	–	–	–	99.41	67.45	54.10	0.45
5	53.31	16.86	11.83	17.63	0.16	0.22	0.28	–	–	–	100.30	67.99	56.00	1.45
6	52.54	16.73	10.86	18.24	0.16	0.22	0.32	–	–	–	99.07	67.81	52.40	0.90
7	53.05	17.16	12.03	17.63	0.15	0.23	0.33	–	–	–	100.58	67.46	56.70	1.70
8	53.13	16.81	11.51	17.51	–	0.24	0.30	–	–	–	99.51	67.95	55.00	0.95
9	53.38	16.22	10.95	17.91	0.21	0.21	0.31	–	–	–	99.21	68.83	52.90	0.70
10	52.04	17.11	10.10	20.23	0.17	0.22	0.31	–	–	–	100.28	67.12	48.40	1.40
11	52.27	16.11	10.07	19.29	0.15	0.23	0.31	–	–	–	98.43	68.52	49.20	1.05
12	52.95	16.75	11.94	16.87	0.16	0.24	0.27	–	–	0.12	99.29	67.97	57.10	1.15
13	52.03	16.77	10.69	18.89	0.19	0.24	0.29	–	–	–	99.20	67.55	51.60	1.40
14	51.07	18.35	13.85	14.97	0.93	–	–	0.07	0.17	–	99.40	65.12	65.10	2.25
15	50.35	18.69	14.35	14.03	0.27	0.05	–	0.16	0.21	–	98.11	64.38	67.60	2.30
16	49.27	17.65	14.98	16.47	0.34	–	–	0.08	0.21	–	98.99	65.19	69.90	6.50
17	49.98	16.76	14.93	16.30	0.62	–	–	0.05	0.27	0.16	99.08	66.67	70.20	6.55
18	50.21	18.13	14.27	14.18	0.52	–	–	0.05	0.18	0.05	97.58	65.02	67.80	2.75
19	50.06	17.82	13.61	16.21	0.44	0.23	–	0.04	–	0.11	98.52	65.33	64.40	3.75
20	50.57	16.51	16.17	14.77	1.53	0.28	–	0.14	–	–	99.97	67.26	75.40	7.00
21	50.26	17.67	15.47	13.85	1.06	0.40	–	0.14	–	–	98.83	65.62	72.70	4.60
22	49.86	17.57	14.89	15.12	0.55	0.19	–	0.20	–	–	98.37	65.56	70.10	5.05

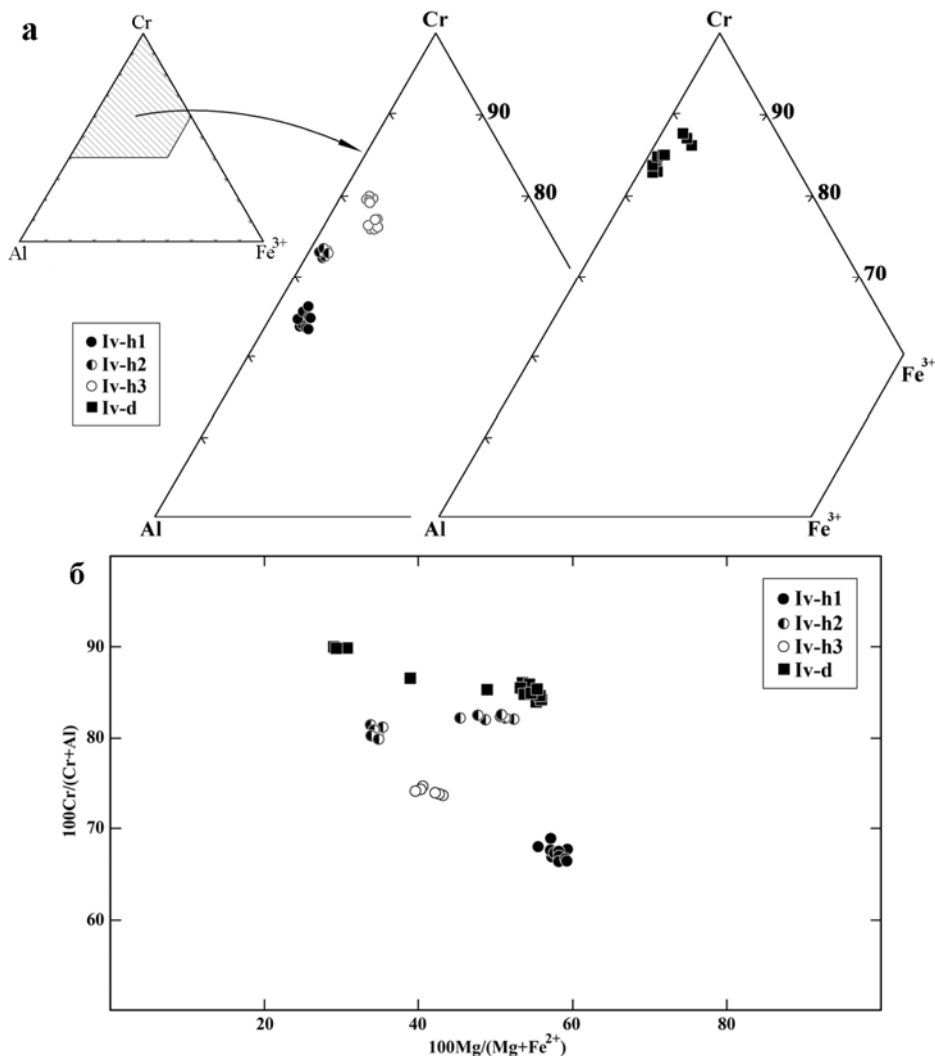
Продолжение табл. 7.3

№ п/п	Cr ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	MgO	ΣFeO	MnO	TiO ₂	V ₂ O ₅	NiO	CoO	SiO ₂	сумма	Cr#	Mg#	Z Fe ³⁺
23	50.19	18.77	13.48	16.60	0.14	0.23	–	0.12	0.25	–	99.78	64.20	62.90	3.20
24	50.87	18.54	13.39	17.04	0.77	0.30	–	0.20	0.50	–	101.62	64.79	62.20	3.30
среднее	51.30	17.49	12.71	17.04	0.35	0.16						66.30	60.22	2.76
(Mg _{0.60} Fe _{0.39} Mn _{0.01})(Cr _{1.29} Al _{0.65} Fe _{0.06}) ₂ O ₄ хромпикотит														
Группа De–h2														
25	60.63	8.75	10.26	19.49	0.29	0.21	–	–	–	–	99.63	82.30	51.10	2.75
26	60.13	8.79	10.35	18.99	0.41	0.27	–	–	–	–	98.94	82.13	51.90	2.65
27	59.82	9.41	10.23	20.22	0.20	0.20	–	–	–	–	100.09	81.02	50.50	3.30
28	59.02	9.17	10.33	19.63	0.16	0.20	–	–	–	–	98.51	81.20	51.80	3.45
29	58.87	9.25	10.18	19.84	0.39	0.16	–	–	–	–	98.68	81.00	51.00	3.40
30	58.74	10.83	11.64	18.69	0.11	–	–	–	–	–	100.01	78.45	56.50	3.65
31	58.78	10.26	11.51	19.01	0.10	–	–	–	–	–	99.66	79.35	56.20	4.10
32	59.90	8.57	9.76	21.52	0.13	–	–	–	–	–	99.88	82.41	48.50	4.25
33	59.88	9.09	10.09	21.39	0.17	–	–	–	–	–	100.61	81.56	49.60	4.30
34	59.49	9.09	9.99	21.54	0.16	–	–	–	–	–	100.25	81.48	49.30	4.35
35	59.45	9.01	9.70	22.55	0.11	–	–	–	–	–	100.82	81.59	47.70	4.95
36	59.56	9.87	10.66	20.94	0.11	–	–	–	–	–	101.12	80.19	51.70	4.20
37	58.24	10.77	11.14	19.00	0.13	–	–	–	–	–	99.28	78.36	54.60	3.45
38	58.21	10.37	11.19	18.87	0.11	–	–	–	–	–	98.74	79.02	55.20	3.70
39	58.60	8.14	8.99	23.61	0.18	–	–	–	–	–	99.52	82.85	45.20	5.80
40	57.52	7.89	8.21	24.86	0.16	–	–	–	–	–	98.64	83.01	41.80	6.45
41	58.91	9.59	11.36	18.56	–	–	–	–	–	–	98.41	80.49	56.20	3.90
42	59.82	9.12	11.10	19.17	0.14	–	–	–	–	–	99.35	81.48	54.80	3.95
43	57.50	10.66	11.18	21.30	0.13	–	–	–	–	–	100.77	78.36	54.00	5.90

Окончание табл. 7.3

№ п/п	Cr ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	MgO	ΣFeO	MnO	TiO ₂	V ₂ O ₅	NiO	CoO	SiO ₂	сумма	Cr#	Mg#	Z Fe ³⁺
44	56.52	10.03	10.36	21.58	0.17	–	–	–	–	–	98.66	79.09	51.50	5.80
45	55.88	10.14	10.23	21.63	0.15	–	–	–	–	–	98.02	78.70	51.10	5.90
среднее	58.96	9.42	10.40	20.54	0.17	0.06						80.77	51.54	4.22
(Mg _{0.52} Fe _{0.48})(Cr _{1.55} Al _{0.37} Fe _{0.08}) ₂ O ₄ магнохромит														
Аподунитовые серпентиниты														
Группа De-d														
46	59.73	9.46	9.27	19.36	0.14	0.37	0.20	–	–	–	98.52	80.92	46.90	0.95
47	59.23	9.39	7.29	23.31	0.26	0.35	0.16	–	–	–	99.98	80.89	36.90	1.60
48	59.73	9.75	9.94	19.70	0.13	0.39	0.19	–	–	–	99.83	80.43	49.40	2.15
49	59.46	9.89	11.51	17.70	–	0.38	0.20	–	–	–	99.15	80.12	56.80	2.90
50	59.67	9.86	11.00	17.77	0.13	0.37	0.18	–	–	–	98.96	80.25	54.60	2.05
51	60.82	9.62	11.11	18.47	–	0.36	0.19	–	–	–	100.56	80.92	54.30	2.50
52	60.38	9.63	10.71	17.89	–	0.36	0.20	–	–	–	99.18	80.80	53.20	1.55
53	60.00	9.77	10.80	18.28	0.15	0.37	0.19	–	–	–	99.56	80.48	53.40	2.10
54	59.89	9.74	10.16	20.50	0.14	0.36	0.21	–	–	–	100.99	80.49	49.90	3.15
55	60.30	9.99	11.56	17.72	0.12	0.39	0.22	–	–	–	100.30	80.19	56.50	2.55
56	60.63	9.88	10.72	18.81	0.10	0.37	0.21	–	–	–	100.71	80.44	52.50	2.10
среднее	59.96	9.73	10.36	19.06	0.10	0.37						80.53	51.29	2.16
(Mg _{0.52} Fe _{0.48})(Cr _{1.58} Al _{0.38} Fe _{0.04}) ₂ O ₄ магнохромит														

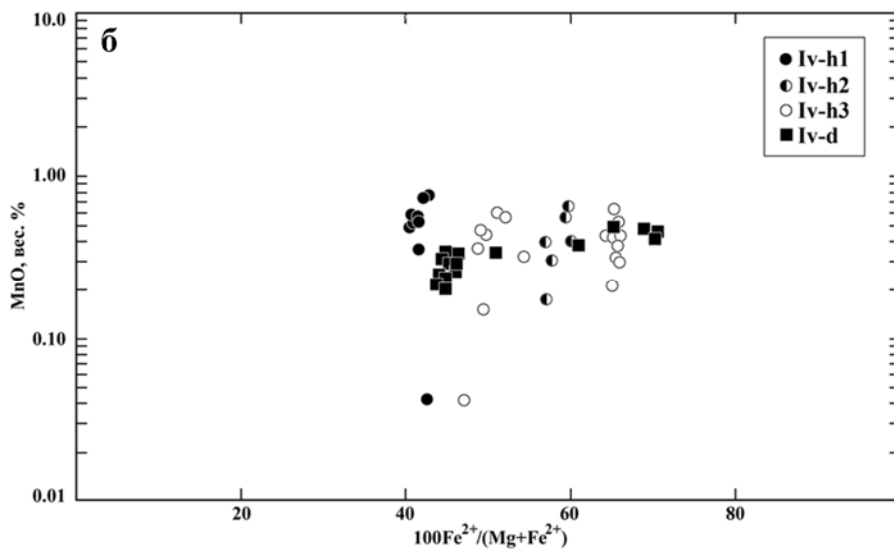
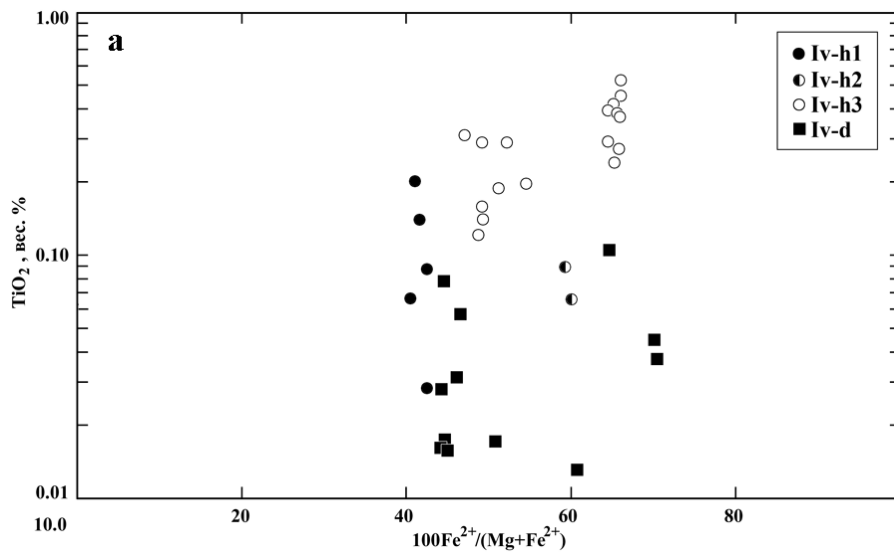
Примечание. Анализы 1–13 – обр. 722–22; 14–18 – обр. 934–1; 19–24 – обр. 934–3; 25–29 – обр. 200/271.0; 30–36 – обр. 200/276.1–2а; 37–45 – обр. 200/276.1–2с; 46–56 – обр. 720–1.



7.5. Состав хромшпинелидов из серпентинитов Ивановского рудного поля: а) в координатах Al–Cr–Fe³⁺; б) соотношение хромистости и магниальности.

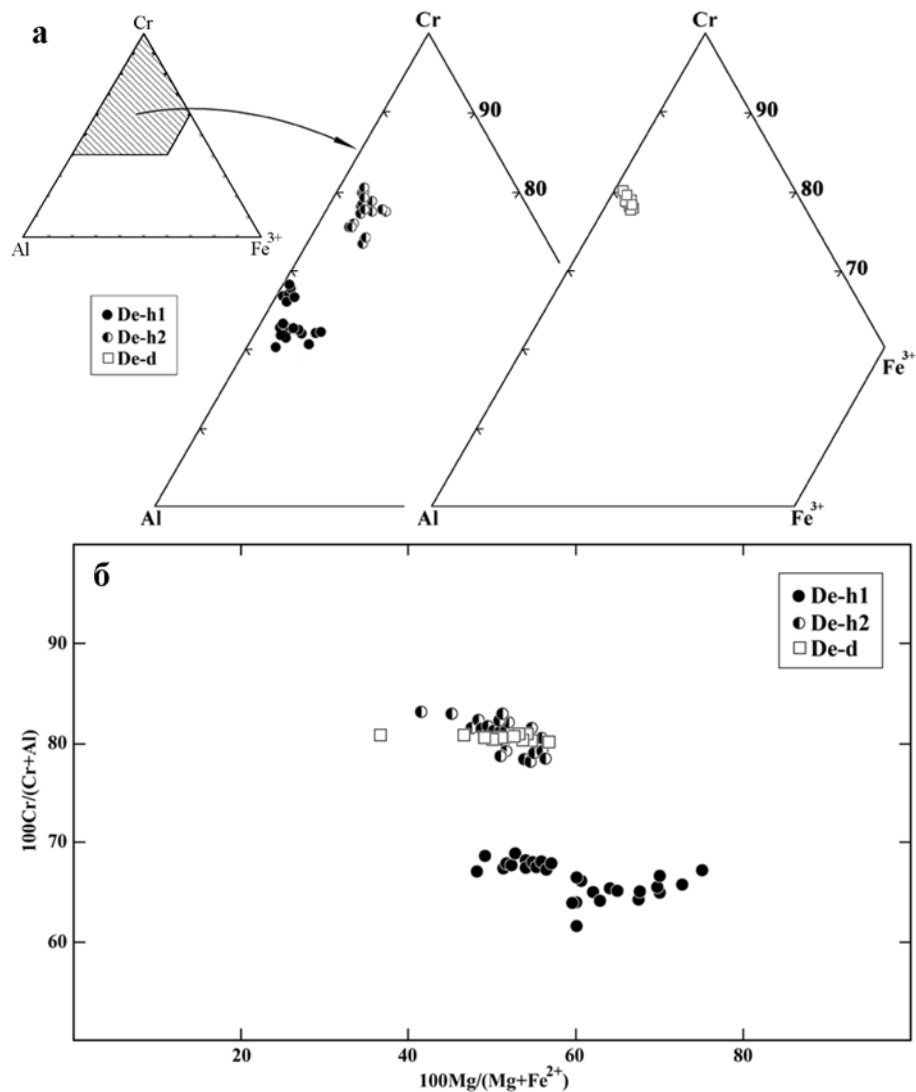
Iv-h1, Iv-h2, Iv-h3 – хромшпинелиды из апогарцбургитовых серпентинитов, Iv-d – из аподунитовых серпентинитов.

Рентгеноспектральный анализ хромшпинелидов из апогарцбургитовых серпентинитов выявил наличие двух интервалов хромистости: 61.59–68.83 и 78.36–83.01 %. Хромшпинелиды из аподунитовых серпентинитов представлены высокохромистыми разностями с незначительными вариациями колебаний хромистости – 80.19–80.92 %. Доля Fe³⁺ незначительна и не превышает 7.00 % в R³⁺ для хромшпинелидов из апогарцбургитовых серпентинитов и 3.15 % для таковых из аподунитовых серпентинитов (табл. 7.3, рис. 7.7).



7.6. Соотношение TiO_2 (а), MnO (б) и железистости хромшпинелидов из серпентинитов Ивановского рудного поля.

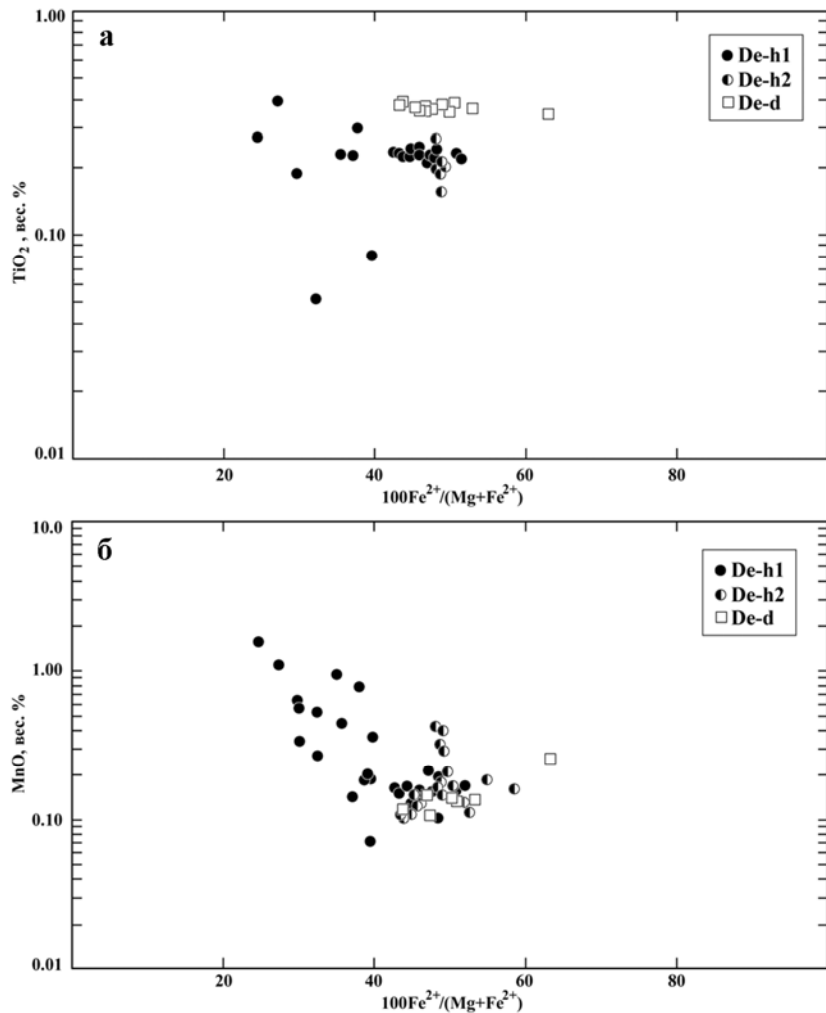
Условные обозначения см. на рис. 7.5.



7.7. Составы хромшпинелидов из серпентинитов Дергамышского рудного поля: а) в координатах Al–Cr–Fe³⁺; б) соотношение хромистости и магниальности.

De-h1, De-h2 – хромшпинелиды из апогарцбургитовых серпентинитов, De-d – из аподунитовых серпентинитов.

Концентрации Mg и Fe²⁺ подвержены более значимым колебаниям, магниальность хромшпинелидов из апогарцбургитовых серпентинитов изменяется в пределах от 41.80 до 75.40 %, из аподунитовых серпентинитов – от 36.90 до 56.80 % (см. табл. 7.3, рис. 7.7б). Содержания TiO₂ в хромшпинелидах из гарцбургитовых серпентинитов достигает 0.40 мас. %, MnO – до 1.53 мас. %. В хромшпинелидах аподунитовых серпентинитов содержания TiO₂ аналогичны (до 0.39 мас. %), MnO – ниже и не превышают 0.26 мас. % (см. табл. 7.3, рис. 7.8).



7.8. Соотношение TiO_2 (а), MnO (б) и железистости хромшпинелидов из серпентинитов Дергамышского рудного поля.

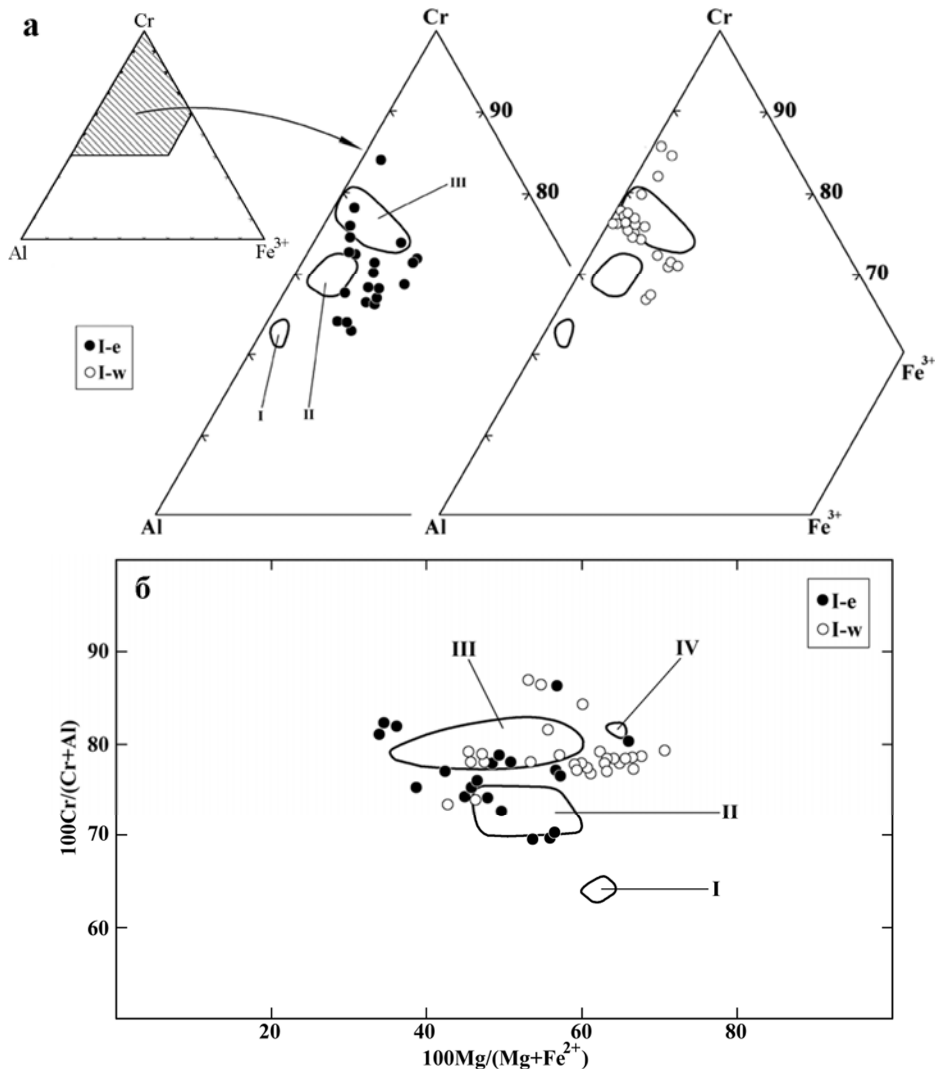
Условные обозначения см. на рис. 7.7.

7.2. ХРОМШПИНЕЛИДЫ В ТАЛЬК-КАРБОНАТНЫХ МЕТАСОМАТИТАХ

Хромшпинелиды в апосерпентинитовых метасоматитах были изучены на Ишкинском рудном поле в Восточной и Западной рудных зонах. Они характеризуются идио- и гипидиоморфными очертаниями, что аналогично для хромшпинелидов из аподунитовых серпентинитов [Юминов, Дунаев, 2004]. В количественном отношении Восточная рудная зона более богата хромшпинелидами, где они встречаются как аксессуарная вкрапленность и шлировидные скопления зерен, тогда как для Западной зоны характерны редкие кристаллы хромшпинелидов. Размер зерен хромшпинелидов составляет около 0.5–1 мм. Их характерной особенностью является практически полное отсутствие магнетитовых кайм, отмечаются лишь единичные

случаи развития хроммагнетитовых оторочек, не превышающих мощность первых десятков микрометров.

Для хромшпинелидов из тальк-карбонатных метасоматитов Восточной (I-e) и Западной рудной зон (I-w) характерным является наличие самых высокохромистых разновидностей: Cr# – 72.57–86.02 % для Восточной зоны и 73.40–86.80 % – для Западной (табл. 7.4, рис. 7.9). Концентрации Fe^{3+} схожи с таковыми для хромшпинелидов из



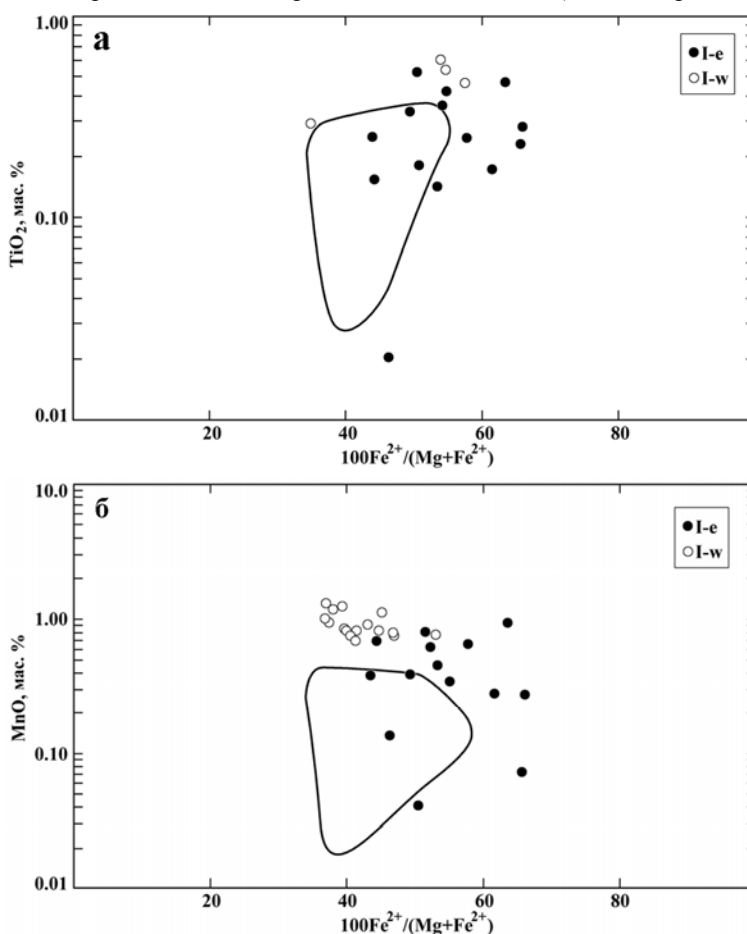
7.9. Составы хромшпинелидов из тальк-карбонатных метасоматитов Ишкининского рудного поля: а) в координатах Al–Cr– Fe^{3+} ; б) соотношение хромистости и магнезиальности.

Хромшпинелиды из метасоматитов: I-e – Восточной рудной зоны, I-w – Западной рудной зоны.

Поля составов хромшпинелидов: а) I – Ag_1 , II – Ag_2+Ad_1 , III – Ag_3+Ad_2+Xp ; б) I – I-h1, II – I-h2+I-d1, III – I-h3+I-d2, IV – I-chr1.

серпентинитов, но с присутствием разностей, где доля Fe^{3+} достигает 12.15 % в позиции R^{3+} в хромшпинелидах Восточной зоны и 9.90 % в Западной зоне. Наиболее обогащены Fe^{3+} менее хромистые хромшпинелиды.

Содержания Mg и Fe^{2+} аналогичны содержаниям этих элементов в хромшпинелидах из серпентинитов (табл. 7.4, рис. 7.9б). Но следует отметить, что хромшпинелиды из метасоматитов обладают более магниальным составом: магниальность изменяется от 34.10 до 67.10 % для хромшпинелидов из Восточной зоны и от 42.50 до 70.70 % – для Западной зоны. TiO_2 в хромшпинелидах из метасоматитов установлен в незначительных количествах, его содержание не превышает 0.52 и 0.60 мас. % для Восточной и Западной зон соответственно. Примечательной является обогащенность хромшпинелидов из тальк-карбонатных метасоматитов MnO (до 1.32 мас. %), свойственная хромшпинелидам Западной зоны, тогда как в хромшпинелидах Восточной зоны содержания MnO не превышают 0.94 мас. % (табл. 7.4, рис. 7.10).



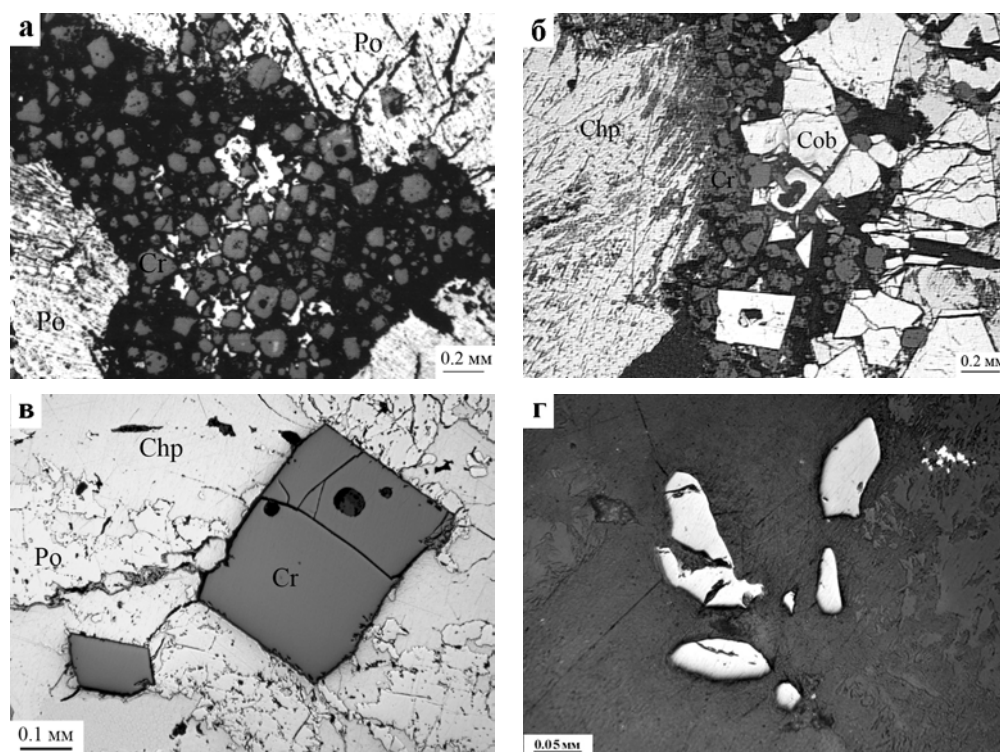
7.10. Соотношение TiO_2 (а), MnO (б) и железистости хромшпинелидов из тальк-карбонатных метасоматитов Ишкининского рудного поля.

Условные обозначения см. на рис. 7.9. Контуром выделены поля составов хромшпинелидов: I-h1+I-h2+I-h3+I-d1+I-d2+I-chr1.

7.3. ХРОМШПИНЕЛИДЫ В КОЛЧЕДАНЫХ РУДАХ

Ишкининское месторождение. Хромшпинелиды в колчеданных рудах распределены неравномерно, но присутствует в каждом типе руд [Мелекесцева и др., 2001б; Tesalina et al., 2003; Дунаев, Зайков, 2005]. Наряду с относительно равномерной вкрапленностью наблюдаются вытянутые скопления хромшпинелидов в хлорит-серпентиновом материале, а также скопления кристаллов хромшпинелидов и кобальтина. Хромшпинелиды представлены идио- и гипидиоморфными зернами размерами до 1.5 мм октаэдрического габитуса (рис. 7.11в, г).

Установлено два типа пространственного распределения хромшпинелидов – однородное и лентовидное. Оба типа распределения встречаются во всех минералогических разновидностях колчеданных руд. Так, в пирит-пирротиновых и халькопирит-пирит-пирротиновых рудах в большинстве случаев шпинели рассредоточены в сульфидной (пирротиновой, пиритовой или халькопиритовой) матрицах (рис. 7.11а), однако иногда отмечаются их скопления на границе пирротина и халькопирита.



7.11. Хромшпинелиды в рудах кобальт-медноколчеданных месторождений: а) скопление хромшпинелидов в серпентините на границе пирротиновых пластин; б) скопление кристаллов хромшпинелидов и кобальтина в халькопирите, обр. 610-21; в) идиоморфные кристаллы хромшпинелидов в халькопирит-пирротиновой руде, обр. 151-38; г) хромшпинелиды из прожилково-вкрапленной рудной зоны, обр. 207/249.1.

Отраженный свет. Ширина снимка (б) 3 мм.

В сульфоарсенидо-сульфидных рудах они заключены в кристаллы кобальтина и арсенопирита, а их скопления установлены в серпентиновых обособлениях ленто-видной формы и среди кобальтин-халькопиритовых агрегатов (рис. 7.11б). Необходимо отметить, что еще К. Д. Субботиным [1941ф] была отмечена приуроченность скоплений зерен хромшпинелидов к вкрапленности кристаллов кобальтина. При подсчете количества зерен в породах и рудах оказалось, что хромшпинелиды тяготеют к сульфоарсенидо-сульфидному типу руд: плотность аксессуарных хромшпинелидов в ультрамафитах – около 7 зерен/см², в сульфоарсенидо-сульфидном типе руд – около 100 зерен/см².

Хромшпинелиды обычно замещаются магнетитом, часто наблюдаются зерна с округлыми гранями, «изъеденными» краями и поверхностью, разбитой трещинами. В индивидах магнетита в хромшпинелиде наблюдаются включения рудных минералов, в единичных хромшпинелидах по зонам роста развиты пирит и халькопирит, при этом сам хромшпинелид иногда располагается в зонах роста кобальтина. Часто внутри и по периферии кристаллов наблюдаются включения таблитчатых и причудливых очертаний, характеризующиеся отражательной способностью выше, чем у хромшпинелида, но ниже, чем у магнетита. Кроме того, отмечаются разнообразные нерудные включения: округлые, изометричные, вытянутые; одно-, двух- и трехфазные. Представлены они орто-, клинопироксенами и стеклом [Tessalina et al., 2003]. Иногда включения замещаются сульфидами и магнетитом без замещения самого хромшпинелида.

Анализ состава показал сходство хромшпинелидов из серпентинитов и колчеданных руд Ишкининского рудного поля по соотношению Cr₂O₃ и Al₂O₃. Для хромшпинелидов колчеданных руд выделен один интервал колебаний Cr# – от 69.93 до 76.83 %, при единственном значении хромистости 64.62 %. Количество Fe³⁺ непостоянно и меняется в пределах 1.65–12 % в R³⁺ (табл. 7.5, рис. 7.12). Содержания Mg и Fe²⁺ в хромшпинелидах являются самыми неустойчивыми величинами и меняются в широких пределах. Так, магнезиальность хромшпинелидов падает до 21.10 %, при максимальном значении 56.90 %. Причем в хромшпинелидах отмечаются зоны обогащения Fe, тогда как распределение Cr внутри зерен остается равномерным (табл. 7.5, рис. 7.12). Количество TiO₂ и MnO в хромшпинелидах колчеданных руд достигает 0.55 и 0.49 мас. % соответственно, что несколько выше, чем в хромшпинелидах из серпентинитов (табл. 7.5, рис. 7.13). Микрогеохимическое картирование показало, что максимальные количества TiO₂ сосредоточены в краевых частях зерен.

Хромшпинелиды в халькопирите (I-сруг) из сульфоарсенидо-сульфидных и халькопирит-пирит-пирротиновых руд обладают наибольшим разбросом магнезиальности (31.40–55.20 %) и концентраций Fe³⁺ (1.65–11.10 % в R³⁺). Наиболее обогащены Fe хромшпинелиды, заключенные в кристаллы кобальтина (I-со) из сульфоарсенидо-сульфидных руд, где магнезиальность находится в пределах 21.10–37.40 %, а доля Fe³⁺ составляет 9.30–12.00 %. Они же содержат максимальные концентрации NiO и CoO (до 0.25 и 0.75 мас. % соответственно) по сравнению с аналогами в другой матрице, где эти значения не превышают 0.09 мас. %. Наименьший разброс магнезиальности и доли Fe³⁺ (39.80–42.40 % и 5.90–7.40 % соответственно) отмечается в хромшпинелидах в пирротине (I-ро) из пирит-пирротиновых руд.

Ивановское месторождение. Хромшпинелиды в рудах месторождения представлены идио- и гипидиоморфными зернами размерами до 1 мм. Зерна хромшпинелидов в рудах распределены равномерно, редко отмечены скопления из нескольких кристаллов. В большинстве случаев хромшпинелиды заключены в пирротиную,

Таблица 7.4

Составы хромшпинелидов из тальк-карбонатных метасоматитов Ишкининского рудного поля (мас. %)

№ п/п	Cr ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	MgO	ΣFeO	MnO	TiO ₂	V ₂ O ₅	NiO	CoO	ZnO	сумма	Cr#	Mg#	Z Fe ³⁺
Восточная рудная зона														
1	51.75	12.00	9.28	27.65	0.35	0.41	0.42	–	–	–	101.86	74.32	45.10	10.25
2	50.06	11.20	7.60	28.87	0.27	0.17	0.34	–	–	–	98.51	74.97	38.50	10.30
3	53.53	10.25	10.01	22.92	0.39	0.34	0.15	0.28	–	0.05	97.92	77.78	50.60	7.80
4	52.57	11.21	9.51	26.68	0.45	0.14	0.27	0.05	–	–	100.88	75.89	46.60	9.95
5	51.60	10.41	8.21	25.75	0.65	0.25	0.51	0.08	–	0.24	97.70	76.87	42.30	8.35
6	52.00	7.64	6.61	30.38	0.07	0.23	0.05	0.37	0.18	0.52*	98.05	82.06	34.60	11.95
7	51.77	8.08	6.55	30.57	0.27	0.28	0.33	0.06	0.23	0.16	98.30	81.12	34.10	11.80
8	52.97	7.96	6.39	28.81	0.94	0.46	0.21	0.40	0.22	0.12	98.48	81.68	36.25	9.40
9	53.85	9.94	10.22	27.70	–	0.18	–	0.02	–	0.07	101.98	78.43	49.30	12.15
10	50.04	14.17	11.56	22.13	0.38	0.25	0.26	0.03	0.04	0.52*	99.38	70.30	56.20	8.25
11	49.83	14.37	11.63	23.63	0.69	0.15	0.32	0.13	0.06	0.02	100.83	69.93	55.70	9.55
12	50.40	14.83	11.12	22.72	0.13	0.02	0.26	0.22	0.00	0.31	100.01	69.53	53.50	7.45
13	51.55	13.06	9.99	22.77	0.04	0.52	0.13	0.23	0.06	0.00	98.35	72.57	49.60	6.50
14	57.64	11.12	9.88	21.32	0.80	–	–	–	–	–	100.76	77.66	48.40	3.55
15	60.22	11.12	14.06	14.46	–	–	–	–	–	–	99.86	78.42	67.10	2.85
16	53.36	11.89	9.44	26.41	–	0.36	–	–	–	–	101.46	75.07	45.70	8.75
17	51.91	12.27	9.85	26.32	0.63	–	–	–	–	–	100.99	73.92	47.80	9.70
18	57.01	11.83	11.83	19.21	–	–	–	–	–	–	99.88	76.38	57.10	4.50
19	56.76	11.61	11.80	19.76	–	–	–	–	–	–	99.93	76.64	56.90	5.20
20	61.44	10.26	13.69	14.43	–	–	–	–	–	–	99.81	80.09	65.70	2.30
21	64.06	6.99	11.41	17.02	–	–	–	–	–	–	99.48	86.02	56.60	2.00
среднее	54.02	11.06	10.03	23.79	0.29	0.18						76.65	49.41	7.74
(Mg _{0.50} Fe _{0.49} Mn _{0.01})(Cr _{1.42} Al _{0.43} Fe _{0.15}) ₂ O ₄ магнхромит														
Западная рудная зона														
22	58.74	11.44	12.61	17.14	1.25	–					101.19	77.48	60.60	3.40
23	59.04	11.11	13.08	16.14	1.05	–					100.42	78.12	63.10	3.35
25	59.15	10.76	11.52	16.65	0.91	–					98.99	78.67	56.90	1.50
26	58.59	11.63	12.31	17.89	0.76	–					101.19	77.15	59.00	3.55

Окончание табл. 7.4

№ п/п	Cr ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	MgO	ΣFeO	MnO	TiO ₂	V ₂ O ₅	NiO	CoO	ZnO	сумма	Cr#	Mg#	Z Fe ³⁺
27	59.83	12.18	12.69	14.96	–	–					99.65	76.70	61.00	0.65
28	60.24	11.13	13.24	14.83	–	–					99.44	78.39	63.70	1.90
29	59.79	11.48	12.39	15.87	0.81	–					100.34	77.73	59.90	1.45
30	60.40	12.17	13.26	14.60	1.32	–					101.75	76.92	63.00	1.00
31	58.54	11.15	13.49	16.46	–	–					99.64	77.86	64.70	4.45
32	58.34	11.36	11.99	16.46	0.80	–					98.94	77.49	58.80	2.05
33	59.02	10.90	13.97	14.81	–	–					98.70	78.40	67.27	3.75
34	60.85	11.26	14.07	15.12	–	–					101.30	78.38	66.20	3.10
35	63.06	6.44	10.53	18.37	0.78	–					99.18	86.80	53.20	2.65
36	63.37	8.10	12.33	16.38	0.82	–					101.00	84.01	60.10	2.45
37	63.82	6.68	10.85	16.72	1.12	–					99.19	86.50	54.80	1.10
38	58.51	11.32	12.89	15.50	0.96	–					99.19	77.62	62.80	2.60
39	61.01	11.82	13.22	14.60	–	–					100.65	77.60	62.80	0.90
40	61.29	11.43	13.61	13.65	–	0.29					100.28	78.24	65.00	0.80
41	52.14	12.68	8.79	27.70	–	0.46					101.77	73.40	42.50	8.85
42	51.76	12.10	9.35	26.17	–	0.60					99.99	74.16	45.90	9.05
43	59.77	11.75	13.98	14.29	–	–					99.80	77.36	66.60	2.40
44	59.90	10.54	14.76	14.27	–	–					99.47	79.21	70.40	4.30
45	57.63	11.05	10.83	19.45	0.77	–					99.73	77.78	53.20	3.45
46	60.58	9.39	11.18	17.32	0.82	–					99.29	81.25	55.50	1.85
47	55.49	10.50	9.24	25.13	–	0.55					100.90	77.99	45.40	7.30
48	53.99	9.82	9.47	25.43	–	–					98.70	78.69	47.20	9.20
49	54.15	10.04	9.10	25.92	0.69	–					99.90	77.58	58.80	2.05
50	53.85	9.65	9.13	26.63	–	–					99.87	78.91	45.50	9.90
51	54.38	10.26	9.55	25.83	0.76	–					101.40	78.05	47.00	9.10
среднее	58.53	10.69	11.87	18.33	0.49	0.06						78.57	58.11	3.69

(Mg_{0.58}Fe_{0.41}Mn_{0.01})(Cr_{1.51}Al_{0.41}Fe_{0.08})₂O₄ магнохромит

Примечание. Анализы 1–13 выполнены на сканирующем микроскопе JEOL JSM–6400 с ЭДП Link (Институт геологии КомиНЦ УрО РАН, аналитик В. Н. Филиппов). Анализы 1–5 – обр. 919–1; 6–9 – обр. 919–4; 10–13 – обр. 919–6; 14, 15 – обр. И10–3–1; 16, 17 – обр. И10–6–1; 8–21 – обр. И10–8; 22–25 – обр. И11–3; 26, 27 – обр. И11–13; 28 – обр. И12–1; 29–34 – обр. И12–10; 35–40 – обр. И12–13; 41–43 – обр. И13–1; 44–51 – обр. Т5–11–1.

Таблица 7.5

Составы хромшпинелидов из кобальт-медноколчеданных руд (мас. %)

№ п/п	Cr ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	MgO	ΣFeO	MnO	TiO ₂	V ₂ O ₅	NiO	CoO	сумма	Cr#	Mg#	Z Fe ³⁺
Ишкининское месторождение													
Хромшпинелиды в пирротине, I-ро													
1	52.24	11.89	8.13	26.47	0.33	0.30	0.27	0.06	–	99.69	74.68	40.60	7.35
2	52.36	11.71	7.89	25.16	0.38	0.30	0.27	0.03	0.03	98.13	75.01	40.10	5.90
3	51.95	11.29	7.87	26.02	0.36	0.20	0.30	0.05	0.02	98.06	75.54	40.10	7.15
4	51.95	12.27	7.98	26.56	0.36	0.26	0.28	0.06	0.05	99.77	73.96	39.80	7.05
5	52.92	11.18	8.44	25.74	0.33	0.25	0.28	0.02	0.01	99.17	76.03	42.40	7.40
6	52.83	11.30	8.18	25.69	0.33	0.27	0.27	0.04	0.04	98.95	75.83	41.20	6.90
7	52.80	10.68	7.94	25.92	0.38	0.24	0.27	0.04	0.02	98.29	76.83	40.40	7.25
среднее	52.44	11.47	8.06	25.94	0.35	0.26					75.41	40.66	7.00
(Fe _{0.58} Mg _{0.41} Mn _{0.01})(Cr _{1.40} Al _{0.46} Fe _{0.14}) ₂ O ₄ хромоферрит													
Хромшпинелиды в халькопирите, I-сруг													
8	49.56	11.74	6.44	29.98	0.42	0.28	0.27	0.02	0.05	98.76	73.91	32.80	9.30
9	49.02	11.51	6.09	30.46	0.38	0.28	0.29	0.01	0.03	98.07	74.09	31.40	9.65
10	52.11	11.70	9.32	24.81	0.37	0.35	0.23	0.06	0.02	98.97	74.90	46.50	7.95
11	51.10	11.18	7.85	27.04	0.38	0.28	0.28	0.07	0.04	98.22	75.40	39.90	8.55
12	50.94	11.93	6.82	29.54	0.38	0.29	0.23	0.06	0.02	100.21	74.11	34.20	8.65
13	51.86	13.39	9.17	24.50	0.33	0.33	0.30	0.06	–	99.94	72.20	45.10	6.35
14	51.06	13.66	8.73	25.58	0.36	0.34	0.26	0.05	0.03	100.07	71.51	43.00	6.80
15	52.00	13.80	9.75	23.81	0.33	0.32	0.26	0.07	–	100.34	71.66	47.50	6.25
16	51.47	13.48	9.03	25.24	0.29	0.33	0.25	0.07	0.03	100.19	71.91	44.30	6.90
17	51.99	13.29	8.97	24.88	0.32	0.32	0.30	0.06	0.01	100.14	72.40	44.10	6.35
18	53.44	13.38	10.28	21.66	0.37	0.25	0.18	0.01	–	99.57	72.83	50.30	4.85
19	52.83	12.95	10.28	22.16	0.32	0.23	0.20	0.06	–	99.03	73.23	50.60	5.90
20	52.50	12.48	8.65	24.33	0.32	0.20	0.16	0.05	0.06	98.75	73.85	43.20	5.75
21	53.05	13.17	9.93	21.99	0.30	0.22	0.19	0.06	0.02	98.93	72.98	49.00	4.90

Продолжение табл. 7.5

№ п/п	Cr ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	MgO	ΣFeO	MnO	TiO ₂	V ₂ O ₅	NiO	CoO	сумма	Cr#	Mg#	Z Fe ³⁺
22	49.38	18.15	8.02	23.66	0.34	0.30	0.21	0.05	0.03	100.14	64.62	38.90	1.65
23	54.35	13.66	11.40	19.39	0.29	0.24	0.20	0.05	0.02	99.60	72.76	55.20	4.00
24	53.89	13.35	11.16	20.43	0.35	0.28	0.21	0.05	0.02	99.74	73.01	54.20	4.95
26	54.13	13.89	10.61	20.15	0.37	0.25	0.15	0.05	0.02	99.62	72.32	51.70	3.35
27	53.25	13.99	8.63	23.72	0.32	0.23	0.14	0.04	–	100.32	71.86	42.30	3.75
28	51.02	12.40	8.68	28.54	0.38	0.27	0.40	0.04	0.08	101.81	73.40	42.30	10.15
29	50.59	12.10	8.26	28.68	0.39	0.35	0.32	0.07	0.07	100.83	73.73	40.80	10.15
30	49.44	12.54	8.42	29.25	0.37	0.34	0.27	0.05	0.07	100.75	72.55	41.40	11.10
31	50.51	12.20	7.93	29.32	0.41	0.50	0.39	0.06	0.02	101.34	73.53	39.10	10.15
32	51.25	12.57	9.51	26.14	0.34	0.27	0.22	0.05	0.06	100.41	73.24	46.50	9.15
33	51.94	13.06	9.69	24.87	0.35	0.35	0.12	0.06	0.06	100.50	72.71	47.30	7.65
34	51.45	13.15	9.66	25.66	0.38	0.18	0.31	0.04	0.03	100.86	72.42	46.90	8.45
35	51.37	12.68	9.43	25.54	0.35	0.24	0.32	0.06	0.06	100.05	73.09	46.40	8.40
среднее	51.76	13.05	9.03	25.12	0.35	0.29					72.72	44.42	6.97
(Fe _{0.54} Mg _{0.45} Mn _{0.01})(Cr _{1.36} Al _{0.51} Fe _{0.13}) ₂ O ₄ хромоферрит													
Хромшпинелиды в кобальтине, I-го													
36	48.11	10.97	4.10	35.63	0.44	0.44	0.30	0.11	0.31	100.41	74.66	21.10	12.00
37	46.92	13.54	5.28	33.69	0.33	0.22	0.33	0.11	0.35	100.77	69.93	26.50	10.70
38	48.02	11.22	4.95	34.13	0.34	0.34	0.34	0.11	0.25	99.70	74.19	25.40	11.85
39	48.51	11.63	5.50	31.10	0.49	0.27	0.28	0.12	0.26	98.16	73.66	28.50	9.50
40	49.08	11.27	5.85	31.69	0.36	0.34	0.22	0.10	0.22	99.13	74.51	30.00	10.50
41	47.42	12.33	5.32	32.48	0.37	0.26	0.27	0.17	0.42	99.04	72.08	27.30	10.40
42	48.44	12.28	5.43	32.32	0.38	0.44	0.24	0.05	0.08	99.66	72.57	27.60	9.95
43	49.21	11.92	5.25	32.82	0.40	0.25	0.19	0.05	0.10	100.19	73.46	26.60	9.95
44	49.17	12.21	5.12	32.53	0.40	0.27	0.41	0.06	0.11	100.28	72.99	26.00	9.30
45	48.85	12.25	7.27	29.65	1.25	0.31	–	0.10	0.56	100.25	72.80	36.70	10.25
46	49.08	11.66	7.12	29.00	0.57	0.36	–	0.05	0.28	98.12	73.84	36.40	9.80
47	49.32	11.70	6.90	30.08	0.87	0.32	–	0.06	0.68	99.94	73.87	35.00	10.25
48	49.06	11.37	7.10	31.12	0.65	0.35	–	0.25	0.24	100.14	74.31	35.80	11.85

Продолжение табл. 7.5

№ п/п	Cr ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	MgO	ΣFeO	MnO	TiO ₂	V ₂ O ₅	NiO	CoO	сумма	Cr#	Mg#	Z Fe ³⁺
49	49.48	11.35	7.42	30.05	0.58	0.29	–	0.08	0.75	99.99	74.54	37.40	11.20
50	49.16	11.21	7.22	30.07	0.98	0.52	–	0.12	0.12	99.40	74.65	36.70	11.25
51	48.15	12.35	6.15	32.80	1.14	0.44	–	0.13	0.53	101.69	72.32	30.80	11.55
52	47.68	12.09	5.87	32.88	0.74	0.38	–	–	0.29	99.92	72.55	29.80	11.65
среднее	48.57	11.84	5.99	31.88	0.61	0.34					73.35	30.45	10.70
(Fe _{0.68} Mg _{0.30} Mn _{0.02})(Cr _{1.31} Al _{0.48} Fe _{0.21}) ₂ O ₄ хромоферрит													
Ивановское месторождение													
Хромшпинелиды в пирротине, Iv–po													
53	57.91	10.05	8.41	21.03	1.32	–	–	0.18	–	98.91	79.44	42.90	1.50
54	58.60	9.35	8.05	21.53	0.70	–	–	–	–	98.23	80.80	41.20	1.55
55	57.52	9.90	8.09	21.71	0.69	0.10	0.13	–	–	98.14	79.57	41.40	1.90
56	58.49	9.72	8.36	22.57	0.52	0.08	–	0.01	–	99.75	80.14	42.00	2.80
57	58.28	9.87	8.28	22.01	1.07	–	–	0.15	–	99.66	79.87	41.90	2.15
58	57.83	9.84	8.18	21.78	0.23	–	0.15	0.04	–	98.06	79.74	41.70	2.00
59	59.53	9.88	8.32	22.50	1.05	0.08	0.02	0.09	–	101.47	80.14	41.40	2.05
60	59.13	7.95	7.87	22.41	1.22	–	0.11	0.13	–	98.82	83.33	40.60	2.80
61	58.79	8.16	7.67	23.10	0.87	0.03	0.03	0.08	–	98.73	82.87	39.50	3.10
62	60.16	8.41	7.84	23.58	0.69	0.08	0.13	–	–	100.89	82.73	39.50	3.00
63	49.36	19.74	13.62	16.75	0.33	–	–	0.07	–	99.86	62.64	63.00	3.25
64	49.51	20.26	13.41	17.12	0.33	–	–	0.06	–	100.69	62.12	61.60	2.85
65	49.21	19.94	13.40	16.86	0.31	–	–	0.06	–	99.77	62.34	62.10	3.00
66	49.70	19.34	13.68	17.33	0.31	–	–	0.05	–	100.41	63.30	63.10	3.95
67	49.85	19.48	13.62	17.22	0.32	–	–	0.06	–	100.55	63.21	62.80	3.65
68	50.28	19.47	12.55	17.23	0.34	–	–	0.08	–	99.95	63.39	58.60	1.85
69	50.07	18.90	12.54	18.75	0.36	–	–	0.08	–	100.69	64.00	58.30	3.55
70	47.23	21.26	12.80	18.47	0.32	–	–	0.06	–	100.15	59.83	59.00	3.45
71	46.44	21.78	13.11	18.29	0.36	–	–	0.06	–	100.05	58.86	60.30	3.75
72	56.47	12.77	9.59	19.02	0.37	–	–	0.18	–	98.40	74.80	47.70	0.40
73	56.66	12.52	9.59	18.79	0.30	–	–	0.26	–	98.12	75.23	47.90	0.25

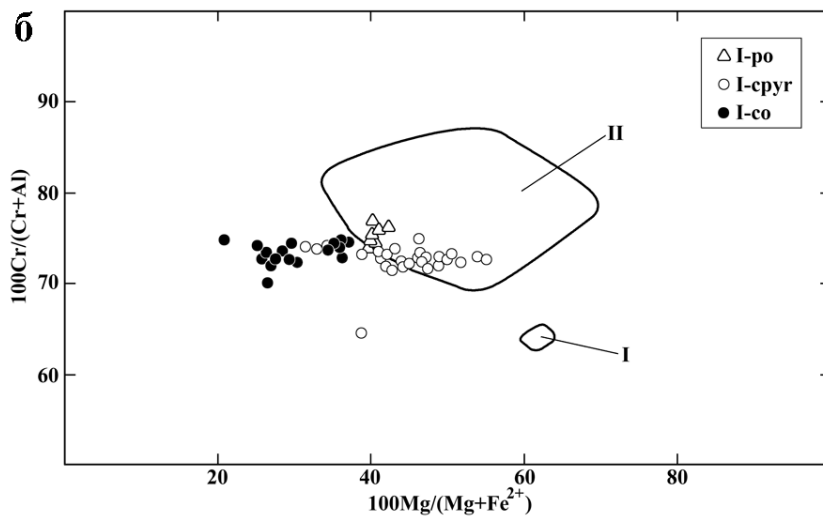
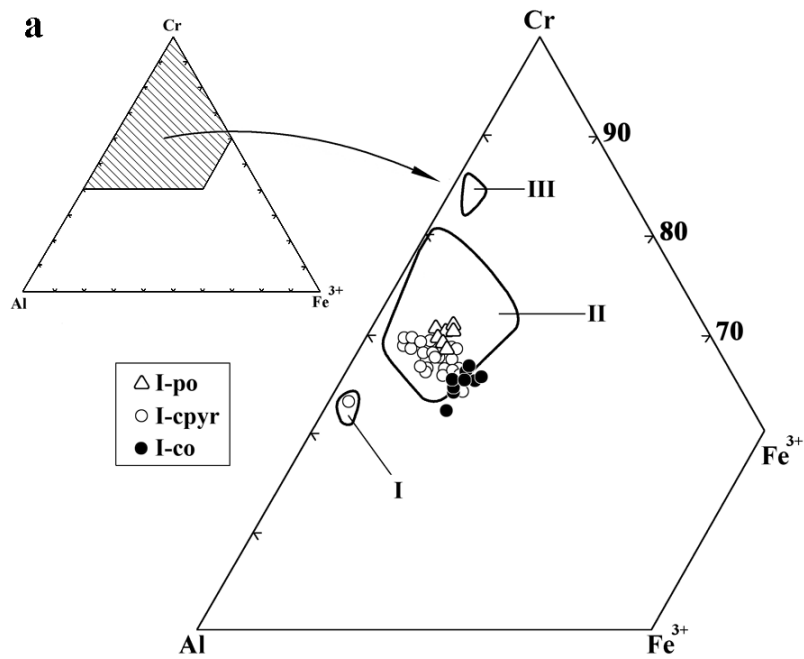
Продолжение табл. 7.5

№ п/п	Cr ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	MgO	ΣFeO	MnO	TiO ₂	V ₂ O ₅	NiO	CoO	сумма	Cr#	Mg#	Z Fe ³⁺
74	57.77	12.77	10.35	18.01	0.28	–	–	0.13	–	99.29	75.21	50.70	0.15
75	56.85	11.91	9.58	19.50	0.20	–	–	0.07	–	98.12	76.20	47.80	1.25
76	54.91	13.23	9.01	20.65	0.40	–	–	0.15	–	98.35	73.59	44.90	1.35
77	55.71	12.11	7.93	22.02	0.51	–	–	0.16	–	98.45	75.54	40.10	1.25
78	57.11	11.56	9.23	19.61	0.42	–	–	0.46	–	98.39	76.80	46.40	0.85
79	57.08	12.24	8.79	19.89	0.21	–	–	0.65	–	98.86	75.80	44.00	0.00
80	57.99	12.74	10.99	16.88	0.36	–	–	–	–	98.96	75.33	53.80	0.10
81	57.47	12.64	10.37	17.10	0.33	–	–	0.15	–	98.06	75.20	51.50	0.00
82	57.08	13.26	10.51	17.84	0.14	–	–	0.17	–	99.00	74.29	51.40	0.20
83	58.04	13.01	11.95	15.30	0.12	–	–	–	–	98.41	74.95	58.20	0.00
84	57.58	13.19	11.90	15.18	0.18	–	–	–	–	98.03	74.50	58.20	0.00
86	58.28	12.04	11.26	17.24	0.35	–	–	–	–	99.17	76.47	55.10	1.15
87	58.06	11.88	11.32	16.83	0.18	–	–	0.48	–	98.75	76.64	55.70	1.10
88	57.49	12.54	11.27	16.38	0.39	–	–	0.53	–	98.60	75.45	55.60	0.40
89	57.19	12.19	11.07	17.14	0.37	–	–	0.19	–	98.15	75.87	54.80	1.15
90	56.91	12.16	9.37	19.16	0.32	–	–	0.15	–	98.06	75.85	46.90	0.35
91	54.76	15.63	10.41	17.70	0.23	–	–	0.14	–	98.87	69.95	50.60	0.00
92	53.76	15.68	10.70	17.74	0.20	–	–	0.02	–	98.10	69.69	52.10	0.30
93	53.01	15.78	10.11	19.15	0.35	–	–	0.28	–	98.66	69.27	49.40	0.90
94	53.42	15.90	10.01	19.05	0.28	–	–	0.20	–	98.85	69.28	48.70	0.40
95	52.59	16.37	10.08	18.74	0.59	–	–	0.12	–	98.49	68.30	49.20	0.30
96	55.39	13.16	9.10	20.22	0.14	–	–	–	–	98.01	73.85	45.30	0.90
97	59.81	10.26	10.53	18.28	0.32	–	–	–	–	99.19	79.65	52.10	1.45
98	60.02	10.17	10.16	18.57	0.19	–	–	0.43	–	99.53	79.84	50.40	1.05
99	56.22	12.43	8.90	20.81	0.47	–	–	0.27	–	99.10	75.20	44.30	1.25
среднее	55.60	13.52	10.32	19.02	0.42	0.01					73.56	50.40	1.49
(Mg _{0.51} Fe _{0.48} Mn _{0.01})(Cr _{1.44} Al _{0.52} Fe _{0.04}) ₂ O ₄ хромпикотит													

Окончание табл. 7.5

№ п/п	Cr ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	MgO	ΣFeO	MnO	TiO ₂	V ₂ O ₅	NiO	CoO	сумма	Cr#	Mg#	Z Fe ³⁺
Хромшпинелиды в халькопирите, Iv–срут													
101	59.62	9.27	10.04	19.91	0.67	0.26	–	0.03	0.02	99.82	81.16	50.10	2.90
102	59.34	9.18	10.46	18.57	1.52	0.27	0.11	0.06	–	99.51	81.27	52.70	2.55
103	58.87	9.23	9.39	20.81	1.16	0.19	–	–	–	99.64	81.07	47.30	3.00
104	58.98	9.31	9.07	21.07	1.43	0.42	0.04	0.06	–	100.37	80.95	45.70	2.65
105	60.05	9.40	10.94	18.38	1.20	0.17	0.04	0.04	–	100.21	81.09	54.20	2.65
106	58.16	10.43	10.12	20.72	0.17	0.12	–	0.05	–	99.77	78.89	49.90	3.60
107	58.92	9.41	10.46	18.00	0.57	0.23	0.15	0.11	0.03	97.88	80.76	53.00	2.05
108	59.01	9.24	11.11	17.58	0.54	0.13	0.13	0.09	–	97.83	81.07	55.90	2.80
среднее	59.12	9.43	10.20	19.38	0.90	0.22					80.78	51.10	2.78
(Mg _{0.51} Fe _{0.47} Mn _{0.02})(Cr _{1.56} Al _{0.37} Fe _{0.07}) ₂ O ₄ магнхромит													
Дергамышское месторождение													
Хромшпинелиды в халькопирите, De–срут													
109	57.49	10.32	8.68	24.00	0.16	0.00				100.64	78.88	42.80	4.65
110	56.68	10.16	8.51	24.78	0.20	0.00				100.32	78.93	42.20	5.55
111	56.60	10.09	7.77	26.25	0.19	0.00				100.90	78.99	38.50	5.80
112	56.57	10.23	8.88	24.78	0.20	0.00				100.66	78.75	43.80	6.15
среднее	56.83	10.20	8.46	24.95	0.19	0.00					78.89	41.83	5.54
(Fe _{0.58} Mg _{0.42})(Cr _{1.49} Al _{0.40} Fe _{0.11}) ₂ O ₄ хромоферрит													
Хромшпинелиды в пирротине, De–ро													
разброс	(45.07– 46.14)	(17.70– 20.07)	(12.85– 14.32)	(20.86– 21.29)	(0.14– 0.21)	(0.43– 0.51)					(60.12– 63.63)	(61.10– 65.10)	(8.80– 9.60)
среднее	45.72	18.56	13.36	21.12	0.17	0.51					62.33	62.47	8.95
(Mg _{0.63} Fe _{0.37})(Cr _{1.49} Al _{0.69} Fe _{0.17}) ₂ O ₄ хромпикотит													

Примечание. Анализы 1–7– обр. 2; 8–17 – обр. 4а; 18–27 – обр. 15; 28–52 – обр. 610–21а; 53–62 – обр. 151–18; 63–71 – обр. 2Т/122.0; 72–99 – 2Т/141.8; 100–108 – обр. 151–38а; 109–112 – обр. 200/276.1–2а.

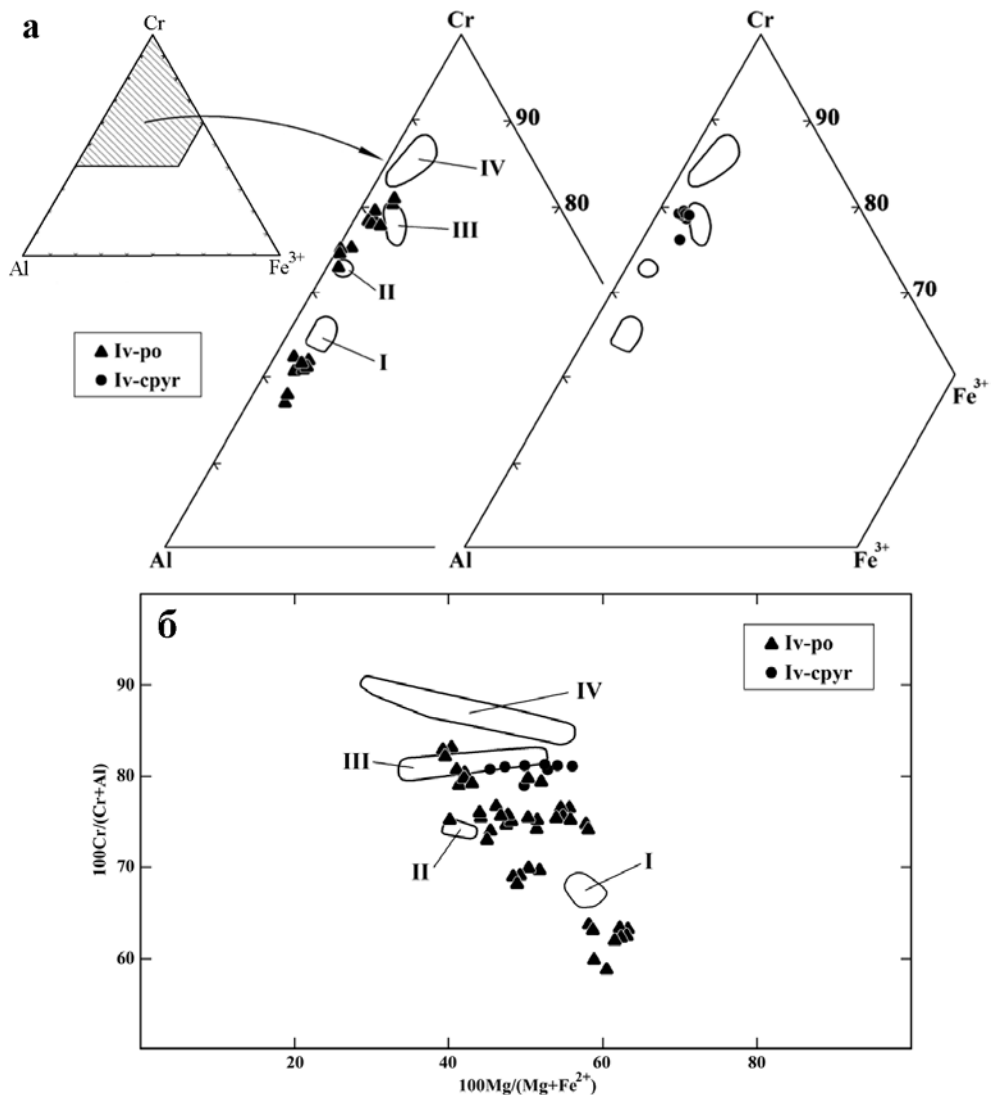


7.12. Составы хромшпинелидов из колчеданных руд Ишкинского рудного поля: а) в координатах Al–Cr–Fe³⁺; б) соотношение их хромистости и магниальности.

Хромшпинелиды, заключенные в: I-по – пирротине, I-спур – халькопирите, I-ко – кобальтине.

Поля составов хромшпинелидов: а) I – I-h1, II – I-h2+I-d1+I-e+I-w, III – I-h3+I-d2+I-chr1+I-e+I-w; б) I – I-h1, II – I-h2+I-h3+I-d1+I-d2+I-chr1+I-e+I-w.

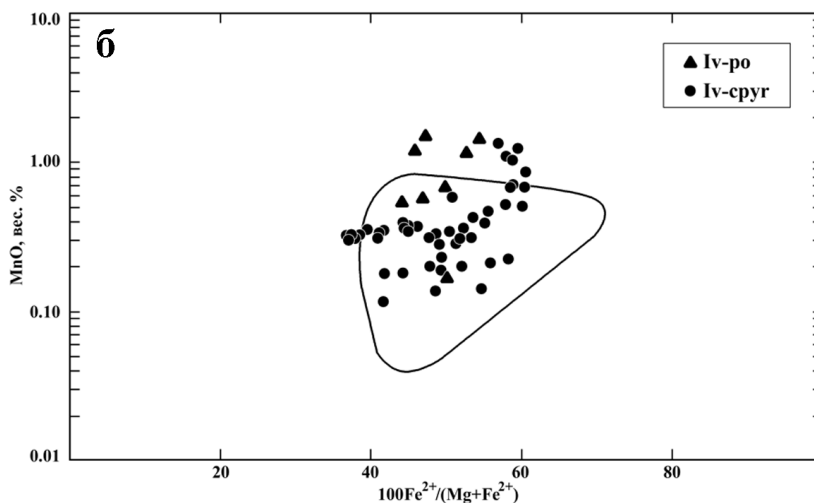
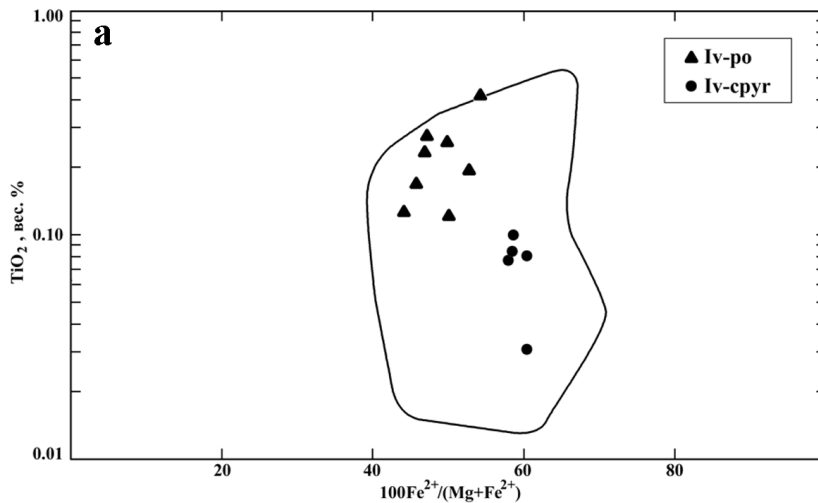
зуются широкими колебаниями хромистости: для таковых, заключенных в халькопирите, Cr# находится в узких пределах от 78.89 до 81.27 %, в то время как хромшпинелиды в пирротиновой матрице обладают наибольшим разбросом значений Cr # – 58.86–83.33 % (см. табл. 7.5, рис. 7.14а). Количество Fe^{3+} непостоянно, но меняется незначительно – его доля доходит до 3.95 % в R^{3+} для хромшпинелидов из пирротина и до 3.60 % – из халькопирита. Содержания Mg и Fe^{2+} в хромшпинелидах меняются в незначительных пределах, также как в хромшпинелидах из серпентинитов рудного поля.



7.14. Составы хромшпинелидов из колчеданных руд Ивановского рудного поля: а) в координатах Al–Cr– Fe^{3+} ; б) соотношение их хромистости и магниальности.

Хромшпинелиды, заключенные в: Iv-po – пирротине, Iv-cpyr – халькопирите.

Поля составов хромшпинелидов: I – Iv-h1, II – Iv-h2, III – Iv-h3, IV – Iv-d.



7.15. Соотношение TiO_2 (а), MnO (б) и железистости хромшпинелидов из колчеданных руд Ивановского рудного поля.

Контуром показано поле составов хромшпинелидов: $\text{Iv-h1} + \text{Iv-h2} + \text{Iv-h3} + \text{Iv-d}$.

Условные обозначения см. на рис. 7.14.

Магнезиальность хромшпинелидов из пирротина колеблется от 39.50 до 63.10 %, из халькопиритовой матрицы – от 45.70 до 55.90 % (см. табл. 7.5, см. рис. 7.14б). Количество TiO_2 и MnO в хромшпинелидах из пирротина достигает 0.10 и 1.32 мас. % соответственно, что свойственно хромшпинелидам из серпентинитов (см. табл. 7.5, рис. 7.15). Содержания этих компонентов в хромшпинелидах из халькопирита несколько выше и достигают: для TiO_2 – 0.42 мас. %, для MnO – 1.52 мас. %..

Дергамышское месторождение. В рудах месторождения раздробленные зерна хромшпинелидов удлиненной морфологии с гладкими краями и сглаженными углами были встречены в прожилково-вкрапленных пиритовых рудах в небольшом количе-

Таблица 7.6

Составы хромшпинелидов из серпентинит-карбонатных брекчий (мас. %)

№ п/п	Cr ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	MgO	ΣFeO	MnO	TiO ₂	V ₂ O ₅	NiO	CoO	Сумма	Cr#	Mg#	Z Fe ³⁺
Ишкининское месторождение													
Сульфидно-серпентинит-карбонатные брекчии													
1	49.24	12.90	10.95	25.27	0.33	0.32	0.20	0.05	0.11	99.35	71.91	53.50	11.35
3	49.24	11.98	10.84	25.04	0.35	0.20	0.20	0.05	0.12	98.01	73.37	53.80	11.75
4	47.18	14.44	9.71	27.87	0.38	0.26	0.24	0.07	–	100.14	68.68	47.10	11.55
5	47.12	14.04	9.31	28.57	0.39	0.26	0.22	0.06	–	99.97	69.24	45.50	11.85
7	48.70	13.35	10.86	24.78	0.34	0.20	0.19	0.04	0.12	98.58	70.98	53.30	10.75
8	48.04	13.41	9.23	26.53	0.40	0.27	0.18	–	0.10	98.15	70.59	46.00	10.10
10	51.15	14.15	8.66	26.27	0.40	0.25	0.18	–	–	101.05	70.80	42.10	6.85
11	50.75	14.31	7.59	28.35	0.38	0.26	0.17	–	0.10	101.90	70.40	36.90	7.10
13	43.88	12.80	6.44	33.88	0.47	0.57	0.17	–	0.14	98.36	69.68	32.90	14.90
14	49.83	12.91	9.15	26.74	0.35	0.14	0.18	–	–	99.30	72.12	45.20	9.60
15	49.57	12.91	9.50	25.58	0.34	0.26	0.16	–	0.11	98.41	72.05	47.20	9.30
16	51.69	13.82	11.18	23.01	0.31	0.24	0.16	–	–	100.40	71.50	53.70	7.90
17	52.07	13.77	10.60	22.88	0.31	0.23	0.15	0.04	–	100.05	71.74	51.40	6.75
21	47.89	16.09	7.87	27.57	0.43	0.30	0.14	–	0.12	100.41	66.63	38.40	9.20
22	46.68	14.79	8.11	28.16	0.38	0.24	0.14	0.04	0.11	98.64	67.94	40.30	9.40
среднее	48.87	13.71	9.33	26.70	0.37	0.27					70.51	45.82	9.89
(Fe _{0.53} Mg _{0.46} Mn _{0.01})(Cr _{1.28} Al _{0.53} Fe _{0.19}) ₂ O ₄ феррихромпикотит													
Офикальцитовые брекчии													
23	50.89	17.35	12.83	16.88	–	0.24	0.10	–	–	98.29	66.31	61.10	3.10
24	51.36	19.01	12.65	16.85	0.12	0.21	0.12	–	–	100.33	64.45	59.00	1.50
25	51.56	19.12	12.42	16.48	–	0.25	0.09	–	–	99.91	64.40	58.10	0.65
26	51.08	19.68	12.15	17.30	–	0.25	0.09	–	–	100.54	63.51	56.50	0.80
27	51.19	19.48	12.09	17.10	–	0.23	0.09	–	–	100.19	63.81	56.50	0.65
28	51.35	19.55	12.04	17.00	–	0.24	0.08	–	–	100.26	63.81	56.20	0.35
29	51.16	19.40	11.75	17.27	–	0.21	0.08	–	–	99.87	63.89	55.10	0.30

Продолжение табл. 7.6

№ п/п	Cr ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	MgO	ΣFeO	MnO	TiO ₂	V ₂ O ₅	NiO	CoO	Сумма	Cr#	Mg#	Z Fe ³⁺
30	50.38	19.65	12.34	17.54	–	0.25	0.11	–	–	100.26	63.24	57.50	1.65
31	49.70	19.61	10.84	19.52	–	0.22	0.09	–	–	99.96	62.95	51.10	1.35
32	49.64	19.83	10.93	19.56	–	0.20	0.14	–	–	100.30	62.68	51.30	1.40
33	49.76	19.80	10.30	19.96	0.11	0.19	0.12	–	–	100.23	62.77	48.60	0.75
34	49.72	18.96	10.35	19.94	0.11	0.17	0.11	–	–	99.34	63.76	49.40	1.35
35	51.18	19.29	12.01	16.75	–	0.20	0.09	–	–	99.52	64.02	56.50	0.35
36	51.43	19.52	11.83	17.11	–	0.22	0.09	–	–	100.20	63.86	55.30	0.10
37	50.80	19.23	11.97	17.44	–	0.22	0.09	–	–	99.76	63.92	56.20	1.05
38	50.12	19.02	10.83	19.30	0.11	0.23	0.08	–	–	99.69	63.86	51.30	1.35
39	50.61	18.93	12.49	17.73	–	0.24	0.08	–	–	100.07	64.19	58.30	2.40
40	51.22	18.78	12.23	17.69	–	0.23	0.07	–	–	100.22	64.66	57.46	1.80
41	51.28	19.02	12.40	17.33	–	0.22	0.10	–	–	100.34	64.40	57.80	1.55
42	50.44	19.77	12.50	16.77	–	0.19	0.11	–	–	99.77	63.13	58.30	1.10
43	50.94	19.39	12.91	16.56	0.13	0.20	0.11	–	–	100.24	63.82	61.13	1.60
среднее	50.75	19.26	11.90	17.72	0.03	0.22					63.88	55.79	1.20
(Mg _{0.56} Fe _{0.44})(Cr _{1.26} Al _{0.71} Fe _{0.03}) ₂ O ₄ хромпикотит													
Дергамышское месторождение													
Офикальцитовые брекчии (Байгускаровский участок)													
44	61.81	7.75	11.10	16.86	0.25	0.02	0.28	–	0.06	98.13	84.26	56.00	1.85
45	62.21	7.81	11.20	16.37	0.21	0.01	0.24	0.03	0.08	98.16	84.24	56.40	1.35
46	61.91	7.92	11.02	16.99	0.33	0.02	0.26	0.13	–	98.58	83.98	55.40	1.70
47	63.42	6.96	10.82	16.94	0.27	–	0.14	0.04	0.02	98.61	85.92	54.60	1.25
48	61.87	6.49	7.60	22.27	0.38	0.01	0.22	0.07	–	98.91	86.49	39.30	1.95
49	64.28	7.02	10.80	17.16	0.26	0.01	0.18	0.02	0.08	99.81	86.01	53.90	1.00
50	63.73	7.47	11.16	16.44	0.21	0.08	0.14	0.01	–	99.24	85.12	55.70	0.90
51	62.66	7.51	10.93	16.70	0.24	0.02	0.22	0.00	–	98.28	84.83	55.10	1.20
52	62.98	7.28	9.72	18.75	0.35	0.02	0.12	0.08	0.11	99.41	85.29	49.10	1.10
53	62.38	7.69	11.03	17.07	0.20	–	0.21	–	–	98.58	84.49	55.40	1.70
54	62.83	4.75	5.87	25.02	0.48	0.01	0.16	0.06	0.04	99.22	89.86	30.90	2.40
55	61.55	4.66	5.61	26.48	0.45	0.04	0.24	0.01	0.04	99.08	89.89	29.60	4.05

Продолжение табл. 7.6

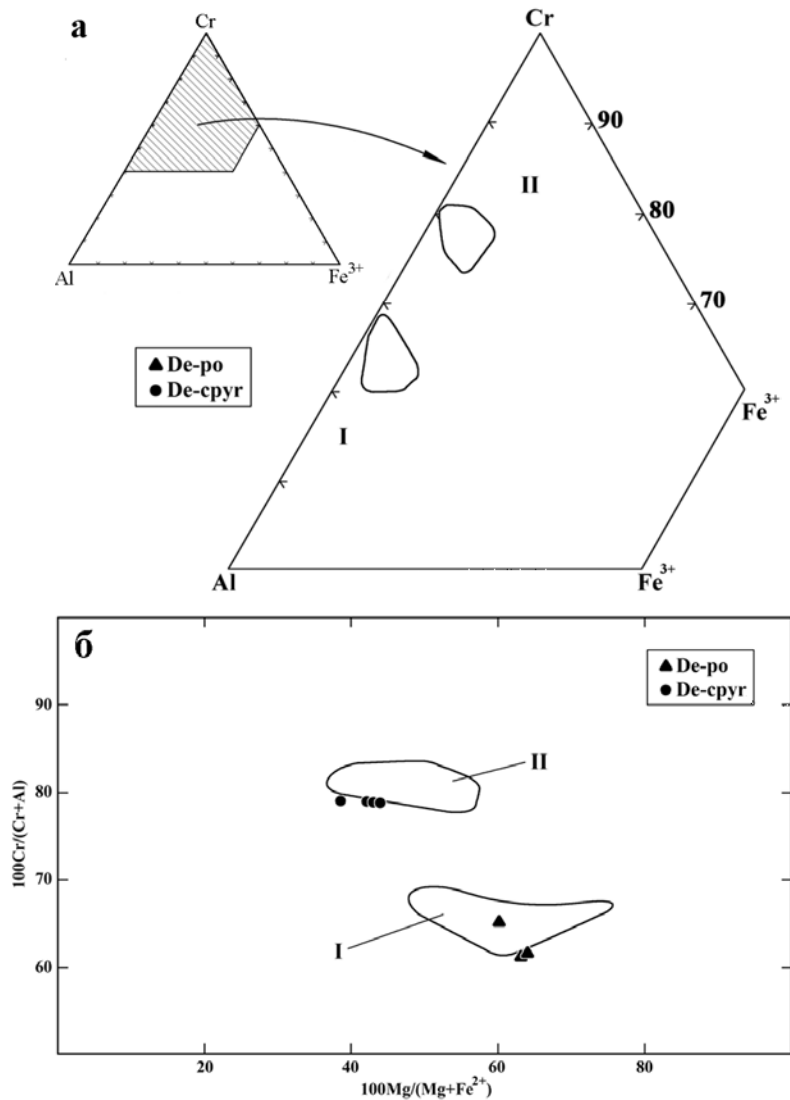
№ п/п	Cr ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	MgO	ΣFeO	MnO	TiO ₂	V ₂ O ₅	NiO	CoO	Сумма	Cr#	Mg#	Z Fe ³⁺
56	62.13	4.69	5.56	25.66	0.43	0.04	0.25	0.07	–	98.83	89.86	29.50	2.85
57	62.53	7.55	11.07	16.40	0.31	0.03	0.21	0.08	–	98.18	84.72	55.90	1.20
58	62.66	7.48	10.71	17.34	0.29	0.03	0.25	0.05	–	98.81	84.88	53.90	1.45
59	56.29	10.39	6.99	23.35	0.45	0.01	0.07	0.03	0.13	97.71	78.40	35.10	1.60
60	57.02	10.53	6.88	23.79	0.48	0.10	0.18	0.05	0.03	99.06	85.26	53.50	1.30
61	62.62	7.26	10.56	17.27	0.33	0.06	0.21	0.02	0.04	98.37	84.26	56.00	1.85
среднее	61.94	7.29	9.37	19.49	0.33	0.03					85.50	48.19	1.70
(Fe _{0.51} Mg _{0.48} Mn _{0.01})(Cr _{1.67} Al _{0.29} Fe _{0.04}) ₂ O ₄ хромоферрит													
Офикальцитовые брекчии (Казанский участок)													
62	48.69	23.14	15.02	13.33	–	–	–	–	–	100.18	58.14	67.66	0.59
63	47.92	22.62	14.89	12.75	–	–	–	–	–	98.18	58.35	68.36	0.48
64	48.88	23.88	15.10	12.84	–	–	–	–	–	100.70	57.95	67.51	0.00
65	48.68	23.14	15.00	12.78	–	–	0.24	–	–	99.84	58.43	67.89	0.14
66	47.91	22.73	14.89	12.97	–	–	–	–	–	98.50	58.15	68.14	0.63
67	46.97	24.05	14.75	13.00	–	–	–	–	–	98.77	56.65	67.07	0.10
68	48.00	22.95	15.12	12.87	–	–	–	–	–	98.94	57.74	68.53	0.90
69	49.46	22.40	15.17	12.86	–	–	–	–	–	99.89	57.90	68.79	0.72
70	48.18	23.17	14.77	13.18	–	–	–	–	–	99.30	59.33	68.60	0.54
71	47.94	23.49	14.72	13.00	–	–	–	–	–	99.15	58.04	67.11	0.30
72	46.72	23.77	13.90	15.05	–	–	–	–	–	99.44	57.78	66.91	0.02
73	51.63	15.84	10.94	19.25	0.51	–	0.31	–	–	98.48	56.38	63.27	0.74
74	52.86	15.90	10.84	19.08	–	–	–	–	–	98.68	66.64	53.22	2.35
75	53.15	16.74	11.74	18.33	0.38	–	0.32	–	–	100.66	67.66	52.33	1.64
76	52.93	15.94	12.25	17.22	–	–	0.32	–	–	98.66	66.64	55.52	1.73
77	53.32	16.80	13.50	14.47	–	–	–	–	–	98.09	67.29	58.72	2.08
78	52.93	17.50	13.30	14.17	–	–	0.34	–	–	98.24	67.14	64.11	1.10
79	45.49	21.76	11.41	19.08	0.41	–	–	–	–	98.15	66.67	63.18	0.40
80	53.45	16.59	13.40	15.50	–	–	0.24	–	–	99.18	60.07	62.07	1.46
81	51.35	14.69	8.10	25.70	0.71	–	–	–	–	100.55	63.43	63.47	0.11
82	52.81	17.70	13.14	14.39	–	–	–	–	–	98.04	66.46	62.36	0.28

Окончание табл. 7.6

№ п/п	Cr ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	MgO	ΣFeO	MnO	TiO ₂	V ₂ O ₅	NiO	CoO	Сумма	Cr#	Mg#	Z Fe ³⁺
83	52.58	18.01	13.44	14.49	–	–	–	–	–	98.52	65.67	63.30	0.67
84	53.00	17.66	13.16	15.12	–	–	0.40	–	–	99.34	66.18	61.97	0.80
85	52.85	17.78	13.19	14.72	–	–	–	–	–	98.54	66.18	62.28	0.53
86	52.19	18.44	13.06	14.77	–	–	0.28	–	–	98.74	65.28	61.60	0.29
87	52.03	18.58	13.41	14.11	–	–	–	0.30	–	98.43	65.07	63.25	0.24
88	52.17	18.66	13.41	14.56	–	–	0.26	–	–	99.06	64.85	62.86	0.49
89	53.29	18.05	12.66	15.07	–	–	–	–	–	99.07	66.61	59.67	0.00
90	53.03	18.04	13.25	14.39	–	–	0.27	–	–	98.98	66.22	62.39	0.17
91	53.43	18.31	13.27	14.63	0.46	–	–	–	–	100.10	66.12	61.92	0.09
92	53.81	17.99	13.21	14.72	–	–	–	–	–	99.73	66.65	61.70	0.12
93	53.15	17.72	13.16	15.16	–	–	–	–	–	99.19	66.21	61.82	0.75
94	52.35	18.34	13.60	14.92	0.38	–	0.41	–	–	100.00	64.84	63.52	1.11
95	52.40	17.84	13.39	14.86	–	–	–	–	–	98.49	65.52	63.14	1.03
96	53.29	17.31	12.89	15.72	–	–	–	–	–	99.21	66.60	60.75	0.97
97	53.36	17.53	13.10	15.22	–	–	–	–	–	99.21	66.54	61.60	0.74
98	53.40	17.70	12.90	15.65	–	–	0.37	–	–	100.02	66.38	60.48	0.69
99	53.46	17.62	13.10	15.26	0.37	–	0.25	–	–	100.06	66.51	61.46	0.69
100	55.66	15.84	11.90	16.03	–	–	0.33	–	–	99.76	70.36	56.73	0.00
101	52.86	17.60	11.77	17.64	0.46	–	–	–	–	100.33	66.10	55.51	0.91
102	51.93	18.31	13.25	15.25	–	–	0.36	–	–	99.10	64.73	62.28	1.05
103	53.56	16.31	11.65	17.19	–	–	–	–	–	98.71	68.07	55.84	0.85
104	54.27	15.82	12.18	16.90	–	–	–	–	–	99.17	68.58	58.05	1.34
105	52.35	18.55	12.68	15.92	–	–	–	0.28	–	99.78	65.03	59.40	0.52
106	54.19	17.19	12.73	15.46	–	–	–	–	–	99.57	67.64	59.92	0.31
среднее	51.57	18.96	13.20	15.26	0.11						63.97	62.36	0.68
(Mg _{0.62} Fe _{0.38})(Cr _{1.28} Al _{0.70} Fe _{0.02}) ₂ O ₄ хромпикотит													

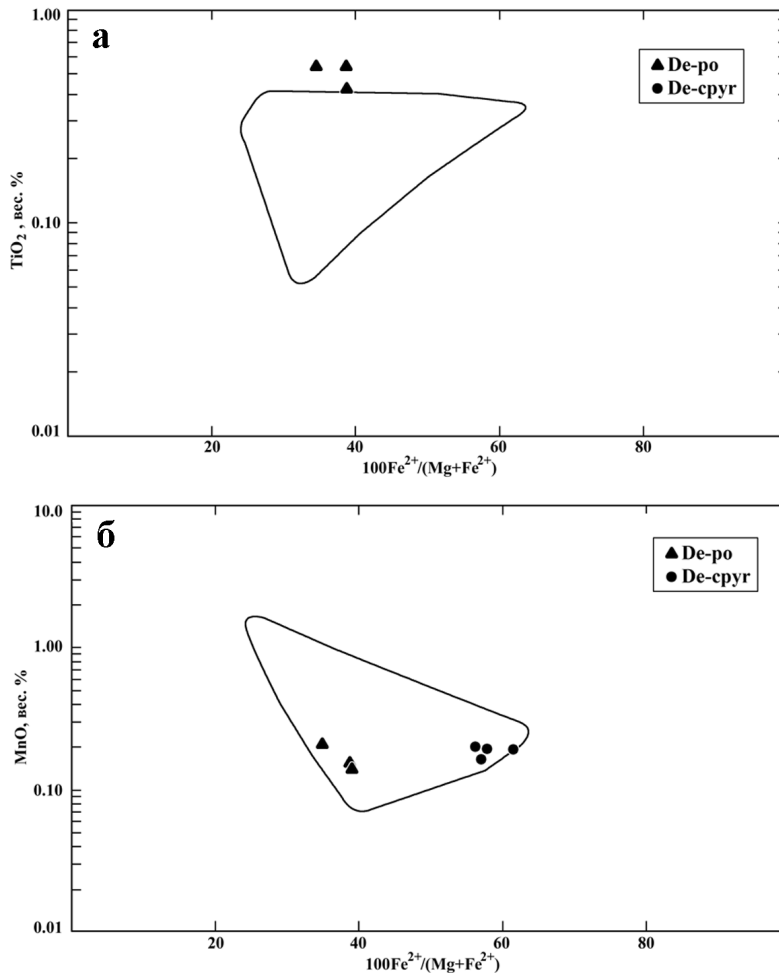
Примечание. Анализы 1–22 – обр. 862–1; 23–43 – обр. OFC5–2; 44–61 – обр. 903–1; 62–80 – обр. 201/134; 81–106 – обр. 201/142

стве на флангах месторождения. По химическому составу они отличаются от руд Ишкининского и Ивановского месторождений повышенными содержаниями MgO и соответствуют составу $(Mg_{0.63}Fe^{2+}_{0.37})(Cr_{1.14}Al_{0.68}Fe^{3+}_{0.18})_2O_4$ [Мелекесцева, 2007]. В них, также как и в ишкининских хромшпинелидах, отмечаются повышенные содержания TiO_2 (до 0.55 мас. %). В целом, составы хромшпинелидов в рудах Дергамышского месторождения являются умеренно- и высокохромистыми, соответствующими таковым из ультрабазитов (см. табл. 7.5, рис. 7.16, 7.17).



7.16. Составы хромшпинелидов из колчеданных руд Дергамышского рудного поля: а) в координатах Al–Cr– Fe^{3+} ; б) соотношение их хромистости и магнезиальности.

Хромшпинелиды, заключенные в: De-по – пирротине, De-спыр – халькопирите.
Поля составов хромшпинелидов: I – De-h1, II – De-h2+De-d.



7.17. Соотношение TiO_2 (а), MnO (б) и железистости хромшпинелидов из колчеданных руд Дергамышского рудного поля.

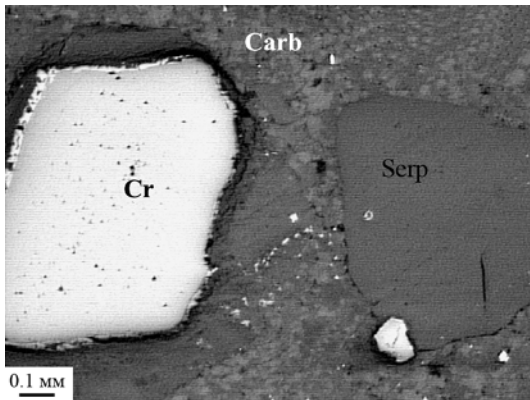
Контуром показано поле составов хромшпинелидов: De-h1+De-h2+De-d.

Условные обозначения см. на рис. 7.16.

7.4. ХРОМШПИНЕЛИДЫ В СЕРПЕНТИНИТ-КАРБОНАТНЫХ БРЕКЧИЯХ

Акцессорные хромшпинелиды были исследованы в сульфидно-серпентинит-карбонатных брекчиях на Ишкининском рудном поле, а также в офикальцитовых брекчиях Ишкининского и Дергамышского месторождений, установленных в отложениях, перекрывающих рудные зоны (см. главу 5).

В сульфидно-серпентинит-карбонатных брекчиях развиты идиоморфные зерна хромшпинелидов размером до 1 мм среди карбонатного цемента, обломков серпентинитов и обломков руд (рис. 7.18). Редко отмечены обломки серпентинитов поперечником первые сантиметры с вкрапленностью идиоморфных хромшпинелидов.



7.18. Хромшпинелид из серпентинитового обломка в серпентинит-карбонатной брекчии. Отраженный свет.

Состав хромшпинелидов из сульфидно-серпентинит-карбонатных брекчий характеризуется повышенными содержаниями FeO и Fe₂O₃, суммарно достигающими 25–28 мас. % (табл. 7.6). Содержания Al₂O₃ также несколько повышены, в

результате чего относительное содержание Cr₂O₃ несколько снижено и составляет 47–52 мас. %. Концентрации MnO и TiO₂ составляют, в среднем, 0.37 и 0.27 мас. % соответственно.

В офикальцитовых брекчиях Ишкининского и Дергамышского рудных полей идио- и гипидиоморфные хромшпинелиды поперечником до 1.5 мм приурочены к обломкам серпентинитов и незначительная часть – к цементу. В обломках серпентинитов они представлены акцессорными гипидиоморфными, иногда идиоморфными и ксеноморфными зернами размером от 0.1 до 1.5 мм. Часто хромшпинелиды разбиты трещинами, по которым развивается карбонат. Анализ химического состава хромшпинелидов из матрикса и обломков серпентинитов в офикальцитовых брекчиях показал, что их состав схож с составом хромшпинелидов из апогарцбургитовых серпентинитов рудных полей.

Хромшпинелиды из офикальцитовых брекчий Ишкининского месторождения характеризуются повышенными содержаниями Al₂O₃ (до 17–20 мас. %). Суммарные содержания FeO значительно меньше (16–20 мас. %), чем в сульфидно-серпентинит-карбонатных брекчиях. Содержания TiO₂ также понижены и составляют, в среднем, 0.22 мас. %. Содержания MnO незначительны.

Хромшпинелиды из офикальцитовых брекчий Байгускаровского участка Дергамышского рудного поля представлены высокохромистыми разностями (что значительно отличает их от таковых из других участков) с низкими содержаниями Al₂O₃, составляющими 4–10 мас. %. Концентрации MnO составляют, в среднем, 0.33 мас. %, содержания TiO₂ незначительны.

На Казанском участке хромшпинелиды из офикальцитовых брекчий схожи с таковыми из офикальцитов Ишкининского месторождения и характеризуются содержаниями Cr₂O₃ 47–55 мас. %. Также отмечаются повышенные содержания MgO (11–15 мас. %). Содержания MnO и TiO₂ незначительны.

Анализ химического состава хромшпинелидов из офикальцитовых брекчий показал, что их состав в матриксе и обломках серпентинитов сходен с составом хромшпинелидов из апогарцбургитовых серпентинитов рудных полей. Хромшпинелиды из офикальцитов Ишкининского рудного поля и Казанского участка по геохимическим характеристикам близки друг к другу: хромистость их составляет, в среднем, 64 %, а магнезиальность – 56 и 62 % соответственно. Хромшпинелиды Байгускаровского участка характеризуются повышенной хромистостью (84 %) и пониженной магнезиальностью (48 %).

Таблица 7.7

Составы хромшпинелидов из песчаников ишкининской и баймак-бурибайской свит (мас. %)

№ п/п	Cr ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	MnO	TiO ₂	MgO	ΣFeO	V ₂ O ₅	NiO	CoO	сумма	Cr#	Mg#	Z Fe ³⁺
Ишкининское рудное поле													
Ишкининская свита, I-ish													
1	50.27	15.65	0.35	0.47	9.52	23.69	0.16	0.07	0.14	100.32	68.30	46.20	5.35
2	50.75	14.89	0.43	0.48	9.72	23.29	0.18	0.07	0.22	100.01	69.60	47.40	5.60
3	43.81	21.88	0.32	0.15	12.80	19.33	0.18	–	0.19	98.66	57.31	55.82	5.25
4	44.54	21.78	0.31	0.09	12.71	19.53	0.19	0.07	0.20	99.42	57.82	59.10	5.05
5	44.16	22.45	0.32	0.16	12.06	19.82	0.18	0.05	0.13	99.33	56.88	56.20	4.05
6	49.80	9.70	0.46	0.35	8.41	31.37	0.15	0.06	0.17	100.46	77.50	42.00	14.90
7	50.43	9.23	0.42	0.33	8.78	31.47	0.20	0.07	0.15	101.09	78.57	43.60	15.55
8	49.85	9.18	0.47	0.39	8.73	30.97	0.16	0.04	0.16	99.95	78.46	43.80	15.45
9	52.94	13.33	0.33	–	11.89	19.85	0.09	0.06	–	98.49	72.70	57.90	6.05
10	53.99	13.70	0.28	–	11.79	18.82	0.13	0.04	0.09	98.84	72.55	57.20	4.25
11	53.69	14.08	0.31	–	11.53	18.50	0.11	–	–	98.22	71.89	56.20	3.40
12	52.96	16.36	0.30	–	13.42	16.19	0.20	0.04	–	99.47	68.46	63.40	3.15
13	53.15	17.76	0.29	–	13.09	14.70	0.18	0.04	–	99.21	66.73	61.80	0.35
14	52.60	17.83	0.27	–	13.21	15.14	0.17	0.05	–	99.27	66.43	62.20	1.10
15	50.68	7.83	0.45	0.20	4.74	34.17	0.08	–	0.10	98.25	81.28	25.00	12.95
16	48.52	21.90	0.30	–	13.10	16.45	0.13	0.05	0.13	100.58	59.77	60.10	1.25
17	48.80	21.14	0.29	–	12.80	16.89	0.16	–	0.13	100.21	60.76	59.20	1.50
18	48.68	19.73	0.28	–	12.97	16.44	0.11	0.05	–	98.26	62.33	61.20	2.35
19	47.85	19.24	0.31	–	12.93	18.78	0.10	0.06	–	99.27	62.55	60.60	4.95
20	45.12	20.58	0.34	–	12.83	19.97	0.16	0.07	–	99.06	59.53	59.90	6.10
21	45.43	20.48	0.27	–	12.90	20.32	0.12	0.07	–	99.60	59.81	59.90	6.45
22	44.95	20.69	0.32	–	12.98	20.21	0.17	0.06	–	99.38	59.28	60.40	6.55
23	60.88	8.08	0.28	0.21	13.82	16.75	0.10	0.08	–	100.21	83.47	67.00	6.30
24	61.36	8.36	0.26	0.17	13.22	17.15	0.09	0.08	–	100.68	83.11	64.00	5.25
25	60.76	7.87	0.29	0.18	13.76	16.33	0.10	0.06	–	99.36	83.82	67.30	6.05
26	51.27	10.76	0.43	0.23	8.00	29.25	0.17	–	–	100.10	76.15	39.90	10.90

Продолжение табл. 7.7

№ п/п	Cr ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	MnO	TiO ₂	MgO	ΣFeO	V ₂ O ₅	NiO	CoO	сумма	Cr#	Mg#	Z Fe ³⁺
27	51.18	10.46	0.45	0.25	7.74	29.30	0.22	–	–	99.60	76.67	39.00	10.85
28	50.76	10.39	0.44	0.23	7.64	29.62	0.20	–	0.11	99.38	76.62	38.60	11.25
29	63.58	7.12	1.55	–	10.08	17.59	0.21	–	–	100.13	85.69	51.00	0.45
30	49.30	13.24	0.37	–	9.33	26.59	0.15	–	0.13	99.12	71.41	46.00	9.75
31	49.44	13.06	0.37	–	8.53	27.85	0.12	0.05	–	99.41	71.76	42.10	9.70
32	55.97	10.54	0.31	–	11.07	20.87	0.23	–	–	98.98	78.09	54.60	6.20
33	56.10	11.06	0.34	–	11.18	21.12	0.22	0.05	–	100.06	77.26	54.50	6.15
34	55.44	11.39	0.34	–	11.23	21.01	0.22	–	–	99.63	76.55	54.80	6.20
35	50.30	21.53	0.03	0.14	14.43	14.27	0.03	0.07		100.80	61.05	65.50	0.90
36	60.05	10.17	–	0.13	11.96	17.00	0.09	0.13		99.53	79.84	58.50	2.55
37	59.84	10.32	0.02	0.09	12.12	16.94	0.05	0.08		99.46	79.55	59.10	2.70
38	56.15	14.50	0.10	–	11.62	17.69	0.04	0.07		100.17	72.20	55.50	1.45
39	58.50	10.81	0.08	0.15	10.07	20.19	0.04	0.09		99.93	78.39	49.60	2.65
40	58.98	10.89	0.06	0.12	10.20	20.04	0.04	0.06		100.39	78.42	49.90	2.45
41	56.17	13.61	0.06	–	9.21	21.35	0.05	0.02		100.47	73.47	44.80	1.50
42	55.65	11.79	0.07	0.14	9.46	22.72	0.02	0.13		99.98	76.01	46.50	4.55
43	62.28	8.79	–	0.03	9.63	18.62	0.06	0.13		99.54	82.62	48.10	0.15
44	46.00	24.65	0.06	–	12.99	15.80	0.04	0.02		99.56	55.59	59.30	0.01
45	52.93	12.80	0.04	0.23	10.85	21.84	0.05	0.15		98.89	73.52	53.10	6.55
46	55.77	12.80	0.12	0.21	9.08	21.24	0.04	0.11		99.37	74.52	44.90	1.90
47	55.24	12.90	0.09	0.21	9.14	21.18	0.04	0.10		98.90	74.16	45.30	2.10
48	53.08	16.77	–	0.06	13.63	15.09	0.05	0.12		98.80	68.00	64.40	2.20
49	45.79	23.73	–	0.07	14.03	15.24	0.10	0.10		99.06	56.40	64.10	1.60
50	45.77	22.26	–	0.02	12.60	18.95	0.09	0.12		99.81	57.98	58.10	3.50
51	51.44	15.96	0.10	0.16	10.33	20.95	0.04	0.18		99.16	68.36	50.00	3.45
52	50.62	21.39	0.02	0.05	14.53	13.07	0.03	0.12		99.83	61.35	66.40	0.01
53	59.76	11.68	0.09	0.01	11.17	17.05	0.08	0.10		99.94	77.45	54.30	0.45
54	49.55	21.92	0.10	–	12.71	16.39	0.06	0.05		100.78	60.24	58.20	0.15

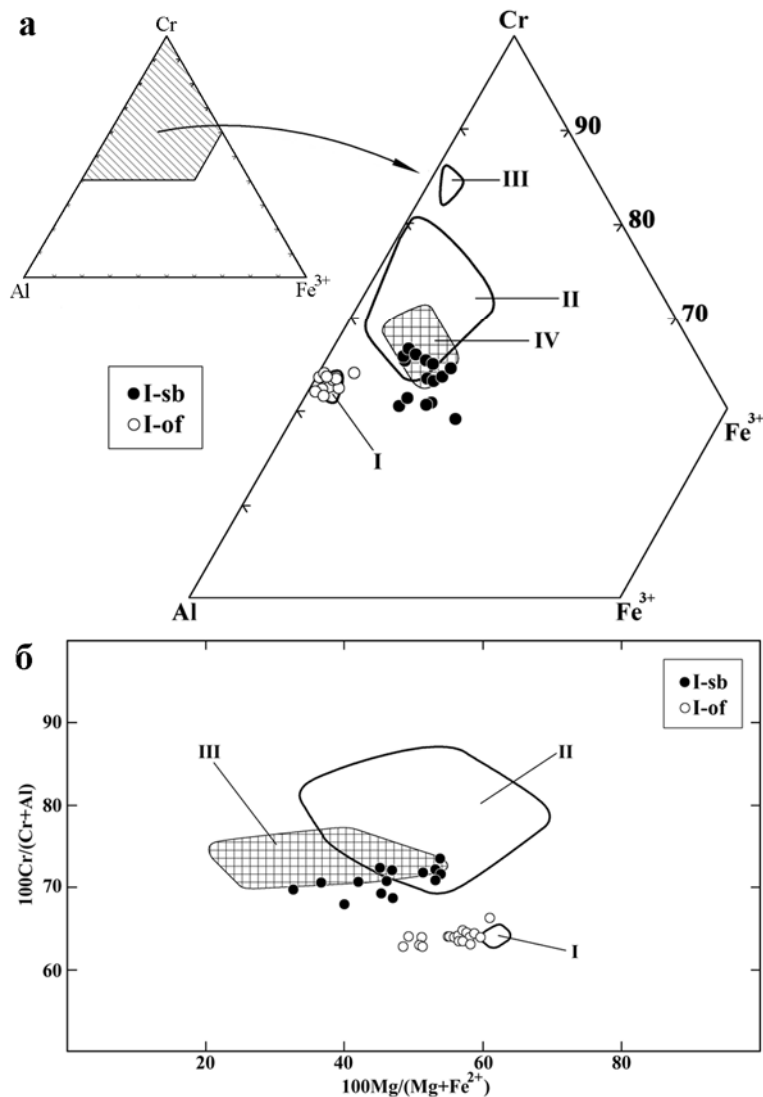
Продолжение табл. 7.7

№ п/п	Cr ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	MnO	TiO ₂	MgO	ΣFeO	V ₂ O ₅	NiO	CoO	сумма	Cr#	Mg#	Z Fe ³⁺
Баймак-бурибайская свита, I-bb													
55	50.74	20.44	0.10	0.03	13.33	15.19	0.03	0.07		99.93	62.48	61.60	0.50
56	43.03	20.63	0.13	0.42	10.54	24.02	0.03	0.10		98.90	58.31	50.10	7.05
57	49.74	16.83	0.10	–	10.96	21.75	0.05	0.03		99.46	66.47	52.30	5.30
58	51.02	19.33	–	–	13.63	16.20	–	0.08		100.26	63.90	62.90	2.40
59	51.11	12.88	0.10	0.29	9.18	24.72	0.07	0.03		98.38	72.71	45.60	7.30
60	46.11	23.71	0.08	0.07	12.06	17.67	0.05	0.08		99.83	56.61	55.50	0.55
61	51.79	18.33	0.08	0.03	12.37	16.83	0.04	0.08		99.55	65.45	58.20	1.30
62	51.69	18.42	–	0.09	12.58	16.79	0.07	0.09		99.73	65.31	59.00	1.60
63	42.87	28.74	–	0.02	16.16	11.93	0.03	0.09		99.84	50.03	71.00	0.20
64	51.53	18.05	0.12	0.05	10.65	19.54	0.07	0.06		100.07	65.70	50.50	1.30
65	46.00	15.83	0.18	0.41	8.53	27.97	0.06	0.12		99.10	66.10	41.90	9.45
66	55.74	10.59	–	0.18	11.97	20.32	–	0.04		98.84	77.92	58.60	7.20
67	48.65	22.60	0.03	0.03	13.59	15.14	0.05	0.02		100.11	59.09	62.00	0.40
68	47.49	23.11	0.06	0.09	14.35	14.53	0.07	0.07		99.77	57.97	65.30	1.15
69	62.49	8.50	–	0.13	10.47	17.60	0.04	0.03		99.26	83.13	52.20	0.70
70	37.28	31.99	0.02	–	15.87	13.18	0.03	0.11		98.48	43.88	69.70	1.05
71	45.36	24.27	0.01	0.02	14.31	15.12	0.11	–		99.20	55.62	65.00	1.75
72	60.57	8.84	0.02	0.19	14.21	15.10	0.12	0.11		99.16	82.15	69.00	5.05
73	51.92	18.47	0.04	–	11.83	17.70	0.06	0.15		100.17	65.34	55.50	1.10
74	56.49	8.16	0.03	0.22	13.34	17.28	0.07	0.08		95.67	82.26	67.30	8.10
75	45.14	22.19	0.03	0.05	14.46	14.33	0.03	0.04		96.27	57.71	67.80	2.75
76	46.82	19.62	0.08	–	11.39	17.42	0.02	0.04		95.39	61.53	55.60	1.60
77	46.31	18.90	0.08	0.03	11.39	18.85	0.06	0.08		95.70	62.19	55.60	3.60
78	44.24	17.17	0.05	0.33	12.44	19.86	0.02	0.15		94.26	63.46	61.60	8.35
79	44.62	17.35	0.10	0.31	12.53	20.00	0.02	0.10		95.03	63.30	61.50	8.30
80	59.10	7.52	0.05	0.03	12.10	16.18	0.14	0.10		95.22	84.06	62.10	4.35
81	47.17	19.61	–	0.05	13.31	16.30	0.09	0.03		96.56	61.73	63.40	3.50
82	53.05	16.16	0.05	0.07	12.28	15.34	0.05	0.09		97.09	68.78	59.60	0.70
83	46.22	24.45	0.05	0.05	14.62	12.37	0.02	0.04		97.82	55.89	67.10	0.01
84	48.06	19.26	0.05	0.04	13.16	15.90	0.05	0.17		96.69	62.62	62.90	2.75
85	54.08	10.39	–	0.17	12.32	18.12	0.07	0.12		95.27	77.74	62.20	6.80

Окончание табл. 7.7

№ п/п	Cr ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	MnO	TiO ₂	MgO	ΣFeO	V ₂ O ₅	NiO	CoO	сумма	Cr#	Mg#	Z Fe ³⁺
86	52.69	12.77	0.05	0.19	12.37	15.03	0.15	0.12		93.37	73.45	63.10	3.05
87	52.50	11.26	0.15	0.18	12.16	17.58	0.40	0.09		94.32	75.79	62.10	6.20
88	52.28	12.58	0.04	0.16	12.99	17.61	0.10	0.05		95.81	73.59	64.40	6.65
89	54.77	10.45	0.45	0.19	11.93	17.37	0.07	0.18		95.41	77.86	60.70	5.10
Дергамышское рудное поле													
Баймак-бурибайского свита, I-bb													
90	48.87	18.42	–	0.27	10.58	21.64	0.25	–	–	100.02	64.03	50.20	3.95
91	49.77	18.19	–	0.24	10.93	19.90	0.23	–	–	99.28	64.73	52.20	2.70
92	48.62	17.55	0.11	0.35	11.57	21.57	0.18	–	–	99.94	65.02	54.80	6.05
93	49.83	17.18	–	0.33	11.37	21.44	0.21	–	–	100.35	66.03	53.80	5.35
94	47.49	16.98	0.16	0.64	9.69	24.49	0.29	0.15	–	99.89	65.24	46.80	6.65
95	45.71	19.17	0.15	0.63	9.23	25.32	0.30	0.13	–	100.64	61.51	44.10	5.95
96	46.46	11.84	0.20	0.44	6.31	33.76	0.27	0.12	–	99.39	72.47	32.00	13.90
97	46.29	11.33	0.23	0.45	5.88	35.39	0.26	0.10	–	99.92	73.25	29.80	15.15
98	49.63	16.49	0.42	0.07	9.37	22.72	–	–	–	98.71	66.89	45.70	3.95
99	57.11	13.62	0.24	0.09	10.79	19.97	–	–	–	101.82	73.78	51.40	2.35
100	55.67	13.30	0.49	0.08	10.34	19.67	–	–	–	99.55	73.72	50.50	2.20
101	55.77	13.44	0.09	–	10.46	19.62	–	–	–	99.38	73.57	50.90	2.20
102	53.71	13.17	0.28	0.24	9.24	22.75	–	–	–	99.39	73.23	45.50	4.20
103	53.45	13.25	0.30	0.05	9.42	22.21	–	–	–	98.67	73.01	46.50	4.05
104	44.32	19.16	0.44	0.49	10.37	25.05	0.53	–	–	100.36	60.83	49.30	8.10
105	44.87	19.11	0.35	0.48	10.33	24.76	0.39	–	–	100.30	61.17	49.10	7.55
106	43.58	19.40	0.24	0.37	10.03	24.89	0.46	–	–	98.97	60.12	48.20	7.65
107	49.47	14.73	0.33	0.22	9.43	26.10	–	–	–	100.28	69.25	45.70	8.30
108	48.20	14.51	0.34	0.33	9.91	26.07	–	–	–	99.35	69.03	48.30	9.75
109	45.61	20.80	–	0.15	12.97	18.62	–	–	–	98.15	59.54	60.80	4.85
110	46.84	21.49	0.26	0.19	13.73	18.56	–	–	–	101.08	59.38	62.40	4.90
111	49.05	16.71	0.31	0.04	9.48	24.18	–	–	–	99.77	66.30	45.70	5.50
112	48.41	16.68	0.42	0.04	9.38	23.84	–	–	–	98.76	66.07	45.70	5.40
113	48.18	16.35	0.29	0.03	8.86	24.56	–	–	–	98.27	66.38	43.50	5.55

Примечание. Анализы 1–8 – обр. 169–1; 9–19 – обр. 169–8; 20–34 – обр. 169–14; 35–54 (обр. 13/6), 55–73 (обр. 6/24–2–2) и 74–89 (обр. 6/18–1–4b) – данные П. Йонаса [Jonas, 2004]; 90–97 – обр. 721–5; 98–106 – обр. 200/213.0a; 107–113 – обр. 200/213.0c.

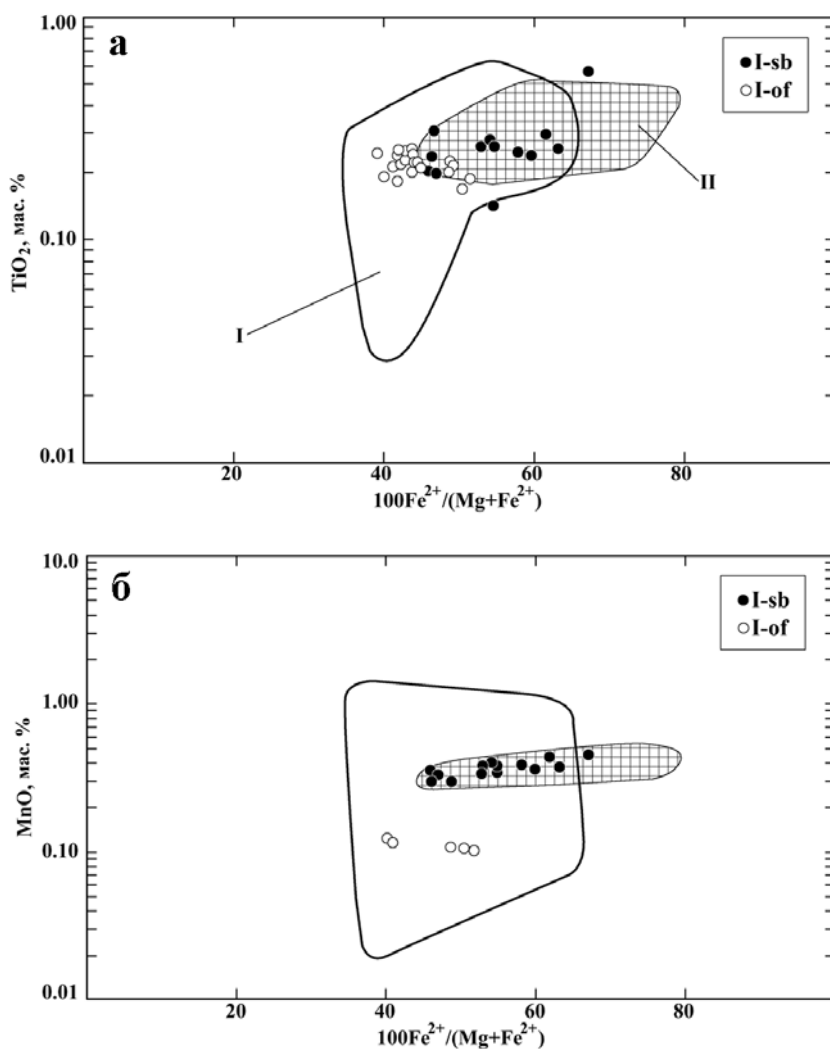


7.19. Составы хромшпинелидов из брекчий Ишкининского рудного поля: а) в координатах Al–Cr–Fe³⁺; б) соотношение хромистости и магниальности

Хромшпинелиды из: I-sb – сульфидно-серпентинит-карбонатных брекчий, I-of – офикальцитовых брекчий. Поля составов хромшпинелидов: I – I-h1, II – I-h2+I-d1+I-e+I-w, III – I-h3+I-d2+I-chr1+I-e+I-w+I-po+I-cpyr+I-co.

По соотношению Cr₂O₃, Al₂O₃ и Fe³⁺ хромшпинелиды сульфидно-серпентинит-карбонатных брекчий тяготеют к таким составам из колчеданных руд, тогда как хромшпинелиды из офикальцитовых брекчий обладают повышенными концентрациями Al₂O₃ и минимальными Fe³⁺ и сходны с хромшпинелидами из апогарцбургитовых серпентинитов (см. табл. 7.6, рис. 7.19а). Соотношение Mg и Fe²⁺ также показывает сходство хромшпинелидов сульфидно-серпентинит-карбонатных брекчий с та-

ковыми из колчеданных руд, хромшпинелидов офикальцитовых брекчий – из апогарцбургитовых серпентинитов (см. табл. 7.6, рис. 7.19б). Концентрации TiO_2 и MnO в хромшпинелидах серпентинит-сульфидных и офикальцитовых брекчий различны: для первых характерно содержание TiO_2 до 0.57, MnO до 0.47 мас. %, для вторых – не более 0.25 и 0.13 мас. % соответственно (см. табл. 7.6, рис. 7.20), что сходно с хромшпинелидами из колчеданных руд и апогарцбургитовых серпентинитов.



7.20. Соотношение TiO_2 (а), MnO (б) и железистости хромшпинелидов из брекчий. Условные обозначения см. на рис. 7.19.

Поля составов хромшпинелидов: I – I-h1+I-h2+I-h3+I-d1+I-d2+I-chr1+I-e+I-w, II – I-po+I-srug+I-co.

7.5. ХРОМШПИНЕЛИДЫ В ПЕСЧАНИКАХ

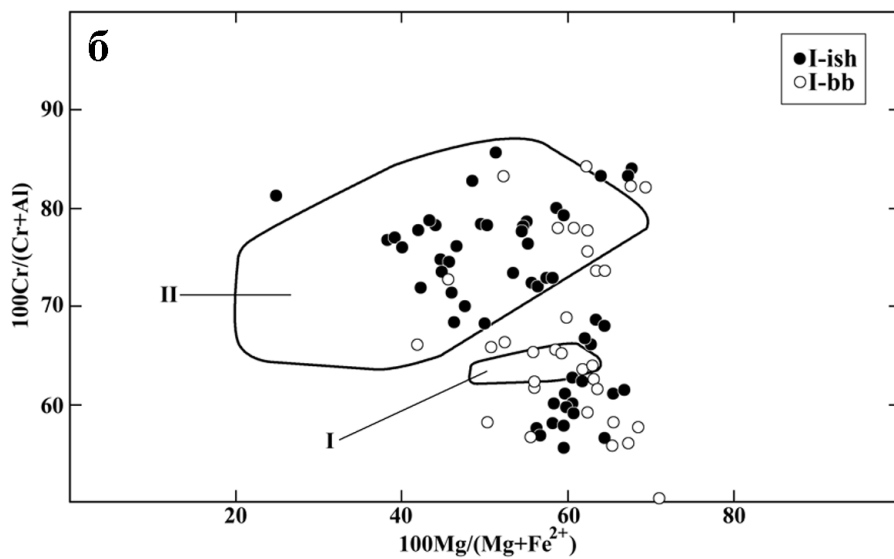
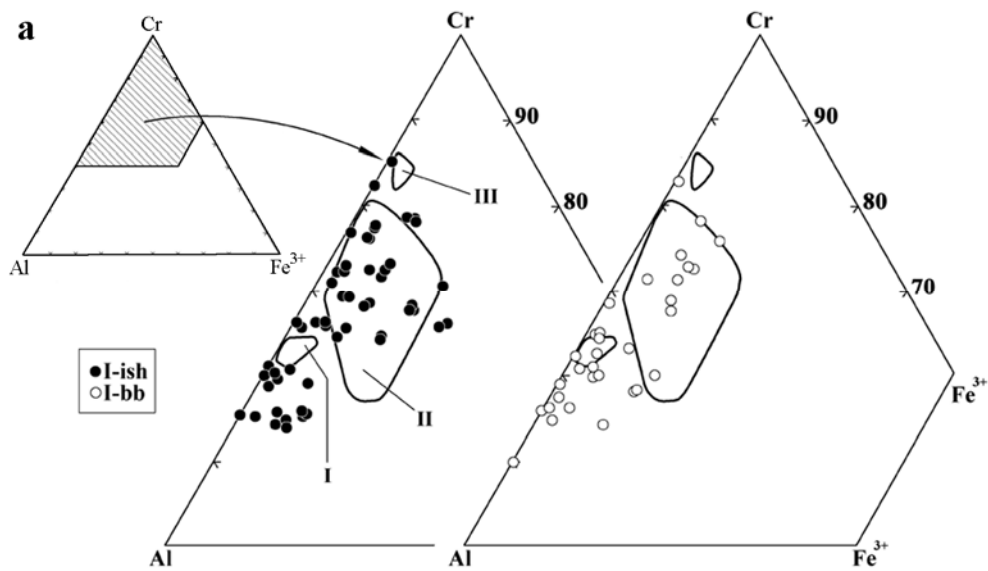
Исследование состава акцессорных хромшпинелидов в терригенных породах имеет важное значение для определения времени эрозии ультраосновных массивов, и поэтому исследования хромшпинелидов в песчаниках широко распространены в мире. Изучение хромшпинелидов проводилось для песчаников центрального Таиланда [Chutakositkanon et al., 2001], юга Тибета [Bin Zhu et al., 2004], Японии [Hisada, Arai, 1993; Asiedu et al., 1998], Италии, Хорватии, Словакии и Германии [Ganssloser, 1999; Lenaz, Kamenetsky, 2003].

На Урале изучение хромшпинелидов в обломочных породах были предприняты В. А. Исаевым с соавторами [1984], при исследовании песчаников кидрясовской свиты раннеордовикского возраста. Ими установлено, что хромшпинелиды из песчаников обладают высокими содержаниями MnO (до 3.54 мас. %). По мнению авторов, это свидетельствует о сходстве хромшпинелидов из песчаников с таковыми из ультраосновных массивов, залегающих в допалеозойских платформенных толщах западного склона Урала, состав хромшпинелидов которых отличается от состава хромшпинелидов альпинотипных массивов. На этом основании был сделан вывод о более молодом, чем ордовик, возрасте альпинотипных массивов.

В. Г. Кориневским [1987] были изучены хромшпинелиды из грубообломочных пород нижнего-среднего девона (шандинская свита) в районе Кемпирсайского пояса альпинотипных гипербазитов. Установлено сходство хромшпинелидов шандинской свиты с высокохромистыми, почти лишенными Mn, хромшпинелидами альпинотипных массивов, состав которых резко отличается от состава хромшпинелидов из нижнеордовикских песчаников этого района. В результате сделан вывод о додевонском возрасте дунит-гарцбургитовых массивов Кемпирсайской группы.

На **Ишкининском рудном поле** хромшпинелиды изучены в песчаниках ишкининской (I-ish) и баймак-бурибайской (I-bb) свит, где они встречаются в виде идио- и гипидиоморфных, иногда округлых зерен до 1 мм, реже – их фрагментов.

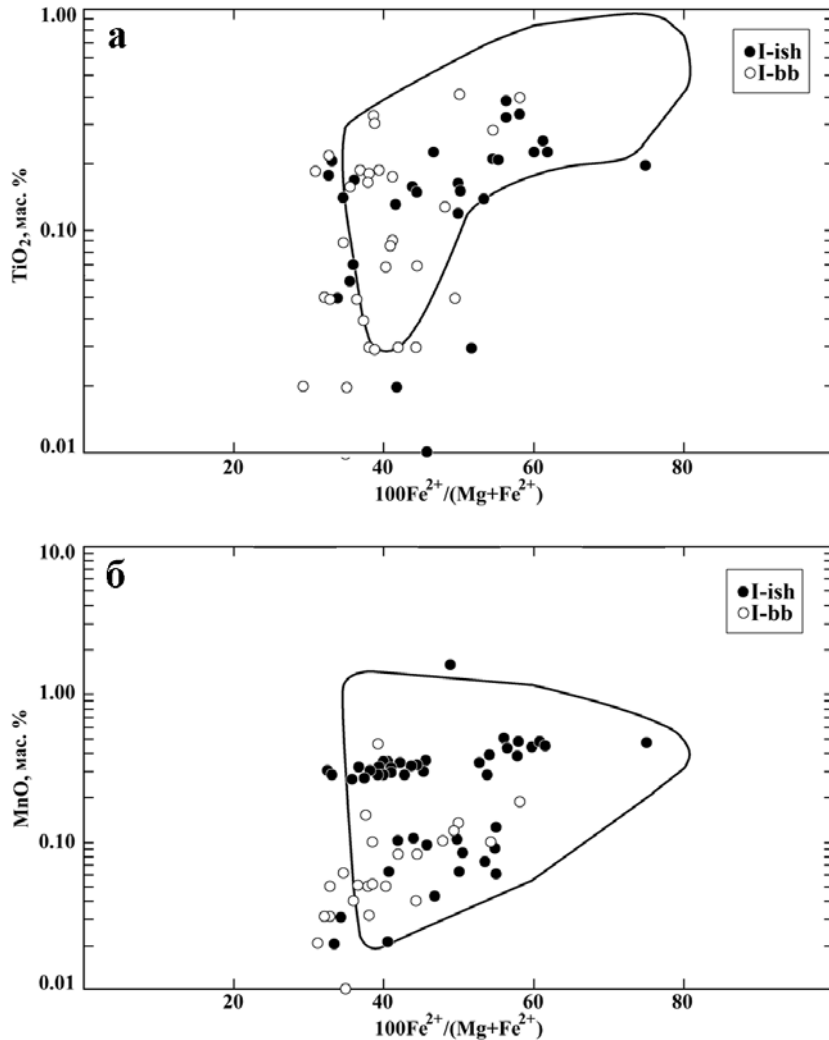
В песчаниках двух вулканогенно-осадочных комплексов встречаются разнообразные хромшпинелиды по соотношению Cr_2O_3 и Al_2O_3 . Здесь установлены хромшпинелиды с составами, схожими с таковыми из серпентинитов, тальк-карбонатных метасоматитов, колчеданных руд и брекчий. Хромистость хромшпинелидов из ишкининской свиты варьирует от 55.62 до 85.69 %, из баймак-бурибайской свиты – от 50.03 до 84.06 %. Содержания Fe^{3+} также весьма разнообразны: в баймак-бурибайской свите шпинели характеризуются долей Fe^{3+} до 9.45 %, в ишкининской – до 15.55 (табл. 7.7, рис. 7.21). Содержания Mg и Fe^{2+} также весьма различны. Для песчаников ишкининской свиты характерны хромшпинелиды с вариациями магнезиальности от 39.60 до 67.30 (изредка Mg# падает до 25.00 %), тогда как магнезиальность хромшпинелидов из обломочных пород баймак-бурибайской свиты варьирует в небольших пределах – 41.90–49.97 % (рис. 7.21б, табл. 7.7). Количество TiO_2 в хромшпинелидах из ишкининской свиты достигает 0.29 %, а из баймак-бурибайской – 0.48 мас. %. Содержание MnO в соответствующих свитах не превышает 0.47 (в единичном случае 1.55) и 0.45 мас. % (рис. 7.22, табл. 7.7).



7.21. Состав хромшпинелидов из песчаников Ишкининского рудного поля: а) в координатах Al–Cr–Fe³⁺; б) соотношение их хромистости и магниальности.

Хромшпинелиды из песчаников: I-ish – ишкининской свиты, I-bb – баймак-бурибайской свиты.

Поля составов хромшпинелидов: а) I – I-h1+I-of, II – I-h2+I-d1+I-e+I-w+I-sb+I-po+I-spyr+I-co+I-chr2+I-chr3, III – I-h3+I-d2+I-chr1+I-e+I-w; б) I – I-h1+I-of, II – I-h2+I-h3+I-d1+I-d2+I-e+I-w+I-po+I-spyr+I-co+I-chr1+I-chr2+I-chr3+I-sb.



7.22. Соотношение TiO_2 (а), MnO (б) и железистости хромшпинелидов из песчаников Ишкинского рудного поля.

Контуром показано поле составов хромшпинелидов: l-h1+l-h2+l-h3+l-d1+l-d2+l-e+l-w+l-p-сруг+l-co+l-сhr1+l-сhr2+l-сhr3+l-sb+l-of.

Условные обозначения см на рис. 7.21.

Ивановское рудное поле. Составы хромшпинелидов из песчаников баймакбурибайского комплекса Ивановского рудного поля характеризуются более узкими интервалами колебаний оксидов. Установлено, что составы представлены глиноземистыми и умереннохромистыми разновидностями. В некоторых случаях наблюдается сходство хромшпинелидов из серпентинитов, пирротиновых руд и песчаников по химическому составу.

Дергамышское рудное поле. На Дергамышском рудном поле песчаники представлены линзообразными телами либо прослоями мощностью, не превышающей 0.5 м. В составе песчаников отмечены обломки лизардитовых серпентинитов с реликтовой полигонально-зернистой структурой и обломки вулканогенных пород. К обломкам серпентинитов приурочены идио- и гипидиоморфные зерна хромшпинелидов размером в поперечнике около 0.5 мм. Часто песчаники содержат обломки сульфидов (пирротина и пирита).

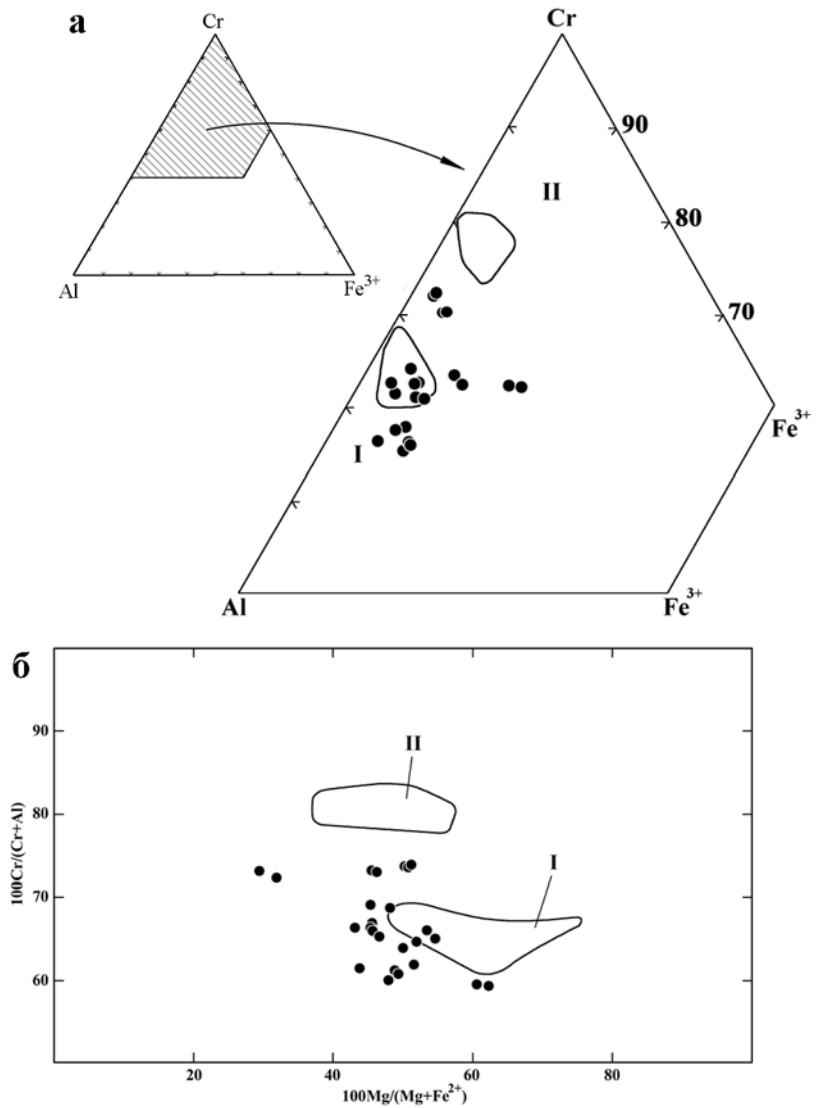
Рентгеноспектральный анализ хромшпинелидов в песчаниках баймак-бурибайского комплекса Дергамышского рудного поля не выявил столь значительный разброс основных минеральных компонентов, как на Ишкининском рудном поле. Однако составы хромшпинелидов из песчаников частично перекрываются с аналогами из серпентинитов.

Для составов хромшпинелидов характерным является менее узкий интервал колебаний значений хромистости (59.38–73.78) при значительных вариациях Fe^{3+} , доля которого редко достигает 15.15 % (рис. 7.23, см. табл. 7.7). По соотношению Mg и Fe^{2+} хромшпинелиды образуют непрерывную серию от магнезиальных до железистых разновидностей, Mg# в хромшпинелидах меняется в пределах 29.80–62.40 % (рис. 7.23б, см. табл. 7.7). Концентрации TiO_2 и MnO в хромшпинелидах стабильны, не превышают 0.64 и 0.49 мас. % соответственно и отвечают таковым из серпентинитов рудного поля (рис. 7.24, см. табл. 7.7).

Таким образом, хромшпинелиды из рудовмещающих колчеданосных рудных полей характеризуются высокохромистыми составами, которые отражают геодинамические условия образования пород (см. главу 9).

Концентрации TiO_2 в хромшпинелидах из ультрамафитов трех колчеданосных рудных полей не превышают 0.94 мас. % для Ишкининского рудного поля, 0.52 мас. % – для Ивановского и 0.40 мас. % – для Дергамышского. Следует отметить, что во всех исследованных ультраосновных породах всегда отмечаются хромшпинелиды с минимальными концентрациями этого компонента, либо с содержаниями его ниже предела обнаружения. Последние исследования уральских хромшпинелидов показали, что содержания титана в них являются чувствительными к процессам метаморфических преобразований хромшпинелей [Алексеев, 2004]. На примере хромитовых руд и акцессорных шпинелидов Курмановского, Кемпирсайского, Верх-Нейвинского и Верблюжьегогорского месторождений показано, что наиболее подверженные метаморфическим преобразованиям хромшпинелиды обычно характеризуются минимальными содержаниями титана [Алексеев, 2005].

Хромшпинелиды в тальк-карбонатных породах Ишкининского рудного поля характеризуются практически полным отсутствием магнетитовых кайм и обладают повышенными концентрациями оксида марганца (до 1.32 мас. %). Отсутствие магнетитовых кайм вокруг хромшпинелидов объясняется неустойчивостью магнетита при карбонатизации ультрамафитов, который вследствие данного процесса растворяется [Сазонов, 1978]. Марганецсодержащие хромшпинелиды довольно распространены на Урале и были отмечены в метагипербазитах Шабровского, Баженовского, Березовского и Карабашского массивов [Спиридонов, Плетнев, 2002], в антигоритовых серпентинитах Уфалейского метаморфического блока [Белковский и др., 1995]. В Алтае-Саянской складчатой области установлены аналогичные хромшпинелиды в ультрамафитах Каахемского офиолитового пояса [Дунаев и др., 2004].

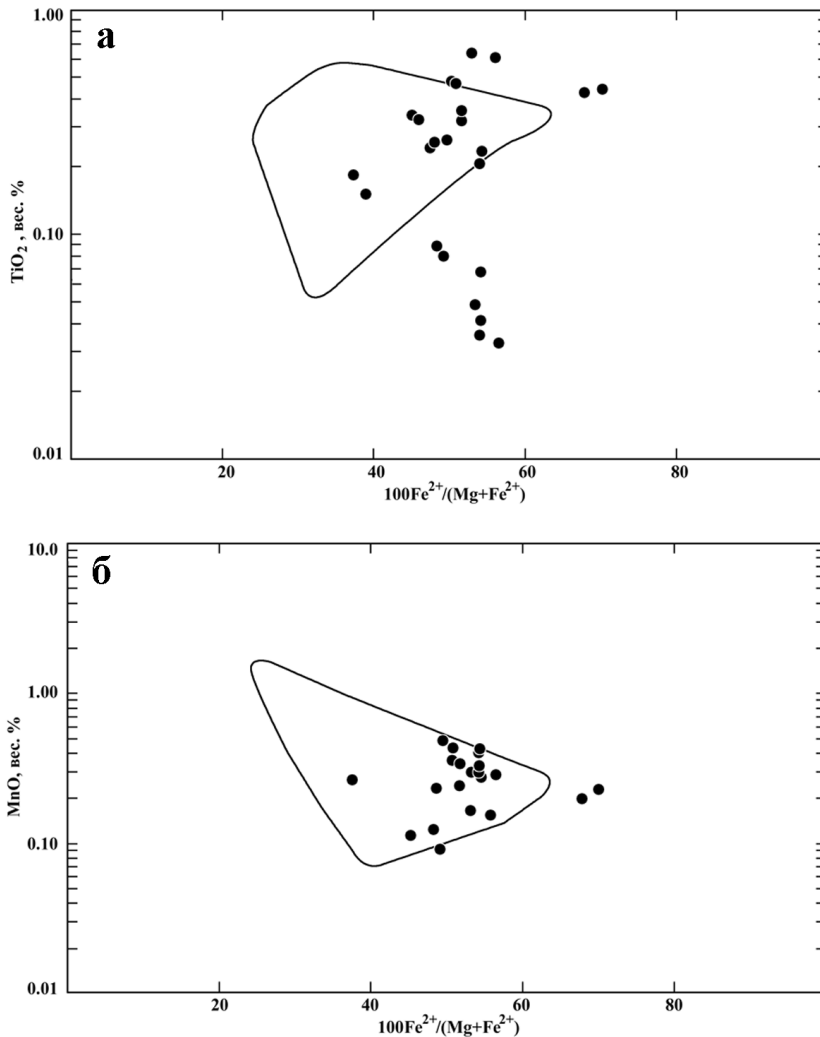


7.23. Составы хромшпинелидов из песчаников Дергамышского рудного поля: а) в координатах Al–Cr–Fe³⁺; б) соотношение их хромистости и магнезиальности.

Поля составов хромшпинелидов: I – De-h1+De-po, II – De-h2+De-d+De-сруг.

Повышенные содержания MnO могут быть связаны с метаморфизмом гипербазитов в пренит-пумпелиитовой фации при наличии достаточного количества базитового материала, являющегося поставщиком марганца [Спиридонов и др., 1997; Спиридонов и др., 1998; Спиридонов, Плетнев, 2002]. Для Ишкининского рудного поля повышение содержания оксида марганца в хромшпинелях, очевидно, коррелирует с увеличением концентраций марганца в карбонатизированных серпентинитах

и тальк-карбонатных метасоматитах по сравнению с исходными ультраосновными породами.



7.24. Соотношение TiO_2 (а), MnO (б) и железистости хромшпинелидов из песчаников Дергамышского рудного поля.

Контуром показано поле составов хромшпинелидов: De-h1+De-h2+De-d+De-po+De-сруг.

Схожая ситуация установлена и для хромшпинелидов из серпентинитов Ивановского и Дергамышского рудных полей, где содержания MnO в хромшпинелидах достигают 0.75 и 1.53 мас. % соответственно.

Таким образом, содержания марганца могут являться косвенным показателем степени преобразования хромшпинелидов из-за его высокого сродства с железом. Концентрация марганца минимальна для первичных хромшпинелидов и возрастает при метаморфических преобразованиях [Алексеев, 2005].

7.6. РАСПЛАВНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ В ХРОМШПИНЕЛИДАХ

Вопросы участия силикатных магматических расплавов при кристаллизации хромшпинелидов в гипербазитовых массивах до настоящего времени не имеют однозначного ответа. Изучение первичных расплавных включений в хромшпинелидах позволяет оценить особенности магматических (а также геодинамических) систем древних океанов, поскольку расплавные включения содержат генетическую и дополняют петрохимическую информацию об условиях формирования вмещающих их пород.

Исследования расплавных включений в хромшпинелидах были успешно проведены для офиолитов Сибири (Карашатский массив, Южная Тува), где с помощью включений установлены составы и эволюция функционировавших расплавов [Симонов и др., 2006а]. На Урале изучение включений проведено для хромшпинелидов Нуралинского и Кемпирсайского массивов [Симонов и др., 2006б]. С помощью включений выяснены особенности магматических систем, ответственных за формирование обогащенных интрузивных комплексов кремнеземистой Fe-Ti серии, находящихся в пространственной ассоциации с проявлениями сульфидной минерализации в районе разлома Сьерра-Леоне, Срединно-Атлантический хребет [Симонов и др., 2005]. Аналогичные исследования включений проводились и для офиолитов Омана [Schiano et al., 1997].

Ишкининское рудное поле. Расплавные включения были найдены в хромшпинелидах из серпентинитов, хромититов и колчеданных руд.

Включения в аксессуарных хромшпинелидах из серпентинитов и колчеданных руд представлены редкими округлыми образованиями, располагающимися, преимущественно, в центральных частях зерен, реже отмечаются цепочки включений, трассирующие зоны роста хромшпинелидов. Хромшпинелиды чаще всего содержат единичные включения, редко больше. Их размеры достигают 40–50 мкм, редко – до 100 мкм (рис. 7.25). Включения более характерны для идио- и гипидиоморфных хромшпинелидов из аподунитовых серпентинитов, заполнены микрозернистой массой, представленной орто- и клинопироксенами (энстатитом и диопсидом), плагиоклазом. По данным [Tesalina et al., 2003], они отмечены в идиоморфных хромшпинелидах апогарцбургитовых серпентинитов, где наряду с вышеуказанными минералами, присутствуют микронные выделения халькопирита. Анализ химического состава минералов включений показал (табл. 7.8), что ортопироксены и клинопироксены обладают относительно выдержанным составом и характеризуются присутствием незначительной примеси Cr_2O_3 . Для энстатитов примесь Cr_2O_3 достигает 1.43, а для диопсидов – 2.54 мас. %. Плагиоклазы характеризуются высокими содержаниями SiO_2 – в среднем, 68.05 мас. %, Al_2O_3 – 17.90 мас. %, Na_2O – 11.10 мас. % (с учетом данных [Tesalina et al., 2003]). Характерным является постоянное присутствие Cr_2O_3 в количестве до 1.10 мас. %.

В хромшпинелидах из хромититов второго типа на контакте серпентинитов с телом габбро-пегматитов включения аналогичны вышеописанным, однако их особенностью является повышенное количество расплавных включений в минерале-хозяине – 20–30 включений в зерне. Эта особенность способствовала экспериментальному изучению включений методом гомогенизации.

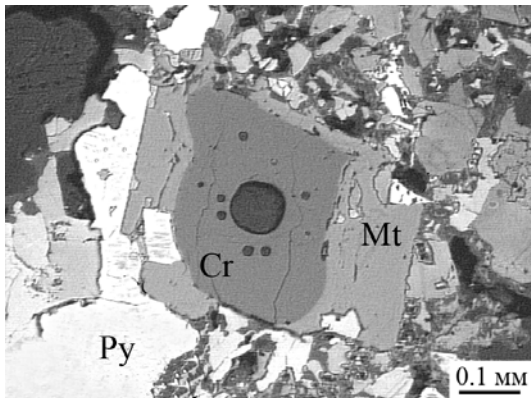
Исследования проводились в Институте геологии и минералогии СО РАН (г. Новосибирск) по ранее опубликованной методике [Симонов, 1993; Sobolev, Danyushevsky, 1994; Симонов и др., 2004]. После экспериментального прогревания образцов

Таблица 7.8

**Составы клинопироксенов, ортопироксенов и плагиоклазов из расплавных включений
в хромшпиннелидах Ишкининского рудного поля (мас. %)**

№ п/п	SiO ₂	MgO	CaO	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	ΣFeO	MnO	TiO ₂	Na ₂ O	K ₂ O	сумма
Клинопироксены											
1	54.35	17.34	22.98	2.12	1.25	2.19	0.09	0.41	0.26	0.04	101.03
2	53.03	16.40	22.56	3.46	1.37	2.36	0.14	0.39	0.75	–	100.46
3	51.50	16.54	22.63	4.43	1.47	2.47	0.13	0.48	0.32	–	99.97
4	49.80	16.32	23.17	4.41	1.49	2.55	0.10	0.42	0.25	–	98.50
5	48.31	19.93	20.50	5.05	2.19	2.00	0.10	0.43	0.23	–	98.73
6	51.98	16.42	23.00	3.67	1.60	2.35	0.10	0.44	0.45	–	100.00
7	52.04	16.84	22.37	2.58	2.08	2.53	0.10	0.33	0.55	–	99.42
8	52.50	18.51	19.87	2.78	1.31	4.73	0.15	0.29	0.23	–	100.37
9	51.94	15.71	21.35	4.02	1.56	2.97	0.14	0.43	0.65	–	98.77
10	52.51	16.18	21.91	3.08	1.48	3.02	0.12	0.58	0.38	–	99.26
11	53.46	16.87	21.90	2.27	1.49	3.01	0.14	0.39	0.30	–	99.83
12	53.69	16.75	21.61	2.48	2.46	2.91	0.16	0.43	0.28	–	100.77
13	52.38	16.92	22.28	2.30	2.54	2.84	0.13	0.47	0.20	0.04	100.10
14	53.90	17.21	19.94	1.27	2.00	2.81	0.11	0.22	0.62	0.07	98.14
Ортопироксены											
15	56.10	32.98	0.58	2.83	1.43	5.62	0.17	0.15	–	–	99.88
16	56.24	32.75	0.62	3.37	1.37	7.06	0.25	0.21	–	–	101.87
17	54.61	32.74	0.64	2.64	1.28	7.07	0.22	0.23	–	–	99.44
18	56.47	33.36	0.82	2.25	1.34	6.88	0.21	0.27	–	–	101.58
Плагиоклазы											
19	67.71	0.35	1.23	18.27	0.42	0.22	0.05	0.13	11.66	–	100.04
20	67.70	–	0.35	18.43	0.37	0.15	–	0.14	11.57	0.04	98.74

Примечание. Анализы 1–8, 15, 19, 20 – обр. 610–22; 9–14, 16–18 – обр. 4а.



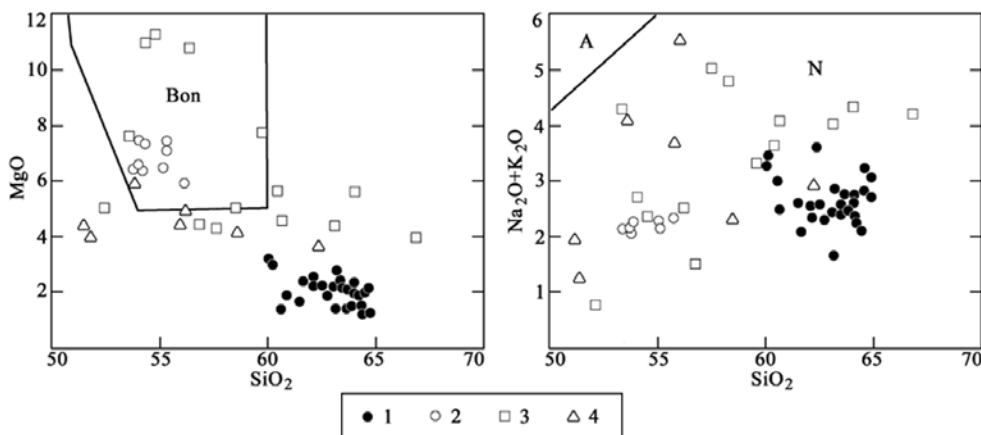
7.25. Расплавные включения в хромшпинелиде, замещенном магнетитом. Отраженный свет.

с обильным содержанием хромшпинелидов до 1275 °С и резкой закалки, во включениях наблюдается гомогенное стекло с газовой фазой.

Рентгеноспектральный анализ стекол включений показал высокие содержания Cr_2O_3 (до 3.7 мас. %) (табл. 7.9), что характерно для мине-

ралов до плавления и, скорее всего, является свойством самого рудоносного расплава, а не результатом экспериментов, которые проводились без длительных выдержек.

По содержанию SiO_2 (60–65 мас. %) стекла закаленных включений отвечают андезибазальтам, и по этим показателям они хорошо согласуются с данными по дайкам и, частично, лавам Ишкининского рудного поля [Симонов и др., 2000]. По концентрациям Na_2O и K_2O включения в хромшпинелидах отвечают породам нормальной щелочности, как и лавы, дайки и расплавные включения в клинопироксенах. По соотношению FeO/MgO включения соответствуют как известково-щелочным, так и толеитовым сериям (рис. 7.26, 7.27). В то же время, данные по другим компонентам (K_2O и TiO_2) свидетельствуют о том, что они явно представляют толеитовые расплавы (рис. 7.28). Судя по низким значениям K_2O (0.1–0.44 мас. %) и TiO_2 (0.2–0.8 мас. %), это, в основном, островодужные толеиты.



7.26. Содержания MgO , $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ и SiO_2 (мас. %) в расплавных включениях из хромшпинелидов Ишкининского рудного поля.

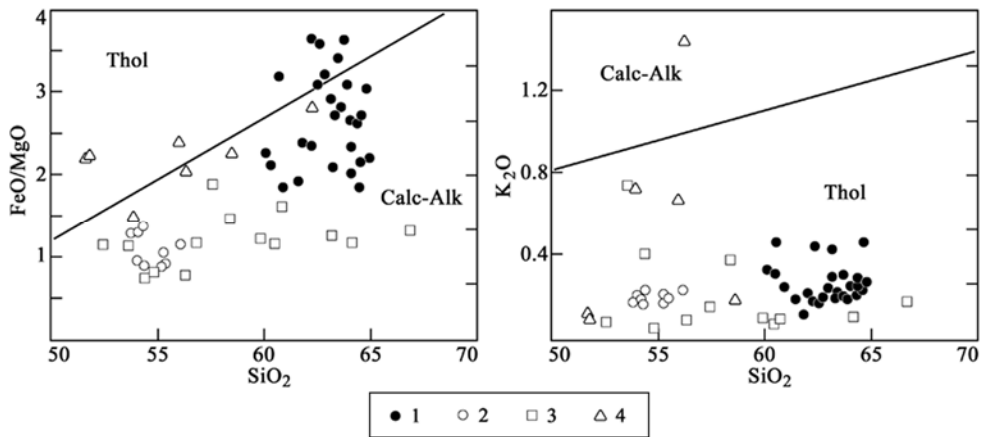
1 – расплавные включения в хромшпинелидах, 2 – включения в клинопироксенах; 3 – дайки; 4 – лавы. Поля пород даны по [Куренков и др., 2002]: Bon – бониниты, А – щелочные породы, N – породы нормальной щелочности.

Таблица 7.9

**Составы стекол прогретых включений в хромшпинелидах из гипербазитов
Ишкининского рудного поля (мас. %)**

№ п/п	№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Сумма
1	1A1	64.06	0.21	14.53	0.51	5.11	0.04	1.94	8.86	2.19	0.19	0.03	97.67
2	1A1	64.28	0.20	14.65	0.53	4.99	0.02	1.89	8.78	2.03	0.20	0.02	97.58
3	1A2	63.51	0.20	13.83	1.79	5.92	0.05	2.11	8.28	2.31	0.20	–	98.20
4	1A2	63.90	0.19	14.10	1.27	6.30	0.03	2.05	8.35	2.23	0.20	0.04	98.65
5	1A3	62.53	0.14	13.77	2.98	8.08	0.08	2.23	6.96	2.38	0.17	0.02	99.34
6	1A4	62.17	0.15	13.24	3.68	8.72	0.07	2.40	6.52	2.36	0.20	–	99.51
7	1A4	63.38	0.12	13.30	3.19	8.24	0.07	2.41	6.57	2.20	0.19	0.02	99.70
8	1A5	63.14	0.13	15.14	3.13	6.20	0.07	2.14	7.49	2.20	0.22	0.02	99.87
9	1A6	62.80	0.15	15.40	2.39	5.88	0.05	1.83	7.65	2.09	0.17	–	98.42
10	2A10	60.15	0.25	15.04	2.60	6.95	0.14	3.08	6.17	2.93	0.31	0.05	97.66
11	2A10	60.29	0.27	15.77	2.30	6.34	0.15	3.00	6.36	3.15	0.30	0.06	98.00
12	2B15	64.56	0.14	14.67	2.17	5.35	0.10	1.97	5.48	2.78	0.44	0.02	97.67
13	3A16	63.65	0.62	14.99	3.39	4.98	0.05	1.38	6.22	2.42	0.29	0.07	98.05
14	3A19	60.63	0.78	17.83	3.12	4.48	0.06	1.41	6.65	2.52	0.44	0.06	97.97
15	3B21	63.20	0.89	17.89	1.49	2.95	0.05	1.41	7.15	2.57	0.28	–	97.88
16	3B21	64.50	0.83	18.05	1.04	2.65	0.05	1.23	7.47	2.53	0.26	–	98.61
17	3B22	60.91	0.35	19.55	1.59	3.32	0.07	1.82	8.47	2.26	0.23	–	98.57
18	3B22	61.53	0.31	19.70	0.96	3.14	0.08	1.63	8.55	2.39	0.20	–	98.48
19	3B23	64.14	0.40	17.74	1.85	3.02	0.03	1.49	6.93	2.41	0.23	–	98.24
20	3B25	64.90	0.57	17.62	1.82	2.75	0.07	1.25	6.76	2.43	0.25	0.01	98.43
21	3B26	64.47	0.29	18.27	1.12	2.74	0.04	1.46	7.56	1.79	0.27	0.03	98.04
22	3C27	63.25	0.21	14.19	2.34	7.35	0.10	2.67	7.39	1.22	0.42	0.05	99.18
23	4A29	61.80	0.22	14.91	1.34	5.70	0.08	2.38	9.24	1.97	0.10	0.01	97.74
24	4B32	62.21	0.25	17.72	1.40	5.28	0.04	2.24	8.45	2.13	0.18	0.02	99.93
25	4B33	64.08	0.15	14.11	0.80	5.42	0.04	2.31	8.09	2.49	0.23	0.04	97.76
26	4B35	64.79	0.23	13.75	1.21	6.48	0.08	2.14	7.21	2.82	0.23	0.08	99.02

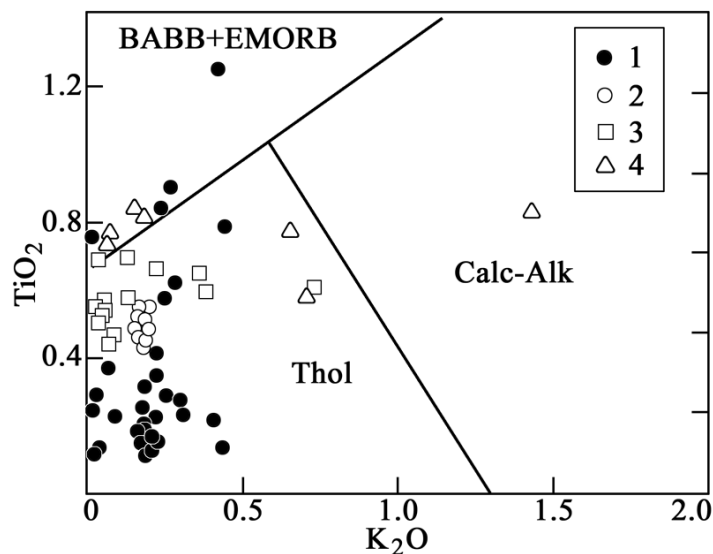
Примечание. Анализы выполнены на рентгеноспектральном микроанализаторе Camebax-Micro, ИГиМ СО РАН, г. Новосибирск (аналитик С. В. Ковязин).



7.27. Отношения FeO/MgO-SiO_2 и $\text{K}_2\text{O-SiO}_2$ (мас. %) для расплавных включений в хромшпинелидах Ишкининского рудного поля.

Условные обозначения см. на рис. 7.26.

Поля пород даны по [Куренков и др., 2002]: Thol – толеиты, Calc-Alk – известково-щелочные породы.



7.28. Соотношение TiO_2 и K_2O (мас. %) для расплавных включений в хромшпинелидах Ишкининского рудного поля.

Условные обозначения см. на рис. 7.27.

Поля пород даны по [Куренков и др., 2002]: BABB-EMORB – базальты задуговых бассейнов и обогащенные базальты срединно-океанических хребтов, Thol – толеиты, Calc-Alk – известково-щелочные породы.

Сравнительный анализ полученных данных с таковыми из вкрапленных хромитовых руд Нуралинского массива, показал как сходные черты, так и различия

магматических систем (табл. 7.10). В обоих случаях при формировании хромитовых руд участвовали расплавы нормальной щелочности, имеющие фактически переходные между толеитовыми и известково-щелочными серями характеристики. В то же время, расплавы Ишкининского рудного поля содержат больше SiO₂, показывая более фракционированный характер с повышенной железистостью и щелочностью [Симонов и др., 2006а].

Таблица 7.10

Средние составы гомогенизированных расплавных включений в хромшпинелидах из ультраосновных пород Ишкинино и Нурали (мас. %)

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	N
1	63.03 (60.15–64.90)	0.32 (0.12–0.89)	15.76 (13.24–19.70)	1.92 (0.51–3.12)	5.32 (2.65–8.72)	26
2	55.67 (53.24–59.05)	0.17 (0.13–0.22)	18.27 (12.25–24.70)	1.32 (0.82–2.12)	5.88 (2.90–8.12)	12

Окончание табл. 7.10

№ п/п	MgO	MnO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	N
1	2.00 (1.23–3.08)	0.07 (0.02–0.15)	7.45 (5.48–9.24)	2.34 (1.22–3.15)	0.25 (0.10–0.44)	26
2	3.88 (1.22–5.80)	0.08 (0.02–0.13)	12.72 (7.09–17.57)	0.24 (0.05–0.61)	0.05 (0.02–0.11)	12

Примечание. 1 – расплавные включения из хромшпинелидов Ишкининского рудного поля, 2 – из хромшпинелидов вкрапленных хромитовых руд Нуралинского массива; N – количество анализов. В скобках указаны интервалы содержаний. Анализы выполнены на рентгеноспектральном микроанализаторе Camebax-Micro (ИГиМ СО РАН, г. Новосибирск, аналитик С. В. Ковязин).

На **Ивановском** и **Дергамышском рудных полях** включения в хромшпинелидах по морфологии и минеральному составу аналогичны таковым из хромшпинелидов аподунитовых серпентинитов и колчеданных руд Ишкининского рудного поля, но в них отмечено присутствие оливина [Tesalina et al., 2003]. Следует отметить, что включения значительно реже встречаются в хромшпинелидах (единичные кристаллы содержат 1–3 включения), вследствие чего экспериментальные исследования не дали результатов.

в ассоциации с сульфидом меди, возможно, **ковеллином**, CuS, а также с арсенатом меди на смешанной силикатной массе. **Хризоколла** (Cu,Al)₂H₂Si₂O₅(OH)₄·nH₂O, кроме наростов на гетите, также нарастает на куприт и образует сливные коркообразные агрегаты, состоящие из оолитоподобных образований.

Самородная медь, Cu, находится в окисленных рудах в виде пентагон-додекаэдрических кристаллов и их сростков. Ассоциирует с **купритом**, Cu₂O, который ее обрастает и замещает. **Ковеллин**, CuS, широко развит в окисленных рудах, где он замещает халькопирит. Единичные процессы замещения халькопирита ковеллином были отмечены в брекчиях с карбонатным цементом, серпентинитовыми и руд-

ными обломками. *Гетит* FeO(OH) формирует колломорфно-зональные агрегаты и замещает куприт, малахит, магнетит. *Гематит*, Fe₂O₃, обычно образует жилки и характеризуется присутствием ярких буро-красных внутренних рефлексов в отраженном свете. Гипергенный *пирит* FeS₂ в виде мелких кубических кристалликов развивается внутри кальцитовых прожилков. *Сидерит*, FeCO₃, широко распространен как в гипогенных рудах, подвергшихся гипергенезу, так и в окисленных рудах. Обычно формирует жильные агрегаты уже после развития малахита и гетита. Одним из поздних гипергенных минералов является *маггемит*, Fe₂O₃ (диагностирован по дебаеграмме, ИМин УрО РАН, аналитик П. В. Хворов), который формирует черные сажистые образования на поверхности других гипергенных минералов, в частности, малахита. При исследовании образцов под бинокулярным микроскопом, кроме сажистых агрегатов, также обнаруживаются единичные кристаллики вытянутые вдоль длинной оси.

Глава 8. ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ ПРОЦЕССОВ

Физико-химические условия образования руд кобальт-медноколчеданных месторождений были оценены с помощью методов термобарогеохимии. Исследование флюидных включений было выполнено криометрическими и термометрическими методами в карбонатах Ишкининского месторождения [Юминов и др., 2002; Юминов и др., 2003; Юминов и др., 2005; Артемьев, Анкушева, 2009] и кварце из Ивановского месторождения [Анкушева, 2006].

Криометрия предназначена для оценки концентраций растворенных веществ, их диагностики по температурам замерзания и определения температурного протаивания эвтектики для интерпретации компонентного состава раствора. Составы гидротермальных растворов определялись по [Борисенко, 1977; Ермаков, 1972; Ермаков, Долгов, 1979; Реддер, 1987; Vodnar, Vityk, 1994]. Солевой состав устанавливался по температурам эвтектик, соленость – по температурам плавления последних кристаллических фаз.

Гомогенизация включений путем их нагревания ориентирована на определение относительных и истинных температур минералообразования, а также выявление агрегатных состояний (плотности) заключенных растворов. Температуры гомогенизации флюидных включений определялись с помощью микротермокамеры, фиксируясь в момент исчезновения газового пузырька при нагревании препарата. Расчеты по определению давления велись при помощи P–V–T диаграммы CO₂ для высоких температур и давлений на основе полученных данных по температурам захвата включений и плотностям углекислоты в них.

8.1. УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ КАРБОНАТОВ, СЕКУЩИХ ПИРИТ-ПИРРОТИНОВЫЕ РУДЫ

Карбонаты в рудах Ишкининского месторождения образуют небольшие линзы шириной 1–2 см, шпироподобные обособления и тонкие ветвящиеся прожилки желтовато-красного и красновато-коричневого цвета мощностью не более первых миллиметров с неровными, но четкими границами (рис. 8.1). В них карбонат представлен кальцитом. Минерал образует мелкозернистые полупрозрачные массы желтоватого или светло-серого цветов. Блеск стеклянный или жирный, на изломе – перламутровый. В большинстве индивидов отмечается присутствие очень тонких сетчатых включений гематита (местами до 3–5 % от общего объема жилы), который является основной причиной окраски жил. Сульфиды (пирит и пирротин) чаще всего представлены тонкой пылевой (менее 0.2 мм) вкрапленностью в карбонате.

В кальците были обнаружены флюидные включения, которые по форме и размерам включений можно отчетливо разделить на две группы: первичные и мнимовторичные; вторичные.

К первой группе (первичные и мнимовторичные) относятся включения размером 10–20 мкм, встречающиеся редко и расположенные хаотично по объему зерна. Преобладают удлинённые и трубчатые включения с четкими гранями. Включения, в основном, двухфазные (жидкость + газовый пузырек). Незначительная часть пузырьков

8.1. Кальцитовый прожилок, секущий пирит-пирротиную руду. Обр. 598-1.

при комнатной температуре подвижна и занимает около 10–15 % от объема включения. В единичных случаях в газовом пузырьке зафиксировано наличие жидкой углекислоты (температура плавления около $-56.4\text{ }^{\circ}\text{C}$). Измеренная температура гомогенизации углекислоты составила $29\text{ }^{\circ}\text{C}$.

Вторая группа (вторичные) представлена более мелкими (до 5–8 мкм) включениями угловатой и ромбовидной формы, приуроченными к плоскостям спайности и залеченным трещинкам. Реже встречаются вакуоли сложной неправильной формы с многочисленными отростками. Вторичные включения также двухфазные (светлая жидкость + газовый пузырек).

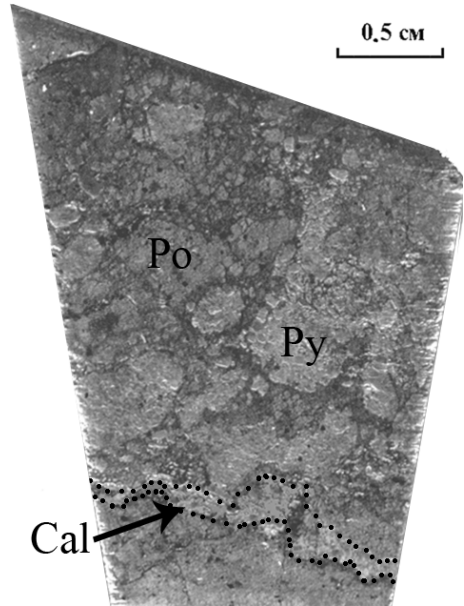
Пузырек, по сравнению с присутствующим в первичных включениях, имеет значительно меньший объем (5–7 % от объема включения) и, как правило, при комнатной температуре интенсивно движется.

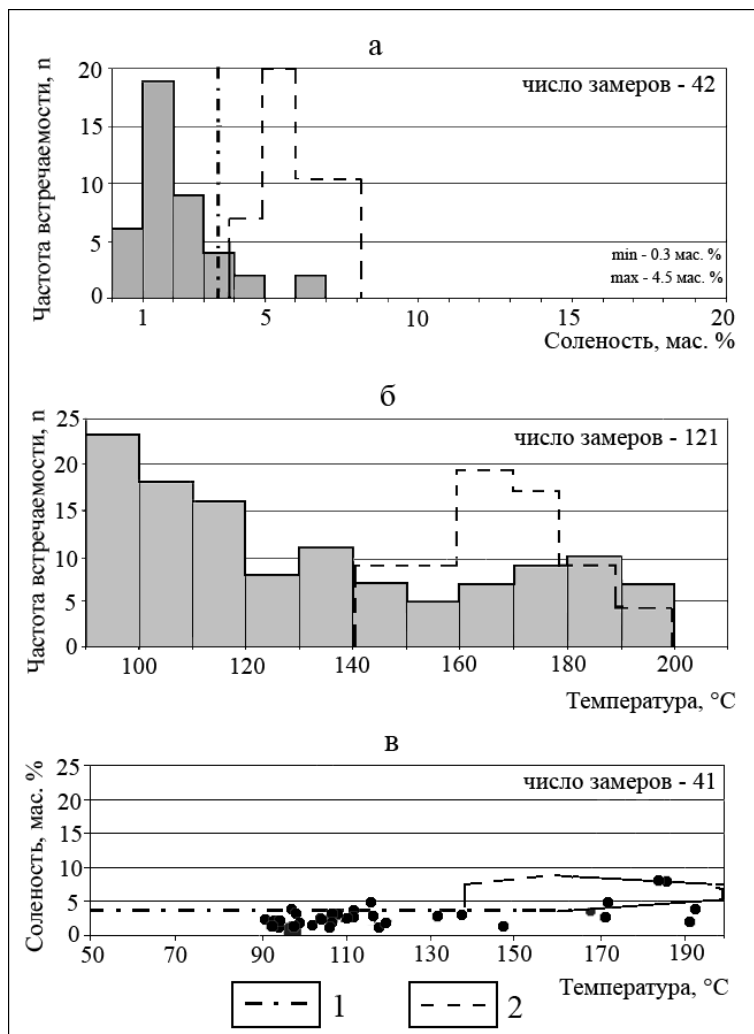
Согласно криометрическим исследованиям интервал температур эвтектики растворов как для первой, так и второй группы включений составил: $-22.7 \div -20.4\text{ }^{\circ}\text{C}$, что наиболее характерно для солевой системы $\text{NaCl}+\text{H}_2\text{O}$ [Борисенко, 1977].

Температура плавления последнего кристаллика в первичных и мнимовторичных включениях составляет $-2.9 \div -0.2\text{ }^{\circ}\text{C}$, что говорит о концентрации растворов 0.3–4.5 мас. % NaCl -экв. В то же время, зафиксированы два обособленных включения с температурами плавления около $-4.6 \div -4.5\text{ }^{\circ}\text{C}$, отвечающими солёности раствора 6–7 мас. % NaCl -экв. Однако это единичные замеры, и вопрос о наличии растворов со значительными содержаниями солей остается открытым. В целом, преобладающие концентрации солей в растворах изученных включений существенно меньше солёности морской воды (рис. 8.2а).

На рис. 8.2б показан широкий диапазон температур гомогенизации флюидных включений – $90\text{--}190\text{ }^{\circ}\text{C}$. Можно выделить три температурных интервала ($90\text{--}120\text{ }^{\circ}\text{C}$ – «низкотемпературные» включения; $120\text{--}150\text{ }^{\circ}\text{C}$ – «среднетемпературные»; $150\text{--}200\text{ }^{\circ}\text{C}$ – «высокотемпературные»), возможно, характеризующих этапы температурной эволюции гидротермальных процессов (рис. 8.2б). Это также подтверждается зависимостью солёности растворов от температур гомогенизации флюидных включений (рис. 8.2в). На рисунке видно, что «высокотемпературным» гидротермам свойственны повышенные концентрации солей (6–7 мас. %) в растворах. Для «средне-» и «низкотемпературных» растворов характерно постепенное снижение солёности (1.2–2.4 и 0.3–4.5 мас. % соответственно).

Давление флюида, рассчитанное по температуре гомогенизации углекислотных включений, находится в пределах 300 бар [Реддер, 1987].





8.2. Результаты термобарогеохимических исследований растворов флюидных включений карбонатных жил в пирит-пирротиновых рудах Ишкининского колчеданного месторождения (обр. 598-1): а) гистограмма концентрации солей; б) гистограмма температуры гомогенизации; в) график зависимости температуры гомогенизации флюидных растворов от их солености.

1 – средняя концентрация солей в морской воде; 2 – результаты исследований флюидных включений в минералах гидротермального поля Рейнбоу [Симонов и др., 2000].

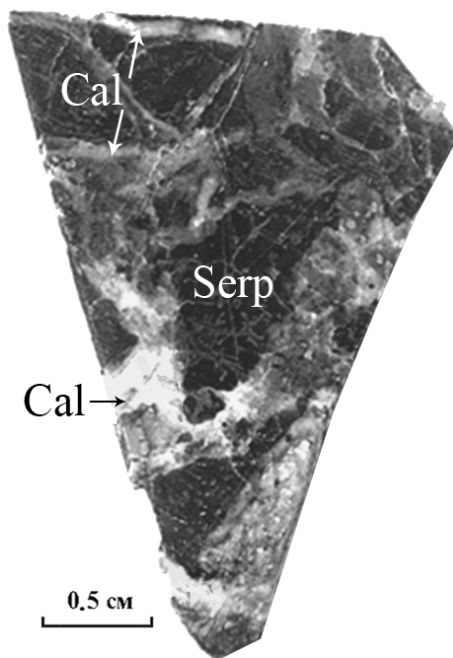
«Низкотемпературные» включения с небольшой соленостью, скорее всего, формировались значительно позже процесса рудоотложения и являются вторичными, судя по размерам (не более 10 мкм), форме (включения тонкие и уплощенные, нередко затронутые процессом расшнурования) и характеру размещения (расположены по залеченным трещинам и плоскостям спайности).

8.2. УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ КАРБОНАТОВ, СЕКУЩИХ СЕРПЕНТИНИТЫ

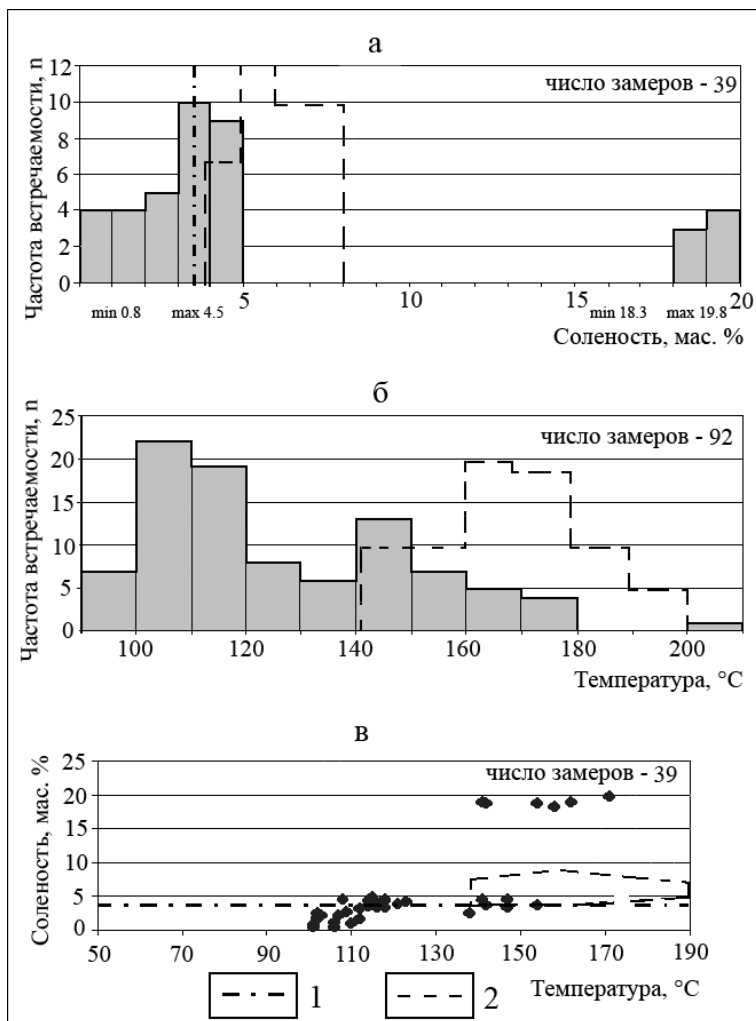
Карбонатные жилы в подрудных серпентинитах Ишкининского месторождения также разнообразны по форме, мощности и минеральному составу. Как правило, жилы характеризуются сложной формой, многочисленными апофизами и ответвлениями (рис. 8.3). Мощность их меняется от первых миллиметров до 1.5 см. Границы жил с серпентинитами неровные, но четкие. Сульфидные минералы встречаются в жилках, секущих темно-зеленые и черные серпентиниты брекчиевой или массивной текстуры. Карбонат представлен кальцитом, тонкозернистым в центральной части и мелкозернистым на периферии, где нередко отмечаются тонкие сростки кальцита с зеленовато-желтым и красновато-зеленым антигоритом, который содержит отдельные пылеватые зерна магнетита. Сульфидные минералы представлены пиритом и пиррогином, последний больше распространен в жилах. Они образуют как отдельные зерна разнообразной формы, так и их сростки величиной от долей мм до 3 мм, иногда – до 5–8 мм. В отдельных образцах зафиксировано наличие халькопирита. Следует отметить, что сульфидная минерализация встречается как в карбонатных жилах, так и в серпентинитах.

В кальците из карбонатной жилы с рудной минерализацией были найдены и изучены два типа флюидных включений.

К первому типу включений, в которых фиксируются наиболее высокие температуры гомогенизации, относится около 15 % от общего числа исследованных. Эти включения единичные, размером 10–20 мкм, расположены они чаще всего хаотично, лишь иногда группируются в линии. Форма включений угловатая, нередко ромбовидная, в отдельных случаях заметны элементы внутренней огранки. Подавляющее большинство включений двухфазные: в светлой жидкости располагается маленький газовый пузырек, иногда подвижный при комнатной температуре. По морфологическим особенностям, размеру и расположению данные включения являются первичными или мнимовторичными. Криометрические исследования включений выявили интервал $-21.6 \div -20.9$ °С, что близко к эвтектике растворов простого состава: $\text{NaCl} + \text{H}_2\text{O}$ [Борисенко, 1977]. Температуры плавления последних кристаллических фаз $-16.8 \div -15.4$ °С. Это указывает на высокую соленость раствора: 18.3–19.8 мас. % NaCl -экв. (рис. 8.4а). Температуры гомогенизации включений этого типа составляют 142–171 °С.



8.3. Кальцитовый прожилок с сульфидной минерализацией в серпентинитах. Обр. ИО 5-16.



8.4. Результаты термобарогеохимических исследований растворов флюидных включений карбонатных жил во вмещающих серпентинитах Ишкининского колчеданного месторождения (обр. ИО 5-16): а) гистограмма концентрации солей; б) гистограмма температуры гомогенизации; в) график зависимости температуры гомогенизации флюидных растворов от их солености.

Включения второго типа преобладают, и для них характерны низкие содержания солей (не более 4.5 мас. % NaCl-экв.), очень близкие к солености морской воды (рис. 8.4а). Они расположены преимущественно по залеченным трещинкам, что свидетельствует об их мнимовторичном или вторичном происхождении. Размеры включений составляют, в среднем, 8–10 мкм, иногда до 15 мкм. Включения, как правило, двухфазные (жидкость + газовый пузырек), вытянутой формы, плоские, игольчатые. Газовый пузырек довольно крупный, при комнатной температуре практически неподвижный. Трехфазные включения второго типа (жидкость + газовый пузырек +

жидкость в газовом пузырьке) фиксируются реже. Температура оттаивания замороженной фазы в газовом пузырьке составляет $-56.4 \div -56.8^\circ \text{C}$, что позволяет отнести ее к углекислоте, а незначительные отклонения от эталонного значения тройной точки CO_2 (-56.6°C), позволяют предполагать малое содержание других примесей. Эксперименты показали, что жидкая углекислота в пузырьке гомогенизируется при температуре $34.0\text{--}34.5^\circ \text{C}$. Криометрические исследования показали, что температуры эвтектики водных растворов во включениях составляют $-19.7 \div -23.5^\circ \text{C}$. Наиболее часто отмечена температура -21.2°C , что соответствует солевой системе $\text{NaCl}+\text{H}_2\text{O}$ [Борисенко, 1977]. В единичных случаях можно предположить наличие трехкомпонентной солевой системы $\text{NaCl}+\text{KCl}+\text{H}_2\text{O}$ ($T_{\text{эвт}} -23.5^\circ \text{C}$). Плавление последних кристаллических фаз наблюдалось в интервале температур $-3.2 \div -0.5^\circ \text{C}$, что соответствует концентрации солей $0.8\text{--}4.5$ мас. % NaCl -экв.

По температурам гомогенизации среди включений второго типа с низкой соленостью можно выделить две группы (рис. 8.4б): «низко-» ($100\text{--}130^\circ \text{C}$) и «высокотемпературные» ($130\text{--}160^\circ \text{C}$). Наличие различных групп флюидных включений, хорошо отличающихся друг от друга как по концентрации солей в растворах, так и по температурам, отчетливо видно на диаграмме зависимости солености растворов от температур гомогенизации включений (рис. 8.4в).

Давление флюида, рассчитанное по температуре гомогенизации углекислотных включений, составляет $300\text{--}350$ бар [Реддер, 1987].

8.3. УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ КАРБОНАТОВ, СЕКУЩИХ ТАЛЬК-КАРБОНАТНЫЕ МЕТАСОМАТИТЫ

Количество флюидных включений в минералах из гнезд и карбонатных жил в тальк-карбонатных породах Ишкининского месторождения крайне ограничено. Крупные включения, тип и размеры которых удовлетворяли бы всем требованиям эксперимента, встречаются эпизодически. К сожалению, к настоящему времени необходимого количества анализов, исключающего влияние статистической ошибки, не набрано. Поэтому полученные результаты могут рассматриваться только как предварительные.

Под микроскопом в зернах карбонатов хорошо различимы два типа включений. *Первые (первичные и мнимовторичные)* встречаются крайне редко, расположены неравномерно и не образуют групповых скоплений. Включения имеют ромбическую или близкую к ней форму. В большинстве случаев присутствуют элементы внутренней огранки. Включения двухфазные (жидкость + газ). Газовый пузырек, как правило, подвижен и составляет $10\text{--}15\%$ от общего объема включения. Размеры включений не превышают 8 мкм. *Включения второго типа (вторичные)* более распространены в жилах и слагают широкие параллельные полосы, секущие зерна карбонатов по спайности. Включения удлинено-трубчатой или округло-овальной формы, как правило, расшнурованы и осложнены многочисленными отростками. Подавляющее большинство включений однофазные (жидкость), двухфазные (жидкость + газ) встречаются реже. Размеры включений порядка $3\text{--}5$ мкм, в отдельных случаях – до $10\text{--}12$ мкм.

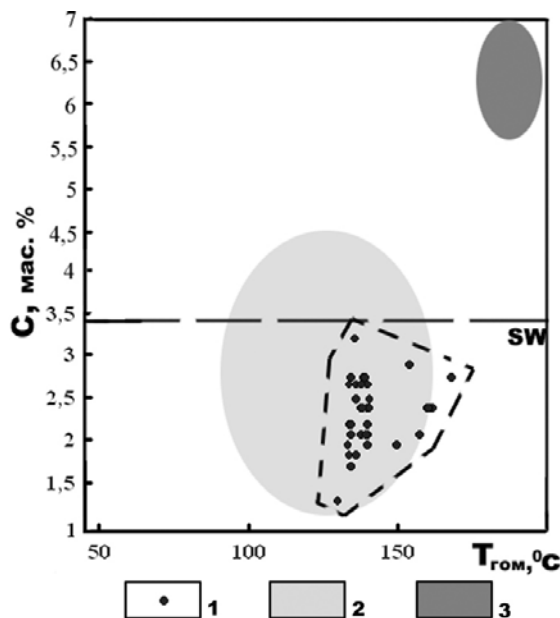
По данным криометрии включений первой группы интервал температур эвтектики растворов составляет $-22.7 \div -20.4^\circ \text{C}$ с небольшим пиком -21.2°C . Данные

параметры практически не отличаются от полученных для флюидных включений из руд и предполагают наличие солевой системы $\text{NaCl}+\text{H}_2\text{O}$ [Борисенко, 1977]. Концентрация растворов, определенная по температурам плавления последних кристаллических фаз во включениях первого типа, варьирует в пределах 1.2–4.5 мас. % NaCl -экв., причем большинство включений имеет соленость близкую к солености морской воды. По температуре гомогенизации флюидных включений, как первого, так и второго типов, выделяются два температурных интервала: 120–160 °С и 100–120 °С. Более высокотемпературный интервал связывается с гидротермальными растворами, приведшими к образованию метасоматических пород. Второй же, очевидно, характеризует вторичные изменения, произошедшие уже после формирования пород.

8.4. УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ СУЛЬФИДНО-КВАРЦ-КАРБОНАТНЫХ ЖИЛ, СЕКУЩИХ БАЗАЛЬТЫ

Для изучения флюидных включений был использован образец сульфидно-кварц-карбонатной жилы (№ 190/203.2) из скважины 190, пробуренной на Юлбаровском рудопроявлении [Анкушева, 2006]. Кварц и кальцит образуют почти перпендикулярные оси зерна прожилки мощностью 2–5 см в брекчированных базальтах. В центральной части жилы находятся гнезда халькопирита и кристаллы пирита размером 0.5–10 мм. Между кварцем и пиритом обнаружены индукционные поверхности совместного роста. В жилке также обнаружены пустоты, заполненные кристаллическим кварцем с размером выделений до 2 мм. Кроме того, кварцевые и сульфидные агрегаты заполняют интерстиции между обломками в брекчированных хлоритизированных базальтах.

Наибольшее количество флюидных включений приурочено к крупным однородным зернам кварца, а некоторые наблюдаются в краевой части зерен кварца вблизи контакта с хлоритом. Первичные флюидные включения имеют размеры 5–10 мкм, овальную или округлую форму. Большинство включений двухфазные (прозрачная жидкость + газовый пузырек), редко встречаются включения с третьей фазой (CO_2 ?), распознаваемые



в краевой части зерен кварца вблизи контакта с хлоритом. Первичные флюидные включения имеют размеры 5–10 мкм, овальную или округлую форму. Большинство включений двухфазные (прозрачная жидкость + газовый пузырек), редко встречаются включения с третьей фазой (CO_2 ?), распознаваемые

8.5. Соотношение солености раствора во включениях и температур их гомогенизации из кварца Юлбаровского рудопроявления.

1 – кварц Юлбаровского рудопроявления; 2 – кальцит Ишкининского месторождения [Юминов и др., 2002]; 3 – минералы гидротермального поля Рейнбоу [Симонов и др., 2000]. SW – соленость морской воды.

мые по поведению при гомогенизации (пузырек увеличивается в объеме, постепенно занимая все пространство включения). Газовый пузырек составляет 10–15, реже до 20 % объема включения.

Было проведено 50 экспериментов. Содержимое включений замерзает при температурах $-43.3 \div -49$ °С. По температурам эвтектики ($-23.7 \div -23.9$ °С) можно сказать, что в системе присутствуют соли NaCl с примесью KCl [Борисенко, 1977]. Температуры плавления льда во включениях составляют $-1.0 \div -2.5$ °С, что соответствует концентрациям солей в растворах 1.3–2.7 мас. % NaCl-экв., близким к таковым в морской воде. Температуры гомогенизации включений составили, в среднем, 130–140 °С (рис. 8.5), единичные включения гомогенизировались при температурах 160–170 °С.

8.5. УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ КАРБОНАТОВ В ОФИКАЛЬЦИТОВЫХ БРЕКЧИЯХ

Для определения условий образования офикальцитовых брекчий, были проведены термобарогеохимические исследования карбонатного цемента из различных типов брекчий Ишкининского и Дергамышского рудных полей [Артемьев, Анкушева, 2009].

В *I типе брекчий* из Ишкининского рудного поля исследовался молочно-белый крупнозернистый кальцит с размером зерен до 2 мм, который цементирует обломки серпентинитов размером до первых сантиметров. Для исследований использовались двухфазные включения размером 8–12 мкм, состоящие из водного раствора и газового пузырька, часто имеющие форму отрицательных кристаллов, что указывает на их первичную природу. Количество включений незначительно.

В результате криометрических исследований интервал температур эвтектики растворов во включениях составил $-22.0 \div -20.4$ °С, что наиболее характерно для солевой системы NaCl+H₂O [Борисенко, 1977]. Соленость, определенная по температуре плавления льда составила 3.5–4 мас. % NaCl-экв. Температура гомогенизации оказалась довольно высокой и составила 200–280 °С, что свидетельствует в пользу их более раннего образования из высокотемпературных растворов.

Флюидные включения во *II типе офикальцитов* исследовались на Дергамышском рудном поле, так как здесь цемент характеризуется незначительными включениями гематита. Первичные включения размером 4–8 мкм были зафиксированы в молочно-белом кальците из базального цемента, переходящего местами в кокардовые обрастания и секущего обломки и розовый карбонат. Размер кристаллов кальцита достигает 0.5 мм. Кокардовые обрастания белого кальцита располагаются вокруг «островков» розового кальцита с обломками желтых серпентинитов размером до 1.5 см. Мощность зон белого карбоната составляет 6–8 мм.

Температуры эвтектики флюидных включений этого типа составили $-22.3 \div -21.8$, что указывает на систему NaCl+H₂O [Борисенко, 1977]. Соленость составила 2.0–4.5 мас. % NaCl-экв. (в среднем, 3.7 мас. %), температуры гомогенизации от 110 до 160 °С.

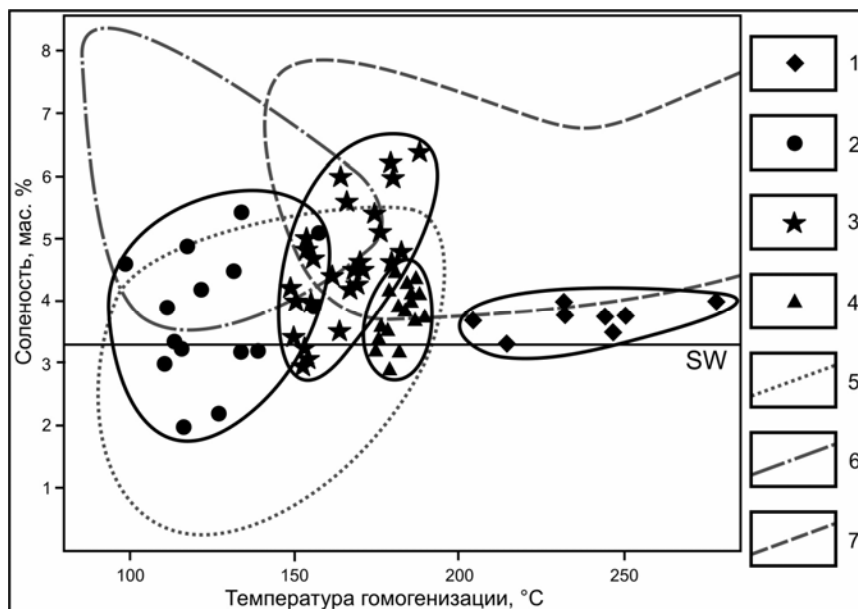
Молочно-белый карбонат в *III типе офикальцитовых брекчий*, отобранных на Ишкининском рудном поле, характеризуется наиболее значительным количеством включений. Прозрачные кристаллы кальцита размером до 0.1 мм слагают кокардовые обрастания в цементе, переходящие в прожилки. Мощность зон с молочно-белым кальцитом (без гематита) достигает 3–5 мм. Двухфазные включения размером

6–10 мкм, состоящие из водного раствора и газового пузырька, имеют форму отрицательных кристаллов.

Температуры эвтектики флюидных включений характеризуются интервалом $-22.4 \div -20.2$, также характерной для системы $\text{NaCl}+\text{H}_2\text{O}$ [Борисенко, 1977]. Соленость составила 3.0–6.4 мас. % NaCl -экв (в среднем, 4.5 мас. %), температуры гомогенизации лежат в пределах 150–190 °С.

Кроме того, были исследованы флюидные включения в кальците из жил, интерпретируемых как подводящие каналы при формировании офикальцитовых брекчий III типа. Эти жилы локализованы в центральной части Ишкининского рудного поля, характеризуются мощностью до 2 м и секут серпентиниты и тальк-карбонатные метасоматиты. Для исследований из жил был отобран молочно-белый кальцит, часто с желтоватыми налетами гидроксидов железа на поверхности с размером кристаллов 0.1–0.3 мм. Он содержит двухфазные включения размером 6–12 мкм, состоящие из водного раствора и газового пузырька и имеющие форму отрицательных кристаллов.

Температуры эвтектики характеризуются интервалом $-20.6 \div -19.7$, соответствующим раствору $\text{NaCl}+\text{H}_2\text{O}$ [Борисенко, 1977]. Соленость растворов составила 3.2–4.5 мас. % NaCl -экв. (в среднем, 3.8 мас. %), температуры гомогенизации изменяются в интервале 170–210 °С. Полученные данные сходны с результатами исследований III типа брекчий (рис. 8.6).



8.6. Соотношение солености раствора во включениях и температур их гомогенизации из карбоната офикальцитов.

1–4 – офикальциты ГУРа: 1 – I тип (Ишкининское месторождение); 2 – II тип (Ишкининское и Дергамышское месторождения); 3 – III тип (Ишкининское месторождение); 4 – карбонатные жилы (Ишкининское месторождение); 5 – карбонатные прожилки с сульфидной минерализацией Ишкининского месторождения [Юминов и др., 2002]; 6 – карбонатный матрикс офикальцитов Квебекских Аппалач [Chi, Lavoie, 2000]; 7 – ангидрит-сульфидная минерализация гидротермального поля Рейнбоу в ультрамафитах [Бортников и др., 2004]. SW – средняя соленость морской воды при нормальных условиях (25 °С).

Таким образом, в формировании офикальцитовых брекчий принимали участие гидротермальные растворы, имеющие, преимущественно, хлоридно-натриевый состав. Соленость растворов составила, в среднем, 3–5 мас. % NaCl-экв., что близко к солености морской воды. По температурам гомогенизации флюидных включений установлено, что наиболее высокотемпературными являются ранние серпентинит-карбонатные брекчий I типа ($T_{\text{гом}}$ 200–280 °C), формировавшиеся под поверхностью морского дна. Офикальцитовые постройки (II тип), отлагавшиеся на океаническом дне, образовались при более низких температурах ($T_{\text{гом}}$ 100–160 °C). Офикальцитовые брекчий III типа, формировавшиеся также в придонных условиях ($T_{\text{гом}}$ 150–190 °C), и их подводящие каналы, выраженные в настоящее время крупными карбонатными жилами (мощностью до 2 м), имели более высокую температуру образования ($T_{\text{гом}}$ 170–210 °C). Эти данные сходны с результатами проведенных термобаро-геохимических исследований флюидных включений в минералах сульфидных кварц-карбонатных жил на рудных полях [Юминов и др., 2002; Анкушева, 2006]. Наличие значительного количества граната в офикальцитах III типа, ассоциирующих с обломками тальк-карбонатных пород и кварцевых жил, говорит об его формировании при температурах 150–190 °C. Аналогичные температуры (190 °C) образования граната получены и для офикальцитовых брекчий Альп и Апеннин [Peters, 1965; Geloni, Gianelli, 2007].

Результаты проведенных термобарогеохимических исследований минералов в рудах и породах на кобальт-медноколчеданных рудных полях показывают сходство физико-химических параметров растворов и свидетельствуют о том, что в формировании минералов принимали участие растворы с концентрациями солей, близкими к солености морской воды. Среди солей в составе растворов отмечается явное преобладание NaCl, а температуры соответствуют установленным на современных сульфидных гидротермальных полях.

Глава 9. ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ СУЛЬФИДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ, АССОЦИИРУЮЩИЕ С УЛЬТРАМАФИТАМИ СКЛАДЧАТЫХ ПОЯСОВ И РИФТОВ СОВРЕМЕННЫХ ОКЕАНОВ

Открытие современных гидротермальных полей с сульфидными залежами на ультрамафитах в Срединно-Атлантическом хребте (САХ) в начале 90-х гг. XX в. поставило вопрос об их возможных древних аналогах на континентах. Поскольку рудообразование происходит в настоящее время, то геодинамическая позиция и условия образования гидротермальных полей известны. Обзор литературы показывает, что складчатые пояса также содержат разнообразные сульфидные месторождения, ассоциирующие с ультрамафитами. В связи с большим разнообразием месторождений их формационная принадлежность и вопросы условий образования являются предметом дискуссий, поэтому возникла необходимость в освещении сложившейся к настоящему времени ситуации.

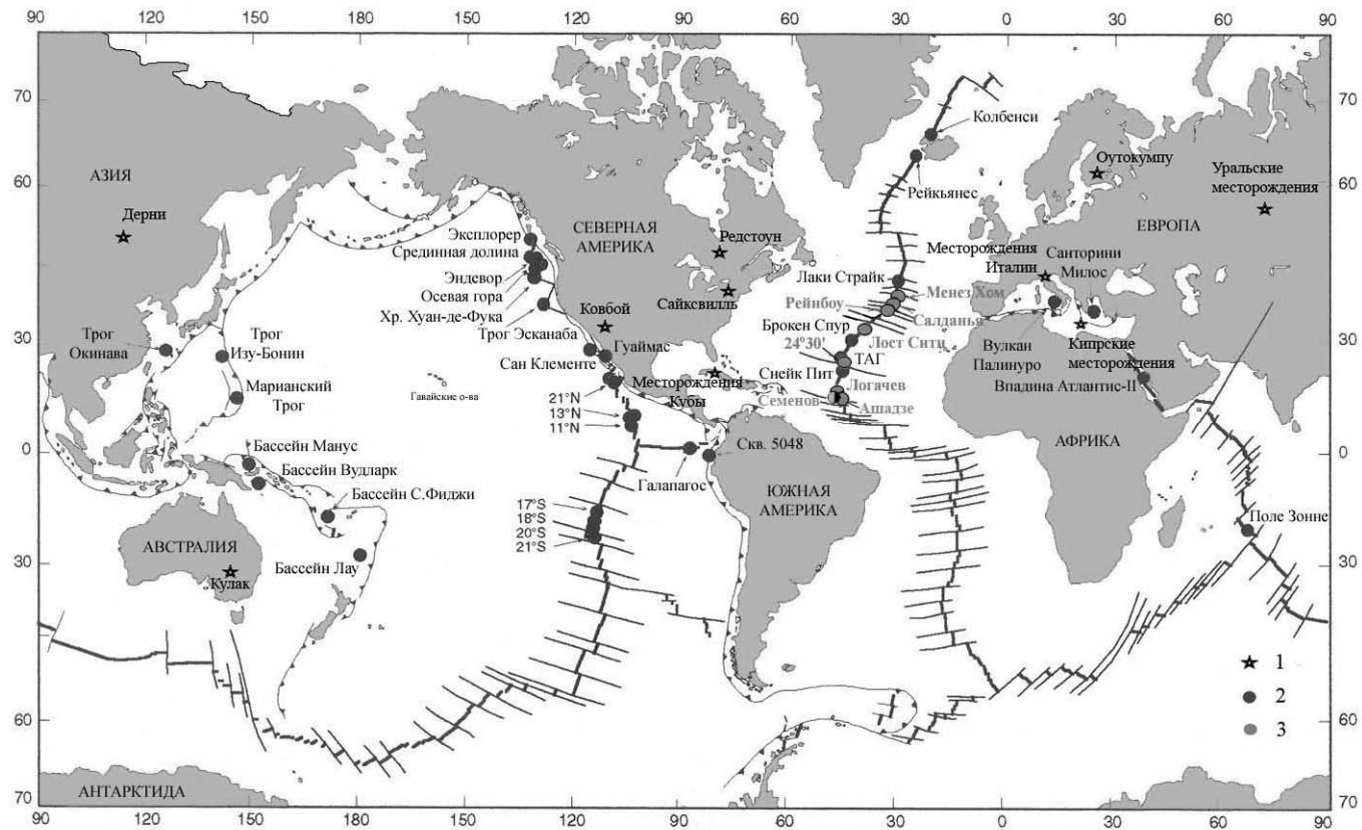
9.1. МЕСТОРОЖДЕНИЯ В ДРЕВНИХ СКЛАДЧАТЫХ ПОЯСАХ

Поиски аналогов кобальт-медноколчеданных месторождений Южного Урала в других рудных провинциях мира были предприняты геологами производственных организаций еще в период разведки месторождений.

Л. Я. Меламуд [1940ф] приводит наиболее полное для того времени сравнение Ишкининского месторождения с различными объектами Урала и других регионов мира. Им отмечается множество мелких проявлений медной и кобальтовой минерализации в серпентинитах в зоне Главного Уральского разлома, а также месторождений меди в третичных серпентинитах Греции, никеля в Западной Японии (рудник Натеуме) и медно-кобальтовых руд в серпентинитах США (Ковбой). Аналогом Ишкининского месторождения Л. Я. Меламуд считал месторождение медно-кобальтовых руд Ковбой, штат Орегон. На этом месторождении руда находится вдоль сбросовой зоны в серпентинитах в виде серии линзовидных тел. Максимальная длина рудных линз 50–60 м, мощность до 2.5 м; по падению они прослежены на 50 м. Состав руд: кобальтин, халькопирит, кубанит, сфалерит и пирротин, малахит, куприт, тенорит [Меламуд, 1940ф].

Сравнивая южно-уральские кобальт-медноколчеданные месторождения с возможными аналогами, К. Д. Субботин [1941ф] отметил их явную связь с участками земной коры с серпентинитовыми телами не только на Урале (Южный и Северный Юлук, Пышминско-Ключевское, Зюзельское, Сугурское, Дегтярское и другие месторождения), но и в Северной Африке (Бу-Аззер) и Финляндии (Оутокумпу).

Представленный ниже обзор гидротермальных кобальтсодержащих сульфидных месторождений мира показывает их приуроченность к разновозрастным ультрамафитам складчатых поясов (рис. 9.1). Общими чертами для этих месторождений являются их расположение в зонах разломов, принадлежность вмещающих ультрамафитов к фрагментам коры океанического типа, вовлеченным в поздние коллизионные процессы, и Co- или Ni-специализация руд.



9.1. Расположение сульфидных месторождений, связанных с ультрамафитами складчатых поясов Мира (1), и современных гидротермальных полей в Мировом Океане, ассоциирующих с вулканитами (2) и ультрамафитами (3).

Составлено с использованием [Медноколчеданные..., 1988; 1992; Prokin, Buslaev, 1999; Candela et al., 1989; Peltola, 1978; Robinson, Hutchinson, 1982; Wang et al., 2000; Foose et al., 1985; Thalmammer et al., 1986; Ashley, 1973; Koski, Derkey, 1981; Auclair et al., 1993; Гидротермальные..., 1993; Богданов, 1997; Fouquet et al., 1998; Barriga et al., 1998; Kelly et al., 2001; Beltenev et al., 2003; 2004; 2005; 2007; Батуев и др., 2004; Черкашев, 2004].

Таблица 9.1

Минералогическая характеристика типовых гидротермальных сульфидных месторождений складчатых поясов, ассоциирующих с ультрамафитами

Группа	Примеры месторождений	Рудные минералы		
		Главные	Второстепенные	Редкие
I	Ишкининское (Южный Урал), D ₁	Пирротин, пирит, халькопирит	Пентландит, виоларит, макинавит, арсенопирит, кобальтин, герсдорфит, никелин, раммельсбергит, крутовит, магнетит, хромит	Сфалерит, леллингит, сафлорит, золото, раклиджит
	Ивановское (Южный Урал), D ₁		Марказит, сфалерит, пентландит, виоларит, макинавит, глаукоцит, аллоклазит, хромит, магнетит, ильменит	Валлериит (?), миллерит (?), никелин, борнит, рутил, пильзенит, золото
	Дергамышское (Южный Урал), D ₁	Пирит, марказит, халькопирит	Сфалерит, пирротин, виоларит, кубанит, макинавит, магнетит	Хромит, ильменит, валлериит, кобальтин, арсенопирит, кобальтин, никелин, герсдорфит, золото
	Истен Металс (Канада), PZ ₁ [Auclair et al., 1993]	Пирит, халькопирит, полидимит, миллерит	Галенит, сфалерит, арсенопирит, кобальтин	Кубанит, теннантит, герсдорфит, леллингит, магнетит
	Кулак (Австралия)*, PZ ₂ [Ashley, 1973]	Халькопирит, кубанит, сфалерит, пирит, пирротин	Галенит, никелин, маухерит, арсенопирит, магнетит, висмут, висмутин, тетраэдрит, тетрадимит (?), брейтгауптит, макинавит, халькозин, дигенит, борнит, миллерит, зигенит, пентландит	
	Лаксия ту Мавру (Кипр)*, MZ [Foose et al., 1985; Thalmammer et al., 1986]	Пирротин, пентландит, халькопирит, кубанит, леллингит, хромит	Магнетит, пирит, маухерит, валлериит	Золото
	Певкос (Кипр)*, MZ [Foose et al., 1985; Thalmammer et al., 1986]	Пирротин, пентландит, халькопирит, кубанит, маухерит, магнетит, хромит, валлериит	Борнит, сфалерит, вестервеллит, герсдорфит, кобальтин	Ильменит, рутил, молибденит, орегонит, макинавит, графит, золото

Окончание табл. 9.1

Группа	Примеры месторождений	Рудные минералы		
		Главные	Второстепенные	Редкие
	Ковбой, Мейбл (США), PZ ₃ или MZ ₁ [Koski, Derkey, 1981]	Пирротин, халькопирит	Сфалерит, кубанит	Пирит, кобальтин
	Апеннинские месторождения, J [Zacarini, Garuti, 2008]	Пирит, пирротин, халькопирит, сфалерит	Золото, уранинит, магнетит, хромит, циркон, гематит, марказит	
II	Дерни (Китай), PR [Wang et al., 2000]	Пирит, пирротин, халькопирит, сфалерит, магнетит	Кобальтпентландит, шпинель, марказит	
	Редстоун, Лангмуир, Макуоттерс, Харт (Канада), PR [Robinson, Hutchinson, 1982]	Пирит, пирротин, пентландит	Халькопирит, миллерит, виоларит, герсдорфит, никелин, магнетит	
III	Рудный узел Оутокумпу (Финляндия), PR [Peltola, 1978; Минеральные..., 1982; Рыбаков, 1987]	Пирит, пирротин, халькопирит, сфалерит	Галенит, кубанит, макинавит, линнеит, кобальтпентландит, кобальтин, герсдорфит, цинкениит, станнин, молибденит, хромит, магнетит, валлериит, графит, золото	
	Сайксвилль (США), Rf-PZ ₁ [Candela et al., 1989]	Халькопирит	Кобальтоносный (Со до 2.45 мас. %) пирит, сфалерит, зигенит, борнит, идаит, ковеллин	
IV	Маукское (Средний Урал), PZ ₁ [Контарь, Либарова, 1997; Сафина, 2008; 2009]	Пирит, пирротин, халькопирит, сфалерит	Марказит, галенит, арсенопирит, теннантит, магнетит, кубанит, валлериит (?), макинавит, грейгит, гематит, ильменит	Молибденит, раклиджит, золото, серебро
	Пышминско-Ключевское (Средний Урал), PZ ₁ [Мурзин, Викентьев, 2005]	Пирит, пирротин, халькопирит, магнетит	Кобальтин, кубанит, валлериит, пентландит, линнеит, молибденит, гематит	Никелин, миллерит, ильменит, золото, сфалерит, кобальтпентландит, макинавит, зигенит, гессит, аргентопентландит, мелонит, уранинит, урановая чернь и ортит

Примечание. 1) * – рудопроявления. 2) Указанный возраст соответствует возрасту рудовмещающих комплексов.

По отношению руд к ультрамафитам месторождения можно разделить на «автохтонные», в которых образование руд непосредственно связано с ультрамафитами, и «аллохтонные», где руды не залегают в ультрамафитах, но последние присутствуют в геологическом разрезе. По типам ультрамафитов и приуроченности к ним руд месторождения были разделены на группы, обладающие определенными геохимическими и минералогическими особенностями.

Минералогия типичных и наиболее известных месторождений и рудопроявлений сведена в таблицу 9.1. Если в литературном источнике имеется информация о принадлежности рудных минералов к вмещающим породам либо различия в минералогии разных рудных зон месторождений, то это дополнительно отражено в описании месторождений.

Тип I. Месторождения в альпинотипных ультрамафитах

Данные объекта характеризуются принадлежностью вмещающих ультрамафитов к дунит-гарцбургитовой формации, залеганием руд в серпентинитах и апосерпентинитовых метасоматитах, высокими содержаниями кобальта (0.06–10 %) и никеля (0.06–1.7 %) в рудах и обширной As-содержащей минерализацией. Наиболее изученными среди них являются описанные в настоящей монографии раннедевонские рудные поля на южном фланге зоны Главного Уральского разлома (Ишкининское, Ивановское и Дергамышское) и мезозойские рудопроявления района Лимассол Форест (Лаксия ту Мавру и Певкос) на Кипре [Foose et al., 1985; Thalhammer et al., 1986]. Многочисленная мышьяксодержащая минерализация (табл. 9.1) позволяет сравнивать эти объекты с гидротермальными Au-содержащими никель-кобальтовыми месторождениями рудного узла Бу-Аззер (Марокко), залегающими в ультрамафитах, краткое описание которых приводится в этом же разделе.

Россия. В метаофиолитах среднего рифея Сысертско-Ильменогорского выступа на Южном Урале отмечаются рудопроявления и мелкие месторождения, приуроченные к апосерпентинитовым породам и контактам с метаморфическими породами [Контарь, Либарова, 1997; Контарь, 2001].

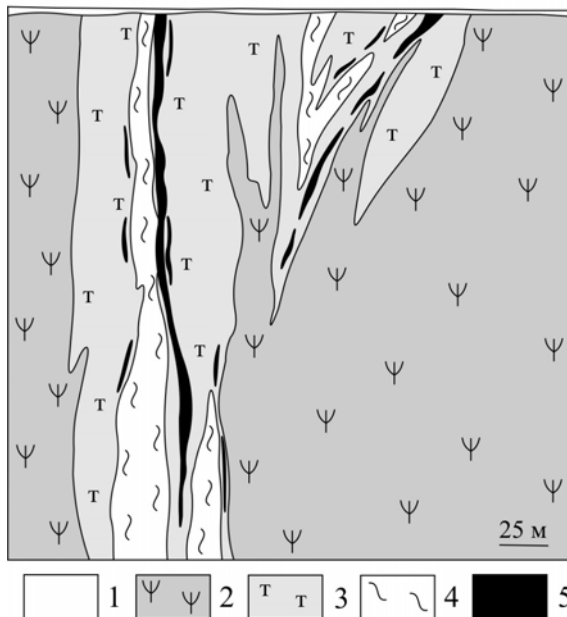
Карасьегогорское рудопроявление представлено линзой мощностью 1–2.5 м и длиной 70–80 м из вкрапленных сульфидов (пирита, пирротина, халькопирита и пентландита), залегающей в апосерпентинитовых тремолитовых сланцах среди кристаллических сланцев сайтовской серии [Контарь, Либарова, 1997; Контарь, 2001]. Содержания рудных элементов составляют (%): Cu – 4–15, Ni – до 1.7, Co – 0.2.

Чебаковское месторождение приурочено к трещиноватым, катаклазированным, рассланцованным серпентинитам, подверженным тремолитизации и антигортитизации [Контарь, Либарова, 1997; Контарь, 2001]. На месторождении выявлено 5 рудных тел мощностью 0.4–6.5 м и протяженностью до 250 м. Массивные и вкрапленные руды состоят из пирита, халькопирита, магнетита, пирротина, реже пентландита, миллерита и линнеита. Руды содержат (%): Cu – 13.69, Zn – 0.13, Ni – 0.88, Co – 0.06; Au – 1.2 г/т.

Сульфидное оруденение в клинопироксенитах Хабаровинского массива на Южном Урале представлено вкрапленностью пирротина с незначительной примесью халькопирита и пентландита [Варлаков, 1978]. Содержание сульфидов в породе составляет 2–5 %. По отдельным штучным пробам содержание Ni достигает 0.6 % (среднее 0.3 %), Cu – 1 % (среднее 0.1 %). **Горюнское рудопроявление**, приуроченное к дунитам Хабаровинского массива, представлено вкрапленностью пирротина, пентландита, халькопирита и магнетита [Варлаков, 1978]. По минеральному составу здесь выделяют магнетит-пентландит-пирротиновые и магнетит-пентландитовые руды. Содержание в рудах Ni составляет 0.33 %, Cu – 0.15 %, Co – 0.02 %.

СЗ

ЮВ



9.2. Разрез месторождения Истен Металс, Канада, по [Auclair et al., 1993] с упрощениями.

1 – четвертичные отложения; 2 – серпентиниты; 3 – карбонатизированные и оталькованные серпентиниты, тальк-карбонатные метасоматиты, листвениты и бирбириты; 4 – черные сланцы; 5 – рудные тела.

Многочисленные точки гидротермальной сульфидной минерализации в ультрамафитовых массивах отмечены в офиолитах Саян – *Арлык-Гольское, Озерное, Контактное, Саган-Сайрское, Хуша-Гольское, Борнитовое рудопроявления, участки Верхне-Саган-Сайрский,*

Плоский, Шумацкий, Борто-Гол и др. [Левицкий и др., 1962ф]. В основном, оруденение залегает в серпентинитах, рудная минерализация представлена прожилково-вкрапленными сульфидами (пирротин, миллерит, халькопирит, пирит), содержания Ni колеблются от 0.01 до 1.7 %, Cu – от 0.01 до 2.85 %, Co – от 0.01 до 0.18 %.

Канада. В южной части Квебекских Аппалачей известны медноколчеданные месторождения куроко, кипрского и бесси типов, а также месторождения сульфидно-арсенидных руд, ассоциирующие с серпентинитами [Auclair et al., 1993]. *Месторождение Истен Металс (Eastern Metals)* находится в зоне кембрий-ордовикского меланжа Св. Даниел (*St. Daniel*), интерпретируемого как фрагмент аккреционной призм и состоящего из пластин и блоков ультрамафитов, песчаников, вулканитов, гранитоидов, габбро. Серпентиниты вдоль контактов с осадочными породами превращены в тальк-карбонатные метасоматиты, листвениты и бирбириты (*birbirites*).

Контакт серпентинитов и графитовых сланцев маркируется зонами апосерпентинитовых метасоматитов, вмещающих оруденение (рис. 9.2). Зоны протягиваются с северо-востока на юго-запад на 250 м при ширине 5–25 м. Рудные тела прослежены до глубины 280 м. Содержания (%): Ni – 0.15–0.91, Cu – 1.52.

В серпентинитах встречается пентландит и магнетит, в тальк-карбонатных породах – магнетит, пентландит и пирротин, в лиственитах и бирбиритах – пирит, миллерит, гематит, арсенопирит, кобальтин и герсдорфит. Массивная минерализация двух рудных зон (Северной и Южной) отличается. Главными рудными минералами Северной рудной зоны являются пирит, полидимит и миллерит; редкими – магнетит, халькопирит, сфалерит, герсдорфит. Рудная минерализация Южной рудной зоны, главным образом, состоит из пирита и халькопирита с подчиненным значением арсенопирита, кобальтина, галенита и сфалерита. Редко встречается кубанит, леллингит и теннантит.

США. Месторождения *Ковбой и Мейбл* (*Cowboy и Mable*) находятся в северной части гор Клэмет (*Klamath*), Кордильеры, в районе Тэкилма (*Takilma*), штат Орегон, и приурочены к восточной части палеозойско-триасового складчатого пояса [Koski, Derkey, 1981]. Здесь обнажается тектонический меланж из мафит-ультрамафитовых пород, который относится к так называемым офиолитам Престон Пик (*Preston Peak*). Минерализация (см. табл. 9.1) на месторождениях представлена агрегатами близко расположенных округлых колчеданных «галек» («*boulders*») в сильно рассланцованных серпентинитах. Типичные текстуры руд – крупнозернистая, массивная, полосчатая. Серпентиниты также содержат незначительную прожилково-вкрапленную минерализацию, состоящую из пирротина и халькопирита.

Австралия. Лахланская (*Lachlan*) мегазона Тасманского складчатого пояса (штат Новый Южный Уэльс) характеризуется присутствием небольших ультрамафитовых массивов, в одном из которых описано *сульфидное рудопоявление без названия* [Ashley, 1973].

Силурийско-девонский (?) альпинотипный ультрамафитовый массив Кулак (*Coolac*) длиной 54 км и шириной до 3.5 км состоит преимущественно из серпентинизированных гарцбургитов. С запада к нему примыкают небольшие прерывистые верлит-габбро-диорит-трондьемитовые интрузии. Вдоль всей западной границы ультрамафиты контактируют с полосой нижнесилурийских толеитовых метабазалтов и глубоководных осадков, а также с силурийско-нижнедевонскими кислыми вулканическими и осадочными породами. С востока массив граничит с крупным телом силурийско-девонских гранодиоритов. Южное окончание ультрамафитового массива, а также комплекс осадочных пород и кислых вулканитов прорваны ранне-среднедевонскими гранитами.

Следствием тектонического контакта между серпентинитами и остальными породами на месторождении стали так называемые «реакционные зоны» (*reaction zones*) шириной до 10 м, представленные различными метасоматитами. Сульфидо-содержащие породы реакционных зон служили источником меди в 1890–1920 гг. Эти породы характеризуются взаимными прорастаниями сульфидов и арсенидов с нерудными минералами (см. табл. 9.1); присутствием хромита, идентичного по текстуре и составу таковому из вмещающих ультрамафитов.

Кипр. Район Лимассол Форест (*Limassol Forest*) в юго-восточном Кипре является одним из плутонических комплексов мезозойского офиолитового массива Троодос [Foosse et al., 1985; Thalmammer et al., 1986]. Его реститовая часть сложена тектонизированными нацело серпентинизированными гарцбургитами (90 %) и дунитами (10 %). Дуниты в виде линз и ксеноморфных тел располагаются на периферии гарцбургитов. Внутри дунит-гарцбургитового комплекса минерализация представлена небольшими месторождениями хризотил-асбеста, магнезита, хромита и Ni-Co-Cu сульфидов и арсенидов.

Ni-Co-Cu сульфидная и арсенидная минерализация сконцентрирована в двух рудопоявлениях – *Лаксия ту Мавру* (*Lakxia tou Mavrou*) и *Певкос* (*Pevkos*). Рудные тела представлены линзами, жилами, телами сложной морфологии и вкрапленниками сульфидов с подчиненным количеством арсенидов (см. табл. 9.1). Для руд Певкоса характерна жильная и вкрапленная текстуры, для проявления Лаксия ту Мавру – руды массивной текстуры. Содержания Co в рудах Певкоса варьируют от 0.05 до 0.36 %, Ni – от 0.35 до 4.85 %, Cu – от 0.31 до 3.32 %, Au – до 7.9 г/т [Foosse et al., 1985].

Италия. Офиолиты Тетиса в районе северных Апеннин содержат несколько колчеданных месторождений – *Монте Барденето* (*Monte Bardeneto*), *Монте Биан-*

ко I (*Monte Bianco I*) и **Реппия I** (*Reppia I*), которые залегают в виде пластообразных согласных тел в серпентинитовых брекчиях, перекрытых подушечными лавами базальтов (группа 1), и **Вигонзаго** (*Vigonzaigo*), **Ферриере** (*Ferriere*), **Гроппалло** (*Groppallo*), **Санта Мария** (*Santa Maria*), представляющие собой жильную минерализацию в серпентинитах (группа 2) [Zacarini, Garuti, 2008]. Содержания Co в рудах месторождений группы 1 варьируют от 0.059 до 2.7 %, Ni – от 0.26 до 1.04 %, Cu – от 0.55 до 5.08 %, Zn – от 0.01 до 0.17 %, Au – от 0.03 до 2.64 г/т. Содержания Co в рудах месторождений группы 2 составляют 0.1–0.6 %, Ni – 0.4–1.7 %, Cu – 0.03–8.67 %, Zn – 0.01–0.06 %, Au – 0.01–0.08 г/т.

Куба. В главном офиолитовом шве в Центральной Кубе в полосе серпентинитового меланжа Матансас известны колчеданные месторождения, залегающие в серпентинитах, а также таковые в блоках измененных базальтоидов, заключенных в серпентинитах [Абдулин и др., 1999].

Месторождение Соломон находится среди антигоритовых серпентинитов с небольшим количеством мелких тел габбро и габбро-пегматитов. Месторождение практически отработано, но имеются остатки окисленных халькопирит-пиритовых с пирротином руд. В 1 км к востоку от месторождения Соломон известна другая линза медно-сульфидных руд длиной около 30 м, залегающая в серпентинитах с массивными и полосчатыми сульфидными рудами. К другим объектам, также залегающим среди серпентинитов, относятся месторождения **Вихланте**, **Каридад** и **Елена**. Там же имеются объекты, например, **месторождение Маргот**, которые представляют собой ряд залежей медно-колчеданных руд в крупном блоке базальтоидов, заключенных в серпентинитах.

Марокко. Месторождения этого региона приурочены к верхнепротерозойскому офиолитовому массиву Бу-Аззер, обдуцированному на континентальную окраину [Leblanc, 1986]. Нижняя часть офиолитового разреза представлена дунитами и гарцбургитами, полностью серпентинизированными до процесса обдукции, с хромитовыми залежами, хризотил-асбестовыми жилами и редкими зонами, обогащенными сульфидами. Геологические разрезы через **рудный район Бу-Аззер** показывают, что структура рудных полей близка к антиформе (рис. 9.3) [Лебедев, 1998].

Рудные тела на месторождениях приурочены к собственно серпентинитам и контактам серпентинитов с кварцевыми диоритами, габбро и вулканитами [Leblanc, 1986]. Они характеризуются различной морфологией (жилы, рудные столбы, горизонтальные линзы, штокверки, карманы) и богатой минералогией. Главные рудные минералы – Co-Fe-Ni арсениды (скуттерудит) и диарсениды (саффлорит, леллингит и раммельсбергит), второстепенные – никелин, герсдорфит, аллоклазит, халькопирит, борнит, халькозин, молибденит. Реже наблюдаются никельскуттерудит, парараммельсбергит, маухерит, арсенопирит, глаукодот, пирит, миллерит, пентландит, сфалерит, галенит, золото, бреннерит. Локально встречаются мышьяк, висмут, висмутин, кобальтин, эмплектит, энаргит, линнеит, люционит, марказит, аурипигмент, полибазит, прустит, пираргит, пирротин, реальгар, серебро, теннантит, тетраэдрит, уранопинит и ксантоконит.

Предполагается, что во время серпентинизации (до завершения процесса обдукции) 80 % кобальта было сосредоточено в магнетите (до 3000 г/т) [Leblanc, 1986]. Выветривание серпентинитовых массивов привело к насыщению их кобальтом и никелем. Во время отложения кремнисто-карбонатной коры формации Амбед серпентиниты выщелачивались, магнетит окислялся и разрушался, давая необходимый кобальт. Главные кобальт-арсенидные рудные тела связаны с поздними Пан-Африканскими

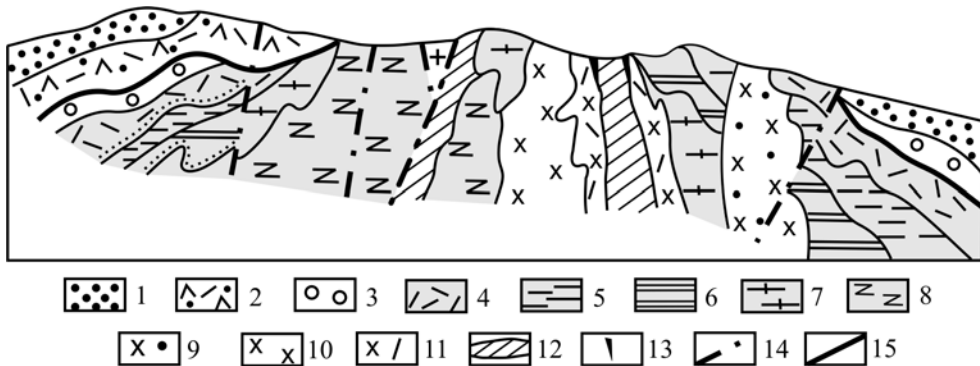


Рис. 9.3. Разрез месторождения Бу-Аззер, Марокко по [Лебедев, 1998] с упрощениями.

1–3 – вулканогенно-осадочные образования венда-нижнего кембрия: 1 – известковистые песчаники, алевролиты, 2 – дациты, андезиты, их туфы, 3 – доломиты, песчаники (соленосные); 4–8 – метаморфизованные образования докембрия: 4 – риолиты, дациты, их туфы, порфириды, 5 – филлиты, кварциты, конгломераты, 6 – флишоиды, андезиты, кварциты, доломиты, 7 – кристаллические сланцы, амфиболиты, кремнистые сланцы, андезиты, их туфы, конгломераты, 8 – ортогнейсы, мигматиты; 9–11 – интрузивные породы: 9 – диориты, кварцевые диориты, 10 – габбро-диориты, кварцевые диориты; 11 – диориты, габбро, микрогаббро; 12 – серпентиниты; 13 – положение рудных зон (внемасштабный знак); 14 – разломы; 15 – стратиграфическое несогласие.

структурами. Как один из источников мышьяка рассматриваются раннекембрийские игнимбриты района Бу-Аззер, обогащенные мышьяком (30–300 г/т). Эта гипотеза предполагает, что большинство Co-Ni-арсенидов кристаллизовалось под вулканическим осадком после его образования. В течение палеозоя весь Анти-Атлас перекрыт осадочной толщей мощностью до 10 км, повлиявшей на перекристаллизацию нижележащих кобальт-арсенидных рудных тел. Во время позднепалеозойских деформаций минерализация была брекчирована и в виде пламенивидных тел выведена с некоторыми серпентинитовыми пластинами в вулканический чехол.

Золото в рудах месторождений связывается с кобальт-арсенидной минерализацией, и предполагается, что источник золота – вмещающие серпентиниты и метасоматиты по ним.

Тип II. Месторождения в вулканических ультрамафитах

Данные месторождения разделены на две подгруппы: 1) месторождения, руды которых полностью залегают в протерозойских коматиитоподобных ультрамафитовых лавах (Дерни, Китай), и 2) объекты, руды которых залегают на контакте также протерозойских коматиитов и дацитов (Редстоун, Лангмуир, Макуоттерс и Харт, Канада). Месторождения обладают разными минералого-геохимическими особенностями: подгруппа 1 характеризуется высокими содержаниями цинка (до 7.28 %), низкими – никеля (до 0.04 %) и редкими Co-Ni-минералами; подгруппа 2, наоборот, имеет высокие содержания никеля (до 27 %), цинк не отмечается, Ni-минералы в рудах являются второстепенными. As-содержащие минералы в рудах этих месторождений редки (подгруппа 2) либо отсутствуют (подгруппа 1).

Китай. Крупное кобальт-медноколчеданное *месторождение Дерни (Derni)* находится на западе Китая в провинции Куингхай (*Quinghai*) [Wang et al., 2000]. Месторождение принадлежит складчатому поясу Аниемаквеншан (*Añyemaqenshan*)

в восточной части хребта Кунь-Лунь в зоне глубинного разлома Маквин-Ксигоу (*Maqin-Xiugou*).

Вмещающими породами для месторождения служат протерозойские ультрамафиты, которые тектонически совмещены с мезозойскими осадочными породами (песчаниками, известняками, мраморами). Ультрамафитовые вулканические породы состоят из трех основных разновидностей вулканических фаций, которые представляют собой полный цикл вулканической деятельности: серпентинизированные вулканические брекчии, ультрамафитовые метатифы (ранее, возможно, ультрамафитовая пирокластическая порода) и массивные серпентиниты (ранее, возможно, вулканическая лава или субвулканическая порода). Метасоматические изменения вмещающих пород выражены в главном образом, в серпентинизации и карбонатизации.

Содержание SiO_2 в ультрамафитовых вулканических породах Дерни – 37–39 мас. %, что соответствует вулканическим «перидотитам», или «коматиитоидам», $\text{MgO} > 35$ мас. %, $\text{CaO} < 1$ мас. %. Авторы отмечают сходство химического состава пород месторождения Дерни с коматиитами Карельского зеленокаменного пояса Финляндии и сильное отличие от интрузивных ультрамафитовых пород Норильского и Халатонгке (*Halatongke*) медно-никелевых месторождений по содержанию РЗЭ.

На месторождении выявлено 4 рудных тела пластинчатой и линзовидной морфологии, длиной более 1 км, шириной около 100 м и мощностью несколько десятков метров. Рудные тела имеют согласные контакты с вмещающими породами и смяты в те же складки, что и ультрамафиты. Разрез месторождения представлен «переслаиванием» продуктов мафического и ультрамафического вулканизма, но рудные тела встречаются только в ультрамафитах. Главное рудное тело сформировалось между образованием ультрамафитовых вулканических и пирокластических пород, поэтому предполагается, что эксгаляционная минерализация отлагалась во время вулканической активности.

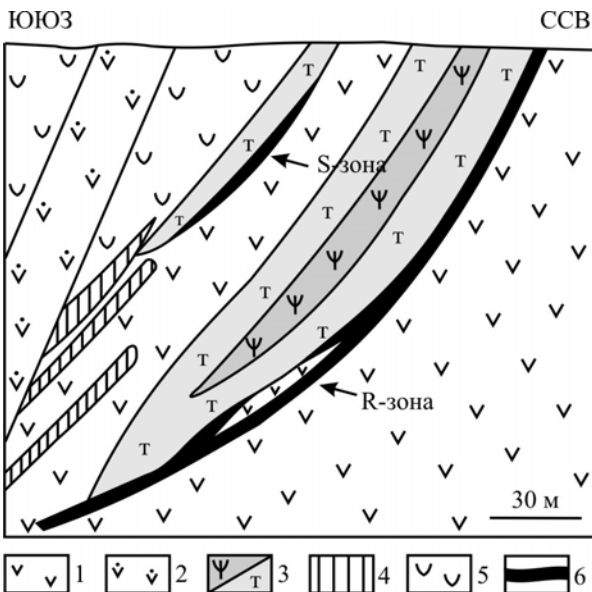
Руды месторождения характеризуются массивными и полосчатыми текстурами, меньшим распространением пользуются вкрапленные и брекчированные разновидности, редко встречаются сульфидные жилы. Основная структура – гипидиоморфно-зернистая с размером зерен сульфидов < 0.1 мм. Менее распространенными являются структуры растворения, метасоматического замещения, эмульсионная вкрапленность и решетчатые срастания. Минералогия руд отражена в табл. 9.1. Содержание главных элементов (%): Cu – 1.27 (до 10), Zn – 1.05 (до 7.28), Co – 0.089 (до 0.4), S – 31.9. Руды также содержат значимые концентрации Au (0.53 г/т), Ag (42.9 г/т) и низкие – Ni (0.04 %) и ЭПГ (Pt, Pd – около 0.01 г/т).

Канада. Докембрийский зеленокаменный пояс Абитиби вмещает несколько архейских никель-колчеданных месторождений, ассоциирующихся с ультрамафитовыми вулканиитами, или коматиитами – *Редстоун* (*Redstone*), *Лангмуир* (*Langmuir*), *Маквоттерс* (*McWatters*) и *Харт* (*Hart*) [Robinson, Hutchinson, 1982].

Месторождение *Редстоун* расположено в провинции Онтарио и приурочено к контакту дацитовых туфов и лав с коматиитовыми перидотитовыми потоками, оталькованными и карбонатизированными по краям (рис. 9.4). На месторождении выделено несколько рудных зон, главными из которых являются так называемые R и S зоны. Главная залежь принадлежит R-зоне, залегает согласно с вмещающими породами и представляет собой пласт мощностью от 4 до 6 м в раздувах. Руды характеризуются массивными, вкрапленными и сетчатыми текстурами.

9.4. Разрез месторождения Редстоун, Канада, по [Robinson, Hutchinson, 1982] с упрощениями.

1 – дацитовые туфы; 2 – диабазы; 3 – коматиитовые перидотиты/серпентиниты и тальк-карбонатные породы; 4 – слои массивных пирротина и пирита (sulfide-facies iron formation); 5 – коматиитовые потоки: от мафитовых до ультрамафитовых; 6 – рудные тела.



Массивные руды залегают на контакте дацитовых туфов и коматиитовых потоков. Главные рудные минералы массивных руд – пирит, пирротин, пентландит, второстепенные и редкие – миллерит, виоларит, магнетит, халькопирит, герсдорфит, никелин. Сетчатая текстура рудных агрегатов характерна для основания коматиитовых перидотитов. Здесь пентландит, пирит, халькопирит и миллерит образуют непрерывную сеть среди метасоматически измененных перидотитов.

Вкрапленные сульфиды (пентландит, пирит, магнетит) встречаются в базальной части коматиитовых перидотитов, однако в отличие от сульфидов магматических месторождений типа Камбалда (Австралия), количество вкрапленников не увеличивается прогрессивно к основанию коматиитов. Включения пентландита, герсдорфита, пирита и халькопирита также встречаются в дацитовых туфах под и над R-зоной.

Выделяется также ксенолитовая сульфидная минерализация, представленная Fe-Ni-сульфидами, которые содержат включения хлорита, биотита, актинолита и талька. Рудные ксенолиты рассланцованы, имеют сигмовидную форму и размер от нескольких миллиметров до 30 см в поперечнике.

Выделяется также ксенолитовая сульфидная минерализация, представленная Fe-Ni-сульфидами, которые содержат включения хлорита, биотита, актинолита и талька. Рудные ксенолиты рассланцованы, имеют сигмовидную форму и размер от нескольких миллиметров до 30 см в поперечнике.

Таблица 9.2

Химический состав руд месторождения Редстоун (по [Robinson, Hutchinson, 1982])

Зона	Ni	Cu	Rh	Pd	Pt	Ir	Os	Ru	Au	As
	%		мг/т							г/т
A	4–19	0.1–0.5	60–420	310–1625	50–860	35–325	33–335	180–1500	23–310	1020–3280
B	0.76–21	0.08–0.90	17–465	135–6020	85–1435	31–560	32–550	30–1025	43–2120	330–700
C	1–27	0.03–0.67	16–400	200–1230	105–3675	12–460	8–455	40–745	24–1300	10–720
D	4–8	0.12–0.16	62–110	880–915	225–445	38–155	22–180	20–310	190–730	24–44

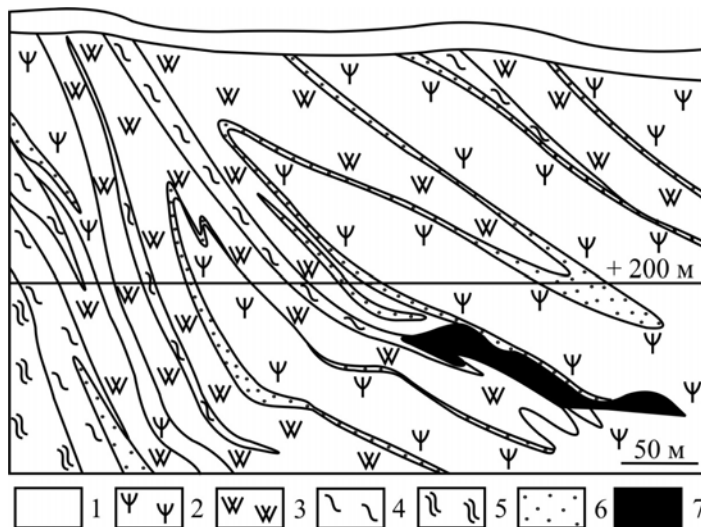
В рудах R-зоны с запада на восток выделены 4 минералогические зоны: А – пентландит-пирит-пирротиновая, В – пентландит-пиритовая, С – пентландит-пирит-миллеритовая, D – пентландит-пирит-виоларитовая. В этой рудной зоне пиритовые слои перемежаются с пентландит-пирротиновыми, что отражает первичную осадочную слоистость. Отмеченные типы руд в зонах характеризуются разным химическим составом в зависимости от минерального состава (табл. 9.2).

Тип III. Месторождения на контактах ультрамафитов и метаморфических сланцев.

Руды этих объектов, помимо Co-Ni-специализации, характеризуются медно-цинковым профилем (Zn до 1 %). Кобальт (до 1.4 %) и никель (до 0.5 %) в рудах, главным образом, концентрируются в сульфидах, As-содержащая минерализация редка. Наиболее изученными объектами этой группы являются месторождения рудного узла Оутокумпу, Финляндия [Peltola, 1978] и месторождение Сайксвилль, США [Candela et al., 1989].

Финляндия. Одним из ярких примеров сульфидных объектов, приуроченных к контакту раннепротерозойских ультрамафитов и других пород, является рудный узел **Оутокумпу**, состоящий из нескольких медноколчеданных месторождений (**Оутокумпу** (*Outokumpu*), **Вуонос** (*Vuonos*), **Риихилахти** (*Riihilahti*), **Михкали** (*Mihkali*) и др.).

Рудное поле Оутокумпу находится на западе Финляндии в Карельском складчатом поясе [Peltola, 1978]. Рудные тела на месторождениях залегают на контактах кварцитов, черных и слюдяных сланцев и серпентинитов (рис. 9.5). На контактах серпентинитов с другими породами постоянно отмечаются доломиты и скарновые породы с повышенными содержаниями хрома и никеля. На месторождении Риихилахти рудные тела и вмещающие породы прорваны дайками гранитов. В районе серпентинитового пояса Оутокумпу также описаны редкие metabазальтовые породы (пиллоу-лавы, гиалокластиты и т.п.) [Park, 1988], однако связь с оруденением не ясна.



9.5. Разрез месторождения Оутокумпу, Финляндия, по [Peltola, 1978] с упрощениями.

1 – четвертичные отложения; 2 – серпентиниты; 3 – кварциты; 4 – черные сланцы; 5 – слюдяные сланцы; 6 – доломиты и скарны; 7 – рудное тело.

Рудные тела представлены линзовидными или пластовыми залежами, согласно залегающими с вмещающими породами [Peltola, 1978]. Главными текстурами руд являются полосчатая и массивная. В полосчатой руде наблюдается переслаивание сульфидных и нерудных прослоев, смятых в складки. Рудные минералы перечислены в таблице 9.1. Содержания рудных элементов составляют (%): Cu – 3.5–4, Zn – 1, Co – 0.2–1.4, Ni – 0.0.2–0.5 [Рыбаков, 1987].

Россия. В Салдинском выступе в образованиях нижнепротерозойской метаофиолитовой ассоциации (Средний Урал) находится *Басьяновское рудопроявление* на контакте серпентинитов с гнейсами и амфиболитами и с хлоритизированными биотитсодержащими полосчатыми амфиболитами [Контарь, Либарова, 1997]. Прожилково-вкрапленные, густовкрапленные и массивные руды сложены пиритом, халькопиритом, пирротинном, сфалеритом и борнитом. В них содержится (%): Cu – 1.23–5.06, Ni – 0.05–0.15.

США. Рудный район *Сайксвилль (Sykesville)* в штате Мэрилэнд вмещает Fe-Cu-Co-Zn-Ni-минерализацию и принадлежит позднепротерозойско-раннепалеозойской формации Морган Ран (*Morgan Run*), которая интерпретируется как меланж и вмещает блоки метапелитов, амфиболитов, метаграувакков, метакварцитов и ультрамафитов [Candela et al., 1989]. Сульфидная минерализация встречается на контактах серпентинитов и метаосадков и тесно ассоциирует с полосчатыми железистыми кварцитами (*banded iron oxide-quartz rocks*). Смещение пелитового и ультрамафитового материала, а также присутствие обломочных хромшпинелидов в этих осадочных породах указывает на присутствие ультрамафитов на морском дне во время седиментации осадков.

Сульфиды (см. табл. 9.1) встречаются как вкрапленность или в виде линз, образующих полосы, параллельные слоям кварцитов. Во всех вмещающих сульфидное оруденение породах была найдена хромшпинель с содержаниями ZnO до 19 мас. % в корродированной оторочке. Это изменение хромшпинелида сопоставляется с ранней стадией образования сульфидной минерализации, отражающей введение цинка в систему и представленной ассоциацией сфалерита, халькопирита, пирита и зигенита.

Тип IV. Месторождения с пластинами безрудных ультрамафитов.

В эту группу можно отнести колчеданные месторождения разных формационных типов на Южном и Среднем Урале, в геологическом строении которых принимают участие пластины ультрамафитов, не содержащие рудные тела. Колчеданные залежи приурочены к метаморфизованным вулканитам, превращенным в различные сланцы. По сравнению со многими колчеданными месторождениями руды этих объектов характеризуются повышенными содержаниями Co (до 0.2 %) и Ni (до 0.2 %), которые, в основном, концентрируются в сульфидах. Из As-содержащей минерализации на некоторых месторождениях отмечаются редкие арсенопирит и кобальтин.

Сведения о группе Юлукских месторождений, относимых нами к этой группе, приведены в предыдущих главах.

Гумеровское месторождение расположено в 700 м к юго-востоку от пос. Юлдыбаево (Республика Башкортостан) и приурочено к той же формационной зоне, что и Юлукские месторождения. Вмещающими породами двух рудных линз являются кварц-хлоритовые и углисто-глинистые сланцы [Субботин, 1941ф]. Автор отмечает, что «отсутствие» на рудном поле тел серпентинитов объясняется недостаточной изученностью геологического строения в районе месторождения. Главный рудный минерал – пирит, второстепенные – халькопирит, сфалерит, марказит; также

отмечается присутствие арсенопирита и галенита, редких зерен касситерита. Содержание кобальта составляет 0.02–0.06 %.

Маукское месторождение, расположенное вблизи г. Маук Челябинской области, находится в самом узком месте Тагильской металлогенической зоны [Медноколчеданные..., 1988]. Месторождение приурочено к полосе зеленокаменных пород вблизи южного окончания Уфалейского массива гипербазитов. Пластообразные рудные тела залегают среди серицит-кварцевых, хлорит-кварцевых сланцев, амфиболитов. Местами выклинки рудных тел граничат с пластинами пироксенитов, внутри которых находятся тела гипербазитов. На месторождении выявлено 8 рудных тел. Главные, второстепенные и редкие минералы приведены в таблице 9.1. Содержание Ni в рудах 0.09 %, Co – 0.03 % [Контарь, Либарова, 1997]. Кобальт в рудах концентрируется в пирите (до 2.1 мас. %), никель – в кубаните (до 2.07 мас.%), грейгите (до 2.47 мас. %), пирротине (до 1 мас. %) [Сафина, 2008; Сафина, Котляров, 2009].

Дежарское месторождение находится в 35 км к юго-западу от г. Екатеринбург в максимально суженной части Тагило-Магнитогорского прогиба [Медноколчеданные..., 1988]. Единая залежь месторождения приурочена к комплексу вулканогенно-осадочных пород непрерывно дифференцированной риолит-дацит-андезит-базальтовой субформации и залегает на контакте метаморфизованных туфопесчаников дацитового состава и кварц-серицитовых сланцев. В непосредственной близости от рудного тела в пределах 100–200 м к западу на рудном поле проходит зона Серовско-Маукского разлома с пластинами ультрамафитов в лежачем боку месторождения. Несмотря на согласное залегание рудного тела с вмещающими сланцами, его структура осложнена складчатыми формами, флексурными изгибами, раздувами и пережимами. Руды делятся на массивные и вкрапленные. Главные рудные минералы – пирит, сфалерит, халькопирит, теннантит; редкие – галенит, арсенопирит, борнит, аргентит, самородное золото и серебро, теллуриды золота, магнетит, кубанит, халькозин, дигенит, станноидит, моусонит, рутил. Для месторождения отмечен тот же типоморфный комплекс химических элементов, как и для других месторождений уральского типа, но с обогащением кобальтом и сурьмой.

Сафьяновское месторождение, расположенное в 12 км к западу от г. Реж Свердловской обл., находится в Восточно-Уральской металлогенической зоне [Язева и др., 1992]. В геологическом строении месторождения принимают участие тектонические пластины гипербазитов, разнообразных вулканитов, известняков и углистых сланцев.

Режевский гипербазитовый массив является верхней тектонической пластиной, ниже которого залегают линзообразные рудные тела. Рудовмещающей толщей служат кремнекислые вулканы D₂e. На флангах рудных залежей кластогенные руды (как минимум, три пачки) переслаиваются с черными сланцами [Сафина, Масленников, 2005].

Руды месторождения делятся на штокверковые медные, сплошные колчеданные, вкрапленные медно-цинковые и богатые медные (рудные столбы) [Язева и др., 1992]. Сплошные колчеданные руды содержат Co до 0.013 %. Главные рудные минералы – пирит, халькопирит, сфалерит; второстепенные – теннантит, рутил, дигенит, энаргит, галенит; редкие – арсенопирит, пирротин, магнетит, теллуровисмутит, тетрадимит, гессит, кубанит (?), марказит, люционит, золото, фаза Bi₃Te₃S. Кобальт и никель в рудах концентрируются в глаукодоте (Co до 23.27 мас. %), арсенопирите (Co до 4.16 мас. %, Ni до 1.96 мас. %), теннантите (Co до 2.78 мас. %), пирротине (Co до

0.09 мас. %), пирите, замещающем арсенопирит [Язева и др., 1992; Масленникова, Масленников, 2007].

Пышминско-Ключевское месторождение, расположенное в 18 км к северу от г. Екатеринбург, залегает в субмеридиональной полосе палеозойских расчлененных вулканогенно-осадочных пород, которая рассматривается как северный фрагмент Присакмарской металлогенической зоны [Суслов, 2001]. Оруденение (см. табл. 9.1) находится в толще порфировых базальтов и андезибазальтов, хотя часть рудных тел заходит в ультрабазиты и их метасоматиты. Месторождение подверглось метаморфическим процессам, что выразилось в интенсивной пропилитизации, хлоритизации, лиственитизации в рудных зонах и будинаже, кливаже и смятии руд с образованием плейчатых и сланцеватых текстур [Мурзин и др., 2005].

Руды Пышминско-Ключевского месторождения являются единственными представителями колчеданного семейства, где выявлена минеральная форма нахождения ЭПГ – Pd-содержащий мелонит (до 1.8 мас. % Pd) [Еремин и др., 1997]. Также отличительной особенностью рудных зон месторождения является их ураноносность; из минералов урана отмечены уранинит, урановая чернь и ортит (см. табл. 9.1).

Содержания рудных элементов составляют (среднее, %): Cu – 1.6, Co – 0.03, Ni – 0.2; Au – 1 и Ag – 10 г/т [Контарь, Либарова, 1997; Мурзин, Викентьев, 2005]. Кобальт и никель концентрируются как в собственных минеральных фазах, так и как примесь в макинавите (Co до 7 мас. %), пирите и троилите (Co – до 2.7 и Ni – до 7.4 мас. %) [Мурзин, Викентьев, 2005].

9.2. СРАВНЕНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ДРЕВНИХ СКЛАДЧАТЫХ ПОЯСОВ

Относительно генезиса рассмотренных выше месторождений существовало множество точек зрения, которые освещены в главе 1. Преобладающей точкой зрения стало гидротермально-метасоматическое происхождение руд. Однако в последние годы исследователи установили такие текстурно-структурные особенности руд, которые также свидетельствуют и о гидротермально-осадочном образовании. Но в связи с большим разнообразием месторождений и разнородностью информации многие вопросы условий их образования являются дискуссионными.

Палеотектонические и геодинамические обстановки. Для Ишкининского, Ивановского и Дергамышского кобальт-медноколчеданных месторождений в палеотектоническом отношении обоснована приуроченность к нижнедевонской аккреционной призме, представленной ансамблем офиолитовых и островодужных тектонических пластин. Формирование месторождений связывается с субдукционным этапом развития Уральского складчатого пояса, а их преобразование – с коллизионным.

Фрагмент тектонического меланжа в районе канадского месторождения Истен Металс также интерпретируется как фрагмент аккреционной призмы, состоящей из пластин и блоков ультрамафитов, песчаников, вулканитов, гранитоидов, габбро [Auclair et al., 1993]. Для самого месторождения также предполагается, что рудная минерализация образовалась в два этапа. Ранний этап соответствует подъему ультрамафитов к поверхности в период обдукции, во время которого происходила серпентинизация, а после оталькование, карбонатизация и лиственитизация. Из рудных минералов образовались магнетит, пентландит, пирротин, пирит, миллерит, кобальтин, халькопирит, арсенопирит и герсдорфит. Поздняя стадия соответствует последующим деформационным (коллизионным) событиям, во время которых циркулировали гидро-

термальные растворы, и отложилась основная часть рудных минералов, включая магнетит, полидимит, миллерит, халькопирит, кубанит, сфалерит, арсенопирит, леллингит, галенит и теннантит.

Офиолиты района Престон Пик с месторождениями Ковбой и Мейбл интерпретируются как остатки незрелого островодужного комплекса, подстилаемого океанической литосферой [Koski, Derkey, 1981].

По данным исследователей офиолитовый массив Троодос, вмещающий сульфидно-сульфоарсенидные рудопроявления Певкос и Лаксия ту Мавру, представляет собой приподнятый сегмент верхнемеловой океанической литосферы, сформированной над субдукционной зоной [Thalmammer et al., 1986]. Другие исследователи предполагают, что образование этого массива происходило недалеко от пересечения типа хребет – трансформный разлом – хребет [Cann et al., 2001].

Обращает на себя внимание химический состав хромшпинелидов этих рудопроявлений. Несмотря на то, что обе точки находятся в одном ультрамафитовом массиве на удалении около 5 км друг от друга, состав хромшпинелидов довольно сильно отличается (Певкос и Лаксия ту Мавру соответственно, мас. %): Cr_2O_3 – 50–57 и 41–43, Al_2O_3 – 10–16 и 22–24, MgO – 8–11 и 10–13, $FeO_{общ.}$ – 20–24 и 18–21, TiO_2 – 0.08–0.17 и 0.13–0.14 [Thalmammer et al., 1986]. Хромистость ($Cr \cdot 100 / (Cr + Al)$) составляет 67–78 для хромшпинелидов из Певкоса (4 анализа) и 53–55 для Лаксии ту Мавру (2 анализа). И хромистость, и соотношение TiO к Al_2O_3 ставят хромшпинелиды из Певкоса в область перидотитов надсубдукционных зон, в то время как хромшпинелиды из Лаксии ту Мавру близки по характеристикам к таковым из перидотитов срединно-океанических хребтов.

В ультрамафитовом массиве Кулак гарцбургиты с ассоциирующим верлит-габбровым комплексом, толеитовыми метабазальтами и глубоководными осадками представляют собой разрез верхней части океанической коры [Ashley, 1973]. Вследствие деформаций и последующей обдукции структур окраинного моря на Австралийский кратон в нижнем девоне этот разрез был нарушен и вертикально развернут. Увеличение гарцбургитов в объеме и подъем их к поверхности в результате серпентинизации могли спровоцировать разрушение ассоциирующих с ультрамафитами пород и последующее их вовлечение в серпентиниты в качестве тектонических блоков. Эти контакты фиксируются резкими сульфидсодержащими так называемыми «реакционными зонами» и метасоматитами вдоль этих зон. Отмечается, что формирование этих реакционных зон происходило одновременно с процессом серпентинизации, т.е. при тех же РТ-условиях.

В доступных публикациях по этому массиву нет сведений о составе хромшпинелидов, которые могли бы указать на геодинамическую принадлежность ультрамафитов. Однако, дунит-гарцбургитовая ассоциация вмещающих ультраосновных пород предполагает их островодужный характер, поскольку альпинотипные ультраабазиты дунит-гарцбургитовой ассоциации являются реститами марианит-бонинитовых магм [Металлогения..., 1999].

Некоторые исследователи месторождения Оутокумпу считают, что вмещающие его серпентиниты являются деплетированными мантийными гарцбургитами [Kontinen et al., 2005]. По содержанию элементов-примесей, самария и ниодима, их развитие сопоставляется с развитием плюма в Фенноскандии между 2 и 1.95 млрд лет назад. Там же указывается, что мантийная часть комплекса рассекается мафическими дайками позднеархейского возраста, и серпентиниты наиболее вероятно представляют позднеархейскую субконтинентальную литосферную мантию, эксгумированную из-под Карельского кратона во время континентального раскола.

Формационная принадлежность месторождений тесно связана с палеогеодинамической обстановкой их образования. Так, некоторые исследователи относят Ишкининское, Ивановское, Дергамышское и Пышминско-Ключевское месторождения [Контарь, Либарова, 1997], а также месторождения Ковбой и Мейбл [Koski, Derkey, 1981] и Дерни [Wang et al., 2000] к колчеданным объектам кипрского типа. Авторы считают такое решение сомнительным, поскольку классические месторождения кипрского типа залегают среди толеитовых базальтов вне прямой связи с ультрамафитами [Constantinou, Govett, 1973], в то время, как, в частности, для южно-уральских кобальт-медноколчеданных месторождений была установлена связь с островодужными ультрамафитами и вулканитами. Для Пышминско-Ключевского месторождения также имеется указание на островодужный характер вмещающих его базальтоидов [Суслов, 2001]. С нашей точки зрения, гораздо удобнее характеризовать формации не собственными именами, а указывать их геохимическую специализацию. Поэтому исследованные месторождения предлагается относить к кобальт-медноколчеданной формации [Зайков и др., 2001; Зайков, 2006].

Рассмотренные колчеданные месторождения Южного и Среднего Урала, в геологическом строении которых в той или иной степени принимают участие ультрамафиты, принадлежат к разным типам медноколчеданных месторождений. Сафьяновское и Дегтярское месторождения относят к уральскому типу [Prokin, Buslaev, 1999]. Гумеровское месторождение одними исследователями относится к уральскому типу [Prokin, Buslaev, 1999], другими вместе с Юлукскими объектами оно сопоставляется с месторождениями кипрского типа [Контарь, Либарова, 1997]. Согласно этим двум литературным источникам Маукское месторождение является объектом кипрского типа. Более сложная ситуация наблюдается с Пышминско-Ключевским месторождением. Так, в классификации эндогенных рудных формаций кобальтовых и кобальтсодержащих месторождений [Борисенко и др., 1984] оно служит примером типовых месторождений для кобальтсодержащей сульфидной жильной рудной формации (класс гидротермальных, группа высоко-среднетемпературных кобальтсодержащих месторождений). Д. Л. Суслов [2001] считает, что оно представляет особый тип сульфидных медно-кобальтовых месторождений, характеризующихся платиноносностью, и сближает руды с медными рудами Мончегорского расслоенного плутона.

С генетической точки зрения актуальным для этих объектов является вопрос связи рудообразования с ультрамафитами, поскольку на всех этих объектах ультрамафиты являются тектоническими внедренными телами [Контарь, Либарова, 1997]. На наш взгляд, с присутствием ультрамафитов на рудных полях может быть связано обогащение руд кобальтом и никелем.

Текстурно-структурные особенности руд уральских объектов и месторождений Оутокумпу, Дерни и Сайксвилль свидетельствуют об их придонном образовании [Peltola, 1978; Candela et al., 1989; Контарь, Либарова, 1997; Prokin, Buslaev, 1999; Wang et al., 2000; Зайков, Мелекесцева, 2005]. Пребывание руд на морском дне доказывается кластогенными рудами, которые состоят из обломков гидротермально-осадочных руд массивной и колломорфной текстур и гидротермально-метасоматических руд с прожилково-вкрапленными текстурами. Так, на Дергамышском месторождении это рудокластиты с градационной слоистостью, обломочными текстурами, псаммитовыми и псефитовыми обломками; на Ишкининском – серпентинит-сульфидные и сульфидно-серпентинитовые гравелиты и песчаники с обломками колломорфно-зональных агрегатов пирротина и пирита.

Руды могут сохранять признаки придонного образования даже в условиях амфиболитовой фации метаморфизма (месторождение Оутокумпу), что подтверждается согласными и резкими границами рудных тел с вмещающими породами без признаков околорудных изменений, стратификацией, ритмичной слоистостью и градиционной сортировкой руд [Peltola, 1978]. Наблюдающиеся смятые в складки и брекчированные фрагменты слоистых руд внутри массивных, по мнению Е. Пелтола, отражают появление минерализации до смятий и брекчирования.

Одновременное разрушение руд и ультрамафитов на морском дне подтверждается присутствием обломочных хромшпинелидов в кластогенных рудах [Candela et al., 1989; Зайков, Мелекесцева, 2005]. Руды практически всех месторождений содержат вкрапленные разности (некоторые – с реликтивными хромшпинелидами), что говорит об их гидротермально-метасоматическом образовании. Более поздние по отношению к первичным придонным рудам минеральные ассоциации чаще всего характеризуются жильными текстурами.

Минералогической особенностью руд многих представленных месторождений является присутствие в качестве второстепенных минералов сульфидов, сульфоарсенидов и арсенидов кобальта, никеля и железа, а также хромшпинелидов (см. табл. 9.1). В отдельных случаях, как например, на Ишкининском месторождении, Co-Ni-Fe-сульфоарсениды и арсениды формируют отдельный тип руд.

Температуры образования руд оцениваются исследователями по минеральным парагенезисам и по данным флюидных включений. Так, придонные руды уральских месторождений характеризуются интервалом температур формирования в 150–350 °С [Prokin, Buslaev, 1999; Зайков, Мелекесцева, 2005]. Сульфиды месторождения Дерни формировались при температурах 200–350 °С [Wang et al., 2000], рудопроявления Кулак – 100–350 °С [Ashley, 1973]. Температуры образования Пышминско-Ключевского месторождения и кипрских рудопроявлений оцениваются в широком диапазоне от 100 до 500 °С [Мурзин, Викентьев, 2005; Thalmammer et al., 1986].

Таким образом, из приведенного обзора видна обозначившаяся за последнее десятилетие проблема сульфидных, в том числе и колчеданных, месторождений, связанных с ультрамафитами. Отмеченное разнообразие среди этих месторождений говорит о том, что их также можно разделять на различные формационные типы по аналогии с вулканогенными колчеданными месторождениями. Однако по сравнению с колчеданными месторождениями, связанными с вулканогенно-осадочными комплексами, для «ультрамафитовых» объектов задача усложняется их залеганием в сложных тектонических обстановках. Чаще всего в их геологическом строении участвуют тектонические пластины, и это затрудняет определение связи с ультрамафитами. Кроме того, их локализация в зонах разломов предопределяет большую деформированность и подверженность поздним гидротермальным процессам, что часто приводит к регенерации руд и появлению поздних минеральных ассоциаций, не связанных с первичным гидротермально-осадочным или гидротермально-метасоматическим происхождением.

9.3. СОВРЕМЕННЫЕ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ ПОЛЯ

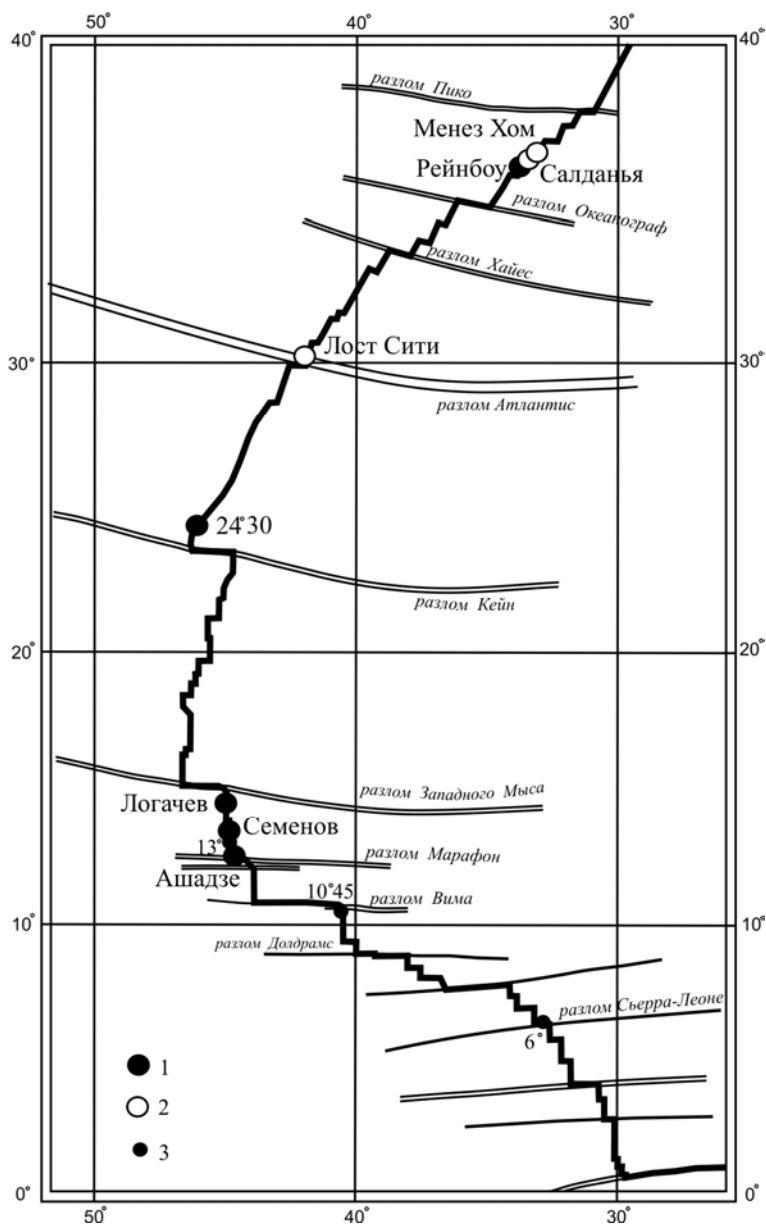
До начала 90-х гг. XX в. гидротермальные залежи и «черные курильщики» в современных океанах были известны в срединно-океанических хребтах и задуговых

бассейнах, а также рифтах, заполненных рыхлыми осадками и придонными высокоминерализованными рассолами [Rona, Scott, 1993] (см. рис. 9.1). В настоящее время большое внимание исследователей Мирового океана приковано к гидротермальным полям на ультрамафитах. Образцы гидротермально измененных ультрамафитов с вкрапленниками и прожилками сульфидов Cu и Fe были драгированы в районе разлома Витязь в Аравийско-Индийском хребте (АИХ) еще в 1967 г. [Дмитриев и др., 1970; Розанова, Батулин, 1971]. Драгирование ультрамафитов с вкрапленными сульфидами продолжалось и позднее (АИХ, зоны пересечения рифтовой долины с трансформными разломами, 11°22' с.ш., 57°24' в.д.; 9°44' с.ш., 57°46' в.д.; АИХ, 1°43' с.ш., 67°10' в.д.) [Карта..., 1988]. Активная гидротермальная деятельность, связанная с ультрамафитами, также предсказывалась и для района Азорских островов [Дмитриев и др., 1970].

Однако настоящие гидротермальные поля, связанные с серпентинитами, открыли только в начале 90-х гг. В 1993 г. было открыто поле Логачев – первое проявление гидротермальной активности на ультрамафитах, связанное с глубинной циркуляционной системой в низкопрединговом участке Срединно-Атлантического хребта [Батуев и др., 1995; Krasnov et al., 1995]. Это открытие повлекло цепь новых находок подобных гидротермальных систем, связанных с ультрамафитами САХ и АИХ, а также Идзу-Бонин-Марианской островной дуги (в скобках даны годы открытий): поля гор Коникал и Торисима (1992), 24°30' (1993–94), Рейнбоу (1997), Менез Хом, Салданья (1998), Лост Сити (2000), поля 10 и 16° в.д. АИХ (2002), Ашадзе (2003), Нибелунги (2006), Семенов (2007) (рис. 9.6) [Fryer, 1992; Гидротермальные..., 1993; Богданов, 1997; Fouquet et al., 1998; Barriga et al., 1998; Kelly et al., 2001; Bach et al., 2002; Beltenev et al., 2003; Черкашев, 2004; Kochinsky et al., 2006; Beltenev et al., 2007].

Гидротермальные поля, приуроченные к серпентинитам, можно разделить на две группы: 1) высокотемпературные с сульфидной минерализацией (Логачев, Рейнбоу, 24°30', Ашадзе, Нибелунги, Семенов) и 2) низкотемпературные с карбонатными постройками (Менез Хом, Салданья, Лост Сити, постройки гор Коникал и Торисима). Кроме того, поля делятся на таковые, приуроченные только к породам габбро-перидотитового комплекса (Логачев, 24°30', Рейнбоу, Лост Сити), и те, постройки которых находятся как на ультрамафитах, так и на вулканическом субстрате (Салданья, Ашадзе, Нибелунги, Семенов). Некоторые поля по своей сути представляют собой гидротермальные узлы (по типу рудных районов в складчатых поясах), где в пределах относительно небольших расстояний обнаружены несколько гидротермальных полей (Логачев, Ашадзе, Семенов).

Кроме гидротермальных полей, также известно несколько районов возможной гидротермальной активности, в той или иной мере связанной с ультрамафитами (рис. 9.6). К таковым областям может быть отнесена разломная зона Вима, 10°45' с.ш. САХ, где вскрыт наиболее полный разрез океанической коры, с вкрапленной сульфидно-оксидной минерализацией в габбро, базальтах и ультрабазитах [Викентьев и др., 2000а]. Предполагается, что участок гидротермальной активности может быть приурочен к ультрабазитам (DR23) в рифтовой зоне САХ в районе 13° с.ш. [Судариков и др., 2001]. Массивная и прожилково-вкрапленная сульфидная минерализация была установлена в районе разлома Сьерра-Леоне в САХ, где также имеются поднятия, сложенные ультрабазитами [Пушаровский и др., 2002; Сколотнев и др., 2003].

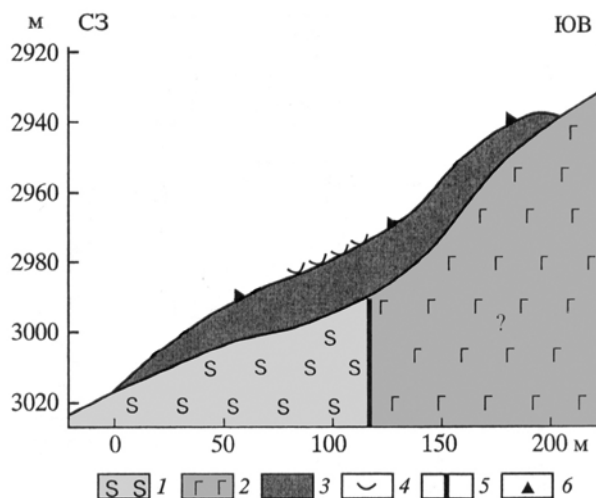


9.6. Положение основных гидротермальных полей, ассоциирующих с ультрамафитами в Центральной части Атлантического океана, по [Гидротермальные..., 1993; Богданов, 1997; Fouquet et al., 1998; Barriga et al., 1998; Викентьев и др., 2000; Kelly et al., 2001; Судариков и др., 2001; Пушаровский и др., 2002; Сколотнев и др., 2003; Батуев и др., 2004; Черкашев, 2004; Beltenev et al., 2003; 2007; Kochinsky et al., 2006].

1 – высокотемпературные гидротермальные (сульфидные) поля и районы; 2 – низко- и среднетемпературные гидротермальные (карбонатные) поля; 3 – районы драгирования сульфидной минерализации в ультрамафитах.

Высокотемпературные гидротермальные поля

Район гидротермальных полей Логачев (14°45' с.ш. САХ – поле Логачев-1 и 14°43' с.ш. САХ – поле Логачев-2) был открыт в 1993–94 гг. экспедицией НПО «Севморгеология» (г. Санкт-Петербург) на научно-исследовательском судне (НИС) «Профессор Логачев» [Батуев и др., 1995; Krasnov et al., 1995]. Поля находятся на глубинах 2930–3010 м (Логачев-1) и 2700 м (Логачев-2) на восточном краевом уступе рифтовой долины, который сложен породами габбро-перидотитового комплекса (рис. 9.7) [Батуев и др., 1995; Богданов и др., 1995; Богданов, 1997; Леин и др., 2003].



9.7. Разрез основной гидротермальной залежи поля Логачев-1 по [Богданов, 1997].

1 – серпентиниты, 2 – габброиды, 3 – гидротермальная залежь, 4 – створки моллюсков, 5 – положение разлома, 6 – «черные курильщики».

Поле Логачев-1 протягивается на 600 м с северо-запада на юго-восток и включает в себя большой сульфидный «Главный» холм с уникальными «дымящимися кратерами» («*smoking craters*») – Анна-Луиза (Anna-Louse), Ирина, сайт «Би» (site «В») и Куэст (Quest), комплекс активных труб «Ирина-2» и диффузный поток через осадки «Сад Ани». Дымящийся кратер представляет собой круговой вал высотой 1–2 м и глубиной до 2–3 м в центральной части, внутри которого находятся трубы «черных курильщиков» [Cherkashov et al., 2000; Kuhn et al., 2004]. Анна-Луиза является самым большим кратером с диаметром 10 м. Кратер Куэст отличается не совсем округлой морфологией, вероятно, отвечая ранней стадии развития этой структуры.

На поле Логачев-2 было установлено 6 сульфидных холмов площадью 550 ? 200 м. Наибольший холм достигает в высоту 12 м, остальные холмы – 6 м. В совместном российско-французском рейсе НИС «Пуркуа Па?» («*Pourquoi Pas?*») 2007 г. было установлено, что это поле также активное [Fouquet et al., 2008].

Наиболее характерными текстурами сульфидных отложений являются ноздреватые и концентрически зональные [Богданов, 1997]. В составе сульфидных отложений были определены следующие рудные минералы [Mozgova et al., 1999]: главные – пирит, халькопирит, борнит, изокубанит, дигенит и халькозин; второстепенные – сульфид цинка, марказит и ковеллин; редкие – кобальтпентландит, самородная медь, цинксодержащая (иногда золотосодержащая) медь и необычные Cu или Cu-Co-содержащие дисульфиды железа. Присутствие наиболее раннего из сульфидов – пирротина – отмечено Ю. А. Богдановым [1997]. И. Фуке с соавторами [Fouquet et al., 1997] отмечают в рудах присутствие галенита, кубанита и бравоита (никельсодержащего пирита). Сульфидные отложения, по сравнению с другими полями Срединно-Атлантического хребта, обогащены Cu, Zn, Ba, Co и As и обеднены Pb, Mn и Ni [Богданов, 1997]. Средне- и низкотемпературные отложения в этом районе также обогащены Co, Ni и Cr по сравнению с аналогичными отложениями других гидротермальных полей.

Одной из уникальных минералогических особенностей поля Логачев-2 является присутствие уранинита в трубах «черных курильщиков», который представлен шарообразными концентрически-зональными агрегатами, образующими цепочки в опале вокруг сфалеритовых зерен [Torokhov et al., 2002]. Содержания урана в пробах достигало 1560 г/т.

Позже в районе поля Логачев-1 были обнаружены признаки гидротермальной активности в 1 км к северо-востоку ($14^{\circ}45.73'$ с.ш., глубина около 3000 м) и в 3.5 км к югу ($14^{\circ}43.15'$ – $14^{\circ}44.05'$ с.ш., глубины от 2900–3000 до 3500–3600 м – предполагаемое поле Логачев-3) [Cherkashov et al., 2000]. В 2004 г. было открыто еще одно неактивное гидротермальное поле Логачев-4 ($14^{\circ}42.38'$ с.ш.) [Kuhn et al., 2004]. Научные экспедиции Логачев продолжаются каждый год, при этом постоянно происходит открытие новых сульфидных построек [Bogowski et al., 2007; 2008].

В 2006 г. на поле Логачев-1 было проведено пробное бурение с применением буровой системы с удаленным управлением Rockdrill-2 [Petersen et al., 2007]. В общей сложности было получено 48 м керна, а глубина самой глубокой скважины составила 10.5 м. Последняя была пробурена в районе дымящегося кратера «Би» («B»). В керне скважин преобладали обломки измененных основных и ультраосновных пород с небольшим количеством сульфидных фрагментов и некоторым количеством сульфидного песка.

Поле Рейнбоу (Rainbow, $36^{\circ}14'$ с.ш. САХ) было открыто в 1997 г. во время международной экспедиции FLORES [Fouquet et al., 1998]. Оно располагается на глубине 2300 м в осевой части рифтовой долины на западном склоне хребта Рейнбоу, сложенного серпентинитами. Гидротермальное поле вытянуто в широтном направлении [Богданов и др., 1999]. Его протяженность с запада на восток около 250 м, с севера на юг около 60 м. Здесь было обнаружено 10 активных и множество реликтовых гидротермальных построек. Определена строгая приуроченность сульфидных построек на поле Рейнбоу к тектоническим нарушениям [Fujioka et al., 1999].

По морфологии постройки поля Рейнбоу разделены на несколько видов: 1) многочисленные реликтовые холмики высотой 20–30 см и поперечником до 50 см, сложенные продуктами окисления массивных сульфидов; 2) активные и реликтовые сульфидные трубы высотой до 2 м; 3) активные и реликтовые постройки высотой 12–20 м и диаметром 5–10 м у основания; 4) крупные реликтовые холмы высотой до 20–30 м, сложенные крупными обломками массивных сульфидов [Богданов и др., 1999].

Рудные минералы представлены халькопиритом, пиррогином, сфалеритом, изокубанитом, марказитом, пиритом (наиболее часто встречающиеся); борнитом, дигенитом, ковеллином, халькозином, гидроксидами Fe, магнетитом, троилитом, вурцитом, пентландитом, миллеритом (редко встречающиеся) [Богданов и др., 2002].

Уникальными чертами гидротермального поля Рейнбоу являются: 1) самые низкие значения pH флюида (2.8), 2) высокохлоридные «рассолы», сильно обогащенные Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, Ag, Cd, Cs, Pb, Y и редкоземельными элементами и 3) самые высокие температуры флюидов (до 365 °C), когда-либо измеренные на полях САХ [Douville et al., 2002].

Первые образцы сульфидов на *поле 24°30'* были драгированы в 1987–88 гг. в экспедициях научно-исследовательского судна «Геолог Ферсман» [Гидротермальные..., 1993; Богданов, 1997]. Поле располагается также в рифтовой долине, находящейся на глубинах 4500–4900 м, на восточном уступе которой обнаружены выходы кристаллических пород базит-ультрабазитового состава, в том числе и серпентинитов. Большинство находок гидротермальных сульфидных образований приурочено именно к этим протрузиям. Здесь были выявлены различные проявления сульфидной минерализации, в том числе и обломки массивных сульфидных руд «черных курильщиков» [Гидротермальные..., 1993]. Сульфидные руды преимущественно сложены халькопиритом и в меньшей степени сфалеритом (медные или цинково-медные).

Район гидротермального узла Ашадзе включает четыре гидротермальных поля. *Поле Ашадзе-1* (12°38' с.ш. САХ) было открыто в 2003 г. в ходе работ ФГУНПП «Полярная морская геологоразведочная экспедиция» на судне «Профессор Логачев» [Beltelev et al., 2003; Батуев и др., 2004]. Оно является наиболее глубоководным гидротермальным участком в Мировом океане, располагаясь на глубинах 4100–4200 м на поверхности террасы. В геологическом строении участка участвуют базальты и ультрамафиты. В пределах поля широко распространены железо-марганцевые корки. Размер гидротермального поля составляет 450 × 350 м, а в его пределах обнаружено 3 выхода рудных тел. Вокруг рудных тел зафиксированы металлоносные осадки, перекрывающие серпентинизированные перидотиты. Сульфидные образования представлены массивными сфалеритовыми рудами с примесью халькопирита и пирротина и пиритовыми рудами, а также сульфидными брекчиями. Особенностью минерального состава руд является присутствие тонкодисперсного самородного палладия.

В 2005 г. в этом же районе было открыто новое гидротермальное *поле Ашадзе-2* (12°59' с.ш. САХ) [Иванов и др., 2005]. Поле расположено в западном борту рифтовой долины на глубинах 3200–3300 м и пространственно также связано с породами габбро-перидотитового комплекса. Поле состоит из трех рудных тел и прилегающих к ним рудоносных и металлоносных осадков. С трех станций были подняты неокисленные руды, сложенные пиритом, марказитом и сульфидами меди и цинка. Единичные фрагменты труб «черных курильщиков» состоят из сильно окисленных сульфидов железа и меди.

В 1.8 км к северу от поля Ашадзе на одном из перспективных участков были подняты многочисленные обломки гидротермально измененных габброидов и перидотитов с видимой сульфидной и атакмитовой минерализацией, лимонитовые корки и обломок сульфидной руды, состоящей из гетита, реликтов халькопирита, частично замещенного халькозином [Иванов и др., 2005]. Это рудопроявление получило название «Ашадзе-3».

В 2007 г. в российско-французском рейсе Серпентин (*Serpentine*) были обнаружены активные «черные курильщики» с температурой в 370 °С на полях Ашадзе-1 и 2, а также новые сульфидные трубы на глубине 4530 м – Ашадзе-4, залегающие на базальтах [Fouquet et al., 2008]. Кроме этого, на поле Ашадзе-1 были обнаружены газовые пузыри в «черном курильщике» – признаки подповерхностного кипения растворов, указывающие температуры более 400 °С под поверхностью «курильщика». На поле Ашадзе-2 обнаружена большая группа «черных курильщиков», которые располагаются в кратере диаметром 25 м, подобно кратерным структурам поля Логачев. Такие структуры, по мнению исследователей, могут указывать на периодически эксплозивную природу выбросов гидротермального флюида.

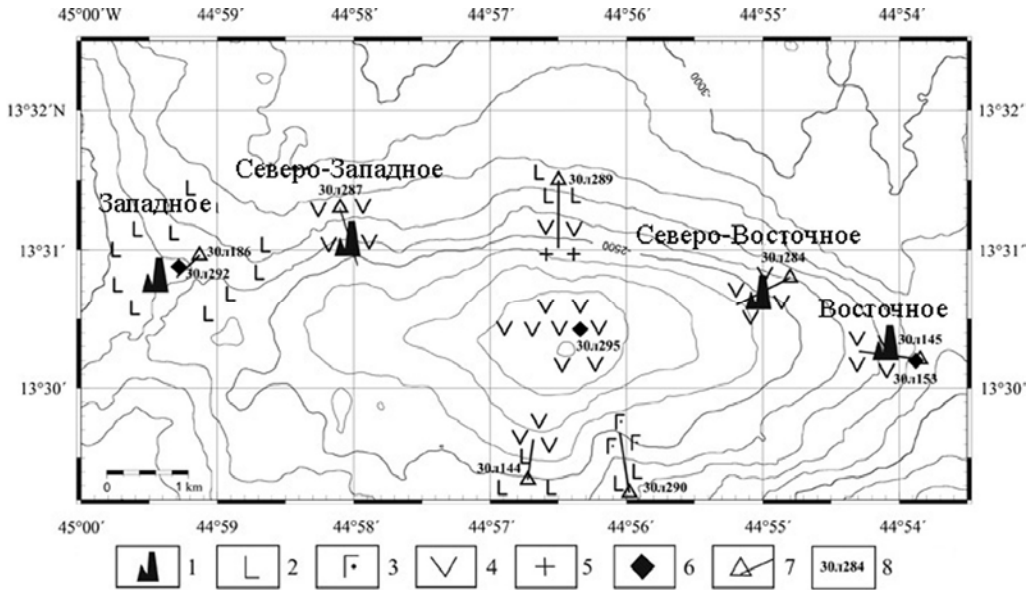
Гидротермальное поле Нибелунги (*Nibelungen*, 8°18' ю.ш. САХ) было открыто в 2006 г. интернациональной командой геологов на НИС «Метеор» в ходе рейса № М68/1 [Kochinsky et al., 2006]. Оно находится на глубине 2905 м на крутом склоне и представлено активным «черным курильщиком» в окружении большого поля из неактивных труб. При детальном исследовании при погружении было обнаружено, что «черный курильщик» – это кратер глубиной 4 м и диаметром до полуметра, из которого с большой скоростью струится черный дым. Этот кратер, названный «Глотка Дракона» (*Drachen-schlund*, нем.), схож с кратерами полей Логачев и Ашадзе. Из-за недоступности дно кратера не было опробовано, но пробы плюма, отобранные над кратером, свидетельствуют о сильном влиянии процессов серпентинизации. Это подтверждается отношением CH_4/Mn и высокими содержаниями Fe в плюме. Кроме того, несколько образцов брекчий серпентинитов были найдены на стенках кратера. Несмотря на это драгированием были подняты образцы только вулканических пород.

Гидротермальные системы 10–16° в.д. на 400-метровом отрезке ультрамедленно спредингового Юго-западного Индийского хребта были обнаружены в 2001 г. в рейсе НИС «Норр» (*Knorr*) [Bach et al., 2002]. 8 профилей из 41 показали, что характеристики гидротермальных плюмов указывают на существование двух активных полей и, возможно, еще, как минимум, трех. Гидротермальный материал, поднятый драгами, представлен частично окисленными сульфидными брекчиями, сепиолитом и кремнеземом, а также брекчиями, сцементированными Mn-оксидами и нонтронитом. Предполагается, что колчеданные руды могли образоваться путем смешения поднимающегося глубинного флюида с холодной морской водой неглубоко в зоне проницаемых тектонических брекчий вдоль глубинного разлома, являющегося границей рифтовой долины. На бортах рифтовой долины были найдены отложения кремнезема и сепиолита, по всей видимости, сформировавшиеся в результате низко-/среднетемпературных гидротермальных процессов на ультраосновном основании.

Авторы также отмечают, что существование подобных высокотемпературных сульфидных гидротермальных полей в ультрамедленно спрединговых участках срединно-океанических хребтов подтверждает, что для их формирования не требуется магматической активности.

Гидротермальный узел Семенов (13°31' с.ш. САХ) был открыт в 30-м рейсе НИС «Профессор Логачев» ФГУНПП ПМГРЭ совместно с «ВНИИОкеанология» (г. Санкт-Петербург) в западном борту рифтовой долины [Beltenev et al., 2007; Бельтенева и др., 2009]. Гидротермальный узел состоит из 4-х рудопроявлений: Западного, Северо-Западного, Восточного и Северо-Восточного (рис. 9.8). Рудопроявления находятся на глубинах от 2400 до 2950 м на подводной горе, вытянутой в широтном направлении примерно на 10 км при ширине около 4.5 км. Она имеет сложное геологическое строение: с океанического дна были подняты серпентинизированные ульт-

рамафиты, габброиды, базальты, metabазальты и плагиограниты. К настоящему моменту определено, что рудопроявление Западное пространственно связано с серпентинизированными ультрамафитами, остальные – с базальтами.



9.8. Положение гидротермальных сульфидных полей в районе узла 13°31'N, по [Иванов и др., 2008].

1 – гидротермальные рудопроявления; 2 – серпентинизированные перидотиты; 3 – габброиды; 4 – базальты и metabазальты; 5 – плагиограниты. Станции опробования и их номера: 6 – телеграфер, 7 – скальная драга, 8 – номера станций. Изобаты проведены через 10 м.

Низкотемпературные гидротермальные поля

Поле Салданья (36°34' с.ш. САХ), также открытое во время международной экспедиции, находится на вершине почти 700-метрового поднятия (горы Салданья), расположенного на южном окончании сегмента ФАМОУС (FAMOUS) на разломе 2-го порядка, пересекающем САХ к югу от Азор [Barriga et al., 1998]. Участок размещен в меланже, состоящем из различных пород. Среди них присутствуют смятые литифицированные осадки, свежие и сильно измененные базальты, деформированные ультрамафиты и габброиды. Такая ассоциация интерпретируется как результат активной серпентинитовой протрузии. Меланж в значительной мере перекрыт осадочным илом и считается, что рудоотложение может происходить на вершине пологого холма под покровом осадков.

Вершина горы Салданья покрыта коркой марганцевых оксидов (тодорокита, бернессита, вернадита) миллиметровой мощности, пронизанной порами – микротрубами [Dias, Barriga, 2005; 2006]. В тесной ассоциации с этими корками были определены манганобрусит (?) и небольшое количество брусита. Осадки, залегающие на горе Салданья, представляют собой фораминиферовые илы с гидротермальной мине-

рализацией и мелкими литокластами вмещающих пород (серпентинитов, стеатитов и базальтов). В районе истечения флюидов в осадках была найдена сульфидная минерализация, представленная тонкодисперсным пиритом, изокубанитом и сфалеритом. Сульфиды меди и цинка образуют миллиметровые трубы, центр которых сложен изокубанитом, а периферия – сфалеритом.

Температуры диффузного истечения гидротермального флюида, измеренные на поле Салданья – 7–9 °С [Dias, Barriga, 2006]. Сульфиды, обнаруженные в осадках, предполагают более высокие температуры образования, поэтому низкие температуры флюидов, возможно, отражают эффект остывания гидротермальной системы [Dias, Barriga, 2005; 2006]. В качестве источника тепла для формирования такого типа гидротермальных систем рассматривается процесс серпентинизации ультраосновных пород.

Рядом с полем Салданья находится гидротермальное *поле Менез Хом* (36°40' с.ш. САХ), также располагающееся на ультрабазитах [Черкашев, 2004].

Поле Лост Сити (30°05' с.ш. САХ), ассоциирующее с ультрамафитовыми породами, было обнаружено в 2000 г. [Kelly et al., 2001]. Оно располагается в верхней части южного склона массива Атлантис на глубине 700–850 м и имеет диаметр около 100 м. В основании разреза залегают обломки малоизмененных ультраосновных пород, над которыми лежат мощные карбонатные плиты.

Главной особенностью поля Лост Сити являются активные, неактивные и диффузные постройки карбонатного состава на серпентинитах [Kelly et al., 2001; Леин и др., 2004; Ludwig et al., 2006]. Высота некоторых построек достигает 60 м, диаметр – 15 м. Многочисленны трещины в серпентинитах, заполненные карбонатами. Температуры флюидов составляют от 40 до 91 °С, рН = 9–11, флюиды насыщены водородом и метаном, обеднены металлами и кремнием, но обогащены кальцием. Постройки сложены кальцитом, арагонитом и бруситом. Среди радиально-лучистых арагонитовых агрегатов были обнаружены хорошо ограненные кристаллики марказита [Леин и др., 2004].

Карбонатные постройки преддуговых поднятий Марианской и Идзу-Бонинской островных дуг.

Карбонатные постройки подводной *Конической горы* (*Conical seamount*) в Марианском трого были обнаружены во время проекта глубоководного бурения ODP (*Ocean Drilling Program*) на глубинах 3100 м [Fryer, 1992]. Коническая гора представляет собой подводный серпентинитовый грязевой вулкан с потоками серпентинитовых илов. На ее вершине обнаружены выходы опресненных вод, в местах просачивания которых находятся трубы высотой до 3 м, сложенные арагонитом, кальцитом и аморфным магниевым силикатом. Температуры просачивающихся флюидов составляют от 2 до 13 °С, рН растворов составляет 9.3–12.6.

Карбонатные постройки подводной *горы Торисима* (*Torishima*) в Идзу-Бонинском трого представлены уже потухшими кальцитовыми «каминными трубами» на затвердевших грязевых серпентинитовых потоках [Fryer, 1992].

Были изучены поровые воды из 10 подводных серпентинитовых гор Марианского преддугового бассейна и 1 – Идзу-Бонинского [Mottle et al., 2004]. Источником этих вод считается дегидратация субдущируемой плиты, а смешение морской воды со щелочными растворами выражается в отложении карбонатов.

Рудные фации гидротермального узла Семенов

Непосредственно на борту НИС «Профессор Логачев» И. Ю. Мелекесцевой с целью исследования рудных фаций современных руд и их сравнительного анализа

с древними рудами были отобраны образцы руд. Главными методами их изучения стали текстурно-структурный и минералогический анализы, позволившие дифференцировать рудные фации. В результате были диагностированы руды придонной гидротермальной, донной гидротермальной и кластогенной фаций [Мелекесцева и др., 2008; Melekestseva et al., 2008].

Придонная гидротермальная фация образуется ниже поверхности дна одновременно с донными гидротермальными и гидротермально-осадочными процессами и включает гидротермальные жильные крустификации, трубчатые рудоподводящие каналы («кондуиты»), разнообразные по составу фации и субфации массивных и прожилково-вкрапленных гидротермально-метасоматических руд [Масленников, Зайков, 2006]. Главным отличием придонной гидротермальной фации является образование руд по субстрату вмещающих пород, реликты которого устанавливаются в рудах.

Образцы этой фации диагностированы на Восточном (станции 30л145 и 30л153, см. рис. 9.8) и Северо-Западном (ст. 30л287) гидротермальных полях и представлены в различной степени измененными до кварц-хлоритовых пород базальтами с мелко- до крупнокристаллическими сульфидными жилами, прожилками и вкрапленностью (рис. 9.9а). Пирит в них является главным минералом; халькопирит, марказит, сфалерит, пирротин, гематит и ковеллин менее распространены. Образцы станции 30л145 содержат больше медной минерализации по сравнению с образцами станции 30л153.

Пирит представлен мелкими (0.5 мм и менее) кристаллами кубического габитуса, равномерно распределенными в породе, а также прожилками мощностью до 0.5 см и гнездами такого же размера. Крупные (до 3 мм) кубические и пентагондодекаэдрические пиритовые кристаллы заполняют трещины в породе и образуют сеть жил. Иногда кристаллы пирита формируют почковидные агрегаты на стенках трещин. На пирит нарастают таблитчатые четырехугольные и гексагональные кристаллы **барита** размером до 1 мм. Пространство между кристаллами пирита часто характеризуется красным цветом из-за призматических двухголовых кристаллов **кварца** размером до 0.5 мм с колломорфными сгустками **гематита** внутри. Редкие ксеноморфные агрегаты **халькопирита** до 1 мм в поперечнике заполняют интерстиции между кристаллами пирита. Микроскопические наблюдения показывают присутствие микрокристаллического **марказита** с размером кристаллов около 20 мкм. Мельчайшие кристаллы **сфалерита** (около 4 мкм) и их сростки до 8 мкм, а также мелкие (8–10 мкм) удлиненные включения **пирротина** приурочены к порам в кристаллах пирита. **Минералы системы Cu-S** замещают халькопирит по краям и образуют тонкие (2–4 мкм, редко до 8 мкм) каймы.

Донные гидротермальные фации сульфидных отложений образуются на поверхности морского дна в толще воды вблизи устьев гидротермальных источников и включают субфации труб «черных курильщиков», «диффузеров», а также плит, корок и гидротермально-осадочных слоев [Масленников, Зайков, 2006].

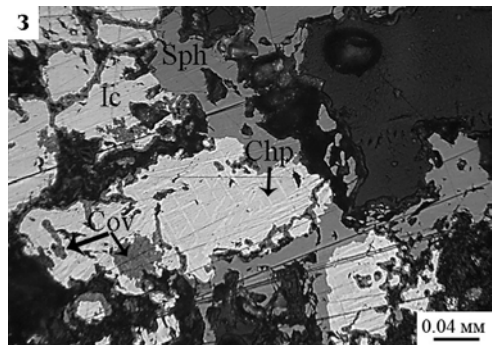
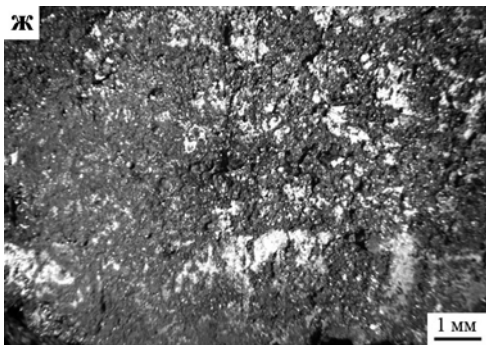
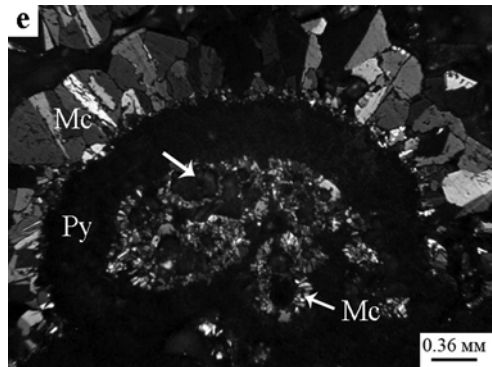
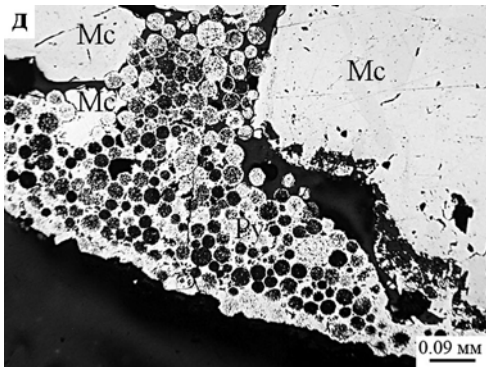
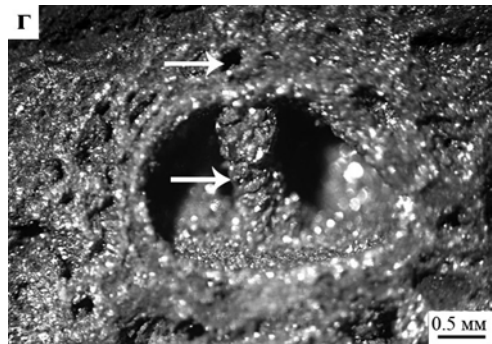
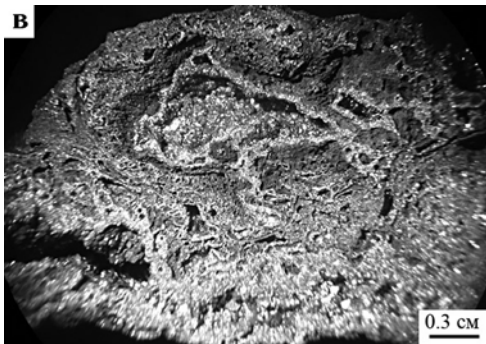
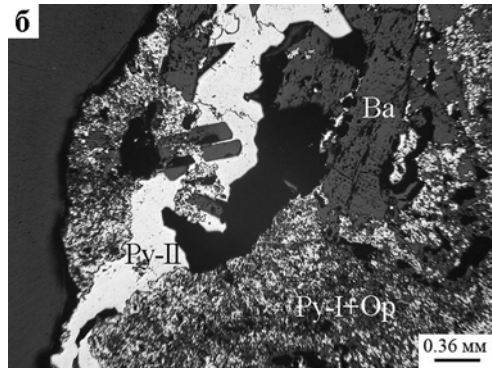
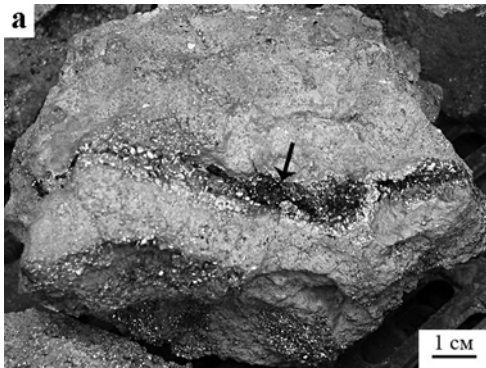
На Западном (ст. 30Л186 и 30Л292) и Северо-Западном (ст. 30л287) рудопроявлениях были диагностированы руды, которые по своим текстурно-структурным особенностям могут представлять «диффузеры», гидротермальные плиты и корки, которыми часто сложены склоны и цоколь современных гидротермальных сульфидных построек. Отсутствие фрагментов вмещающих пород в рудах и пористые, колломорфные и полосчатые сульфидные агрегаты являются главными отличительными чертами этих образований.

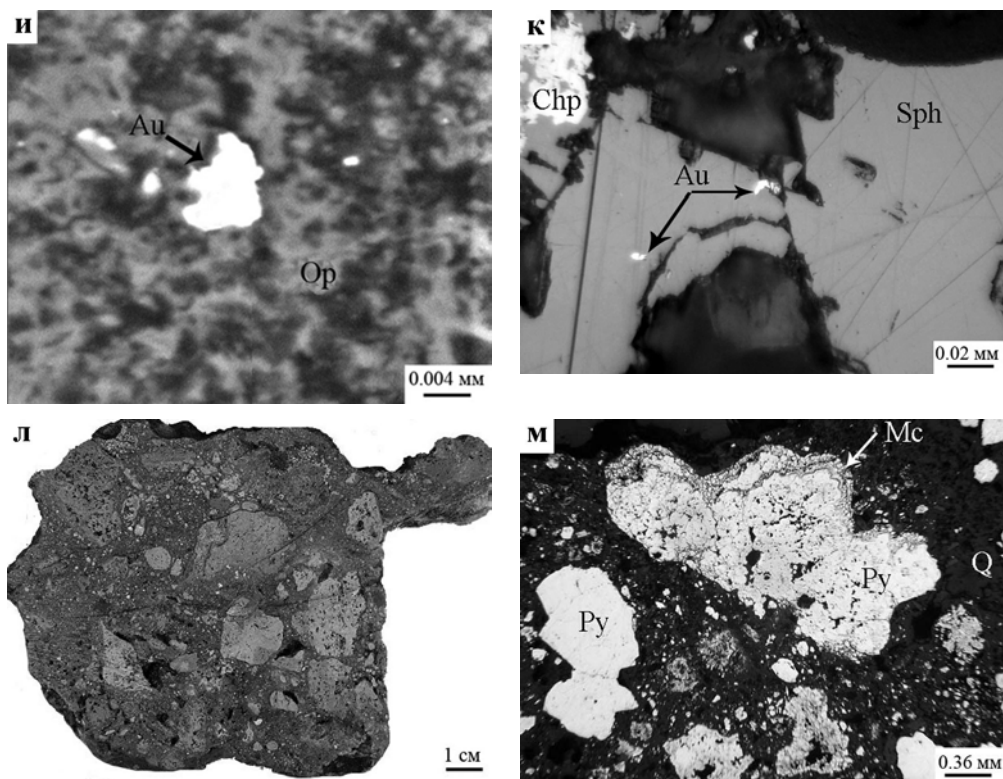
Образцы станции 30Л186 представлены опал-марказит-барит-пиритовыми рудами с тонкозернистыми и тонкокристаллическими сростаниями минералов. Иногда на поверхности образцов наблюдаются почковидные марказит-пиритовые агрегаты с размером отдельных почек до 3 мм. **Пирит** образует тонкозернистые (около 0.01 мм) и кристаллические агрегаты в виде жил и гнезд (рис. 9.9б). Пространство между тонкозернистым пиритом практически всегда полностью заполнено опалом. **Марказит** иногда обрастает пирит в виде агрегатов копьевидных кристаллов размером до 0.08 мм. Таблитчатые четырех- и шестигранные кристаллы **барита** образуют гнезда и жилки с радиально-лучистыми агрегатами размером до 0.5 см. **Опал** также обрастает сульфиды в виде очень тонкой каймы до 0.02 мм толщиной.

Образцы марказит-пиритовой руды станции 30Л292 макроскопически характеризуются колломорфными, кружевными, ажурными, почковидными, очень пористыми и, местами, полосчатыми агрегатами (рис. 9.9в). Были обнаружены маленькие (2–3 см длиной и 0.5 см в ширину) марказит-пиритовые трубки, расположенные на стенках многочисленных пор (рис. 9.9г). **Пирит** здесь представлен двумя морфологическими разновидностями, которые соответствуют разным генерациям. Пирит-I встречается в виде мельчайших (около 1 мкм) глобулей, соединенных во фрамбоиды размером до 20 мкм в диаметре. Фрамбоиды пирита, местами образующие слои, замещаются кристаллическим пиритом-II с размером отдельных кристаллов около 20 мкм (рис. 9.9д). **Марказит** встречается в виде копьевидных, пирамидальных, реже таблитчатых кристаллов (от 10 мкм до 1 мм) и их агрегатов, часто радиально-лучистых сростков (рис. 9.9е). Он также характеризуется несколькими генерациями. Ранняя генерация марказита, представленная остроугольными кристаллами, обрастает поры, а также встречается вместе с пиритом в концентрически-зональных агрегатах. Более поздний марказит образует почки из шестоватых кристаллов, покрытые тонкой пиритовой каймой и растущие на радиально-лучистых баритовых агрегатах.

Галенит был найден в порах пирит-марказитовых агрегатов в виде редких мелких (5–40 мкм) гипидиоморфных зерен. **Сфалерит** редко наблюдается в виде мелких (до 20 мкм) тетрагональных кристалликов, растущих между зонами в пирит-марказитовых агрегатах. Ксеноморфные включения **пирротина** (до 8 мкм) также встречаются на границах пирита и марказита в зональных агрегатах. **Гематит** псевдоморфно замещает пиритовые и марказитовые кристаллы, образует тонкие каемки 2–4 мкм толщиной на сульфидах и заполняет центральные части пирит-марказитовых агрегатов. Четырехугольные таблитчатые кристаллы **барита** до 1 мм образуют микродрузы и щетки на поверхности сульфидов. В сульфидах также встречаются тени радиальных агрегатов или отдельных удлинённых таблитчатых кристаллов до 20 мкм толщиной и до 200 мкм длиной, возможно, являющихся реликтами **ангидрита** (?). **Ярозит** замещает позднюю генерацию пирита в виде изогнутых ксеноморфных агрегатов мощностью до 100 мкм.

Образцы станции 30Л287 Северо-Западного рудопроявления значительно отличаются от таковых со станций 30Л186 и 30Л292. Сульфидная руда характеризуется *опал-изокубанит-халькопирит-сфалеритовой минеральной ассоциацией* с тонкозернистыми сростаниями (рис. 9.9ж). Главными минералами здесь являются халькопирит, изокубанит, вюртцит и опал, второстепенными – сфалерит, марказит, пирит, ковеллин и яроуит (?), редкими – галенит, пирротин, самородное золото, недиагностированный теллурид серебра, барит и арагонит.





9.9. Текстурно-структурные особенности рудных фаций гидротермального узла Семёнов: а) вкрапленность пирита и жилы с друзами пирита, ст.30Л153; б) срастание тонкодисперсного пирита (Py-I) с опалом, рассекаемое прожилком пирита (Py-II) с кристаллами барита, ст. 30Л186; в) коллоидно-пористая марказит-пиритовая руда, ст. 30Л292; г) сульфидная «трубка» (нижняя стрелка) с каналом (верхняя стрелка) между стенками поры, ст. 30Л292; д) пиритовые фрамбоиды, замещаемые микрокристаллическим пиритом (белое между фрамбоидами) и более поздним марказитом, ст. 30Л292; е) концентрически-зональные пирит-марказитовые агрегаты с микроканалами (белые стрелки), ст. 30Л202; ж) массивная и пятнистая текстура срастаний медно-цинковых сульфидов (темное) с опалом (светлое), ст. 30Л287; з) ламеллы халькопирита в зернах изокубанита, окруженные сфалеритом и рассеченные жилками сфалерита, которые, в свою очередь, практически полностью замещаются вторичными медными минералами, ст. 30Л287; и) ксеноморфное зерно золота в опале, ст. 30Л287; к) овальное и угловатое зерна золота в сфалерите, ст. 30Л297; л) коллоидальная сульфидная брекчия, ст. 30Л284; м) срезание коллоидного текстурного рисунка марказит-пиритового обломка, ст. 30Л284.

Отраженный свет, на снимке *е* николи скрещены.

Сульфиды меди представлены **халькопиритом и изокубанитом**, которые тесно ассоциируют друг с другом и, в основном, образуют кристаллические агрегаты размером до 0.5 см. Реже под бинокляром в мелкозернистой сульфидной массе обнаруживаются отдельные гексагональные кристаллы изокубанита и тетрагональные кристаллы халькопирита размером до 1 мм.

Халькопирит часто замещает изокубанит, развиваясь по краям изокубанитовых зерен. Также халькопирит образует тонкие (несколько микрометров) различно ориентированные ламеллы, формирующие решетчатую структуру в изокубаните (см. рис. 9.9з) и, возможно, являющиеся продуктом распада твердого раствора [Мозгова и др., 2005]. При полном развитии халькопирита по изокубаниту могут оставаться реликты решетчатой структуры.

Часто в изокубанит-халькопиритовых агрегатах наблюдается промежуточная зона шириной до 0.1 мм, которая характеризуется кремовым цветом, сильной шагреновой поверхностью и повышенным рельефом, и иногда служит матрицей для ламелл халькопирита. Нередко кристаллы и зерна изокубанита полностью замещены этим материалом. Несмотря на внешне неоднородную поверхность, состав этой зоны отвечает халькопириту. Фазы, рассчитывающиеся на халькопирит, но отличающиеся от него оптически, были ранее описаны в рудах гидротермальных полей Рейнбоу (легкоокисляющийся халькопирит) и Логачев-1 и 2 (фаза X – аномальный халькопирит) [Мозгова и др., 2005].

Сульфиды цинка представлены **вюртцитом и сфалеритом**. Вюртцит присутствует в виде гексагональных таблитчатых кристаллов размером до 0.5 мм. Сфалерит чаще представлен зернистыми агрегатами, но также встречаются и тетраэдрические кристаллы размером около 0.5 мм. В отраженном свете отличия между сульфидами цинка не выявлены. Под микроскопом отчетливо видно, что сульфиды цинка обрастают, замещают и рассекают изокубанит и халькопирит (см. рис. 9.9з). В сульфидах цинка часто наблюдаются включения халькопирита размером до 50 мкм и реже – эмульсионная вкрапленность халькопирита размером первые микрометры. Структурное травление сульфидов цинка парами царской водки не показывает их внутренней структуры.

Различия между сфалеритом и вюртцитом подтверждаются рентгенофазовым анализом. Основные межплоскостные расстояния вюртцита (d,Å): 3.317(39), 3.125(43), 2.932(2), 2.278(0), 1.916(100), 1.769(2), 1.659(10), 1.633(4), 1.604(2), 1.565(2); сфалерита (рентгенограмма получена из смеси с халькопиритом и ковеллином): 3.06(9), 1.875(4) (Южно-Уральский центр коллективного пользования по исследованию минерального вещества, дифрактометр ДРОН-2.0, Cu-анод, графитовый монохроматор, шаг сканирования 0.02°, время стояния счетчика 1 с, внутренний эталон – Si, аналитики П. В. Хворов и Т. М. Рябухина). Расчет данных рентгенофазового анализа методом постоянных коэффициентов показывает, что соотношение вюртцита к сфалериту составляет ~ 6:1.

Пирит представлен двумя морфологическими разновидностями. Пирит-1 встречается в виде концентрических почковидных агрегатов до 250 мкм в диаметре. Пирит-2 образует гипидиоморфные, иногда грубозональные кристаллы размером около 100 мкм, которые обрастают радиально-лучистые агрегаты арагонита. Кристаллы пирита нарастают на стенки пор в изокубанит-халькопиритовых агрегатах, и их рассекают тонкие (мощность до 20 мкм) прожилки халькопирита (возможно, другой генерации). **Марказит** представлен двумя генерациями. Марказит-I образует тончайшие (около 1 мкм) просечки в изокубанит-халькопиритовых агрегатах, не продолжающиеся в окружающий сфалерит. Марказит-II наблюдается в виде радиальных агрегатов из копьевидных кристаллов около 0.1 мм, нарастающих на кристаллы пирита-2. Многие агрегаты марказита замещены опалом.

Минералы системы Cu-S интенсивно замещают изокубанит-халькопиритовые и сфалеритовые агрегаты по трещинкам и краям, часто сохраняя реликтовую решетчатую структуру изокубанита с халькопиритом. Некоторые зерна халькопирита, изокубанита и сфалерита полностью замещаются вторичными сульфидами меди. По данным рентгенофазового анализа минерал системы Cu-S представлен ковеллином (d,Å/г): 3.273(1), 3.216(1), 2.715(7), 1.915(71), 1.894(6), 1.734(1). Авторы предполагают присутствие в небольших количествах ярроуита (?), поскольку на дифрактограмме имеется характерное для него отражение в области 2.762(4).

Галенит был найден в ксеноморфном пористом сфалеритовом зерне в виде удлиненного агрегата из изогнутых гипидиоморфных зерен размером 10 ? 20 мкм. **Пирротин** также приурочен к порам в сфалерите и представлен таблитчатыми зернами и ламеллями длиной до 50 и шириной до 25 мкм.

Опал заполняет интерстиции между сульфидами и также нарастает на сульфиды, образуя корки и «сталактиты» до 0.5 мм в длину. **Барит** встречается редко, нарастает на сульфиды и опал в виде таблитчатых кристаллов размером около 0.5 мм и формирует радиально-лучистые агрегаты. **Арагонит** образует метельчатые агрегаты из шестоватых кристаллов, на которые нарастают кристаллы пирита-2 и марказита-II.

Главной особенностью этих руд являются высокие содержания в них золота и серебра (22–188 и 127–1787 г/т соответственно) [Иванов и др., 2008]. При микроскопическом изучении полированных шлифов были найдены собственные минералы этих металлов в: 1) опале, 2) сфалерите и 3) порах изокубанит-халькопирит-сфалеритовых агрегатов (см. рис. 9.9и, к).

Наибольшее количество **самородного золота** было обнаружено в опале, заполняющем интерстиции между сульфидами цинка, в виде субизометричных зерен размером до 9 мкм, в основном, причудливой морфологии с извилистыми краями, реже – дендритовидной или с кристаллическими очертаниями (см. рис. 9.9и). Состав этого золота характеризуется вариациями – от высокопробного с содержаниями серебра до 4.72 мас. % (табл. 9.3, ан. 1, 2, 5–7, 13–15) до серебристого с содержаниями серебра от 8 до 23 мас. % (табл. 9.3, ан. 3, 4, 8–12). Золото в опале также содержит повышенные количества цинка (до 4.37 мас. %) и небольшую примесь железа (до 0.65 мас. %) (табл. 9.3).

В некоторых субизометричных зернах золота была отмечена зональность, выраженная в повышении содержания серебра от центра к краю зерен (табл. 9.3, ан. 1–2, 5–7, 11–12, 13–15). Обзор литературных данных по океаническому золоту [Herzig et al., 1993; Hannington et al., 1995; Murphy, Meyer, 1998; Леин и др., 2003; Ihle et al., 2005] показал, что такая особенность ранее не отмечалась.

Два зерна золота были обнаружены в сфалерите: одно овальной морфологии располагается непосредственно в сфалерите, второе зерно угловатой морфологии находится на контакте сфалерита и опала (см. рис. 9.9к). Размер зерен не превышает 8 мкм по удлиненной оси. Химический состав золота характеризуется «средними» содержаниями серебра – от 9.04 до 12.07 мас. % (табл. 9.3).

В изокубанит-халькопирит-сфалеритовом агрегате **самородное золото** было обнаружено в поре в виде удлиненного зерна размером 2 ? 5 мкм. Химический состав золота характеризуется только примесью серебра 13.49–15.55 мас. % (табл. 9.3).

Минерал серебра и теллура был найден в виде удлиненного зерна размером 2 ? 4 мкм в поре изокубанит-халькопирит-сфалеритового агрегата. В его энергодисперсионном спектре отмечаются линии теллура и серебра, а также сильное наложение линий сульфидов, мешающих прецизионному анализу.

Таблица 9.3

Состав самородного золота из руд гидротермального узла Семенов (мас. %)

№ п/п	№ анализа	Au	Ag	Cu	Zn	Fe	Сумма	Формула
Золото в опале								
1	15117e-ц	96.52	0.31	1.07	1.33	0.48	99.71	$(Au_{0.91}Ag_{0.01}Zn_{0.04}Cu_{0.03}Fe_{0.02})_{1.00}$
2	15117d-к	91.62	4.01	1.15	1.79	0.63	99.20	$(Au_{0.83}Ag_{0.07}Zn_{0.05}Cu_{0.03}Fe_{0.02})_{1.00}$
3	15119a	84.77	9.69	–	4.37	0.48	99.31	$(Au_{0.72}Ag_{0.15}Zn_{0.11}Fe_{0.01})_{1.00}$
4	15119b	86.87	8.16	–	4.17	0.65	99.85	$(Au_{0.74}Ag_{0.13}Zn_{0.11}Fe_{0.02})_{1.00}$
5	15119c-к	92.60	4.72	–	1.81	0.38	99.51	$(Au_{0.86}Ag_{0.08}Zn_{0.05}Fe_{0.01})_{1.00}$
6	15119d-ц	97.24	1.17	–	1.13	0.12	99.66	$(Au_{0.94}Zn_{0.03}Ag_{0.02})_{1.00}$
7	15119e-к	94.24	4.02	–	1.19	0.40	99.85	$(Au_{0.88}Ag_{0.07}Zn_{0.03}Fe_{0.01})_{1.00}$
8	16175a	77.09	22.28	–	–	–	99.37	$(Au_{0.65}Ag_{0.35})_{1.00}$
9	16175b	84.48	14.75	–	–	–	99.23	$(Au_{0.76}Ag_{0.24})_{1.00}$
10	16176a	80.09	19.31	–	–	–	99.4	$(Au_{0.69}Ag_{0.31})_{1.00}$
11	16176b-ц	79.24	19.91	–	–	–	99.15	$(Au_{0.69}Ag_{0.31})_{1.00}$
12	16176c-к	76.74	23.07	–	–	–	99.81	$(Au_{0.65}Ag_{0.35})_{1.00}$
13	16177a-к	97.27	2.09	–	–	–	99.36	$(Au_{0.96}Ag_{0.04})_{1.00}$
14	16177b-ц	99.17	0.37	–	–	–	99.54	$(Au_{0.99}Ag_{0.01})_{1.00}$
15	16177c-к	96.02	3.66	–	–	–	99.68	$(Au_{0.93}Ag_{0.07})_{1.00}$
Золото в сфалерите								
16	15118d	89.93	9.72	–	–	–	99.65	$(Au_{0.84}Ag_{0.16})_{1.00}$
17	15118e	88.28	11.58	–	–	–	99.86	$(Au_{0.81}Ag_{0.19})_{1.00}$
18	15118f	90.15	9.04	–	–	–	99.19	$(Au_{0.85}Ag_{0.15})_{1.00}$
19	15118g	87.32	12.07	–	–	–	99.39	$(Au_{0.80}Ag_{0.20})_{1.00}$
Золото в поре изокубанит-халькопиритового агрегата								
20	15118a	84.02	15.55	–	–	–	99.57	$(Au_{0.75}Ag_{0.25})_{1.00}$
21	15118b	86.27	13.49	–	–	–	99.76	$(Au_{0.78}Ag_{0.22})_{1.00}$

Примечание. Анализы выполнены в Южно-Уральском центре коллективного пользования по исследованию минерального вещества на электронном микроскопе РЭММА-202М с энергодисперсионной приставкой, аналитик В. А. Котляров (ИМин УрО РАН). Прочерк – элемент не обнаружен, ц – центр зерна, к – край зерна. Кристаллохимическая формула золота рассчитана по сумме металлов, равной 1.

Кластогенные фации образуются в результате разрушения твердых сульфидных руд, формируют последовательный литолого-фациальный ряд по мере удаления от сульфидного холма и подразделяются на субфации рудного элювия и коллювия, проксимальных и дистальных рудных турбидитов [Масленников, Зайков, 2006]. На Северо-Восточном рудном поле, расположенном на склоне горы на глубинах 2400–2600 м, драгой были подняты глыбы серноколчеданных обломочных руд, представленных коллювиальными (перемещенными на некоторое расстояние от места разрушения) брекчиями. Их главными отличительными особенностями являются изолированные и, реже, точечные контакты обломков, срезание текстурного рисунка

и зональности обломков, совместное нахождение сульфидных обломков различных текстурных разновидностей и вмещающих пород (см. рис. 9.9л).

Угловатые обломки от щебнистого (от 2 мм до 10 см) до глыбового (10–20 см в поперечнике) размера представлены пиритовыми рудами, которые характеризуются колломорфной, концентрически-зональной, массивной, пористой текстурами и заключены в сульфидно-кварцевом песчано-гравийном цементе с обломками вулканитов. Повсеместно в обломках и цементе развиты многочисленные трещины и пустоты со щетками барита мощностью до 0.5 см, сложенными агрегатами в виде роз и розеток с размером отдельных кристаллов до 1 мм. Кристаллы имеют таблитчатую гексагональную и, реже, четырехугольную форму и характеризуются секториально-зональным строением. Под биноклем местами отмечается халькопирит, который нарастает на пирит и местами ассоциирует с баритом.

Главными минералами в рудах являются пирит, марказит, кварц и барит, второстепенными – халькопирит, гематит, редкими – борнит, сфалерит, пирротин, ковеллин, ярозит.

Пирит представлен несколькими морфологическими разновидностями. Он слагает обломки размером от 1 мм и более, состоящие из колломорфных почковидных агрегатов пористого дендритовидного пирита, а также кристаллических агрегатов зонального пирита, который обрастает пористый. Структурное травление показывает, что пирит-1 представлен сростками мелких (около 10 мкм) изометричных кристалликов, тогда как пирит-2 – кристаллами до 0.5 мм с различными сечениями. **Марказит** образует радиально-лучистые агрегаты до 1 мм из копьевидных кристаллов, местами – сростки зональных кристаллов марказита с ромбическими сечениями. Пирит и марказит тесно ассоциируют друг с другом в концентрически-зональных агрегатах с чередующимися зонами (см. рис. 9.9м), при этом чаще всего марказитовые зоны завершают образование таких сростаний. Колломорфные и концентрически-зональные марказитовые и пиритовые обломки также характеризуются срезанием текстурного рисунка (см. рис. 9.9м). Многие марказитовые почковидные агрегаты замещены более поздним кварцем.

Халькопирит встречается в цементе в виде рассредоточенных зерен округлой формы 20–30 мкм в поперечнике, местами с кристаллическими очертаниями шестигульной формы, и ксеноморфных агрегатов. Округлые зерна халькопирита наблюдаются в трещинах и порах марказит-пиритовых обломков. **Борнит** представлен мелкими субизометричными зернами размером от 5 мкм до 0.1 мм, ассоциируя с халькопиритом и часто образуя зональные сростки, в центре которых находится борнит, а халькопирит его окружает. **Ковеллин** в виде тончайших каемок мощностью несколько микрометров развивается по краям халькопирита. **Сфалерит и пирротин** встречаются редко в виде мелких (до 10 мкм) субизометричных включений в пиритовых обломках. Их приуроченность к трещинам и порам говорит в пользу их более позднего образования по отношению к пириту.

Кварц формирует сплошную ткань в цементе и обрастает пиритовые обломки и барит в виде каемок до 0.1 мм. Изредка в кварцевых каемках наблюдаются халькопирит-борнитовые изометричные сростки. **Барит** представлен удлиненными кристаллами прямоугольной формы размером до 0.4 мм, нарастающими на марказит-пиритовые обломки. Он также распространен в цементе. **Гематит** наблюдается в виде тонкораспыленных зерен в каемках кварца вокруг пирита или в виде субизометричных зерен размером 10–20 мкм, нарастающих на сульфиды. **Ярозит** развивается в краевых частях обломков почковидных марказитовых и пиритовых агрегатов

в виде зон мощностью до 50 мкм, а также встречается ближе к центральным частям обломков.

9.4. СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В ДРЕВНИХ СКЛАДЧАТЫХ ПОЯСАХ И СОВРЕМЕННЫХ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ ПОЛЯХ

Считается, что прямые аналоги современных колчеданных руд, связанных с ультрамафитами срединно-океанических хребтов, пока не были обнаружены среди древних колчеданных месторождений [Богданов и др., 2002]. Несколько предположений о том, почему так редки аналоги подобных современных объектов и о возможностях их находок было сделано Ф. Барригой [2000]: «...1) объекты типа Рейнбоу редки; 2) месторождения, подобные Рейнбоу, редко сохраняются на морском дне; 3) придонные серпентиниты, преобладающие на хребтах медленного спрединга, редко могут быть обдуцированы и, следовательно, слабо представлены в офиолитах».

Однако с нашей точки зрения древние кобальт-медноколчеданные рудные поля, связанные с ультрамафитами Главного Уральского разлома, подходят для сравнительного анализа с современными залежами по следующим критериям.

Геологическая позиция. Изученные древние месторождения и рассмотренные выше современные гидротермальные сульфидные поля пространственно и геохимически связаны с вмещающими ультрамафитами. Поскольку и древние, и современные рудные поля характеризуются сложным тектоническим строением, то руды могут быть приурочены и к базальтам.

В этом смысле «аналогом» Ишкининского и Дергамышского месторождений, руды которых полностью залегают в серпентинитах, может служить гидротермальное поле Рейнбоу. Геологическая ситуация на Ивановском рудном поле, руды которого залегают как в ультраосновных, так и основных породах, обнаруживает поразительное сходство с районами Семенов, Ашадзе, Логачев, в пределах которых гидротермальные поля располагаются относительно недалеко друг от друга (первые километры) и также приурочены к различным породам океанической коры.

Необходимо отметить, что на древних рудных полях широко распространена и «нерудная» гидротермальная составляющая, выраженная в поздних карбонатных жилах и офикальцитовых брекчиях, которые могут быть сопоставлены с карбонатными постройками таких полей, как Лост Сити и Салданья. Подобное сравнение построек Лост Сити с офикальцитовыми брекчиями из офиолитовых комплексов Альп, Апеннин и других складчатых поясов проведено К. Людвиг с соавторами [Ludwig et al., 2006].

Важные индикаторы выведения ультрамафитовых пород на морское дно – серпентинитовые конгломераты, гравелиты и песчаники на рудных полях также имеют современные аналоги. Зарубежные исследователи сопоставляют широко распространенные серпентинитовые грязевые вулканы в преддуговой части Марианской и Идзу-Бонинской островодужных систем в Тихом океане с обломочными серпентинитовыми породами складчатых поясов на континентах в офиолитовых зонах Альп, Аппалачей, Малого Кавказа, Калифорнии, Новой Зеландии и т.п. [Fryer et al., 2000].

Текстурно-структурные особенности руд. Руды древних месторождений сохранили целый комплекс текстур и структур, которые указывают на их придонное происхождение и сопоставимы с таковыми из современных руд.

Наиболее ярко выраженными чертами сходства обладают обломочные руды, которые широко распространены на Дергамышском и Ишкининском месторождениях, а также были драгированы на Северо-Восточном рудном поле гидротермального узла Семенов (рис. 9.10а, б). В первую очередь необходимо отметить сходство марказит-пиритового состава обломочных руд Дергамышского месторождения и Северо-Восточного рудного поля, что наряду с халькопирит-марказит-пиритовым составом косвенно подтверждает образование руд Дергамышского месторождения на вулканогенном субстрате (доп. см. главу 6, раздел 6.1). Обломочные руды характеризуются присутствием обломков концентрически-зональных марказит-пиритовых почек (рис. 9.10в, г) со срезанным текстурным рисунком (рис. 9.10д, е), что является прямым признаком кластогенного происхождения руд [Масленников, Зайков, 1998]. Развитие позднего халькопирита по обломкам (рис. 9.10ж, з) и цементу (рис. 9.10и, к) в кластогенных рудах – еще одна черта сходства древних и современных руд.

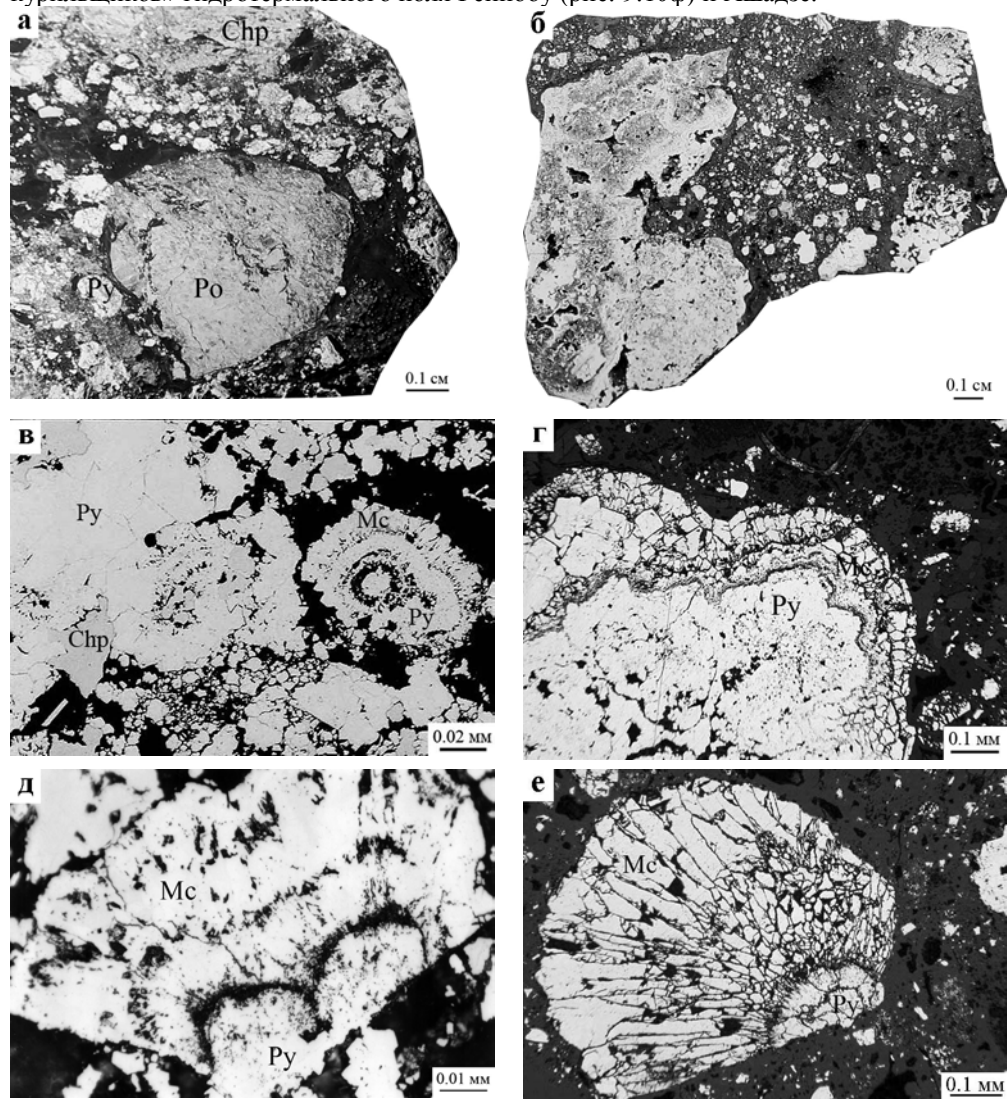
Рудно-фациальный анализ обломочных руд Северо-Восточного рудного поля показывает, что они сходны с субфацией коллювиальных брекчий многих палеозойских колчеданных месторождений Урала [Масленников, Зайков, 2006]. Обычно коллювиальные брекчии на колчеданных месторождениях Урала с реконструированными сульфидными холмами удалены не более, чем на 200 м от гипотетического центра холма [Масленников, 2006]. Учитывая, что рудное поле Северо-Восточного располагается на склоне подводной горы на глубинах 2400–2600 м, можно предполагать обнаружение сульфидной постройки, состоящей из серноколчеданных руд, ближе к вершине подводной горы на глубинах 2400–2200 м. При этом сходство текстур сульфидных обломков Северо-Восточного рудного поля с таковыми из руд донной гидротермальной фации Западного рудопроявления (станция 30Л292) говорит о том, что предполагаемые сульфидные руды будут представлены серноколчеданными разностями донной гидротермальной фации.

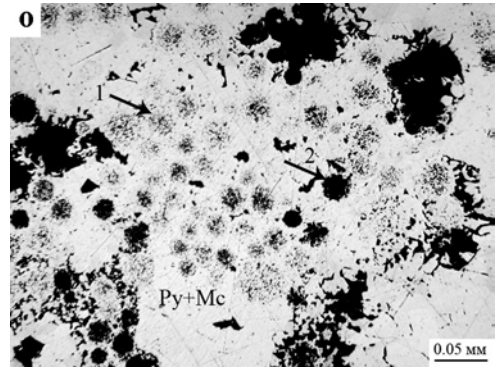
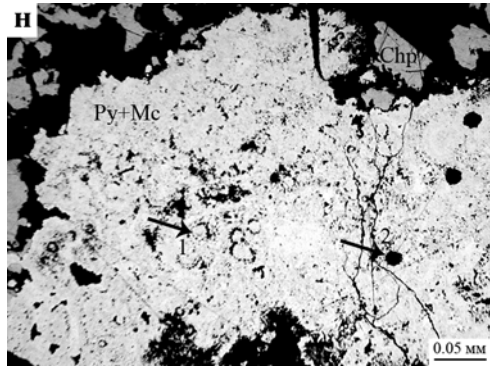
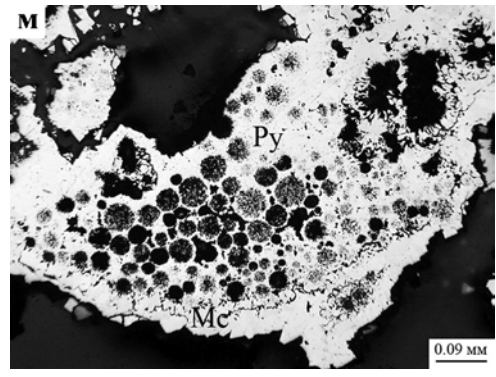
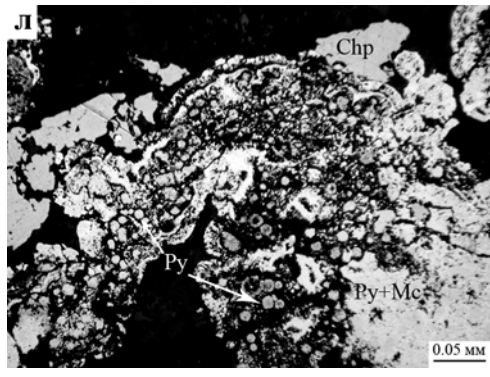
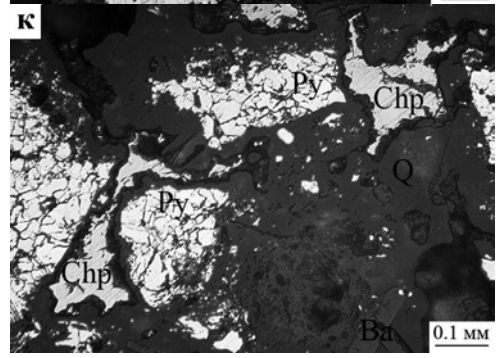
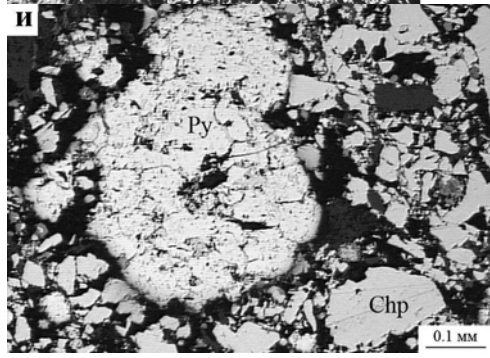
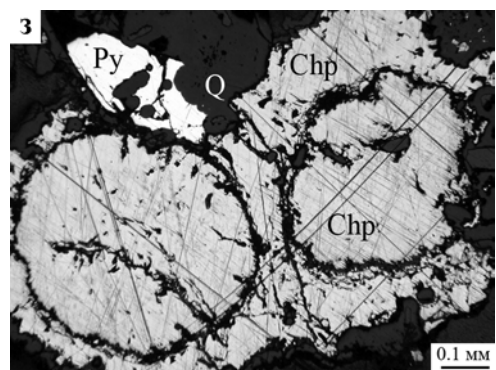
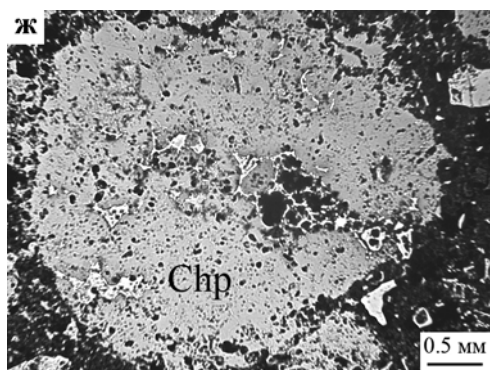
В рудах донной гидротермальной фации Дергамышского месторождения и Западного гидротермального поля в узле Семенов распространены сгустки фрамбоидального пирита, которые подвергаются замещению более поздних генераций пирита и марказита (рис. 9.10л, м). В результате в марказит-пиритовых кристаллических агрегатах остаются округлые формы, которые являются реликтами фрамбоидов и замещены кварцем в древних и опалом в современных рудах (рис. 9.10н, о). Также марказит-пиритовые руды Дергамышского месторождения и гидротермального узла Семенов характеризуются сходной поздней сфалерит-халькопиритовой ассоциацией. В порах марказит-пиритовых агрегатов сначала кристаллизуются мелкие кристаллы сфалерита, на которые нарастает халькопирит (рис. 9.10п, р).

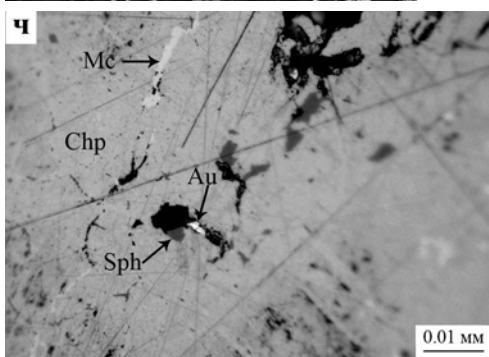
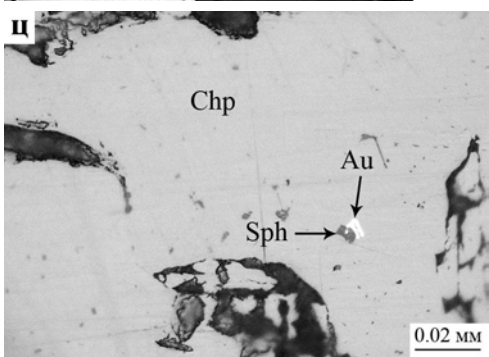
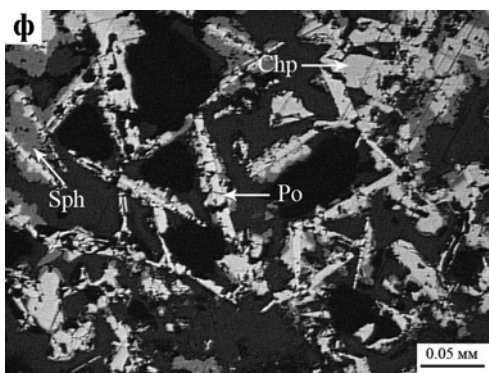
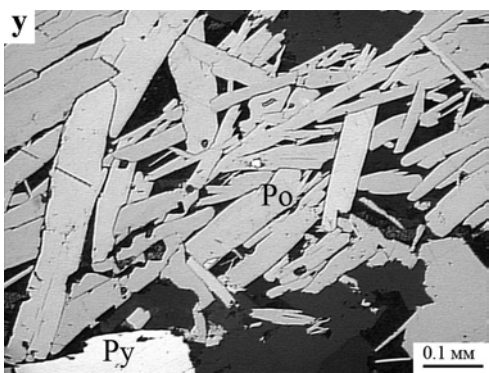
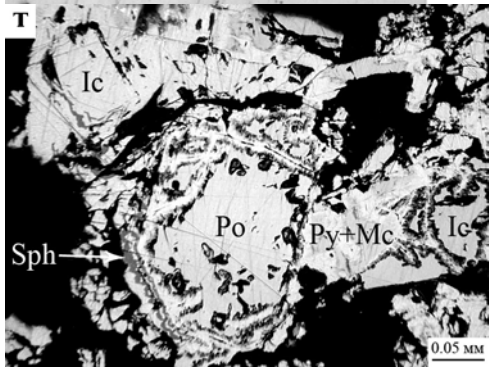
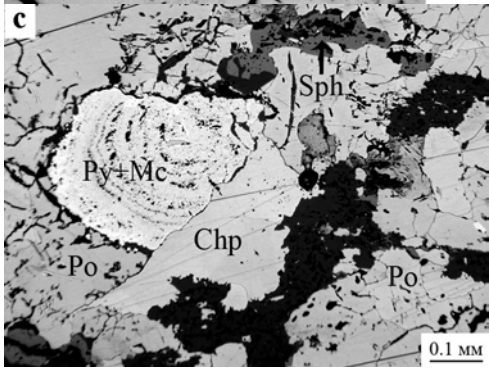
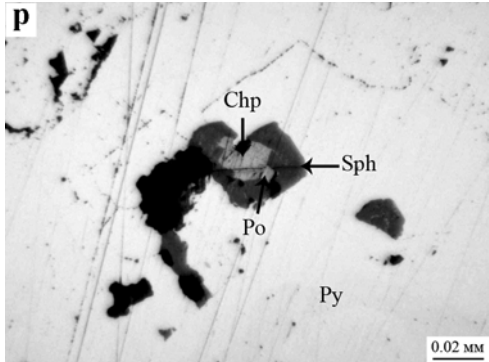
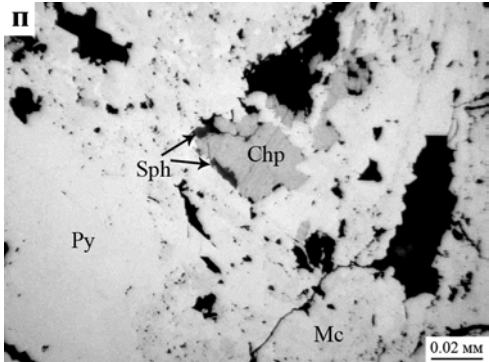
Главным минералом руд Ишкининского и Ивановского месторождений является пирротин (см. главу 6), который интенсивно замещается в виде структур «птичьего глаза» тонкозернистым агрегатом пирита и марказита (рис. 9.10с). Далее по пирротину и пириту развивается халькопирит в виде ксеноморфных агрегатов. Сходный процесс замещения наблюдался в медных рудах гидротермального поля Ашадзе-2 (рис. 9.10т). Здесь пластинчатые кристаллы пирротина замещались марказит-пиритовыми агрегатами, между которыми образовывались сфалерит-изокубанитовые сростания. В дальнейшем изокубанит замещается халькопиритом.

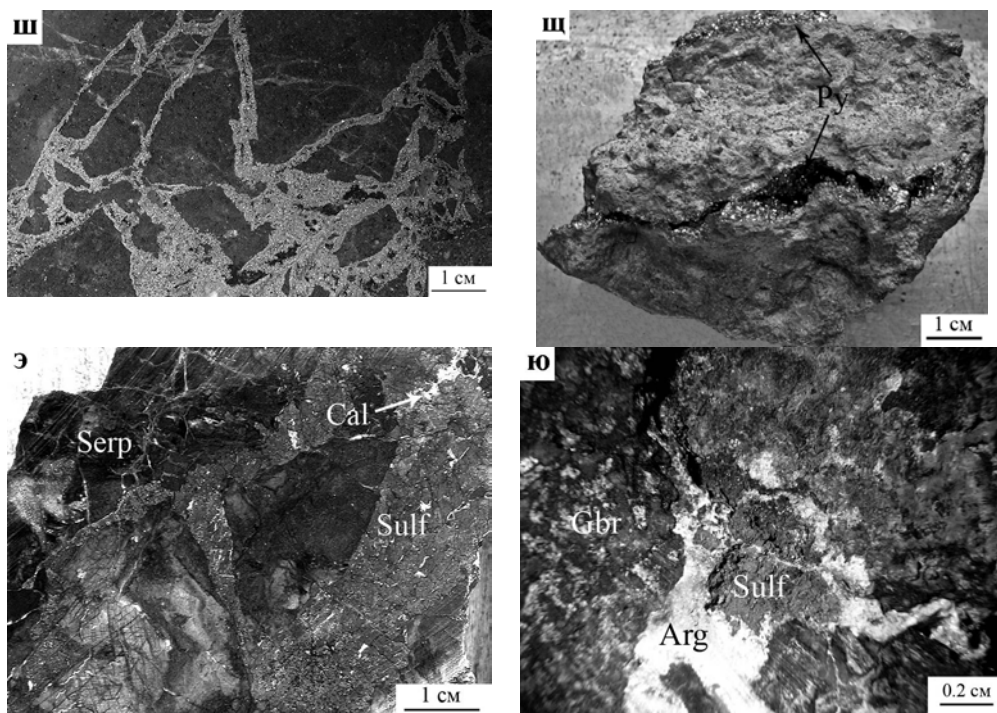
На Ивановском и Дергамышском месторождениях также обнаружены решетчатые структуры сростаний пластинчатого пирротина в нерудной матрице (рис. 9.10у). В рудокластическом горизонте на северо-западном фланге Дергамышского месторо-

ждения эти срастания образуют ядра обломков, периферия которых сложена пиритом. Подобные решетки кристаллов пирротина наблюдаются в трубах «черных курильщиков» гидротермального поля Рейнбоу (рис. 9.10ф) и Ашадзе.









9.10. Сходство текстур и структур древних и современных руд:

а, б) обломочная текстура руд: а – Ишкининского месторождения, обр. 320, б – Северо-Восточного рудного поля, обр. 284-12; в, г) концентрически-зональные марказит-пиритовые почки в обломочных рудах: в – Дергамышского месторождения, обр. D1/46.3, г – Северо-Восточного рудного поля, обр. 284-12; д, е) срезание текстурного рисунка концентрически-зональных пирит-марказитовых почек в обломочных рудах: д – Дергамышского месторождения, обр. D1/46.3, е – Северо-Восточного рудного поля, обр. 284-12; ж, з) развитие халькопирита по обломкам в рудах: ж – Дергамышского месторождения, обр. 200/276.1, з – Северо-Восточного рудного поля, обр. 284-12; и, к) агрегаты халькопирита в цементе обломочных руд: и – Ишкининского месторождения, обр. 320, к – Северо-Восточного рудного поля, обр. 284-8; л, м) фрамбоидальный пирит, замещаемый кристаллическими марказит-пиритовыми агрегатами: л – Дергамышского месторождения, обр. D1/46.3, м – Западного рудного поля, обр. 292-7-1; н, о) реликты фрамбоидов, замещенных марказит-пиритовыми агрегатами (стрелка 1) и кварцем (стрелка 2): н – Дергамышского месторождения, обр. D1/46.3, о – Западного рудного поля, обр. 292-7-1; п, р) кристаллы сфалерита и халькопирита в порах марказит-пиритовых агрегатов: п – Дергамышского месторождения, обр. D1/46.3е, р – Северо-Восточного рудного поля, обр. 284-3-1; с, т) развитие сульфидов меди по пирротину, замещенному тонкозернистым марказит-пиритовым агрегатом: с – Ивановского месторождения, обр. 151-1а; т – гидротермального поля Ашадзе-2, обр. 240-3; у, ф) решетчатая структура срастаний пирротиновых кристаллов в рудах: у – Ивановского месторождения, обр. 2Т/81.7, ф – гидротермального поля Рейнбоу, обр. 4402-М1, образец из коллекции А. Ю. Леин, предоставлен В. В. Масленниковым; ц, ч) золото в ассоциации с халькопиритом и сфалеритом в рудах: ц – северного фланга Ивановского месторождения, обр. 199/2801а, ч – Северо-Западного рудного поля, обр. 30J1287-4, черное – дефекты полировки; ш, щ) жилы кристаллического пирита в гидротермально измененных базальтах: ш – Ивановского месторождения, спил керна, обр. 195/126.6, щ – Северо-Восточного рудопоявления, обр. 153-1; э, ю) жилы и гнезда сульфидов (пирротина и халько-

пирита) в: э – серпентините Ивановского месторождения, спил керна, обр. 207/246.0, ю – габбро гидротермального поля Ашадзе-2, обр. 219.

Снимки а–ц – отраженный свет.

Имеются сходства, касающиеся и благороднометальной минеральной ассоциации. Так, золото-кварц-сфалерит-халькопирит-карбонатная ассоциация прожилково-вкрапленных руд на северном фланге Ивановского рудного поля сходна с золото-опал-изокубанит-халькопирит-сфалеритовой ассоциацией тонкозернистых руд станции 30Л287 Северо-Западного рудного поля в гидротермальном узле Семенов.

Золото округлой, каплевидной, треугольной, удлиненной, трапециевидной и изогнутой формы в кварц-сульфидных агрегатах северного фланга Ивановского месторождения обнаруживается в халькопирите, реже – в халькопирите на контактах с пиритом, сфалеритом (рис. 9.10х), пирротином и карбонатами, а также в кальците в ассоциации с пиритом и сфалеритом. Золото в образцах Северо-Западного рудного поля, как было детально описано выше, наблюдается в виде многочисленных, очень мелких (от 2 до 9 мкм) зерен удлиненной, овальной, угловатой, изометричной формы с извилистыми, иногда с кристаллическими границами в порах изокубанит-халькопирит-сфалеритовых агрегатов, в сфалерите с включениями пирротина и опале (рис. 9.10ц).

Современные сульфидные залежи и древние месторождения также характеризуются разнообразными прожилково-вкрапленными рудами в ультрамафитах, базальтах и габброидах (рис. 9.10ш, щ, э, ю).

К настоящему времени на исследуемых месторождениях в зоне Главного Уральского разлома пока не найдены явные следы гидротермальных построек – трубы «черных курильщиков», известных на других колчеданных месторождениях Южного Урала [Зайков и др., 1995; Масленников, 1999]. Однако в связи с этим следует отметить, что колчеданные месторождения делятся на две группы: одна, в которой ярко выражены черты отложения сульфидов на морском дне, и другая, большая группа, в которой эти черты отсутствуют, и рудоотложение происходит, в основном, под поверхностью морского дна [Barriga, Fouquet, 1997]. Также пока неизвестны трубы «черных курильщиков» и на древних месторождениях мировых складчатых областей, ассоциирующих с ультрамафитами и характеризующихся гидротермально-осадочными рудами (Оутокумпу, Сайксвилль, Дерни и др.).

Минералогические особенности. Одной из сходных минералогических черт древних и современных залежей в ультрамафитах является присутствие в рудах первичного (наиболее раннего из сульфидов) пирротина. Так, например, поле Рейнбоу содержит участки существенно пирротиновых руд, где он составляет до 90 % [Викентьев и др., 2000б; Богданов и др., 2002].

Кобальт-никелевая минерализация современных руд представлена миллеритом, пентландитом [Fouquet et al., 1997; Викентьев и др., 2000а, б], кобальтпентландитом [Mozgova et al., 1996], линнеитом и никелином [Бортников и др., 2004]. По устному сообщению Л. И. Лазаревой [Леин и др., 2003] в рудах гидротермального поля Логачев-2 обнаружены кобальтин и арсениды ряда леллингит-саффорит. В рудах древних месторождений к первичным минералам Co и Ni можно отнести пентландит и макинавит, а образование жильных сульфоарсенидов и арсенидов в рудах месторождений связывается с гидротермальными процессами, сопутствовавшими коллизии. Несмотря на то, что минералы кобальта и никеля в древних и современных залежах относятся к различным этапам развития гидротермальных систем, общей для них является способность продуцировать подобную минерализацию.

Золотоносность современных сульфидных залежей. Содержания благородных металлов в рудах этих гидротермальных полей широко варьируют: Au – 0.3–56 г/т, Ag – 10–265 на поле Логачев [Murphy, Meyer, 1998; Mozgova et al., 1999]; Au – до 12 г/т, Ag – до 362 г/т на поле Рейнбоу [Викентьев и др., 2000; Леин и др., 2003] и Au – 0.06–12.3 г/т, Ag – 2–520, до 1720 в единичной пробе на поле Ашадзе-1 [Батуев и др., 2006].

В образцах труб «черных курильщиков» *поля Логачев* отмечаются многочисленные зерна золота и электрума размером 1–5 мкм в сфалерите и их редкие находки – в халькопирите и борните [Murphy, Meyer, 1998]. По данным [Леин и др., 2003], в рудах поля Логачев-2 обильные зерна золота и электрума, в основном, приурочены к интерстициям между сульфидами, заполненным опалом. Состав золото-серебряных фаз характеризуется содержаниями золота от 60.9 до 88.4 мас. % и серебра – от 8.2 до 32.1 мас. % (пробность 654–912) [Леин и др., 2003]. Отмечается, что самородное золото из руд поля Логачев-1 характеризуется пониженными содержаниями серебра по сравнению с золотом поля Логачев-2.

В рудах *поля Рейнбоу* зерна самородного золота размером около 3 мкм отмечены в рудах медного типа в опале, заполняющем интерстиции между зернами кубанита [Леин и др., 2003]. В его составе зафиксированы содержания серебра в количестве 4.3–4.4 мас. % (пробность 956–957). Руды *поля Ашадзе-1* также характеризуются присутствием тонкодисперсных фаз самородного золота и акантита, приуроченных к порам и микрополостям сульфидных минералов [Батуев и др., 2006].

Химический состав руд *Северо-Западного рудного поля гидротермального узла Семенов* по высоким содержаниям золота и серебра схож с таковым из руд гидротермального поля Логачев [Леин и др., 2003]. Минеральная ассоциация, в которой были найдены золото и теллурид серебра в рудах Северо-Западного рудного поля во многом схожа с таковой для золота из труб полей Логачев-2 и Рейнбоу [Леин и др., 2003]. На поле Логачев-1 позиция золота немного отличается: в большинстве случаев оно найдено в сфалерите и халькопирите, и реже – в пирите, борните и ковеллине [Murphy, Meyer, 1998].

Составы золота из руд Северо-Западного рудного поля, а также полей Логачев и Рейнбоу выявляют как сходства, так и отличия. Наиболее схожи содержания цинка: в золоте поля Логачев-2 количество цинка составляет от 1.1 до 5.2 мас. % [Леин и др., 2003]. Содержания меди и железа в золоте поля Логачев-2 повышены и составляют: меди от 0.8 до 5.0 мас. % и железа – 2.1 мас. % (единичный анализ).

Содержания серебра в золоте поля Логачев-1 достигают 6 мас. % [Murphy, Meyer, 1998], поля Рейнбоу – 4.35 мас. %, в среднем [Леин и др., 2003], тогда как в золоте поля Логачев-2 сильно варьируют – от 8.2 до 32.1 мас. % [Леин и др., 2003]. Составы золота Северо-Западного рудного поля по содержанию серебра обнаруживают сходство с составами золота из всех выше упомянутых полей, но по разбросу содержаний серебра в 20 % изученное золото наиболее схоже с золотом из поля Логачев-2.

Сходство медно-цинковых руд Северо-Западного рудного поля по минералогическим и геохимическим характеристикам, включая высокие содержания золота и серебра, с рудами гидротермальных полей Логачев и Рейнбоу, указывает на то, что эти руды скорее всего формировались на ультрамафитовом субстрате, нежели на базальтовом. В настоящее время в районе этого рудопроявления драгированы только породы основного состава (см. рис. 9.7), но мы предполагаем обнаружение рудоносных пород габбро-ультрамафитового комплекса.

По высоким содержаниям золота и серебра руды гидротермальных полей на ультрамафитах САХ сильно отличаются от таковых на базальтах САХ, где среднее содержание золота составляет 3 г/т [Леин и др., 2003]. Аналогично руды палеозойских месторождений в ультрамафитах существенно обогащены золотом и серебром по сравнению с рудами медноколчеданных месторождений кипрского типа (до 0.6 г/т Au) [Зайков и др., 2001]. Последние могут рассматриваться как аналоги современных залежей на базальтах САХ. Подобная тенденция обогащения руд благородными металлами в ультрамафитах является закономерной, поскольку ультраосновные породы ими также сильно обогащены по сравнению с океаническими базальтами (Au – 0.007 и 0.00023 г/т, Ag – 0.05 и 0.03 г/т соответственно) [Справочник..., 1990].

Таблица 9.4

Параметры гидротермальных растворов современных и древних сульфидных залежей, ассоциирующих с ультрамафитами, по данным изучения флюидных включений

Материал	T _{гом.} , °C	Соленость, мас. NaCl-эquiv.	Солевой состав	Литературный источник
1	2	3	4	5
Гидротермальное поле Рейнбоу				
Арагонитовые прожилки в с (вторичные включения)	144–315	2.7–3.7	NaCl+KCl	Богданов и др., 2002
Ангидрит, ассоциирующий ритом и сфалеритом (первичения)	160–247*	4.1–8.5	NaCl+Na ₂ SO ₄ + KCl	
Ангидрит, ассоциирующий и халькопиритом (первичния)	295–370*	4.5–7.7	NaCl+KCl	
Гидротермальное поле Логачев				
Ранний ангидрит (первичны тип-1)	363	до 26	н.и.	Бортников и др., 2004
Ранний ангидрит (первичны тип-2)	277–365*	4.2–16.2	NaCl+KCl	
Поздний ангидрит (первичные включения)	271–353*	4.3–6.7	NaCl+Na ₂ SO ₄	
Ишкининское рудное поле				
Кальцит, секущий серпентинные или первично-вторичные включения)	142–171	18.3–19.8	NaCl+H ₂ O	Юминов и др., 2002
Кальцит, секущий серпентинные включения)	100–160	0.8–4.5	NaCl, в единичны NaCl+KCl	
Кальцит, секущий сульфиды (первичные и первично-вторичные вклю	90–120	0.3–4.5	NaCl+H ₂ O	
Кальцит, секущий сульфиды включения)	120–150	1.2–2.4		
Кальцит, секущий тальк-карметасоматиты (первичные и вторичные включения)	150–200	6–7	NaCl+H ₂ O	
Кальцит, секущий тальк-карметасоматиты (первичные и вторичные включения)	120–160	1.2–4.5	NaCl+H ₂ O	

Кальцит, секущий тальк-карметасоматиты (вторичные включения)	100–120	нет данных	нет данных	
--	---------	------------	------------	--

Окончание табл. 9.4

1	2	3	4	5
Кальцит из цемента офикальцитовых брекчий I типа	200–280	3.5–4	NaCl+H ₂ O	Артемьев, Анкушева, 2009
Карбонат из кокардовых образований в III типе офикальцитовых брекчий	150–190	3.0–6.4	NaCl+H ₂ O	
Дергамышское рудное поле				
Кальцит из цемента офикальцитовых брекчий II типа	110–160	2.0–4.5	NaCl+H ₂ O	Артемьев, Анкушева, 2009
Ивановское рудное поле				
Кварц из сульфидно-кварцевых образований (первичные включения)	130–170	1.3–2.7	NaCl+KCl	Анкушева, 2006

Примечание. * – истинные температуры гидротермальных растворов с поправкой на давление.

Условия образования. Измерения температур образования современных активных гидротермальных сульфидных залежей непосредственно в океане показывают, что температуры растворов сильно колеблются. Так, например, при замере температуры гидротермального раствора на поле Рейнбоу было установлено, что в течение 35 мин температура менялась от 250 до 350 °С [Богданов и др., 2002]. Кроме непосредственных измерений, также исследуются и флюидные включения в минералах, результаты исследований которых показывают еще более широкий диапазон температур минералообразования.

В рудах древних месторождений температуры минералообразования также оцениваются с помощью изучения флюидных включений. Сравнительный анализ результатов по древним и современным объектам показывает сходство растворов по температурам, солености и солевому составу гидротермальных систем (табл. 9.4).

Как видно из таблицы, соленость практически всех включений из минералов Ишкининского и Ивановского месторождений близка солености морской воды (3.5 мас. %). Солевой состав систем также сходен в большинстве случаев. На Ишкининском месторождении в кальците из руд была установлена связь солености с температурой: более высокотемпературные включения характеризуются повышенной соленостью и наоборот, что отмечается на поле Логачев и объясняется смешением контрастных флюидов [Бортников и др., 2004]. Также, на Ишкининском месторождении зафиксированы высокосолёные (до 19 мас. %) растворы, подобные таковым из поля Логачев, которые возможно являются свидетельством фазовой сепарации гидротермального флюида [Бортников и др., 2004].

Геодинамические условия являются наиболее существенным отличием сравниваемых объектов. Сульфидное отложение на ультрамафитах в современных условиях установлено в низкспрединговых участках Срединно-Атлантического и Юго-западно-Индийского хребтов, где происходит процесс серпентинизации. Серпентиниты исследованных кобальт-медноколчеданных месторождений Главного

Уральского разлома представляют собой надсубдукционные ультрамафиты со свойственными им специфическими по химизму хромшпинелидами. Выполненный обзор гидротермально-осадочных месторождений, ассоциирующих с ультрамафитами складчатых поясов Мира, показывает сходную геодинамическую позицию ультрамафитов. В связи с этим было сформулировано предположение, что находки сульфидных залежей возможны в аккреционной призме Идзу-Бонин-Маринской островной дуги с пластинами ультрамафитов.

Таким образом, в результате обзора литературы установлено большое разнообразие сульфидных месторождений, в той или иной мере ассоциирующих с ультрамафитовыми породами. Многие из них характеризуются признаками придонного образования первичных руд. Сравнительный анализ древних и современных сульфидных полей, ассоциирующих с ультрамафитами, выявил черты их сходства (геологическое строение, текстуры, структуры и минералогия первичных руд, условия их образования) и отличия (геодинамическая позиция).

Глава 10. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ ЮЖНОГО ФЛАНГА ГЛАВНОГО УРАЛЬСКОГО РАЗЛОМА

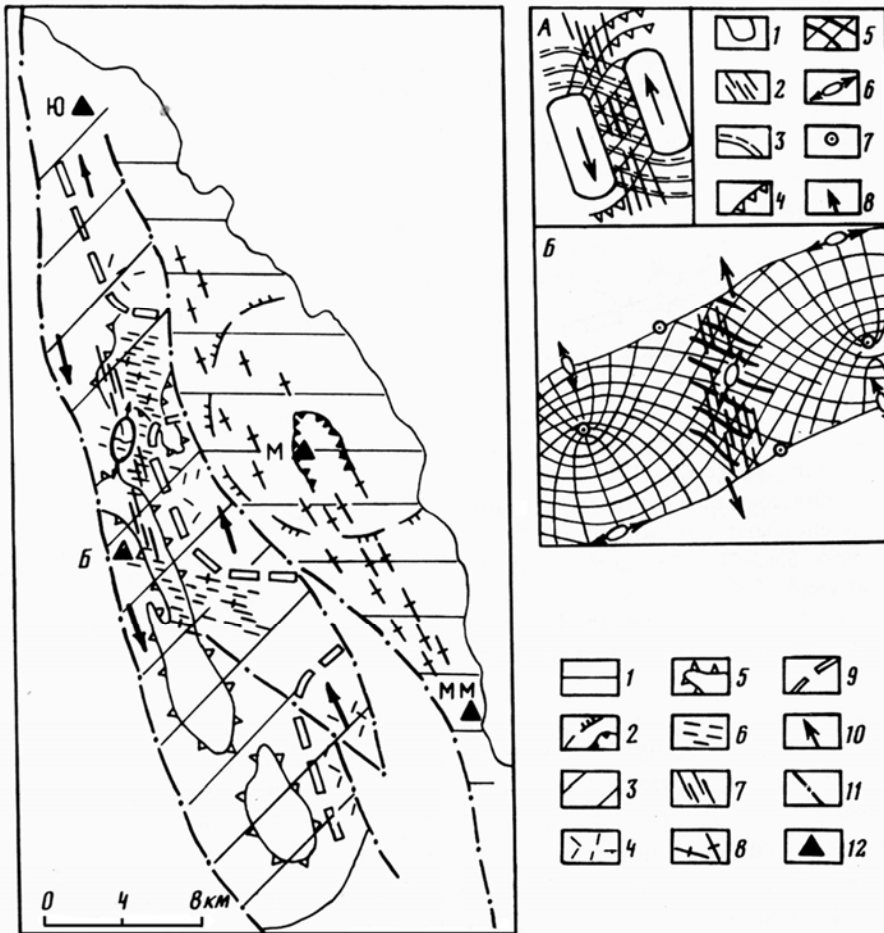
Формирование структурно-вещественных комплексов, представленных в структурах южного фланга Главного Уральского разлома, происходило на океаническом (O–S), субдукционном (D₁₋₂) и коллизионном (D₃–P₁) этапах [Пучков, 2000; Зайков, 2006; Язева, Бочкарев, 1998]. В связи с проблемой рудообразования основной интерес представляет островодужный этап, связанный с субдукцией. По мнению А. М. Косарева с соавторами [2005], формированию Магнитогорской островодужной структуры предшествовала длительная тектоническая пауза. В этот период формировался кремнисто-базальтовый сакмарский комплекс, частично обнаженный на исследованной территории. Затем, по имеющимся данным, происходили события, в результате которых образовались следующие комплексы: серпентинитовые, тальк-карбонатные, базальт-бонинитовые, олистостромовые, кремнистые. Рудная часть представлена кобальт-медноколчеданными сульфидными залежами. При обобщении полученного материала мы попытались осветить следующие вопросы:

- геодинамические условия формирования вулканических комплексов;
- хромшпинелиды как индикаторы геодинамических условий формирования ультрамафитов;
- оценка времени эрозии серпентинитов и тальк-карбонатных метасоматитов;
- влияние процессов серпентинизации, тальк-карбонатного метасоматоза и коллизионных процессов на рудоотложение;
- последовательность и условия рудообразования;
- особенности формирования олистостром и офикальцитовых брекчий.

На основании полученных данных проведена реконструкция начального рудоносного этапа формирования палеоостровной дуги, вызывающего наибольшие дискуссии.

10.1. ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ВУЛКАНИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

В исследованных структурах в раннем девоне начала формироваться Западно-Магнитогорская островная дуга [Пучков, 2000; 2005]. К ней относится баймак-бурибайский комплекс, формировавшийся в условиях раздвига и сдвигов. Современные случаи сдвига, предвещающего начало субдукции, описаны в работах [Stern, Bloomer, 1992; Lebrun et al., 2003]. Для Урала такая ситуация изучена в примыкающем с востока к изученной площади Бурибайском рудном районе [Зайков, 1991]. Здесь в базальтах основания баймак-бурибайского комплекса выявлена каркасная система даек, образовавшихся в условиях сдвига (рис. 10.1). Такой же характер напряжений показателен и для современных островных дуг [Шарапов и др., 1984]. Реконструкция выполнена путем сравнения трещинных систем, заполненных дайками, с полями напряжений, которые моделированы экспериментальным путем [Бондаренко, Лучицкий, 1985]. Рои даек фиксируют зону повышенной проницаемости в виде субмеридиональной полосы шириной 3–5 км.



10.1. Вулканотектоническая схема Бурибай-Маканского рудного района.

1 – Маканская подзона (риолит-дацит-андезит-базальтовая толща) с преобладанием сбросовых дислокаций и вулканизмом центрального типа; 2 – контуры Маканского стратовулкана с вершинной кальдерой; 3 – Бурибайская подзона (риолит-базальтовая толща) с преобладанием сдвиговых дислокаций и вулканизмом трещинного типа; 4 – участки развития лав кислого состава в Бурибайской подзоне, фиксирующие сиалические блоки; 5 – контуры вулканических гряд, сложенных базальтами; 6 – субширотные дайки и пакеты даек диабазов, внедрившиеся в трещины отрыва; 7 – субмеридиональные дайки диабазов, внедрившиеся в трещины скола; 8 – дайки дацитов и риолитов; 9 – предполагаемые контуры блоков фундамента в основании Бурибайской подзоны; 10 – направление стресса; 11 – поствулканические разрывные нарушения; 12 – колчеданные месторождения (Ю – Юбилейное, Б – Бурибайское, М – Маканское, ММ – Мамбетовское).

На врезке – размещение динамических зон при сдвиговом смещении блоков (А) и сдвиг в результате приложения нагрузки по всей массе упругой пластины (Б) [Бондаренко, Лучицкий, 1985]: 1 – тектонические блоки, 2 – кулисообразные трещины в зоне скалывания, 3 – структуры растяжения, 4 – структуры сжатия, 5 – траектории нормальных напряжений и возможные трещины растяжения, 6 – положение осей эллипсоида напряжений, 7 – изотропные точки, 8 – направление стресса.

Отстроенный по реконструированным в дайковых системах трещинам отрыва и скола эллипсоид деформации имеет северо-восточное простирание длинной оси. Анализ экспериментальных данных по моделированию трещинных структур показал, что наиболее близкое распределение напряжений создается при сдвиговых дислокациях. В соответствии с подобранной моделью для Бурибайской зоны в процессе базальтового вулканизма проявился левосторонний сдвиг с перемещением восточного крыла на север относительно западного. По аналогии с установленным в эксперименте расположением трещин скола и отрыва можно предположить, что существование двух типов дайковых систем (каркасных и параллельных) вызвано влиянием блоков, на которые была расчленена земная кора при сдвигах. Между блоками в зоне сдвига, где формируются трещины скола и отрыва, образуются каркасные системы. В тыловых (относительно перемещения) частях блоков, которым свойственны структуры растяжения, образуются пакеты субширотных даек. Динамика сдвига была прерывистой, что фиксируется по телам типа «дайка в дайке» и различным взаимоотношениям субмеридиональных и субширотных даек.

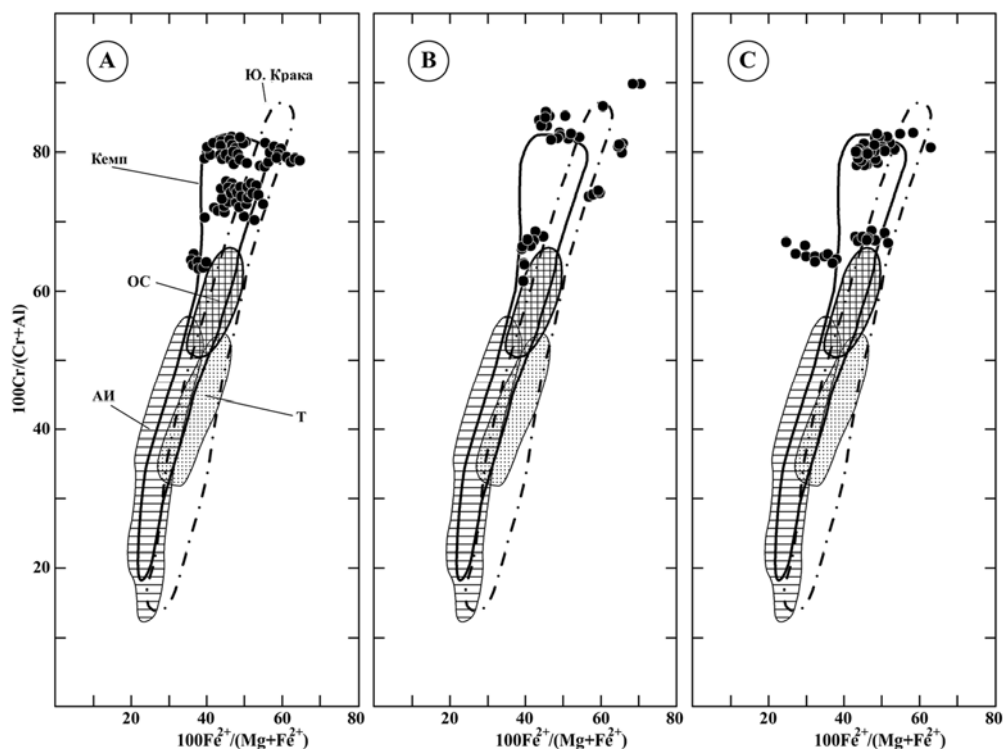
В последнее время появились предположения [Jonas, 2003; Косарев и др., 2005], что с заложением Западно-Магнитогорской палеоостровной дуги связаны, главным образом, условия растяжения. Авторы обращаются к предложенным геодинамическим реконструкциям [Hall et al., 2003]. Согласно этой модели, в начале процесса субдукции погружение плиты идет медленно в условиях сжатия, но с какого-то момента начинается «проваливание» края плиты, вызванное ее эклогитизацией и утяжелением. В месте перегиба плиты создаются растягивающие усилия и образуются рифты, сопровождающиеся медленным спредингом. Плавление надсубдукционного клина приводит к образованию бонинитовых расплавов.

По аналогии с этой моделью П. Йонасом [Jonas, 2003] и П. Нимисом [Nimis et al., 2004] была предложена гипотеза образования руд южноуральских кобальт-медноколчеданных месторождений в условиях доостроводужного растяжения. Однако в настоящее время неизвестны современные аналоги подобного рода геодинамических обстановок.

Коллизионные процессы, начавшиеся в конце позднего девона [Пучков, 2000], привели к образованию современных структур рудных полей – антиформы, синформы и блокового меланжа [Зайков, Мелекесцева, 2005]. Сопутствовавшие коллизии поля тектонических напряжений надвигового типа и сдвиговые дислокации, обусловленные косым направлением смещений [Серавкин и др., 2001], задокументированы на Ишкининском рудном поле, где они ограничивают с востока сутурную зону [Корчемагин, Николаев, 2000].

10.2. ХРОМШПИНЕЛИДЫ КАК ИНДИКАТОРЫ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ УЛЬТРАМАФИТОВ

Ранее считалось, что возраст Ишкининского и Байгускаровского ультраосновных массивов – ордовикско-силурийский [Захаров, 1975; Варлаков, 1978; Контарь, Либарова, 1997], что в геодинамическом отношении соответствует океаническому этапу развития складчатого пояса [Пучков, 2000]. Однако исследование ультрамафитовых пород на месторождениях показало, что по своим характеристикам они не соответствуют срединно-океаническим перидотитам, а имеют островодужные характеристики со свойственными им высокохромистыми хромшпинелями.



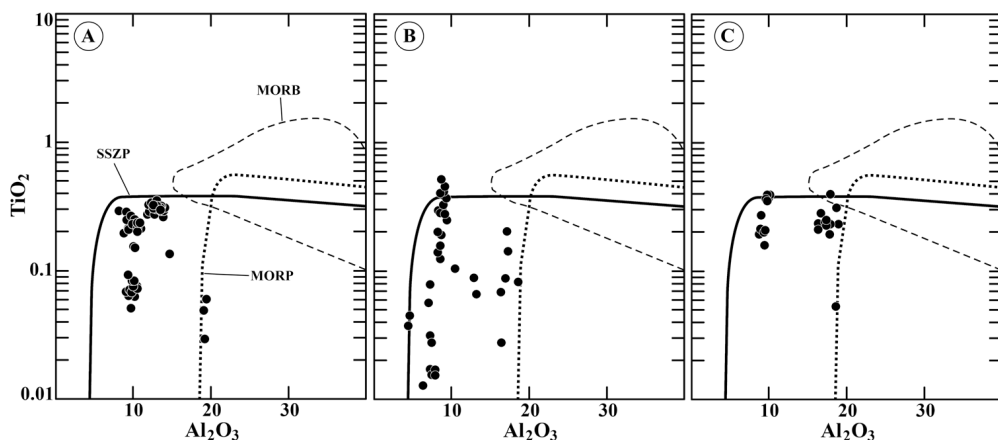
10.2. Соотношение хромистости и железистости хромшпинелидов из серпентинитов Ишкининского (А), Ивановского (В) и Дергамышского (С) рудных полей.

Поля составов хромшпинелидов: Ю. Крака – из ультрамафитов Южнокракинского массива, Кемп – Кемпирсайского массива; Т – составы аксессуарных хромшпинелидов из гарцбургитов и лерцолитов Тихого океана, АИ – Атлантического и Индийского океанов, ОС – островодужных склонов глубоководных желобов.

Ю. Крака – построено по данным [Чашухин и др., 1996]; Кемп – по [Макеев, Брянчанинова, 1999]; Т, АИ, ОС – по [Паланджян, Дмитриенко, 1990].

Для хромшпинелидов из ультрамафитов колчеданоносных рудных полей устанавливается Cr–Al тренд изменения состава. Хромшпинелиды из ультрамафитов трех рудных полей имеют идентичный состав и, в целом, соответствуют высокохромистым шпинелям из альпинотипных массивов Урала (рис. 10.2), таких как Кемпирсай и Рай-Из [Макеев, Брянчанинова, 1998].

Геодинамические условия образования ультрамафитов отражаются на составе хромшпинелидов [Dick, Bullen, 1984; Паланджян, 1992]. В частности, было установлено, что хромистость (Cr/Cr+Al) хромшпинелидов в перидотитах срединно-океанических хребтов составляет 0.23–0.42, а в островодужных ультрамафитах – 0.45–0.90 [там же]. При этом, последнее рассматривается в качестве независимого критерия сильной деплетированности составов перидотитов гарцбургитовой ассоциации как наиболее характерного элемента надсубдукционных ультрамафитов (или гипербазитов из аккреционных призм островодужных систем) [Пирс и др., 1987], что, другими словами, «... отвечает геодинамической обстановке островных дуг ...» [Металлогения..., 1999, с. 138].



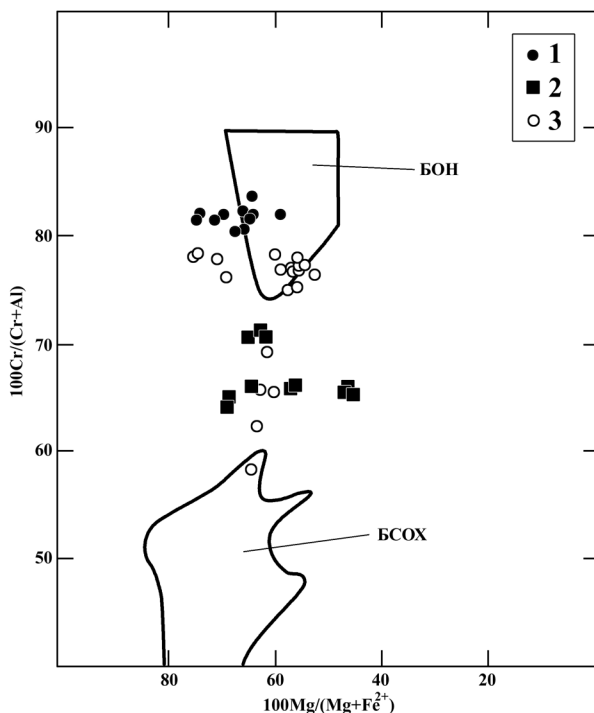
10.3. Содержания Al_2O_3 и TiO_2 (мас. %) в хромшпинелидах из серпентинитов Ишкининского (А), Ивановского (В) и Дергамышского (С) рудных полей.

По составов хромшпинелидов по [Kamenetsky et al., 2001]: SSZP – из ультрамафитов надсубдукционных зон, MORP – ультрамафитов срединно-океанических хребтов; MORB – составы аксессуарных хромшпинелидов из базальтов срединно-океанических хребтов.

По содержанию основных минеральных компонентов хромшпинели из серпентинитов соответствуют шпинелидам гипербазитов из аккреционных призм (рис. 10.3) островодужных систем [Kamenetsky et al, 2001; Bonatti, Michael, 1989; Паланджян, Дмитриенко, 1990; Паланджян, 1992], для которых характерны минимальные концентрации трехокси алюминия. Для Ишкининского и Ивановского рудных полей на это также указывают и составы хромшпинелей из андезибазальтов и базальтов (рис. 10.4),

10.4. Соотношение хромистости и магнезиальности хромшпинелидов из андезибазальтов баймак-бурибайского комплекса Ишкининского рудного поля (1), по данным [Jonas, 2003], базальтов Ивановского рудного поля (2) и бонинитов баймак-бурибайского комплекса (3), по [Spadea et al., 1998].

Поля составов хромшпинелидов по [Dick, Bullen, 1984]: БСОХ – базальтов срединно-океанических хребтов, БОН – бонинитов островных дуг.



представленные высокохромистыми магнезиальными разностями [Jonas, 2003], сходными с хромшпинелидами из бонинитов островных дуг [Dick, Bullen, 1984; Barnes, Roeder, 2001; Spadea et al., 1998]. Таким образом, составы хромшпинелидов колчеданосных рудных полей указывают на островодужную палеогеодинамическую обстановку формирования ультрамафитов.

10.3. ОЦЕНКА ВРЕМЕНИ ЭРОЗИИ СЕРПЕНТИНИТОВ И ТАЛЬК-КАРБОНАТНЫХ ПОРОД

Для оценки времени эрозии ультрамафитов были исследованы вулканогенно-осадочные отложения рудных полей, в первую очередь, вулканомиктовых и обломочных. В горизонтах сакмарской свиты хромшпинелиды не были обнаружены, в то время как песчаники девонской олистостромы насыщены их обломками и кристаллами. Акцессорные хромшпинелиды также характерны для вулканомиктовых отложений баймак-бурибайского комплекса. В рудах присутствуют кристаллы, являющиеся реликтами первичного ультрабазитового субстрата. Кроме того, присутствуют скопления хромитовых зерен в рудах, напоминающие концентрации шлихового характера.

Исходя из этого можно сказать, что в начале девона, т.е. до образования баймак-бурибайской свиты, ультрамафитовые комплексы были выведены на морское дно и разрушались, являясь поставщиком обломочных хромшпинелей.

К этому моменту также были сформированы тела тальк-карбонатных метасоматитов [Юминов и др., 2005], о чем свидетельствуют специфические гравелиты на Ишкининском рудном поле с обломками тальк-карбонатных метасоматитов, серпентинитов, карбонатов, кварца. Присутствие в гравелитах указанных обломков свидетельствует о размыве соответствующих пород на морском дне. Обломки тальк-карбонатных пород также были найдены в телах офикальцитовых брекчий в девонской олистостроме на восточном фланге Ишкининского рудного поля.

В пользу океанического происхождения тальк-карбонатных пород свидетельствует присутствие соответствующих метасоматитов в обломочных породах современных океанов в местах эксгумации ультрамафитов на морское дно. Наиболее значительные находки различных карбонатных, тальк-карбонатных, тальк-хлоритовых и тальковых пород установлены на океаническом склоне Марианского желоба, где среди неизменных перидотитов имеются зоны серпентинитов, отдельные участки которых полностью сложены карбонатом, хлоритом и тальком [Кашинцев, 1991]. Хлоритизированные, карбонатизированные серпентиниты и талькиты были подняты также с островодужного и океанического склонов глубоководного желоба Пуэрто-Рико в западной части Атлантики [там же].

Таким образом, тальк-карбонатный метасоматоз на кобальт-медноколчеданных полях происходил в раннем девоне и не был связан с позднепалеозойскими коллизийными процессами, которые характерны для многих месторождений талькомагнезитов [Сазонов, 1984; Хворов, 2004]. Это позволяет ставить вопрос о существовании на Урале и в других складчатых поясах двух формаций тальк-карбонатных пород, связанных с островодужным и коллизийными этапами, которые отличаются по минерогенезу [Зайков, 2006].

10.4. ВЛИЯНИЕ СЕРПЕНТИНИЗАЦИИ И ТАЛЬК-КАРБОНАТНОГО МЕТАСОМАТОЗА НА РУДООТЛОЖЕНИЕ

Термодинамическое моделирование взаимодействия ультраосновных пород с морской водой предпринималось неоднократно [Seyfried, Dibble, 1980 и др.], однако процессы рудоотложения в ультрамафитах в данном контексте до сих пор не были рассмотрены в полном объеме. Выполненное недавно физико-химическое моделирование процессов серпентинизации ультрамафитов по методу степени протекания реакции включало в себя исследование поведения некоторых рудных элементов (Fe, Cu, Ni и Zn), и показало, что ультрамафиты являются геохимическим барьером для осаждения металлов, а не их источником [Велинский и др., 2004]. Тем не менее, существуют мнения, что гипербазиты могут служить источником металлов при образовании современных залежей [Богданов и др., 2002; Леин и др., 2003; Зайков, Юминов, 2007].

Для проверки этой гипотезы были еще раз проведены термодинамические расчеты, которые показали, что процесс серпентинизации ультрамафитов может извлечь из них не только типоморфные элементы – Co и Ni, но также Fe и Cu, из которых состоят главные рудные минералы [Третьяков, Мелекесцева, 2008]. Количество металлов, извлекаемое из породы гидротермальным раствором (моль/кг: Co – $5.77 \cdot 10^{-7}$, Cu – $5.68 \cdot 10^{-6}$, Fe – $1.98 \cdot 10^{-4}$, Ni – $2.12 \cdot 10^{-4}$), хорошо согласуется с данными по изливающимся неравновесным растворам гидротермального поля Рейнбоу (моль/кг: Co – $7.5 \cdot 10^{-6}$, Cu – $3 \cdot 10^{-5}$, Fe – $2.4 \cdot 10^{-2}$, Ni – $1.6-1.9 \cdot 10^{-7}$) [Богданов и др., 2002]. Наиболее распространенными рудными минералами в расчетных ассоциациях являются пирит, пирротин, халькопирит и магнетит, что полностью соответствует главным рудным минералам исследованных месторождений. Сфалерит встречается редко, т.е. при формировании руд концентрации цинка в растворе чаще не достигали равновесия с твердыми фазами. Расчет баланса масс для кобальта и меди показывал, что для образования мелких месторождений типа Ишкининского, запасы которого по категории В+С₁+С₂ составляют для кобальта – 36.6 т и меди – 1 165 т, достаточно вовлечения в процессы серпентинизации всего лишь 65 млн т ($\approx 0.02 \text{ км}^3$) гипербазита.

Процесс прохождения растворов сквозь вмещающие серпентиниты и габброиды приводил к их метасоматозу, формировавшему вдоль этих зон тальк-карбонатные и тальк-хлоритовые метасоматиты. При преобразовании серпентина в тальк и карбонаты высвобождались Co и Ni, которые могли выше по разрезу отлагаться вместе с другими сульфидами в виде собственных минеральных фаз. Это, по мнению Д. А. Артемьева и В. В. Зайкова [2009], и обусловило формирование типоморфных минералов в кобальт-медноколчеданных рудах. Предполагается влияние выноса Co и Ni при тальк-карбонатном метасоматозе на формирование оруденения, что косвенно подтверждается повышенными концентрациями данных элементов в современных гидротермальных растворах срединно-океанических хребтов, расположенных на ультрамафитах. Так, на гидротермальном поле Рейнбоу (САХ), концентрации Ni достигают 0.13–0.19 мкМ/кг, а Co – до 7.5 мкМ/кг, причем эти значения на гидротермальных полях в базальтах на порядок ниже [Богданов и др., 2002]. На гидротермальном поле Лост-Сити содержания Ni лежат в пределах 0.064–1.26 мкМ/кг, Co – 0.14–0.16 мкМ/кг [Леин и др., 2004]. Источником Co и Ni на этих рудных полях являются гипербазиты, что подтверждается близкими изотопными соотношениями

свинца в рудах и вмещающих серпентинитах и их различием в базальтах [Леин и др., 2003].

У авторов нет единого мнения о соотношении процессов тальк-карбонатного метасоматоза и оруденения. И. Ю. Мелекесцева считает, что образование тальк-карбонатных метасоматитов происходило позднее времени формирования кобальт-медноколчеданных руд. Данный вывод основывается на следующих фактах:

1) сульфидные руды отлагаются из кислых (рН от 2.5 до 4.8) растворов [Леин и др., 2003], тогда как процесс образования карбонатных пород – щелочной (рН 7.9–12) [Fryer, 1992; Kelly et al., 2001; Ludwig et al., 2006]; 2) находки тальк-карбонатных метасоматитов в районе высокотемпературных сульфидных полей на ультрамафитах весьма локальны и интерпретируются как более поздние фазы по отношению к сульфидам [Marques et al., 2003; Petersen et al., 2009]; 3) все известные в современном океане действующие карбонатные постройки (Лост-Сити, Коникал и Торисима) располагаются вне какой-либо связи с сульфидными полями, а температуры их отложения варьируют от 1.7 до 90 °С [Fryer, 1992; Kelly et al., 2001; Ludwig et al., 2006] против температур отложений сульфидов из современных гидротерм (от 152 до 408 °С) [Леин и др., 2003; Kochinsky et al., 2006]; 4) термодинамические расчеты серпентинизации и извлечения из них рудных элементов показывают, что основные рудные минералы появляются до возникновения талька [Третьяков, Мелекесцева, 2008]. Последующие гидротермальные изменения серпентинитов из насыщенных углекислотой более щелочных растворов приводят к образованию тальк-карбонатных метасоматитов и к локальному отложению Co-Ni-минералов [Третьяков, Мелекесцева, 2009], что и наблюдается в тальк-карбонатных метасоматитах рудных полей [Артемьев, Зайков, 2008].

В. В. Зайков, А. М. Юминов и Д. А. Артемьев предполагают совместное образование сульфидных руд и тел тальк-карбонатных метасоматитов, основываясь на оценке масштабов миграции элементов на примере Ишкининского месторождения [Зайков, Юминов, 2007]. Ими подсчитано, что с 1 м³ серпентинита при переходе в метасоматит, в среднем, освобождается около 1 кг Ni и 50 г Co. Предварительный расчет возможного количества извлеченного кобальта из сохранившихся фрагментов зон тальк-карбонатных метасоматитов на Ишкининском месторождении оценен в 212 т, что сопоставимо с прогнозными ресурсами этого металла (300 т) по данным геолого-разведочных работ [Субботин, 1941ф]. Объем метасоматитов рассчитан по площади тел (суммарная 15 тыс. м²), протяженности на глубину по данным бурения (100 м).

Противоречие между отложением руд из более кислых и тальк-карбонатных метасоматитов из близнеитральных или слабощелочных растворов авторы объясняют тем, что кислые растворы, проходя сквозь породы основного состава и вступая с ними во взаимодействие, приводят к повышению активности кислорода [Коржинский 1960]. Это приводит к повышению щелочности среды и на короткое время создаются благоприятные условия для формирования тальк-карбонатной минерализации [Дерябин, 2007]. Также незначительные смещения рН от кислых к щелочным условиям могут быть обусловлены тем, что при высоких давлениях и температурах значение рН нейтральной среды смещается в меньшую сторону [Гаррелс, Крайст, 1968], что, в свою очередь, приводит к постепенному изменению рН-среды от нижних более щелочных горизонтов, к верхним – кислым.

Дополнительным аргументом является малая продуктивность на кобальт-медноколчеданные руды многочисленных серпентинитовых массивов складчатых поясов и локализация руд преимущественно вблизи зон тальк-карбонатных метасоматитов.

10.5. ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ И УСЛОВИЯ РУДООБРАЗОВАНИЯ

Последовательность рудообразования

В результате микроскопических наблюдений рудные минералы на Ишкининском месторождении были разделены на минеральные ассоциации, формирование которых происходило последовательно: 1) гексагональный пирротин-I, пентландит → моноклинный пирротин-II, пирит-I, магнетит-I → 2) халькопирит-I, сфалерит, золото → 3) никелин → герсдорфит → леллингит, саффорит, золото, раммельсбергит, крутовит и раклиджит → золото, кобальтин, арсенопирит → 4) магнетит-II → пирит-II, халькопирит-II, минералы группы линнеита, пирротин-III → пирит-III, пирротин-IV → магнетит-III (рис. 10.5). На Ивановском месторождении общая последовательность минералообразования близка к таковой на Ишкининском [Nimis et al., 2008]. На Дергамышском месторождении в главном рудном теле наблюдаются минеральные ассоциации, сходные с таковыми из руд медно-колчеданных месторождений, например, кипрского типа (Летнее и др.), на которых первичные дисульфиды железа (пирит и марказит) замещаются более поздними халькопиритом и сфалеритом [Зайков и др., 2001]. Минеральный состав обломочного горизонта северного фланга месторождения демонстрирует, наоборот, сходство с рудами Ишкининского и Ивановского месторождений с преобладанием пирротина, широким развитием халькопирита, кубанита и макинавита, а также последующими сульфоарсенидами, золотом и теллуридом висмута [Мелекесцева, 2007].

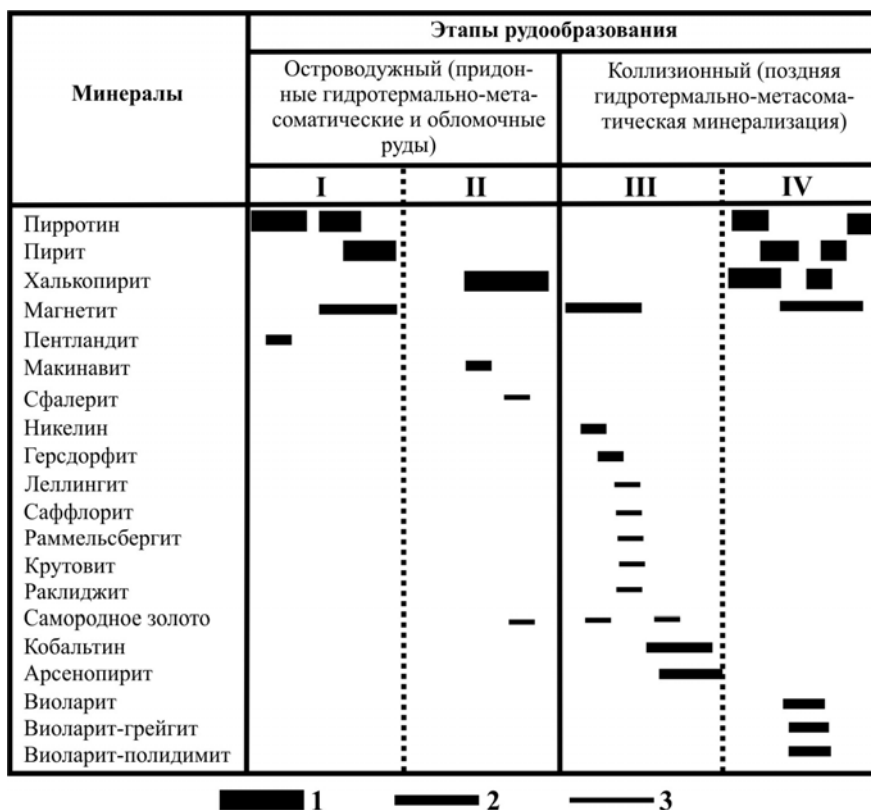
Данные о строении рудных полей и возрасте оруденения, текстурно-структурных особенностях и минеральном составе руд позволили соотнести рудоотложение с этапами формирования месторождений.

С субдукционным этапом (ранний девон) на месторождениях связан основной объем сульфидного рудоотложения, и к нему отнесены первичные руды, сложенные рудными минералами 1 и 2 ассоциаций (см. рис. 10.8). Рудоотложение происходило тремя способами:

– придонным гидротермально-метасоматическим путем в серпентинитах и тальк-карбонатных метасоматитах на Ишкининском и Ивановском месторождениях, а также в базальтах, габброидах и их метасоматитах на Ивановском месторождении отложились наиболее ранние пирит-пирротиновые массивные руды и прожилково-вкрапленные пентландит-пирит-пирротиновые и халькопирит-пирротиновые руды. Замещение ультраосновных пород фиксируется обилием хромитов и реликтов вмещающих пород в рудах месторождений;

– придонным гидротермально-осадочным способом в местах выхода минерализованных источников на морское дно образовались массивные халькопирит-пиритовые руды Дергамышского месторождения с колломорфными текстурами, которые, вероятно, слагали холмообразные постройки;

– в результате разрушения массивных и прожилково-вкрапленных руд на эродированной поверхности гипербазитов в условиях морского бассейна формировались кластогенные руды – серпентинит-сульфидные гравелито-песчаники Ишкининского и Дергамышского месторождений. Одновременное разрушение руд и серпентинитов на морском дне доказывается их совместным присутствием в рудах и наличием незамещенных сульфидами обломков серпентинитов. Завершилось образование первичных руд наложением халькопирита-I и формированием сплошных и прожилково-вкрапленных халькопирит-пирит-пирротиновых руд.



10.5. Последовательность образования рудных минералов на Ишкининском месторождении.

Рудные минералы: 1 – главные, 2 – второстепенные, 3 – редкие.

Поздняя прожилково-вкрапленная минерализация, включающая арсениды/сульфоарсениды, золото и теллуриды (3 ассоциация), связывается с коллизионным этапом развития рудных полей. Отнесение времени формирования As-Co-Ni-Au-Te-Vi-минералов к этому этапу представляется закономерным по аналогии с различными полигенными/полихронными месторождениями зоны Главного Уральского разлома, подвергшимися коллизии и обогатившимися, в частности, золотом и мышьяком [Огородников и др., 2004]. Колчеданные месторождения других формационных типов не имеют столь обширной жильной мышьяксо­держашей минерализации, а их ак­сессуары и второстепенные сульф­оарсениды и арсениды не содержат такого количества примесей [Медноколчеданные..., 1992]. Косвенным свидетельством более позднего образования мышьяк­содержашей минерализации является также и то, что она отсутствует в сульфидно-серпентинит-карбонатных брекчиях, где, напротив, наблюдаются обломки с сульфидами I и II ассоциаций, а также то, что сульф­оарсенидные минералы секут не только обломки, но и цемент в обломочных рудах.

Эти процессы оставили отпечаток и на возрасте руды: на основании изучения изотопов Re и Os в сульфидах для наиболее сохранившихся руд Дергамышского месторождения был получен возраст 366 ± 2 млн лет [Gannoun et al., 2003], сопостави-

мый с возрастом зилаирского флиша (375–358 ± 5 млн лет), который считается геологическим свидетельством начала коллизионных процессов [Пучков, 2000].

Завершилось образование гипогенных руд формированием последних генераций сульфидов и оксидов (4 ассоциация): магнетита-II и III, халькопирита-II и III, пирита-II и III; минералов группы линнеита, пирротина-III, IV.

Условия рудообразования

Образование 1 и 2 минеральных ассоциаций, формировавшихся в придонных гидротермально-метасоматических условиях под поверхностью морского дна, могло происходить в интервале температур 150–350 °С. Вывод основывается на присутствии в первичных рудах структур распада твердых растворов, образующих парагенетические ассоциации – пирротин-пентландит и халькопирит-сфалерит. Экспериментально установлено, что их распад завершается около 150 °С и 350 °С соответственно [Рамдор, 1962; Костов, Минчева-Стефанова, 1984].

Термобарогеохимические исследования первичных флюидных включений в минералах из руд месторождений показали, что температуры их гомогенизации также укладываются в интервал 150–350 °С (см. главу 7).

Вопрос об условиях формирования более поздней 3 ассоциации является дискуссионным. Эксперименты, проведенные в «сухой» системе FeAsS–CoAsS–NiAsS, установили, что между 500 и 650 °С кобальтин и герсдорфит образуют непрерывный изоморфный ряд с высокими содержаниями никеля в кобальтине и кобальта/железа в герсдорфите [Klemm, 1965; Nem, Makovicky, 2004].

Экспериментальные исследования арсенопирита показывают, что содержания серы и мышьяка, а также их отношения друг к другу являются индикатором условий образования арсенопирита и высокомышьяковистые арсенопириты являются более высокотемпературными [Kretchmar, Scott, 1976]. Снижение температуры и рост давления способствует образованию высокосернистого арсенопирита [Clark, 1960a, b; Чвилева и др., 1988]. Состав арсенопирита зависит от активности серы и сосуществующих с ним минералов: в ассоциации с пиритом образуются более сернистые арсенопириты, с пиритом и пирротинном – промежуточные по составу, а с леллингитом – более мышьяковистые [Чвилева и др., 1988; Бортников, 1993]. Вместе с тем, определение условий образований арсенопирита и ассоциирующих с ним минералов на основе арсенопиритового термометра может проводиться только тогда, когда арсенопирит свободен от примесей кобальта и никеля (не более 1 мас. %) [Бортников, 1993].

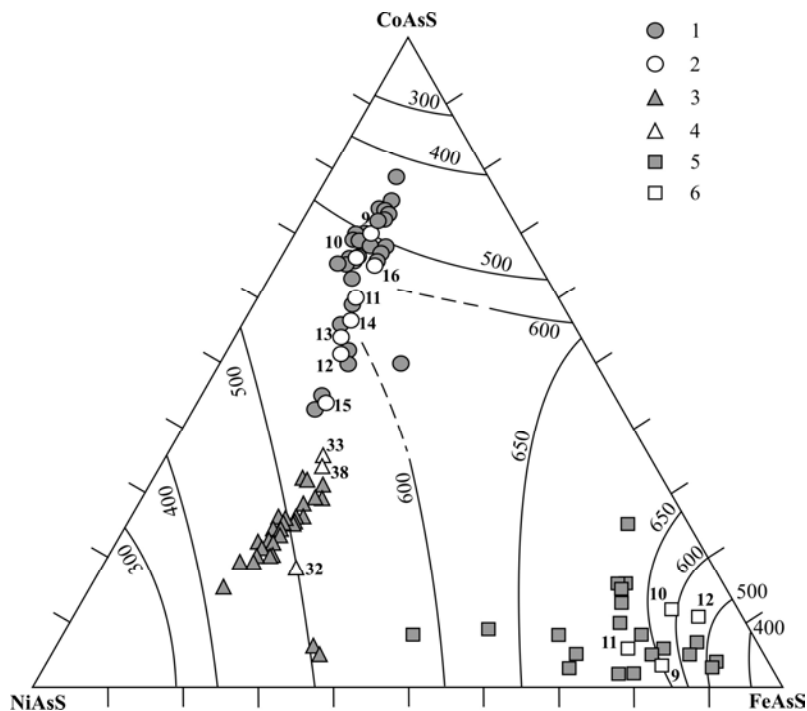
Экспериментальные данные по арсенидам кобальта, никеля и железа также указывают на высокие содержания примесей и непрерывные изоморфные ряды между некоторыми арсенидами при повышенных температурах кристаллизации минералов [Radcliffe, Berry, 1968; Gervilla, Ronsbo, 1992].

Образование сульфоарсенидов и арсенидов в рудах Ишкининского месторождения связывается с гидротермальными растворами, насыщенными кобальтом, никелем, железом, мышьяком и серой в различных пропорциях, циркулировавшими в рудной системе на коллизионном этапе развития месторождения [Мелекесцева и др., 2003]. Практически все мышьяксодержащие минералы, за исключением никелина, сформировавшегося первым из этой минеральной ассоциации, обладают высокими содержаниями примесных элементов. Все кристаллы сульфоарсенидов зональны и

секториальны по содержаниям кобальта, никеля и железа, что свидетельствует о колебаниях концентраций металлов в растворах.

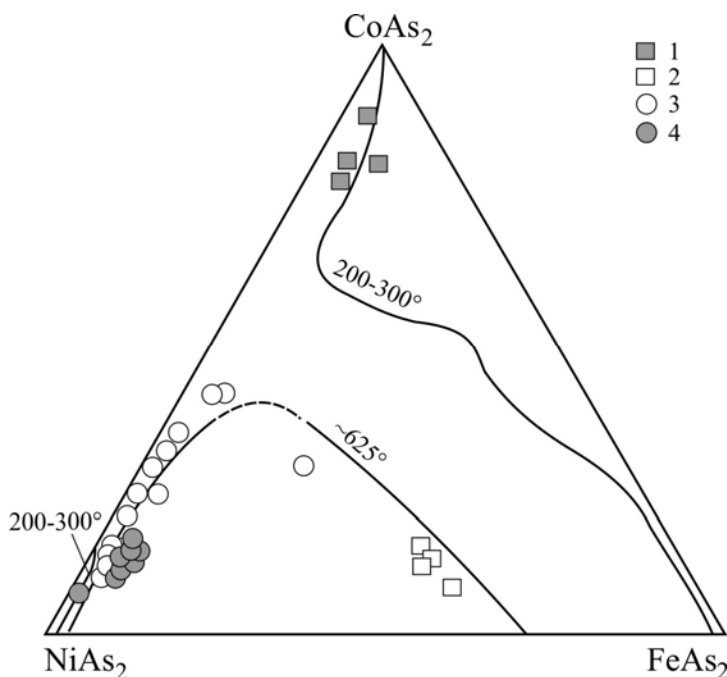
Сопоставление составов сульфоарсенидов и арсенидов с результатами синтеза этих минералов показывает, что герсдорфит мог образоваться в интервале температур 400–550 °С с преобладанием составов в поле 450–500 °С, кобальтин – 400–590 °С (до 600 °С), большинство анализов попадает в поле 500–590 °С (рис. 10.6). Из-за экстремально высоких содержаний никеля арсенопирит образует тренд в никелевую часть системы FeAsS–CoAsS–NiAsS, при этом фигуративные точки составов попадают в температурный интервал от 400 до 650 °С. Составы арсенидов показывают также очень широкий диапазон температур от 200–300 до 625 °С (рис. 10.7).

Результаты сравнения являются сильно завышенными, особенно температуры выше 600 °С. В первую очередь, это связано с экспериментальными исследованиями этих минералов в «сухой» системе [Klemm, 1965] и в интервале температур 550–600 °С [Hem, Makovicky, 2004]. Кроме того, некоторые природные составы арсенопирита и никелевых арсенидов Ишкининского месторождения попадают в поля тех составов, которые вообще не были синтезированы.



10.6. Составы сульфоарсенидов кобальта, никеля и железа из Ишкининского месторождения в системе CoAsS–NiAsS–FeAsS.

1 – кобальтин; 2 – зональный кристалл кобальтина (цифры соответствуют номерам анализов в табл. 6.8); 3 – герсдорфит; 4 – зональный кристалл герсдорфита (цифры соответствуют номерам анализов в табл. 6.13); 5 – арсенопирит; 6 – зональный кристалл арсенопирита (цифры соответствуют номерам анализов в табл. 6.12). Температурные кривые проведены по [Klemm, 1965; Gervilla et al., 1996].



10.7. Состав арсенидов кобальта, железа и никеля из руд Ишкининского месторождения в системе $\text{CoAs}_2\text{-NiAs}_2\text{-FeAs}_2$.

1 – леллингит; 2 – сафлорит; 3 – раммельсбергит; 4 – крутовит. Температурные кривые проведены по [Radcliffe, Berry, 1968] – 200–300° С и [Gervilla, Ronsbo, 1992] – 625° С.

Из вышеперечисленного можно сделать вывод, что чрезвычайно «смешанные» составы сульфоарсенидов и арсенидов кобальта, никеля и железа отражают весьма нестабильные условия их образования. Вероятно, они фиксируют более высокие температуры образования, при которых возможно существование непрерывных изоморфных рядов между минералами. Учитывая несомненно гидротермальный генезис исследованных мышьяксодержащих минералов, представляется возможным считать нижний температурный предел их образования – 200–300 °С, верхний – не более 500 °С.

Температуры образования сульфидов четвертой генерации могут определяться индикаторными минералами группы линнеита. Экспериментально установлено, что виоларит устойчив до 460 °С, а выше 300 °С между виоларитом и полидимитом существует полный твердый раствор [Misra, Fleet, 1974; Hudson, Groves, 1974; Боршанская и др., 1981; Костов, Минчева-Стефанова, 1984; Vaughan, Craig, 1985]. Принимая во внимание широкое распространение в рудах месторождений виоларита и его разновидностей (в том числе и промежуточной фазы между полидимитом), был сделан вывод об образовании этих минералов между 300 и 460 °С. Их формирование происходило после образования относительно высокотемпературных арсенидов и сульфоарсенидов из обогащенных кобальтом, никелем и железом остаточных гидротермальных растворов.

10.6. ОБРАЗОВАНИЕ ОФИКАЛЬЦИТОВЫХ БРЕКЧИЙ

После колчеданного рудоотложения в кровле серпентинитовых массивов и на периферии рудных полей в результате эволюции гидротермального флюида, выраженного его постепенным ошелачиванием в придонных условиях, происходило формирование разнообразных подводных карбонатных жил, серпентинит-карбонатных брекчий и построек офикальцитов в устьях гидротермальных источников на морском дне. Выносившийся обломочный материал цементировался гидротермальным карбонатом, который осаждался в результате резкого падения температуры и давления.

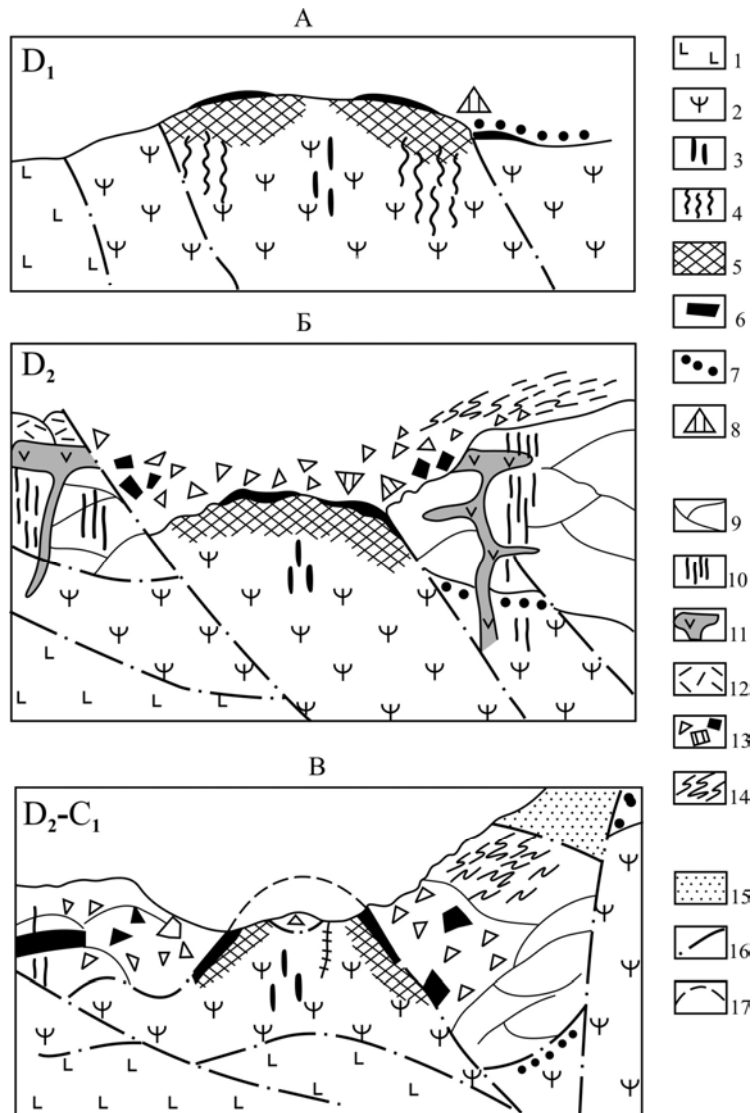
Неоднократные тектонические подвижки и эродирование кровли серпентинитовых массивов, переувлажнение и переотложение с последующей цементацией привели к формированию нескольких морфологических типов офикальцитовых брекчий.

Исследования офикальцитовых брекчий позволяют говорить, что они формировались в/на ультрамафитовом субстрате по принципу низкотемпературных карбонатных построек и крупных карбонатных жил на полях Лост-Сити (Срединно-Атлантический хребет) [Kelly et al., 2001; Леин и др., 2004; Ludwig et al., 2006], Коникал и Торисима (Идзу-Бонин-Марианская островодужная система) [Fryer, 1992], Камчатско-Алеутского сочленения [Савельев и др., 2007]. Наличие же в составе офикальцитов хромшпинелидов из серпентинитов, характерных для надсубдукционных перидотитов, показывает, что формирование брекчий также происходило в островодужных условиях.

Происхождение офикальцитов является гидротермальным, в пользу чего свидетельствуют их минералого-геохимические и текстурно-структурные особенности, изотопные значения С и О и температуры их образования, которые составляют от 240–280 до 100–160 °С. Последние сопоставимы с температурами, установленными для офикальцитовых брекчий (100–190 °С) в Квебекских Аппалачах [Chi, Lavoie, 2000] и Аппенинах [Fruh-Green et al., 1990]. Меньшие температуры (50–90 °С) зафиксированы на гидротермальном поле Лост-Сити в Срединно-Атлантическом хребте [Леин и др., 2004].

Гранаты, установленные в офикальцитовых брекчиях кобальт-медноколчеданных месторождений ГУРа, приурочены, главным образом, к типу, формирование которого шло при температурах не ниже 150–190 °С, установленных по флюидным включениям в карбонатной матрице брекчий. Сходные низкотемпературные гидротермальные гранаты андрадитового и гидрогроссулярового рядов в офикальцитах были зафиксированы также в Швейцарских Альпах [Peters, 1965] и Аппенинах [Gelony, Gianelli, 2007], где предполагаемые температуры их формирования составляли около 170 °С.

В офикальцитах часто встречаются остатки океанской фауны, которые свидетельствуют об их придонном происхождении. Так, в исследованных офикальцитах сделаны единичные находки измененных фрагментов криноидей и водорослевой фауны. В офикальцитах Базр-Басситского офиолитового массива (Сирия) определены планктонные формы фораминифер и кальцисферулид [Книппер и др., 1987]. В Квебекских Аппалачах (Канада) известны офикальциты с остатками бактериальных матов [Lavoie, 1997]. В зоне Камчатско-Алеутского сочленения также известны офикальциты, в которых найдены скелеты раковин фораминифер [Савельев и др., 2007]. На современном гидротермальном поле Лост-Сити установлена деятельность термофильных сульфатредуцирующих микроорганизмов [Леин и др., 2004].



10.8. Реконструкция истории развития кобальт-медноколчеданных полей на примере Ишкининского рудного поля.

1–8 стадия горста (D₁): 1 – базальты сакмарской свиты (S sk), 2 – серпентиниты, 3 – габбро-пегматиты, 4 – карбонатные жилы, 5 – тальк-карбонатные метасоматиты, 6 – халькопирит-пирротиновые руды, 7 – сульфидно-серпентинитовые и серпентинитовые обломочные породы, 8 – тела офикальцитовых брекчий.

9–14 стадия грабена (D₂): 9 – базальты, андезибазальты и бониниты баймак-бурбайского комплекса (D₁ b-br), 10 – параллельные дайки диабазов, 11 – силлы габбро-диоритов, 12 – риолиты, 13 – эдафогенные брекчий (базальты, габбро-диориты, риолиты, офикальциты), 14 – силициты ишкининской свиты (D₂ish).

15–17 – стадия антиформы (D₃-C₁): 15 – терригенные отложения зилаирской свиты (D₃-C₁ zl), 16 – разломы, 17 – предполагаемая антиформа.

Таким образом, история кобальт-медноколчеданных полей включает в себя две главные стадии – островодужную и коллизионную (рис. 10.8):

1) островодужная стадия начинается в раннем девоне с выведения серпентинитов на поверхность морского дна с последующим образованием: а) придонных гидротермально-метасоматических, донных гидротермально-осадочных и кластогенных руд, б) тальк-карбонатных пород, в) офикальцитовых брекчий (рис. 10.8А). Развитие островодужных процессов приводит в среднем девоне к формированию базальтов баймак-бурибайского комплекса с дайками базальтоидов и силлами габброидов и вулканогенных олистостромовых толщ (рис. 10.8Б);

2) коллизионная стадия связана со столкновением Западно-Магнитогорской островной дуги с Восточно-Европейской платформой в позднем девоне-раннем карбоне; следствием этого является образование складчато-глыбовой структуры рудных полей: антиформы (на Ишкининском), синформы (на Дергамышском) и блокового меланжа (на Ивановском месторождении); в области рудоотложения с этим этапом связано образование As-содержащей гидротермально-метасоматической минерализации (рис. 10.8В).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате проведенных комплексных исследований уточнено геологическое строение и позиция кобальт-медноколчеданных месторождений в офиолитах на южном фланге Главного Уральского разлома. Основными объектами для исследования являлись Ишкининское, Ивановское, Дергамышское и Юлукское месторождения, приуроченные к основанию Западно-Магнитогорской палеоостровной дуги. Даны сведения о вулканизме, стратиграфии, тектонике, а также о строении и минералогии рудных полей.

На основании геодинамических реконструкций показано, что рудовмещающие комплексы имеют островодужные характеристики со свойственными им высокохромистыми хромшпинелидами в серпентинитах, тальк-карбонатных метасоматитах, колчеданных рудах, серпентинит-карбонатных брекчиях и песчаниках баймак-бурибайского и ишкининского комплексов. В период развития Западно-Магнитогорской палеоостровной дуги вышеуказанные вещественные комплексы были сосредоточены в ее аккреционной призме по аналогии с Идзу-Бонинской и Марианской островными дугами в западной части Тихого океана.

Рассмотрен вещественный состав рудовмещающих серпентинитов и тальк-карбонатных метасоматитов, слагающих основание офиолитового разреза. По имеющимся данным, метасоматоз проявился на ранней стадии развития палеоостровной дуги, поскольку обломки тальк-карбонатных пород присутствуют в составе надрудных олистостром. Соответственно, позиция и возраст этих метасоматитов отличаются от коллизионных талькомагнезитов, разрабатывающихся на Урале как тальк-магнезитовое сырье.

В результате исследований минералого-геохимических особенностей пород установлен вынос никеля и кобальта при процессе серпентинизации ультрабазитов и последующем тальк-карбонатном метасоматозе. Этим подтверждена важная роль рудовмещающего субстрата для формирования кобальт-медноколчеданных руд.

Описаны вулканические фации баймак-бурибайского бонинит-базальтового комплекса, сформировавшегося на ранней стадии развития Западно-Магнитогорской палеоостровной дуги. Установлено, что формирование дайковых систем и гиабиссальных интрузий происходило при активных сейсмических явлениях, выраженных обвальными брекчиями. В целом, магматические процессы эволюционировали в ходе закономерной смены геодинамических обстановок открытого океана с расплавами типа N-MORB, развивающимися на океаническом фундаменте системами примитивных энсиматических островных дуг с бонинитовым магматизмом.

Дана характеристика олистостром и серпентинит-карбонатных брекчий, развитых на рудных полях. На Ишкинском рудном поле олистостромовая природа надрудных отложений установлена впервые нашими работами. Офикальцитовые брекчии формировались в придонных условиях после завершения колчеданного рудоотложения. В подрудной зоне месторождений на ранней стадии формировались сульфидно-серпентинит-карбонатные брекчии и карбонатные жилы, являющиеся подводящими корневыми структурами при формировании вышележащих офикальцитовых брекчий.

Рассмотрены типы руд, их текстурно-структурные и вещественные характеристики. Выделены первичные руды, образовавшиеся в придонной обстановке на островодужном этапе развития, и поздняя минерализация, связанная с коллизионной

стадий. Определена принадлежность первичных руд к придонной гидротермально-метасоматической, донной гидротермально-осадочной, кластогенной фациям.

Определены физико-химические параметры гидротермальных процессов, сформировавших карбонатные жилы, секущие серпентиниты, пирит-пирротиновые руды, тальк-карбонатные метасоматиты и офикальциты. Установленные физико-химические параметры растворов свидетельствуют о том, что в формировании минералов принимали участие растворы с концентрациями солей, близкими к солености морской воды. Среди солей в составе растворов отмечается явное преобладание хлорида натрия, а температуры соответствуют установленным на современных сульфидных гидротермальных полях.

Сравнительный анализ древних и современных сульфидных полей явился эффективным инструментом для выявления первичных текстурно-структурных и минералогических особенностей в древних месторождениях, залегающих в сложных тектонических обстановках и ассоциирующихся с ультрамафитами. В результате были выявлены черты сходства (геологическое строение, текстуры, структура и минералогия первичных руд, условия их образования) и отличия (геодинамическая позиция) сульфидных руд месторождений в складчатых поясах и современных гидротермальных залежей на ультрамафитах Срединно-Атлантического хребта.

Предложена интерпретация геологической истории южного фланга Главного Уральского разлома, включающая условия формирования рудомещающих комплексов (с оценкой времени эрозии ультрамафитов), влияние серпентинизации, тальк-карбонатного метасоматоза и коллизионных процессов на рудоотложение, последовательность рудообразования.

Актуальными вопросами дальнейших исследований являются:

- детальные минералогические исследования колчеданных руд, направленные на получение новых данных о позиции и составе благороднометаллической и кобальт-никелевой минерализации;
- исследование изотопии сульфидов и карбонатов для определения источников серы в рудоносных растворах;
- рудно-фациальный анализ кобальт-медноколчеданных залежей в процессе намеченной разработки Ивановского и Дергамышского месторождений;
- оценка относительных масштабов выноса рудных компонентов (Co, Ni) при метаморфизме ультрамафитов и тальк-карбонатном метасоматозе;
- разработка критериев прогноза кобальт-медноколчеданных руд на основании исследования серпентинитов и тальк-карбонатных метасоматитов.

ЛИТЕРАТУРА

Абдулин А. А., Аниятов И. А., Сеитов Н. С. Аллохтонные (перемещенные) минеральные месторождения и обстановки их возникновения // Геология Казахстана, 1999. № 2. С. 4–28.

Абзалов М. З., Полежаева Л. И. Сульфоарсениды в породах продуктивной толщи Печенги (Кольский полуостров) // Зап. ВМО, 1989. № 4. С. 64–73.

Айзикович А. Н., Берзон Р. О., Нейкурс Т. Л. и др. Об уральских герсдорфитах // Минералы и парагенезисы минералов гидротермальных месторождений. Л.: Наука, 1974. С. 113–118.

Алексеев А. В. Изменение состава хромитовых руд при метаморфизме // Металлогения древних и современных океанов–2004. Достижения на рубеже веков. Миасс: ИМин УрО РАН, 2004. Т. 1. С. 182–185.

Алексеев А. В. Условия формирования и состав хромитовых руд Алапаевского, Верх-Нейвинского и Верблюжьегогорского альпинотипных ультраосновных массивов Урала. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2005. 24 с.

Анкушева Н. Н. Физико-химические условия формирования сульфидно-кварцевой минерализации Ивановского рудного поля (Южный Урал) // Металлогения древних и современных океанов–2006. Условия рудообразования. Миасс: ИМин УрО РАН, 2006. С. 233–238.

Аржавитин П. В., Ильясов Г. С. Петрографическая и петрохимическая характеристика ультраосновных пород Дергамышского месторождения // Геолого-минералогические особенности меднорудных месторождений Южного Урала. Уфа: ИГ БФ АН СССР, 1962. С. 58–73.

Артемьев Д. А. Серпентинит-карбонатные рудные брекчии Ишкининского кобальт-медно-колчеданного месторождения (Южный Урал) // Металлогения древних и современных океанов–2004. Достижения на рубеже веков. Миасс: ИМин УрО РАН, 2004. Т. 1. С. 279–281.

Артемьев Д. А., Анкушева Н. Н. Типы и условия образования офикальцитов из рудоносных систем Главного Уральского разлома // Металлогения древних и современных океанов–2009. Модели и условия рудообразования. Миасс: ИМин УрО РАН, 2009. С. 59–64.

Артемьев Д. А., Зайков В. В. Минералого-геохимические особенности тальк-карбонатных метасоматитов Ивановского кобальт-медноколчеданного месторождения (Южный Урал) // Металлогения древних и современных океанов–2008. Рудообразующие комплексы и рудные фации. Миасс: ИМин УрО РАН, 2008. С. 181–188.

Артемьев Д. А., Зайков В. В. Тальк-карбонатные метасоматиты и их роль в формировании кобальт-медноколчеданного оруденения в ультрамафитах Главного Уральского разлома // Литосфера, 2009. № 1. С. 47–69.

Артемьев Д. А., Садыков С. А., Юминов А. М. Изотопия углерода и кислорода гидротермальных и седиментационных карбонатов Ишкининского кобальт-медноколчеданного месторождения (Ю. Урал) // Металлогения древних и современных океанов–2005. Формирование месторождений на разновозрастных океанических окраинах. Миасс: ИМин УрО РАН, 2005. Т. 2. С. 77–82.

Артюшкова О. В., Маслов В. А. Палеонтологическое обоснование стратиграфического расчленения дофаменских вулканогенных комплексов Верхнеуральского и Магнитогорского районов. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 1998. 156 с.

Бакиров А. Г. О связи с колчеданным оруденением магнетитовых и сульфидных проявлений в гипербазитах Южного Урала // Минералы рудных месторождений и пегматитов Урала: Минералогический сборник № 6. Свердловск: УрО РАН, 1965. С. 185–193.

Балашов Ю. А. Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 1976. 268 с.

Баррига Ф. Сульфидные руды Срединно-Атлантического хребта – ключ к познанию генезиса древних месторождений // Металлогения древних и современных океанов–2000. Открытие, оценка, освоение месторождений. Миасс: ИМин УрО РАН, 2000. С. 40–46.

Батуев Б. Н., Андреев С. И., Бельтнев В. Е. и др. Изучение и поиски глубоководных полиметаллических сульфидов в пределах сегмента 0–40° с.ш. осевой зоны Северо-Атлантического хребта // Металлогения древних и современных океанов–2004. Достижения на рубеже веков. Т. 1. Миасс: ИМин УрО РАН, 2004. С. 42–46.

Батуев Б. Н., Иванов В. Н., Лазарева Л. И. и др. Гидротермальная активность в осевой зоне Срединно-Атлантического хребта в районе 13° с.ш. // Металлогения древних и современных океанов–2006. Условия рудообразования. Миасс: ИМин УрО РАН, 2006. С. 66–69.

Батуев Б. Н., Кротов А. Г., Марков В. Ф. и др. Новое гидротермальное поле в осевой зоне Срединно-Атлантического хребта (14°45′с.ш.) // ДАН, 1995. Т. 343. № 1. С. 75–79.

Белковский А. И., Нестеров А. Р., Непримерова С. В. Минералогия штубахитов Уфалейского метаморфического блока // Уральский минералогический сборник № 5. Миасс: ИМин УрО РАН, 1995. С. 175–82.

Белозуб Е. В., Щербакова Е. П., Новоселов К. А. Кобальт на Летнем медно-колчеданном месторождении (Южный Урал) // Металлогения древних и современных океанов–2004. Достижения на рубеже веков. Т. 1. Миасс: ИМин УрО РАН, 2004. С. 268–273.

Богданов Ю. А. Гидротермальные рудопроявления рифтов Срединно-Атлантического хребта. М.: Научный мир, 1997. 166 с.

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.

Богданов Ю. А., Лисицын А. П., Сагалевиц А. М., Гурвич Е. Г. Гидротермальный рудогенез океанского дна. М.: Наука, 2006. 527 с.

Богданов Ю. А., Сагалевиц А. М. Геологические исследования с глубоководных обитаемых аппаратов «Мир». М.: Научный мир, 2002. 304 с.

Богданов Ю. А., Сагалевиц А. М., Гурвич Е. Г. и др. Подводные геологические исследования гидротермального поля Рейнбоу (Срединно-Атлантический хребет) // ДАН, 1999. Т. 365. № 5. С. 657–662.

Богданов Ю. А., Сагалевиц А. М., Черняев Е. С. и др. Гидротермальное поле 14°45′с.ш. Срединно-Атлантического хребта // ДАН, 1995. Т. 343. № 3. С. 353–357.

Бондаренко П. М., Лучицкий И. В. Сдвиги и зоны скалывания в тектонических полях напряжений // Экспериментальная тектоника в теоретической и прикладной геологии. М.: Наука, 1985. С. 159–161.

Борисенко А. С. Изучение солевого состава растворов газовой-жидких включений в минералах методом криометрии // Геология и геофизика, 1977. № 8. С. 16–28.

Борисенко А. С., Лебедев В. И., Тюлькин В. Г. Условия образования гидротермальных кобальтовых месторождений. Новосибирск: Наука, 1984. 172 с.

Борисенко Д. В., Рязанцев В. А., Руженцев С. В. Палеоокеанические вулканогенные комплексы раннего палеозоя в структуре Хабаровинского и Халиловского массивов (Южный Урал) // Металлогения древних и современных океанов–2003. Формирование и освоение месторождений в островодужных системах. Миасс: ИМин УрО РАН, 2003. С. 52–54.

Боришанская Б. С., Виноградова Р. А., Крутов Г. А. Минералы никеля и кобальта. М.: МГУ, 1981. 222 с.

Бортников Н. С. О достоверности арсенопиритового и арсенопирит-сфалеритового геотермометров // Геология рудных месторождений, 1993. № 2. С. 177–191.

Бортников Н. С., Симонов В. А., Богданов Ю. А. Флюидные включения в минералах из современных сульфидных построек: физико-химические условия минералообразования и эволюция флюида // Геология рудных месторождений, 2004. Т. 46. № 1. С. 74–87.

Буковшин В. В., Чернышов Н. М. Арсениды и сульфоарсениды медно-никелевых руд Воронежского кристаллического массива // Зап. ВМО, 1985. Ч. СХIV. Вып. 3. С. 335–340.

Бучковский Э. С. Основные черты сульфидной рудоносности ультраосновных массивов восточного склона Южного Урала // Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Урала. М.: Госгеолтехиздат, 1960. Вып. 2. С. 94–105.

Бучковский Э. С. Сульфидное оруденение, связанное с ультраосновными интрузиями западного крыла Магнитогорского мегасинклинория на Южном Урале // Геология, минералогия и геохимия сульфидных месторождений Южного Урала. Уфа: ИГ БФ АН СССР, 1970. С. 114–125.

Варлаков А. С. Петрография, петрохимия и геохимия гипербазитов Оренбургского Урала. М.: Наука, 1978. 238 с.

Велинский В. В., Третьяков Г. А., Симонов В. А. Серпентинизация ультрабазитов и гидротермальные рудообразующие системы в срединно-океанических хребтах (физико-химическое моделирование) // Геология рудных месторождений, 2004. Т. 46. № 4. С. 332–345.

Викентьев И. В., Бонатти Э., Пейве А. А. Рудная минерализация в нормальном разрезе океанической коры (разломная зона Вима, 10°45' с.ш. САХ) // ДАН, 2000а. Т. 375. № 4. С. 500–503.

Викентьев И. В., Бортников Н. С., Богданов Ю. А. и др. Минералогия гидротермальных отложений поля Рейнбоу в районе Азор (Атлантика) // Металлогения древних и современных океанов–2000. Открытие, оценка, освоение месторождений. Миасс: ИМин УрО РАН, 2000б. С. 103–110.

Виноградова Р. А., Бочек Л. И. Состав и оптические свойства диарсенидов железа, кобальта и никеля // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1980. № 2. С. 87–100.

Виноградова Р. А., Еремин Н. И., Крутов Г. А. Богатый кобальтом раммельсбергит из района Бу-Аззер (Марокко) // ДАН СССР, 1972. Т. 207. № 1. С. 161–163.

Виноградова Р. А., Еремин Н. И., Крутов Г. А. Герсдорфит из месторождений района Бу-Аззер (Марокко) // Вест. МГУ, 1974. № 5. С. 73–79.

Виноградова Р. А., Крутов Г. А., Рудашевский Н. С. О разновидности никелевого аллоклазита // ДАН СССР, 1975. Т. 222. № 5. С. 1179–1181.

Виноградова Р. А., Рудашевский Н. С., Бутько И. А. и др. Крутовит – новый кубический диарсенид никеля // Зап. ВМО, 1976. Ч. CV. Вып. 1. С. 59–71.

Владыкин И. В., Морикио Т., Миязаки Т., Цыпукова С. С. Геодинамика и изотопия С и О карбонатитов Сибири // XVII Симпозиум по геохимии изотопов им. В. П. Виноградова. М.: ГЕОХИ РАН, 2004. С. 57–58.

Вознесенский А. И., Книппер А. Л., Коротеев В. А. и др. Нижнедевонская перетолженная серпентинитокластовая кора выветривания (Южный Урал) // Литология и полезные ископаемые, 2003. № 3. С. 227–236.

Войткевич Г. В., Кокин А. В., Мирошников А. Е., Прохоров В. Г. Справочник по геохимии. М.: Недра, 1990. 480 с.

Волченко Ю. А., Коротеев В. А., Неустроева И. И. и др. Основные минералого-геохимические черты нового баронского типа золото-палладиевых руд Урала // Ежегодник–2000. Екатеринбург: Институт геологии и геохимии УрО РАН, 2000. С. 148–157.

Гайский ГОК: Геология Гайского и Подольского медно-цинкового колчеданных месторождений на Урале / Под ред. В. А. Прокина. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2004. 148 с.

Гамянин Г. Н., Лыхина Л. И. Ni-Co-арсениды и сульфоарсениды золото-редкометалльных месторождений Восточной Якутии // Зап. ВМО, 2000. № 5. С. 43–50.

Гаррелс Р. М., Крайст Ч. Л. Растворы, минералы, равновесия. М.: Мир, 1968. 368 с.

Генезис рудных месторождений / Фундаментальные труды зарубежных ученых по геологии, геофизике и геохимии. Т. 2. М.: Мир, 1984. 408 с.

Геологический словарь. Т. 2. М.: Недра, 1973. 455 с.

Геологическое картирование хаотических комплексов / Серия методических руководств по геологическому анализу при геологическом картировании. М.: Роскомнедра, 1992. 232 с.

Гидротермальные системы и осадочные формации срединно-океанических хребтов Атлантики / А. П. Лисицын, Ю. А. Богданов, В. В. Гордеев и др. М.: Наука, 1993. 256 с.

Глубинное строение, тектоника, металлогения Урала / В. М. Нечухин и др. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1986. 107 с.

Григорьев С. А. Исследование хромшпинелидов и проблема рудной базы синташтинской металлургии // Известия Челябинского научного центра, 2003. Вып. 3. С. 56–60.

Григорьев С. А. Металлургическое производство на Южном Урале в эпоху средней бронзы // Древняя история Южного Зауралья. Челябинск: Рифей, 2000. С. 444–531.

Гулий В. Н., Вада Х. Макро- и микровариации изотопного состава углерода и кислорода карбонатов докембрия Алданского щита // Геохимия, 2003. № 5. С. 482–491.

Гуценко О. И. Метод кинематического анализа структур разрушения при реконструкции полей тектонических напряжений // Поля напряжений в литосфере. М.: Наука. 1979. С. 7–25.

Дерябин Н. И. О гидросиликатных и лиственитовых метасоматитах. // Доповіді Національної академії наук України, 2007. № 5. С. 117–125.

Дистлер В. В., Лапутина И. П., Смирнов А. В., Балбин В. С. Арсениды, сульфидарсениды и антимониды никеля, кобальта и железа Талнахского рудного поля // Минералы и парагенезисы минералов эндогенных месторождений. Л.: Наука, 1975. С. 61–74.

Дистлер В. В., Митрофанов Г. Л., Немеров В. К. и др. Формы нахождения металлов платиновой группы и их генезис в золоторудном месторождении Сухой Лог (Россия) // Геология рудных месторождений, 1996. Т. 38. № 6. С. 467–484.

Дмитриев Л. В., Барсуков В. Л., Удинцев Г. Б. Рифтовые зоны океана и проблема рудообразования // Геохимия, 1970. № 8. С. 935–944.

Дунаев А. Ю., Зайков В. В. Хромшпинелиды Ишкининского кобальт-медно-колчеданного месторождения в ультрамафитах Главного Уральского разлома. Миасс–Екатеринбург: УрО РАН, 2005. 110 с.

Дунаев А. Ю., Зайков В. В., Котляров В. А., Чурин Е. И. Цинксодержащие хромшпинелиды из гипербазитов Каахемской офиолитовой зоны (Тува) // Металлогения древних и современных океанов–2004. Т. 1. Миасс: ИМин УрО РАН, 2004. С. 195–202.

Еремин Н. И. Дифференциация вулканогенного сульфидного оруденения. М.: МГУ, 1983. 255 с.

Еремин Н. И., Дергачев А. Л., Сергеева Н. Е., Позднякова Н. В. Типы колчеданных месторождений вулканической ассоциации // Геология рудных месторождений, 2000. Т. 42. № 2. С. 177–190.

Еремин Н. И., Сергеева Н. Е., Шишаков В. Б. О находке палладийсодержащего мелонита в медноколчеданных рудах Пышминско-Ключевского месторождения на Урале // ДАН, 1997. Т. 355. № 6. С. 795–797.

Ермаков Н. П. Геохимические системы включений в минералах. М.: Недра, 1972. 175 с.

Ермаков Н. П., Долгов Ю. А. Термобарогеохимия. М.: Недра, 1979. 271 с.

Зайков В. В. Вулканизм и сульфидные холмы палеоокеанических окраин на примере колчеданосных зон Урала и Сибири. М.: Наука, 1991. 206 с.

Зайков В. В. Вулканизм и сульфидные холмы палеоокеанических окраин: на примере колчеданосных зон Урала и Сибири. М.: Наука, 2006. 429 с.

Зайков В. В. Минерагения тальк-кальцитовый и тальк-магнезитовой формаций Урала // Офиолиты: геология, петрология, металлогения и геодинамика. Эндогенное оруденение в подвижных поясах. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2007. С. 205–208.

Зайков В. В. Минералы золота и серебра в зонах субмаринного и континентального гипергенеза медно-колчеданных месторождений Южного Урала // Уральский минералогический сборник № 7. Миасс: ИМин УрО РАН, 1997. С. 33–67.

Зайков В. В., Витфлер Э., Беккер К., Бушман Б. Пирротитовые и золото-арсенопиритовые руды Ишкининского месторождения (Главный Уральский разлом) // Металлогения древних и современных океанов–99. Рудоносность гидротермальных систем. Миасс: ИМин УрО РАН, 1999а. С. 92–95.

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. 315 с.

Зайков В. В., Мелекесцева И. Ю. Кобальт-медноколчеданные месторождения в ультрамафитах аккреционной призмы Западно-Магнитогорской палеоостровной дуги // Литосфера, 2005. № 3. С. 73–98.

Зайков В. В., Тесалина С. Г., Белозуб Е. В. и др. Минералы никеля, кобальта и благородных металлов в сульфидных залежах среди офиолитов Главного Уральского разлома // Уральская летняя минералогическая школа–99. Екатеринбург, 1999б. С. 156–158.

Зайков В. В., Тесалина С. Г., Зайкова Е. В. Влияние коллизии на колчеданное рудообразование в зоне Главного Уральского разлома // Металлогения рядов коллизионных геодинамических обстановок. М.: ГЕОС, 2002. Т. 1. С. 332–366.

Зайков В. В., Шадлун Т. Н., Масленников В. В., Бортников Н. С. Сульфидная залежь Яман-Касы – древний «черный курильщик» Уральского палеоокеана // Геология рудных месторождений, 1995. Т. 37. № 6. С. 511–529.

Зайков В. В., Юминов А. М. Геологическая позиция и состав тальк-карбонатных метасоматитов на Ишкининском кобальт-медноколчеданном месторождении (Южный Урал) // Уральский минералогический сборник № 14. Миасс: ИМин УрО РАН, 2007. С. 65–81.

Захаров А. А. Разрывные структуры Ивановского сульфидного медно-кобальтового месторождения на Южном Урале // Геология и условия образования месторождений меди на Южном Урале. Уфа: ИГ БФ АН СССР, 1975. С. 111–117.

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.

Захаров А. А., Захарова А. А. О генезисе сульфидных руд медно-кобальтовых месторождений Ивановской группы на Южном Урале // Геология и полезные ископаемые Урала. Материалы II уральской конференции молодых геологов и геофизиков, 1969. Ч. 2. С. 53–55.

Захаров О. А., Захарова А. А. Условия формирования и вещественный состав руд Юлукского месторождения зоны Урал-Тау // Геология и перспективы расширения сырьевой базы Башкортостана и сопредельных территорий. Том 2. Уфа: ИГ УфНЦ РАН, 2001. С. 67–84.

Иванов В. Н., Бельтнев В. Е., Сергеев М. Б. и др. Гидротермальное рудообразование в районе 13° с.ш., Срединно-Атлантический хребет // Геология морей и океанов: тез. докл. XVI Междунар. школы морской геологии. Т. 1. М.: ГЕОС, 2005. С. 279–280.

Иванов В. Н., Бельтнев В. Е., Степанова Т. В., Лазарева Л. И., Самиров М. Л. Сульфидные руды нового рудного узла 13°31' с.ш. САХ // Металлогения древних и современных океанов–2008. Рудоносные комплексы и рудные фации. Миасс: ИМин УрО РАН, 2008. С. 19–22.

Иванов К. С. Основные черты геологической истории (1.6–0.2 млрд лет) и строения Урала. Дис. ... докт. геол.-мин. наук. 1998. 252 с.

Иванов К. С., Козлов П. С., Ерохин Ю. В., Хакинов Ю. В. Серпентинитовые песчаники на Среднем Урале (состав, генезис, тектоническое значение) // Материалы 4-го Уральского литологического совещания «Осадочные бассейны Урала и приле-

гающих регионов: закономерности размещения и минерагения». Екатеринбург, ИГГ УрО РАН, 2000. С. 141–147.

Инструкция по применению классификации запасов к месторождениям медных руд. М., 1983. 44 с.

Интерпретация геохимических данных: Учебное пособие / Под ред. Е. В. Склярова. М.: Интермет Инжиниринг, 2001. 288 с.

Исаев В. А., Малахов И. А., Воронина Л. К. Хромшпинелиды из песчаников кидрясовской свиты нижнего ордовика Южного Урала // ДАН СССР, 1984. Т. 278. № 5. С. 1205–1209.

Исмагилов М. И. Некоторые черты минералогии и генезиса Дергамышского медно-кобальтового месторождения // Геолого-минералогические особенности меднорудных месторождений Южного Урала. Уфа: ИГ БФ АН СССР, 1962. С. 74–97.

Йонас П., Бушман Б. Магматогенный циркон из плагиогранитов Ишкининского кобальт-медноколчеданного месторождения (Южный Урал) // Металлогения древних и современных океанов–2002. Формирование и освоение месторождений в офиолитовых зонах. Миасс: ИМин УрО РАН, 2002. С. 179–180.

Кабанова Л. Я., Зайков В. В. Пикриты и марианит-бониниты палеоостроводужной системы Южного Урала // Типы магматизма Урала. Свердловск: УрО АН СССР, 1987. С. 108–110.

Казицын Ю. В., Рудник В. А. Руководство к расчету баланса вещества и внутренней энергии при формировании метасоматических пород. М.: Недра, 1968. 364 с.

Карта глубинного строения земной коры Урала м-ба 1 : 1000000 / Ред. Н. Г. Берлянд. Ленинград: ВСЕГЕИ, 1983.

Карта теплового потока и гидротермального оруденения в Мировом океане. Масштаб 1 : 20000000. Объяснительная записка / Под ред. И. С. Грамберга, А. А. Смылова. Л., 1988. 151 с.

Кашишцев Г. Л. Глубинные породы океана. М.: Наука, 1991. 279 с.

Керестеджиян Т., Нейков Хр. Состав и особенности на кобальтина от мина Ватия, Ботевградско // Списание Бълг. геол. д-во, 1984. № 3. С. 349–356.

Книппер А. Л. Офикальциты и некоторые другие типы брекчий, сопровождающие доорогенное становление офиолитового комплекса // Геотектоника, 1978. № 2. С. 50–66.

Книппер А. Л., Шараськин А. Я. Тектоническая расслоенность вдоль раздела кора – мантия в офиолитовых разрезах // Геотектоника, 2005. № 1. С. 6–16.

Книппер А. Л., Конаевич Л. Ф., Рукие М. Возраст и происхождение офикальцитов Баэр-Басситского офиолитового массива (Северо-Западная Сирия) // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1987. № 6. С. 124–128.

Книппер А. Л., Савельева Г. Н., Шараськин А. Я. Проблемы классификации офиолитов // Фундаментальные проблемы общей тектоники. М.: Научный мир, 2001. С. 250–283.

Книппер А. Л., Шараськин А. Я. Эксгумация пород верхней мантии и нижней коры при рифтогенезе // Геотектоника, 1998. № 5. С. 19–31.

Контарь Е. С. Структурная позиция колчеданных месторождений Среднего и Северного Урала // Советская геология, 1980. № 7. С. 22–31.

Контарь Е. С. Условия размещения и история формирования месторождений меди, цинка, свинца на Урале. Объяснительная записка к «Карте размещения месторождений меди, цинка, свинца на Урале», масштаб 1:1000000. Екатеринбург: Департамент природных ресурсов по Уральскому региону, ОАО «Уральская геологосъемочная экспедиция», 2001. 133 с.

Контарь Е. С., Либарова Л. Е. Металлогения меди, цинка и свинца на Урале. Екатеринбург: Уралгеолком, 1997. 233 с.

Коренбаум С. А. Минеральные парагенезисы тальковых месторождений. М.: Наука, 1967. 280 с.

Коржинский Д. С. Кислотность-щелочность как главный фактор магматических и постмагматических процессов // Магматизм и связь с ними полезных ископаемых. М.: Госгеолтехиздат, 1960. С. 251–260.

Кориневский В. Г. Возраст гипербазитов Кемпирсайского пояса Урала // ДАН СССР, 1987. Т. 295, № 1. С. 168–171.

Корчемагин В. А., Николаев И. Ю. Тектонофизическая характеристика Ишкининского медноколчеданного месторождения (Южный Урал) // Металлогения древних и современных океанов–2000. Открытие, оценка, освоение месторождений. Мисс: ИМин УрО РАН, 2000. С. 181–183.

Косарев А. М., Знаменский С. Е., Серавкин И. Б., Родичева З. И. Особенности химизма вулканитов Вознесенско-Присакамарской зоны // Геологический сборник № 3. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 2003. С. 152–161.

Косарев А. М., Пучков В. Н., Серавкин И. Б. Петролого-геохимические особенности раннедевонско-эйфельских островодужных вулканитов Магнитогорской зоны в геодинамическом контексте // Литосфера, 2005. № 4. С. 22–41.

Костов И., Минчева-Стефанова Й. Сульфидные минералы. Кристаллохимия, парагенезис, систематика. М.: Мир, 1984. 280 с.

Кривцов А. И., Анисимов И. С., Биков М. Ш. и др. Структурно-формационное районирование юго-восточной части Башкирского Урала // Тр. ЦНИГРИ, 1970. Вып. 29. С. 19–33.

Крутов Г. А., Виноградова Р. А., Рудашевский Н. С. Аллоклазит в рудах никель-кобальтовых месторождений района Бу-Аззер (Марокко) // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976. № 12. С. 82–90.

Крутов Г. А., Петрова Е. А. Кобальтин в серпентинитах Халиловского района на Южном Урале // Тр. МГРИ, 1956. Т. 29. С. 69–72.

Крутов Г. А. Месторождения кобальта. М.: Геосгеолтехиздат, 1959. 232 с.

Куренков С. А., Диденко А. Н., Симонов В. А. Геодинамика палеоспредиинга. М.: ГЕОС, 2002. 294 с.

Лебедев В. И. Рудномагматические системы эталонных арсенидно-кобальтовых месторождений. Новосибирск: СО РАН, 1998. 136 с.

Лейн А. Ю. Аутигенное карбонатообразование в океане // Литология и полезные ископаемые, 2004. № 1. С. 3–35.

Лейн А. Ю., Богданов Ю. А., Сагалевич А. М. и др. Новый тип гидротермального поля на Срединно-Атлантическом хребте (поле Лост-Сити, 30° с.ш.) // ДАН, 2004. Т. 394. № 3. С. 380–383.

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.

Леонов М. Г. Олистоостромы и их генезис // Геотектоника, 1978. № 5. С. 18–33.

Лобач-Жученко С. Б., Лохов К. И., Прасолов Э. М. Изотопный состав углерода и кислорода в карбонатах архейского Панозерского плутона (Центральная Карелия) // Труды XVII Симпозиума по геохимии изотопов им. В. П. Виноградова. М.: ГЕОХИ РАН, 2004. С. 149–150.

Магматические горные породы. Т. 5. Ультраосновные горные породы. М.: Наука, 1988. 508 с.

Макарычев Г. И., Куренков С. А. Палеозойский серпентинитовый меланж Канской полосы (Южный Тянь-Шань) // Бюл. МОИП. Отд. Геол., 1974. № 4. С. 22–34.

Макеев А. Б., Брянчанинова Н. И. Топоминаралоги ультрабазитов Полярного Урала. СПб.: Наука, 1999. 252 с.

Малахов И. А. Петрохимия главных формационных типов ультрабазитов. М.: Наука, 1983. 223 с.

Масленников В. В. Литогенез и колчеданообразование. Миасс: ИМин УрО РАН, 2006. 384 с.

Масленников В. В. Седиментогенез, гальмиролиз и экология колчеданосных палеогидротермальных полей. Миасс: Геотур, 1999. 348 с.

Масленников В. В., Зайков В. В. Колчеданосные поля окраинно-океанических структур Урала (классификация, рудные фации, модель развития). Миасс: ИМин УрО РАН, 1998. 92 с.

Масленников В. В., Зайков В. В. Метод рудно-фациального анализа в геологии колчеданных месторождений. Челябинск: ЮУрГУ, 2006. 224 с.

Масленникова С. П., Масленников В. В. Кобальт-теллуровая минерализация в палеогидротермальных трубах «черных курильщиков» из медно-цинково-колчеданного месторождения Яман-Касы (Южный Урал) // Минералогия Урала. Миасс: ИМин УрО РАН, 2003. Т. II. С. 50–58.

Масленникова С. П., Масленников В. В. Сульфидные трубы палеозойских «черных курильщиков» (на примере Урала). Екатеринбург–Миасс: УрО РАН, 2007. 312 с.

Медноколчеданные месторождения Урала. Геологическое строение / В. А. Прокин, Ф. П. Буслаев, М. И. Исмагилов и др. Свердловск: УрО АН СССР, 1988. 241 с.

Медноколчеданные месторождения Урала. Условия формирования / В. А. Прокин, И. Б. Серавкин, Ф. П. Буслаев и др. Екатеринбург: УрО РАН, 1992. 307 с.

Мелекесцева И. Ю. Гетерогенные кобальт-медноколчеданные месторождения в ультрамафитах палеоостроводужных структур. М.: Наука, 2007. 245 с.

Мелекесцева И. Ю. Первая находка аллоклазита на Урале // ДАН, 2005. Т. 400. № 2. С. 239–242.

Мелекесцева И. Ю., Болдырева М. М., Зайков В. В. Золото в комплексных рудах Ишкининского медно-кобальтового месторождения (Южный Урал) // «Минералогия – основа использования комплексных руд». Тезисы докладов Годичного собрания МО РАН. СПб., 2001а. С. 70–72.

Мелекесцева И. Ю., Зайков В. В. Минералогия руд Южно-Юлукского колчеданного месторождения, Южный Урал // Минералогия Урала–2007. V Всероссийское совещание, Миасс–Екатеринбург: УрО РАН, 2007. С. 77–79.

Мелекесцева И. Ю., Зайков В. В. Руды Ишкининского кобальт-медноколчеданного месторождения (Южный Урал). Миасс: ИМин УрО РАН, 2003. 122 с.

Мелекесцева И. Ю., Зайков В. В., Тесалина С. Г. Сульфоарсениды и арсениды кобальта, железа и никеля в пудах Ишкининского кобальт-медноколчеданного месторождения (Южный Урал) // Зап. ВМО, № 5. 2003. С. 66–77.

Мелекесцева И. Ю., Зайков В. В., Тесалина С. Г., Оже Т. Хромшпинелиды в сульфидных рудах в ультрамафитах Главного Уральского разлома // Уральский минералогический сборник № 11. Миасс: ИМин УрО РАН, 2001б. С. 180–190.

Мелекесцева И. Ю., Иванов В. Н., Бельтнев В. Е., Добрецова И. Г. Кластогенные руды нового гидротермального узла 13°31' с.ш., Срединно-Атлантический хребет // Типы седиментогенеза и литогенеза и их эволюция в истории Земли. Материалы 5-го Всерос. литологич. совещ. Екатеринбург, 2008. Т. 2. С. 75–78.

Мелекесцева И. Ю., Котляров В. А. Карролит из Ивановского кобальт-медноколчеданного месторождения, Южный Урал // Записки РМО, 2008. Ч. СXXXVII. № 1. С. 22–26.

Мелекесцева И. Ю., Котляров В. А. Эритрин из Ишкининского кобальт-медноколчеданного месторождения // Минералогия, геммология, искусство. СПб.: СПбГУ, 2003. С. 44–46.

Мелекесцева И. Ю., Тесалина С. Г. О первой находке диарсенидов кобальта, железа и никеля в колчеданных рудах Урала // Минералогия Урала–2003. Материалы IV Всероссийского совещания. Т. 2. 2003. С. 40–45.

Металлогения рядов геодинамических обстановок островных дуг / Под ред. Н. В. Межеловского. М.: Геокарт, 1999. 436 с.

Мизенс Г. А. О строении среднедевонской ишкининской толщи в стратотипической местности (Магнитогорская мегазона Южного Урала) // Ежегодник–2003. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2003. С. 118–123.

Мизенс Г. А. Седиментационные бассейны и геодинамические обстановки в позднем девоне – ранней перми юга Урала. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2002. 191 с.

Минералогия Урала: Арсениды и стибниды. Теллуриды. Селениды. Фториды. Хлориды и бромиды. Свердловск: УрО АН СССР, 1991. 214 с.

Минералогия Урала: Элементы. Карбиды. Сульфиды. Свердловск: УрО АН СССР, 1990. 390 с.

Минеральные месторождения Европы. Т. 1. Северо-Западная Европа / Под ред. С. Боуи и др. М.: Мир, 1982. 583 с.

Миронов Ю. В. Соотношение титана и калия в базальтах как индикатор тектонической обстановки // ДАН СССР, 1990. Т. 314. № 6. С. 1484–1487.

Митенков Г. А., Бутько И. А., Михайлова В. А. и др. Медистый пентландит в рудах Талнахского месторождения // Зап. ВМО, 1970. Ч. XCIX. Вып. 6. С. 721–725.

Митенков Г. А., Шишкин Н. Н., Михайлова В. А. и др. Пентландит из сплошных пирротиновых руд Талнахского и Октябрьского месторождения (Норильский рудный район) // Зап. ВМО, 1974. Ч. CIII. Вып. 2. С. 154–166.

Мозгова Н. Н., Бородаев Ю. С., Габлина И. Ф. и др. Минеральные ассоциации как показатели степени зрелости океанских гидротермальных сульфидных построек // Литология и полезные ископаемые, 2005. № 4. С. 339–367.

Молошаг В. П., Грабежев А. И., Викентьев И. В., Гуляева Т. Я. Фации рудообразования колчеданных месторождений и сульфидных руд медно-золото-порфировых месторождений Урала // Литосфера, 2004. № 2. С. 30–51.

Мурзин В. В., Викентьев И. В. Руды Пышминско-Ключевского медно-кобальтового месторождения на Среднем Урале // Металлогения древних и современных океанов–2005. Формирование месторождений на разновозрастных океанических окраинах. Т. 1. Миасс: ИМин УрО РАН, 2005. С. 172–178.

Мурзин В. В., Викентьев И. В. Руды Пышминско-Ключевского медно-кобальтового месторождения на Среднем Урале // Металлогения древних и современных океанов–2005. Формирование месторождений на разновозрастных океанических окраинах. Т. 1. Миасс: ИМин УрО РАН, 2005. С. 172–178.

Огородников В. Н., Сазонов В. Н., Поленов Ю. А. Минерагения шовных зон Урала. Часть 1. Екатеринбург: УГГА, 2004. 216 с.

Остащенко Б. А. Петрология и оруденение центральнопайхойского базальтоидного комплекса. Л.: Наука, 1979. 112 с.

Павлова З. Н., Полякова Т. П. Карролит из колчеданных руд Южных Мугоджар // Минералы и парагенезисы минералов гидротермальных месторождений. Л.: Наука, 1974. С. 111–112.

Паланджян С. А. Типизация мантийных перидотитов по геодинамическим обстановкам формирования. Магадан: Сев.-вост. комплекс. НИИ, 1992. 104 с.

Паланджян С. А., Дмитриенко Г. Г. Петрохимические типы и геотектоническая позиция перидотитов офиолитовых ассоциаций // Труды ИГиГ СО АН СССР, 1990. № 758. С. 62–70.

Петров Г. А. Геология и минерагения зоны Главного Уральского разлома на Среднем Урале. Екатеринбург: УГГУ, 2006. 195 с.

Петров Г. А. Условия формирования комплексов зоны Главного Уральского разлома на Северном Урале. Екатеринбург: УГГУ, 2007. 181 с.

Пирс Дж. А., Литтард С. Дж., Робертс С. Особенности состава и тектоническое значение офиолитов над зоной субдукции // Геология окраинных бассейнов. М.: Мир, 1987. С. 134–165.

Попов В. А., Волков К. Н., Попова В. И., Мелекесцева И. Ю. Последовательность образования экзогенных минералов в серпентинитах Ишкининского месторождения на Южном Урале // Металлогения древних и современных океанов–2002. Формирование и освоение месторождений в офиолитовых зонах. Миасс: ИМин УрО РАН, 2002. С. 191–195.

Попов В. А., Попова В. И. Минералогия руд Усть-Микулинского оловянно-вольфрамового месторождения (Приморье). Миасс: ИМин УрО РАН, 1993. 76 с.

Попова В. И., Попов В. А. Купроскарброит – необычный экзогенный минерал из коры выветривания серпентинитов Ишкининского месторождения (Южный Урал) // Минералогия Урала–2003. Материалы IV Всероссийского совещания. Миасс: ИМин УрО РАН, 2003. Т. 2. С. 162–171.

Попова Е. С., Мелекесцева И. Ю. Золото-сульфидная минерализация на южном фланге Главного Уральского разлома // Металлогения древних и современных океанов–2006. Условия рудообразования. Миасс: ИМин УрО РАН, 2006. С. 227–233.

Пучков В. Н. Геодинамика субдукции: общие закономерности и возможность их учета при анализе эволюции Магнитогорской островной дуги // Металлогения древних и современных океанов–2005. Формирование месторождений на разновозрастных океанических окраинах. Т. 1. Миасс: ИМин УрО РАН, 2005. С. 22–27.

Пучков В. Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 146 с.

Пуцаровский Ю. М., Бортников Н. С., Сколотнев С. Г. и др. Массивная и прожилково-вкрапленная минерализация в Срединно-Атлантическом хребте в районе разлома Сьерра-Леоне в связи с особенностями его геологического строения // ДАН, 2002. Т. 384. № 1. С. 83–88.

Пшеничный Г. Н. Текстуры и структуры руд месторождений колчеданной формации Южного Урала. М.: Наука, 1984. 206 с.

Рамдор П. Рудные минералы и их сростания. М.: Изд-во иностранной литературы, 1962. 1132 с.

Реддер Э. Флюидные включения в минералах. Т. 1. М.: Мир, 1987. 560 с.

Рентгеновская картотека PDF (Powder diffraction files), 1984.

Розанова Т. В., Батурич Г. Н. О рудных гидротермальных проявлениях на дне Индийского океана // Океанология, 1971. Т. 11. Вып. 6. С. 1057–1064.

Рудашевский Н. С., Иоффе П. А., Григорьев Д. П. Химический состав и зональность кристаллов раммельсбергита, сафлорита и леллингита // Зап. ВМО, 1978. Ч. CVII. Вып. 1. С. 3–20.

Рудашевский Н. С., Сидоров А. Ф., Спиридонов Г. В., Хинейко А. Л. Минералы ряда FeAsS–CoAsS (на примере Абаканского железорудного месторождения) // Минералы и парагенезисы минералов эндогенных месторождений. Л.: Наука, 1975. С. 74–85.

Рыбаков С. И. Колчеданное рудообразование в раннем докембрии Балтийского щита. Л.: Наука, 1987. 266 с.

Рязанцев А. В., Кузнецов Н. Б., Белова А. А., Аристов В. А., Дубинина С. В. Ордовикские вулканогенные и девонские серпентинитовые колчеданосные комплексы на Южном Урале: состав, возраст и геодинамическая интерпретация // Офиолиты: геология, петрология, металлогения и геодинамика. Материалы междунар. конф. XIII Чтения памяти А. Н. Заварицкого. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2007а. С. 48–52.

Рязанцев А. В., Разумовский А. А., Кузнецов Н. Б., Калинина Е. А., Дубинина С. В., Аристов В. А. Геодинамическая природа серпентинитовых меланжей на Южном Урале // Бюл. МОИП. Отд. геол., 2007б. Т. 82. Вып. 1. С. 32–47.

Савельев Д. Е., Сначев В. И., Савельева Е. Н., Бажин Е. А. Геология, петрогеохимия и хромитоносность габбро-гипербазитовых массивов Южного Урала. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2008. 320 с.

Савельев Д. П., Савельева О. Л., Кувикас О. В. Офикальцитовые брекчии п-ова Камчатский мыс // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле, 2007. Вып. 9. № 1. С. 73–78.

Сазонов В. Н. Березит-лиственитовая формация и сопутствующее ей оруденение. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1984. 208 с.

Сазонов В. Н. Хром в гидротермальном процессе. М.: Наука, 1978. 287 с.

Сафина Н. П. Сульфидно-магнетитовые руды Маукского медноколчеданного месторождения (Южный Урал) // Типоморфные минералы и минеральные ассоциации – индикаторы природных и техногенных месторождений и качества руд. Материалы Всероссийской научной конференции. Материалы Годичного собрания РМО. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2008. С. 84–88.

Сафина Н. П., Котляров В. А. Особенности химического состава минералов полосчатых руд Маукского медноколчеданного месторождения (Южный Урал) // Онтогенез минералов и ее значение для решения геологических прикладных и научных задач. Годичное собрание РМО. СПб., 2009. (в печати).

Сафина Н. П., Масленников В. В. Последовательность минералообразования в кластогенных рудах Сафьяновского медноколчеданного месторождения (Средний Урал) // Зап. РМО. 2008. Ч. СXXXVII, № 4. С. 89–103.

Сафина Н. П., Масленников В. В. Признаки придонного преобразования сульфидных песчаников Сафьяновского медноколчеданного месторождения (Средний Урал) // Рудные месторождения: вопросы происхождения и эволюции. Материалы IV Уральского металлогенического совещания. Миасс: ИМин УрО РАН, 2005. С. 103–106.

Серавкин И. Б. Минерагенез Южного Урала // Литосфера, 2002. № 3. С. 19–37.

Серавкин И. Б. Типы колчеданных месторождений Южного Урала и источники рудного вещества // Эндогенное оруденение в подвижных поясах. Материалы междунар. научн. конф. Екатеринбург: ИГТ УрО РАН, 2007. С. 58–62.

Серавкин И. Б., Знаменский С. Е., Косарев А. М. Главный Уральский разлом на Южном Урале: структура и основные этапы формирования // Геотектоника, 2003. № 3. С. 42–64.

Серавкин И. Б., Знаменский С. Е., Косарев А. М. Разрывная тектоника и рудоносность Башкирского Зауралья. Уфа: Полиграфкомбинат, 2001. 318 с.

Симонов В. А. Петрогенезис офиолитов: термобарогеохимические исследования. Новосибирск: ОИГГМ СО РАН, 1993. 247 с.

Симонов В. А., Добрецов Н. Л., Буслов М. М. Бонинитовые серии в структурах Палеоазиатского океана // Геология и геофизика, 1994. Т.35. № 7–8. С.182–199.

Симонов В. А., Зайков В. В., Бушман Б., Ковязин С. В. Условия формирования базальтоидов Ишкининского колчеданного месторождения (Южный Урал) // Металлогения древних и современных океанов–2000. Открытие, оценка, освоение месторождений. Миасс: ИМин УрО РАН, 2000. С. 174–181.

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.

Симонов В. А., Ковязин С. В., Пейве А. А., Колмогоров Ю. П. Геохимические особенности магматических систем в районе трансформного разлома Сьерра-Леоне, Центральная Атлантика (данные по расплавленным включениям) // Геохимия, 2005. № 7. С. 750–762.

Симонов В. А., Тараско Д. А., Колмогоров Ю. П., Ковязин С. В. Магматизм и палеогеодинамика офиолитов Южной Тувы // Офиолиты: геология, петрология, металлогения и геодинамика. XII Чтения памяти А. Н. Заварицкого. Мат. междунар. научной конф. Екатеринбург, 2006а. С. 229–231.

Симонов В. А., Салихов Д. Н., Ковязин С. В., Дунаев А. Ю. Особенности кристаллизации хромитовых руд Верхне-Убалинского месторождения (Ю. Урал) // Металлогения древних и современных океанов–2006. Условия рудообразования. Миасс: ИМин УрО РАН, 2006б. С. 140–145.

Сколотнев С. Г., Пейве А. А., Бортников Н. С. и др. Геология рудовмещающих рифтовых впадин в районе Сьерра-Леоне в приэкваториальной Атлантике // ДАН, 2003. Т. 391. № 2. С. 232–238.

Соболев А. В. Проблемы образования и эволюции мантийных магм. Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. М., 1997. 50 с.

Современные методы минералогического исследования. Ч. 2. М.: Недра, 1968. 320 с.

Спиридонов Э. М., Барсукова Н. С., Плетнев П. А. и др. Процессы преобразований первичных хромшпинелидов гипербазитов Нуралинского, Баженовского, Карабашского, Сарановского массивов, мелких тел Березовского и Гумбейского месторождений Урала // Уральская летняя минералогическая школа–97. Екатеринбург: УГГГА, 1997. С. 23–27.

Спиридонов Э. М., Барсукова Н. С., Филимонов С. В. и др. Цинкистые хромшпинелиды // Минералогия Урала. Т. 2. Миасс: ИМин УрО РАН, 1998. С. 127–129.

Спиридонов Э. М., Плетнев П. А. Месторождение медистого золота Золотая гора (О «золото-родингитовой» формации). М.: Научный Мир, 2002. 220 с.

Справочник по геохимическим поискам полезных ископаемых / А. П. Соловов, А. Я. Архипов, В. А. Бугров и др. М.: Недра, 1990. 335 с.

Старикова Е. В., Брусницын А. И., Жуков И. Г. Палеогидротермальная постройка марганцевого месторождения Кызыл-Таш, Южный Урал. СПб.: Наука, 2004. 230 с.

Стратиграфия и корреляция среднепалеозойских вулканогенных комплексов основных медно-колчеданных районов Южного Урала. Уфа: УФНЦ РАН, 1993. 217 с.

Судариков С. М., Давыдов М. П., Черкашев Г. А. и др. Новый район гидротермальной активности в рифтовой зоне Срединно-Атлантического хребта (13° с.ш.) // ДАН, 2001. Т. 381. № 5. С. 672–676.

Суслов Д. Л. Платиноносность и формационная принадлежность Пышминско-Ключевского медно-кобальтового месторождения // Уральский геологический журнал–2001. № 3 (21). С. 103–112.

Третьяков Г. А., Мелекесцева И. Ю. Серпентинизация ультрамафитов и источник металлов для кобальт-медноколчеданных месторождений // Металлогения древних и современных океанов–2008. Рудоносные комплексы и рудные фации. Миасс: ИМин УрО РАН, 2008. С. 181–188.

Третьяков Г. А., Мелекесцева И. Ю. Физико-химическое моделирование процессов тальк-карбонатного метасоматоза серпентинитов // Металлогения древних и современных океанов–2009. Модели рудообразования и оценка месторождений. Миасс: ИМин УрО РАН, 2009. С. 54–58.

Ферштатер Г. Б., Беа Ф. Геохимическая типизация уральских офиолитов // Геохимия, 1996. № 3. С. 195–218.

Филимонова Л. Е., Курманбаев Е. А., Абулгаз С. Д. и др. Сульфиды и сульфоарсениды никеля и кобальта в рудах медно-порфириновых месторождений Казахстана // Зап. ВМО, 1985. Вып. 4. С. 440–444.

Филимонова Л. Е., Слюсарева А. П. Минералы никеля и кобальта и некоторые вопросы геохимии этих элементов на молибденово-медном месторождении Бошекуль // Минералы и парагенезисы минералов гидротермальных месторождений. Л.: Наука, 1974. С. 38–46.

Финашин В. К., Литаврина Р. Ф., Романенко И. М., Чубаров В. М. О герсдорфите Высокогорского месторождения (Приморье) // Геология рудных месторождений, 1979. № 5. С. 97–101.

Фор Г. Основы изотопной геологии. М.: Мир, 1989. 590 с.

Хаин В. Е., Ломизе М. Г. Геотектоника с основами геодинамики. М.: Изд-во МГУ, 1995. 480 с.

Хворов П. В. Сыростанское месторождение талькомагнезита (Южный Урал). Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2004. 16 с.

Хворов П. В., Котляров В. А. О никелевой минерализации Сыростанского месторождения талька (Южный Урал) // *Металлогения древних и современных океанов–2001. История месторождений и эволюция рудообразования.* Миасс: ИМин УрО РАН, 2001. С. 135–139.

Чащухин 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.

Чащухин И. С., Вотяков С. Л., Уймин С. Г., Борисов Д. Р., Быков В. Н. ЯГР-спектроскопия хромшпинелидов и проблемы оксигермобарометрии хромитоносных ультрамафитов Урала. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1996. 137 с.

Чвилева Т. Н., Безсмертная М. С., Спиридонов Э. М. и др. Справочник-определитель рудных минералов в отраженном свете. Л.: Недра, 1988. 503 с.

Черкашев Г. А. Гидротермальное сульфидное рудообразование в северной части Срединно-Атлантического хребта Атлантического океана. Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. М., 2004. 46 с.

Шавалеев Р. Р. Дайки базальтоидов на Ишкининском кобальт-медноколчеданного месторождении (Южный Урал) // *Металлогения древних и современных океанов–2003. Формирование и освоение месторождений в островодужных структурах.* Миасс: ИМин УрО РАН, 2003. С. 221–226.

Шавалеев Р. Р., Юминов А. М. Габбро-пегматиты и ассоциирующие с ними метасоматиты Ишкининского кобальт-медноколчеданного месторождения (Южный Урал) // *Металлогения древних и современных океанов–2002. Формирование и освоение месторождений в офиолитовых зонах.* Миасс: ИМин УрО РАН, 2002. С. 188–191.

Шарапов В. Н., Симбирева И. Г., Бондаренко П. М. Структура и геодинамика зоны Курило-Камчатского региона. Новосибирск: Наука, 1984. 199 с.

Шараськин А. Я. Тектоника и магматизм окраинных морей в связи с проблемами эволюции коры и мантии. М.: Наука, 1992. 163 с.

Шараськин А. Я., Закариадзе Г. С. Особенности развития магматизма при формировании котловин и островных дуг Филиппинского моря // *Магматизм и метаморфизм как индикаторы геодинамического режима островных дуг.* М.: Наука, 1982. С. 210–221.

Шишкин Н. Н. Джулукулит – новый кобальтовый минерал // *ДАН СССР*, 1958. Т. 121. № 4. С. 724–726.

Шишкин Н. Н. О никелистой разновидности кобальтина // *ДАН СССР*, 1957. Т. 114. № 2. С. 414–415.

Штейнберг Д. С., Чащухин И. С. Серпентинизация ультрабазитов. М.: Наука, 1977. 312 с.

Юминов А. М., Дунаев А. Ю. Хромшпинелиды из метасоматитов Ишкининского кобальт-медноколчеданного месторождения (Южный Урал) // *Металлогения древних и современных океанов–2004. Достижения на рубеже веков.* Т. 2. Миасс: ИМин УрО РАН, 2004. С. 282–289.

Юминов А. М., Зайков В. В., Артемьев Д. А. Тальк-карбонатные метасоматиты Ишкининского кобальт-медноколчеданного месторождения (Ю. Урал) // *Металлогения*

ния древних и современных океанов–2005. Формирование месторождений на разновозрастных океанических окраинах. Т. 2. Миасс: ИМин УрО РАН, 2005. С. 90–97.

Юминов А. М., Зайков В. В. Освоение меднорудных месторождений среди офиолитов Южного Урала в бронзовом веке // Металлогения древних и современных океанов–2002. Формирование и освоение месторождений в офиолитовых зонах. Миасс: ИМин УрО РАН, 2002. С. 232–239.

Юминов А. М., Симонов В. А., Зайков В. В. Физико-химические параметры гидротермальных процессов на Ишкининском колчеданном месторождении (Южный Урал) // Уральский минералогический сборник № 12. Миасс: ИМин УрО РАН, 2002. С. 98–110.

Юминов А. М., Симонов В. А. Термобарогеохимические исследования флюидных включений в кальците карбонатных жил Ишкининского кобальт-медно-колчеданного месторождения (Южный Урал) // Металлогения древних и современных океанов–2003. Формирование и освоение месторождений в офиолитовых зонах. Миасс: ИМин УрО РАН, 2003. С. 128–132.

Юргенсон Г. А., Гаврилов А. М., Ильменев Е. С. Минералы кобальта месторождения меди Айнак // Зап. ВМО, 1985. Ч. СХIV. Вып. 4. С. 428–434.

Язева Р. Г., Бочкарев В. В. Геология и геодинамика Южного Урала (опыт геодинамического картирования). Екатеринбург: УрО РАН, 1998. 203 с.

Язева Р. Г., Молошаг В. П., Бочкарев В. В. Геология Сафьяновского колчеданного месторождения (Средний Урал). Екатеринбург: УрО РАН, 1992. 70 с.

Ashley P. M. Petrogenesis of sulfide-bearing reaction zones in the Coolac ultramafic belt, New South Wales, Australia // Mineralium Deposita, 1973. № 8. P. 370–378.

Asiedu D. K., Suzuki S., Shibata T. Compositions of detrital spinels from Lower Cretaceous Sasayama Group, Hyogo Prefecture, Japan // Ganko (J. Mineralogy, Petrology and E. Geology), 1998. V. 93. P. 27–41.

Auclair M., Gauthier M., Trottier J. et al. Mineralogy, geochemistry and paragenesis of the Eastern Metals serpentinite-associated Ni-Cu-Zn Deposit, Quebec Appalachians // Economic Geology, 1993. Vol. 88. № 1. P. 123–138.

Bach W., Banerjee N. R., Dick H., Backer E. T. Discovery of ancient and active hydrothermal systems along the ultra-slow spreading Southwest Indian Ridge 10–16°E // Geochemistry. Geophysics. Geosystems, 2002. V. 3 (7). P. 1044.

Bailey E. B., McCallien W. J. Some aspects of the Steinmann trinity, mainly chemical // Quart. II. Geol. Soc. London, 1960. V. 116. P. 365–395.

Barnes S. J., Roeder P. L. The range of spinel compositions in terrestrial mafic and ultramafic rocks // Journal of Petrology, 2001. V. 42. № 12. P. 2279–2302.

Barriga F., Fouquet Y. Subsurface massive sulphide generation: the new and the old // Abstracts of the SEG Field Conference, Lisbon, 1997. P. 29.

Barriga F., Fouquet Y., Almeida A. et al. Discovery of the Saldanha Hydrothermal Field on the FAMOUS Segment of the MAR (36°30'N) // AGU Fall Meeting. Eos Transactions of the American Geophysical Union, 1998. V. 79 (45):F67. P. 837.

Beltenev V., Ivanov V., Rozhdestvenskaya I., Cherkashov G. et al. A new hydrothermal field at 13°30' N on the Mid-Atlantic Ridge // InterRidge News, 2007. V. 16. P. 9–10.

Beltenev V., Nescheretov A., Shilov V. et al. New discoveries at 12°58'N and 44°52' W MAR: initial results from the Professor Logatchev–22 cruise // *InterRidge News*, 2003. V. 12 (1). P. 13–15.

Bernard A., Jebwad J. La cobaltite des niveaux profonds du sondage de havelange // *Bull. Soc. belge geol.*, 1987. V. 96. № 2. P. 145–148.

Bernoulli D., Weissert H. Sedimentary fabrics in serpentinite breccias (ophicalcites) and their significance, South Pennine Arosa Zone, Switzerland // *Ofioliti*, 1984. № 9 (3). P. 679.

Beziat D., Monchoux P., Tollon F. Cobaltite-gersdorffite solid solution as a primary magmatic phase in spessartite, Lacaune area, Montagne Noire, France // *Canadian Mineralogist*, 1996. V. 34. P. 503–512.

Bin Zhu, Kidd W. S. F., Rowley D. B., Currie B. S. Chemical compositions and tectonic significance of chrome-rich spinels in the Tianba Flysch, southern Tibet // *J. Geology*, 2004. V. 112. P. 417–434.

Bodnar R. J., Vityk M. O. Interpretation of microthermometric data for H₂O-NaCl fluid inclusions // *Fluid inclusions in minerals: methods and applications*. Pontignana-Siena, 1994. P. 117–130.

Boldyreva M. M., Petrov V. K., Popov B. N. CISMMI: a Computer Information System for Microscopic Mineral Identification // *Proc. 30th Int. Geol. Congr., VSP 1997*. V. 16. P. 233–242.

Bonatti E., Emiliani G., Ferrara G., Honnorez J., Rydell H. Ultramafic-carbonate breccias from the Equatorial Mid Atlantic Ridge // *Marine Geol.*, 1974. V. 16. P. 83–102.

Bonatti E., Michael P. J. Mantle peridotites from continental rifts to ocean basins to subduction zones // *Earth and Planetary Science Letters*, 1989. V. 91. P. 297–311.

Bonney T. G. Notes on some Ligurian and Tuscan Serpentinites // *Geol. Mag.*, 1879. V. 6. № 2. P. 362–371.

Borowski C., Asendorf V., Burk D. et al. New coordinates for the hydrothermal structures in the Logatchev vent field at 14°45'N on the Mid-Atlantic Ridge // *InterRidge News*, 2007. V. 16. P. 13–14.

Borowski C., Petersen S., Augustin N. New coordinates for the hydrothermal structures in the Logatchev vent field at 14°45'N on the Mid-Atlantic Ridge: Supplement to article in *InterRidge News*, Vol. 16 // *InterRidge News*, 2008. V. 17. P. 20.

Bortolotti V., Passerini P. Magmatic activity In: *Development of the Northern Apennines geosyncline* // *Sedimentary Geol.*, 1970. V. 4. № 3/4. P. 599–624.

Boynton W. V. Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies // *Henderson P. (ed.). Rare earth element geochemistry*. Elsevier, 1984. P. 63–114.

Candela P. A., Wylie A. G., Burke T. M. Genesis of the ultramafic rock-associated Fe-Cu-Co-Zn-Ni deposit of the Sykesville district, Maryland Piedmont // *Economic Geology*, 1989. V. 84. P. 663–675.

Cann J. R., Prichard H. M., Malpas J. G., Xenophontos C. Oceanic inside corner detachments of the Limassol Forest area, Troodos ophiolite, Cyprus // *Journal of the Geological Society*, 2001. V. 158. № 5. P. 757–767.

Carlson C. Stratigraphic and structural significance of foliate serpentinite breccias, Wilbur Springs / In: *Depositional Facies of Sedimentary Serpentine: Selected Examples from the Coast Ranges, California*. Field Trip Guidebook № 3. 1984. P. 108–112.

Cherkashev G. A., Ashadze A. M., Gebruk A. V., Krylova E. M. New fields with manifestations of hydrothermal activity in the Logatchev area (14°N, Mid-Atlantic Ridge) // *InterRidge Newsletter*, 2000. V. 9 (2). P. 26–27.

Chi G., Lavoie D. A combined fluid-inclusion and stable isotope study of Ordovician ophicalcite units from Southern Quebec Appalachians, Quebec // *Geological Survey of Canada*, 2000. 9 p.

Chutakositkanon V., Hisada K., Charusiri P., Arai S. Tectonic significance of detrital chromian spinels in the Permian Nam Duk Formation, central Thailand // *Geosciences Journal (Seoul)*, 2001. V. 5. P. 89–96.

Clark L. A. The Fe-As-S system: phase relations and applications // *Economic Geology*, 1960a. № 55. P. 1345–1381, 1631–1652.

Clark L. A. The Fe-As-S system. Variations of arsenopyrite compositions as a function of T and P. Carnegie Inst. Year Book, 1960b. № 59. P. 127–130.

Condie K. C. High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes? // *Lithos*, 2005. Vol. 79. P. 491–504.

Constantinou G., Govett G. J. S. Geology, geochemistry and genesis of Cyprus Sulfide Deposits // *Economic Geology*, 1973. V. 68. P. 843–858.

Cornelius H. P. Petrographische Untersuchungen in den Bergen Zwischen Septiner – und Julierpass. Diss. N. Jahr. Min., 1912. 35 p.

Craig J. R., Higgins J. B. Cobalt- and iron-rich violarites from Virginia // *American Mineralogist*, 1975. V. 60. P. 35–38.

Dias A., Barriga F. *Mineralogical and geochemical hydrothermal evidences on sediments from the serpentinite-hosted Saldanha hydrothermal field // Mineral Deposit Research: Meeting the Global Challenge. Springer Berlin Heidelberg, 2005. P. 603–606.*

Dias A., Barriga F. Mineralogy and geochemistry of hydrothermal sediments from the serpentinite-hosted Saldanha hydrothermal field (36°34'N; 33°26'W) at MAR // *Marine Geology*, 2006. V. 225. P. 157–175.

Dick H., Bullen T. Chromite as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1984. № 86. P. 54–76.

Douville E., Charlou J. L., Oelkers E. H. et al. The Rainbow vent fluids (36°14'N, MAR): the influence of ultramafic rocks and phase separation on trace metal content in Mid-Atlantic Ridge hydrothermal fluids // *Chemical Geology*, 2002. V. 184. P. 37–48.

Encyclopedia of Sediments and Sedimentary Rocks / Edited by G.V.M. Kluwer. The Netherlands, 2003. 928 p.

Fanlo I., Subias I., Paniagua A. et al. Mineral chemistry of Co-Ni-Fe sulpharsenides, diarsenides and triarsenides from the San Juan de Plan deposits (Central Pyrenees, Spain) // *Mineral exploration and Sustainable Development. Rotterdam: Millpress, 2003. P. 575–578.*

Fleischer M., Mandarino J. A. Glossary of mineral species // *The Mineralogical Record Inc., Tucson, 1995. 280 p.*

Flores G. Discussion of paper by E. Beneo: World Petrol. Congr. 4th. Sect. 1. Rome, 1955. P. 121–122.

Folk R. L., McBride F. Possible pedogenic origin of Ligurian ophicalcite: a mesozoic calichified serpentinite // *Geology*, 1976. № 4. P. 327–332.

Foose M. P., Economou M., Panayiotou A. Compositional and mineralogic constraints on the genesis of ophiolite hosted nickel mineralization in the Pevkos Area, Limassol Forest, Cyprus // *Mineralium Deposita*, 1985. V. 20. P. 234–240.

Fouquet Y., Barriga F., Charlou J. L., Elderfield H., German C. and the FLORES scientific party. FLORES diving cruise with Nautila near the Azores – First dives on the Rainbow field: hydrothermal seawater/mantle interaction // *InterRidge News*, 1998. Vol. 7 (1). P. 24–28.

Fouquet Y., Cherkashov G., Charlou J. L. et al. Serpentine cruise – ultramafic hosted hydrothermal deposits on the Mid-Atlantic Ridge: First submersible studies on Ashadze 1 and 2, Logatchev 2 and Krasnov vent fields // *InterRidge News*, 2008. V. 17. P. 15–19.

Fouquet Y., Murphy P., Bougault H. et al. Massive sulphides and stockwork mineralisation in ultramafic environments. Mid Atlantic Ridge near 15°N // Abstracts of the SEG Field Conference. Lisbon, 1997. P. 34.

Fruh-Green G. L., Weissert H., Bernoulli D. A multiple fluid history recorded in Alpine ophiolites // *Journal of the Geological Society*, 1990. V. 147. P. 959–970.

Fryer P. A synthesis of Leg 125 drilling of serpentinite seamount on the Marianna and Izu-Bonin forearcs // *Proc. ODP. Sci. Results*, 1992. V. 125. P. 593–614.

Fryer P., Lockwood J. P., Becker N., Phipps S., Todd C. S. Significance of serpentinite mud volcanism in convergent margins // *Ophiolites and Oceanic Crust. Special Papers of Geological Society of America*, 2000. P. 35–52.

Fujioka K., Chiba H., Naganuma T. et al. Hydrothermal activity and Architecture of Slow-Spreading Ridge at TAG and Rainbow hydrothermal fields and Dante's Domes Megamullion in the Mid-Atlantic Ridge-MODE'98 Leg2 MEGATRIN cruise results summary // *JAMSTEC Journal of Deep Sea Research 2. Geology, Geochemistry, Geophysics and Dive Survey*, 1999. V. 15. P. 39–49.

Gannoun A., Tessalina S., Bourdon B. et al. Re-Os isotopic constraints on the genesis and evolution of the Dergamish and Ivanovka Cu (Co, Au) massive sulphide deposits, south Ural, Russia // *Chemical Geology*, 2003. V. 196. № 1–4. P. 193–207.

Ganssloser M. Detrital chromian spinels in Rhenohercynian greywackes and sandstones (Givetian-Visean, Variscides, Germany) as indicators of ultramafic source rocks // *Geological Magazine*, 1999. V. 136. P. 437–451.

Geloni C., Gianelli G. A preliminary geochemical model of the fluid-rock interaction processes forming the eastern Liguria ophiolite (Northern Apennines, Italy) // *Per. Mineral.*, 2007. V. 76. P. 137–154.

Gervilla F., Leblanc M., Torres-Ruiz J., Hach-Ali P. F. Immiscibility between arsenide and sulphide melts: a mechanism for the concentration of noble metals // *Canadian Mineralogist*, 1996. V. 34. P. 485–502.

Gervilla F., Ronsbo J. New data on (Ni, Fe, Co) diarsenides and sulfarsenides in chromite-niccolite ores from the Malaga Province, Spain // *N. Jb. Miner. Mh. Jg.* 1992. H. 5. P. 193–206.

Haggerty J. A. Evidence from fluid seeps atop serpentine seamount in the Mariana Forearc: clues for emplacement of the seamounts and their relationships to forearc tectonics // *Marine Geology*, 1991. V. 102. P. 293–309.

Hall C. E., Gurnis M., Sdrolias M. et al. Catastrophic initiation of subduction following forced convergence across fracture zones // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2003. V. 212. P. 15–30.

Hannington M. D., Tivey M. K., Larocque A. C., Petersen S., Rona P. A. The occurrence of gold in sulfide deposits on the TAG hydrothermal field, Mid-Atlantic Ridge // *Canadian Mineralogist*, 1995. V. 33. P. 1285–1310.

Hem S. R., Makovicky E. The system Fe-Co-Ni-As-S. I. Phase relations in the (Fe,Co,Ni)As_{0.5}S_{1.5} section at 650° and 500 °C. II. Phase relations in the (Fe,Co,Ni)As_{1.5}S_{0.5} section at 650° and 500 °C // *Canadian Mineralogist*, 2004. V. 42. № 1. P. 43–62, 63–86.

Herzig P. M., Hannington M. D., Fouquet Y. et al. Gold-rich polymetallic sulfides from the Lau back arc and implications for the geochemistry of gold in sea-floor hydrothermal systems of the Southwest Pacific // *Economic Geology*, 1993. № 88. P. 2182–2209.

Heyl A. V., Milton C., Alexrod J. M. Nickel minerals from near Linden, Iowa County, Wisconsin // *American Mineralogist*, 1959. V. 44. P. 995–1009.

Hisada K., Arai S. Detrital chrome spinels in the Cretaceous Sanchu Sandstone, central Japan: indicator of serpentinite protrusion into a fore-arc region // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 1993. V. 105. P. 95–109.

Hisada K., Nakazawa E., Arai S. Sedimentary origin of ophicalcite in the Samba-gawa metamorphic rocks, Kanto Mountains, Central Japan // *Annual Report of the Institute of Geoscience, University Of Tsukuba*, 1993. V. 19. P. 43–47.

Hudson D. R., Groves D. I. The composition of violarite coexisting with vaesite, pyrite, and millerite // *Economic Geology*, 1974. V. 69. № 8. P. 1335–1340.

Ihle T., Petersen S., Herzig P. M., Hannington M. D. Siting of gold and characteristics of gold-bearing massive sulfides from the interior of the felsic-hosted PACMANUS massive sulfide deposit, eastern Manus basin (PNG) // In: *Mineral Deposit Research – Meeting the Global Challenge: Proceedings of the 8th Biennial SGA Meeting, Beijing*, 2005. P. 623–626.

Ixer R. A., Stanley C. J., Vaughan D. J. Cobalt-, nickel-, and iron-bearing sulpharsenides from the North of England // *Mineralogical Magazine*, 1979. V. 43. P. 389–395.

Jonas P. Tectonostratigraphy of oceanic crustal terrains hosting serpentinite-associated massive sulfide deposits in the Main Uralian Fault Zone (South Urals). PhD thesis, Freiberg, 2003. 123 p.

Kamenetsky V., Crawford A., 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. 655–671.

Kelly D. S., Karson J. A., Blackman D. K. et al. An off-axis hydrothermal vent field near the Mid-Atlantic Ridge at 30 °N // *Nature*, 2001. V. 412. № 12. P. 145–149.

Klemm D. Synthesen und Analysen in den Dreiecksdiagrammen FeAsS-CoAsS-NiAsS und FeS₂-CoS₂-NiS₂ // *Neues Jb. Mineral. Abhandl.*, 1965. Bd. 103. Hf. 3. P. 205–255.

Kochinsky A., Billings A., Devey C. et al. Discovery of new hydrothermal vents on the southern Mid-Atlantic Ridge (4°S–10°S) during cruise M68/1 // *InterRidge News*, 2006. V. 15. P. 9–15.

Kontinen A., Sorjonen-Ward P., Peltonen P., Kuronen U. Some new constraints on hydrothermal alteration and deformation of the Paleoproterozoic serpentinite-hosted Outokumpu Cu-Co-Ni-Zn-Au deposits, Finland // *Mineral Deposit Research: Meeting the Global Challenge*. Springer, 2005. V. 1. P. 639–642.

Koski R. A., Derkey R. E. Massive sulfide deposits in oceanic-crust and island-arc terranes of southwestern Oregon // *Oregon Geology*, 1981. V. 43. № 9. P. 119–125.

Krasnov S. G., Cherkashev G. A., Stepanova T. V. et al. Detailed geological studies of hydrothermal fields in the North Atlantic // *Hydrothermal Vents and Processes. Geol. Society Special Publ.*, 1995. № 87. P. 43–64.

Kretchmar U., Scott S. D. Phase relations involving arsenopyrite in the system Fe-As-S and their application // *Canadian Mineralogist*, 1976. № 14. P. 364–386.

Kuhn T., Alexander B., Augustin N. et al. The Logatchev hydrothermal field – revisited: preliminary results of the R/V Meteor Cruise Hydromar I (M60/3) // *InterRidge News*, 2004. V. 13. P. 1–4.

Lavoie D. Hydrothermal vent bacterial community in Ordovician ophicalcite, southern Quebec Appalachians // *Jornal of Sedimentary Research*, 1997. V. 67. P. 47–53.

Lavoie D., Cousineau A. P. Ordovician ophicalcites of Southern Quebec Appalachians a proposed early seafloor tectonosedimentary and hydrothermal origin // *Journal of Sedimentary Research*, 1995. V. 65 (2). P. 337–347.

Leblanc M. Co-Ni arsenide deposits, with accessory gold, in ultramafic rocks from Morocco // *Can. J. Earth Sci.*, 1986. V. 23. P. 1592–1602.

Lebrun J.-F., Lamarche G., Collot J.-I. Subduction initiation at a strike-slip plate boundary: the Cenozoic Pacific-Australian plate boundary, south of New Zealand // *JGR*, 2003. V. 108. № 89. P. 2453.

Lenaz D., Kamenetsky V., Princivalle F. Cr-spinel supply in the Brkini, Istrian and Krk Island flysch basins (Slovenia, Italy and Croatia) // *Geological Magazine*, 2003. V. 140. P. 335–342.

Ludwig K. A., Kelley D. S., Butterfield D. A. et al. Formation and evolution of carbonate chimneys at the Lost City Hydrothermal Field // *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2006. V. 70. P. 3625–3645.

Marques A. F. A., Barriga F. J. A. S., Fouquet Y. Co: Ni ratio variation throughout the Rainbow hydrothermal system // In: Eliopoulos DG et al. (eds) *Mineral Exploration and Sustainable Development, Proc 7th SGA Meeting*, 2003. Millpress Rotterdam. Vol. 1. P. 143–146.

Melekestseva I. Yu., Dobretsova I. G., Ivanov V. I., Beltenev V. E. Ore facies of a new hydrothermal massive sulfide cluster at 13°31'N, Mid-Atlantic Ridge: first results // *Marine Minerals: Technological Solutions and Environmental Challenges. Materials of the 38-th annual Underwater mining institute conference*. Oxford, 2008. P. 109–121.

Melekestseva I. Yu., Zaykov V. V., Belogub E. V., Tesalina S. G. Sulpharsenides and arsenides in massive sulphide deposits connected with ultramafites, South Urals // *Applied Mineralogy: Developments in Science and Technology, ICAM-BR*. Sao Paulo, 2004. P. 897–900.

Misra K. C., Fleet M. E. Chemical Composition and stability of violarite // *Economic Geology*, 1974. V. 69. № 3. P. 391–403.

Mottle M. J., Wheat C. G., Fryer P. et al. Chemistry of springs across the Mariana forearc shows progressive devolatilization of the subducting plate // *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2004. V. 68. № 23. P. 4915–4933.

Mozgova N. N., Efimov A. V., Borodaev Yu. S. et al. Mineralogy and chemistry of massive sulphides from the Logachev hydrothermal field (14°45'N Mid-Atlantic Ridge) // *Explor. Mining Geol.*, 1999. V. 3. № 3–4. P. 379–395.

Mozgova N. N., Krasnov S. G., Batuev B. N. et al. The first report of cobalt pentlandite from a Mid-Atlantic Ridge hydrothermal deposit // *Canadian Mineralogist*, 1996. V. 34. P. 23–28.

Murphy P. J., Meyer G. A gold-copper association in ultramafic-hosted hydrothermal sulfides from the Mid-Atlantic Ridge // *Economic Geology*, 1998. V. 93. P. 1076–1083.

Nickel E. H., Ross J. R., Thornber M. R. The supergene alteration of pyrrhotite-pentlandite ore at Kambalda, Western Australia // *Economic Geology*, 1974. V. 69. № 1. P. 93–107.

Nimis P., Omenetto P., Buschmann B., Jonas P., Lerouge C., Simonov V. A. Geochemistry of igneous rocks and hydrothermal alteration processes associated with Cu (Co, Ni, Au) VMS mineralization in the Main Uralian Fault (Southern Urals, Russia) // *Mineralium Deposita*, 2009, in press.

Nimis P., Tesalina S. G., Omenetto P., Tartarotti P., Lerouge C. Phyllosilicate minerals in the hydrothermal mafic-ultramafic-hosted massive-sulfide deposit of Ivanovka (Southern Urals): comparison with modern ocean seafloor analogues // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 2004. V. 147. № 3. P. 363–383.

Nimis P., Zaykov V. V., Omenetto P., Melekestseva I. Yu., Tesalina S. G., Orgeval J.-J. Peculiarities of some mafic-ultramafic- and ultramafic-hosted massive sulfide deposits from the Main Uralian Fault Zone, southern Urals // *Ore Geology Review*, 2008. V. 33. № 1. P. 49–69.

Page N. J. Pentlandite and pyrrhotite from the Stillwater complex, Montana: iron-nickel ratios as a function of associated minerals // *Economic Geology*, 1972. V. 67. № 6. P. 814–820.

Park A. F. Nature of the Early Proterozoic Outokumpu assemblage, Eastern Finland // *Precambrian Research*, 1988. V. 38. P. 131–146.

Peltola E. Origin of Precambrian copper sulfides of the Outokumpu district, Finland // *Economic Geology*, 1978. V. 73. № 4. P. 461–477.

Peters T. A water-bearing andradite from the Totalp serpentine (Davos, Switzerland) // *The American mineralogist*, 1965. V. 50. P. 1482–1486.

Petersen S., Augustin N., Cherkashov G. et al. Shallow-drilling of the ultramafic-hosted Logatchev hydrothermal field at 14°45'N on the Mid-Atlantic Ridge using a new lander-type seafloor drill // *InterRidge News*, 2007. V. 16. P. 11–13.

Petersen S., Kuhn K., Kuhn T. et al. (2009) The geological setting of the ultramafic-hosted Logatchev hydrothermal field (14°45'N, Mid-Atlantic Ridge) and its influence on massive sulfide formation // *Lithos*, 2009. doi:10.1016/j.lithos.2009.02.008

Prokin V. A., Buslaev F. P. Massive copper-zinc sulphide deposits in the Urals // *Ore geology reviews*, 1999. № 14. P. 1–69.

Radcliffe D., Berry L. G. The safflorite-loellingite solid solution series // *American Mineralogist*, 1968. V. 53. P. 1856–1881.

Robinson D. J., Hutchinson R. W. Evidence for a volcanogenic-exhalative origin of a massive nickel sulphide deposit at Redstone, Timmins, Ontario // *Precambrian Sulphide*, 1982. P. 211–254.

Rollinson H. R. *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation.* Longman Scientific and Technical. London. 1993. 352 p.

Rona P., Scott S. D. Preface to a special issue on sea-floor hydrothermal mineralization: new perspective // *Economic Geology*, 1993. V. 88. № 8. P. 1933–1977.

Saleeby J., Sharp W. D. Ophicalcites and related rocks of the Kings-Kaweah ophiolite belt, Southwest Sierra Nevada foothills // *American Geophysical Union*, 1977. V. 58 (12). P. 1245.

Saunders A. D., Tarney J. Geochemical characteristics of basaltic volcanism within back-arc basins / Eds. B. P. Kokelaar and M. F. Howells // *Marginal basin geology*, Spec. Publ. Geol. Soc. London, 1984. Vol. 16. P. 59–76.

Saunders A. D., Tarney J., March N. G. Ophiolites as ocean crust or marginal basin crust: A geochemical approach. // *Ophiolites*. Proceedings Intern. Ophiol. Symp. Geol. Surv. Dept. Cyprus, 1980. P. 193–204.

Schiano P., Clocchiatti R., Lorand J.-P. et al. Primitive basaltic melts included in podiform chromites from the Oman ophiolite // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1997. V. 146. N 3–4. P. 489–497.

Seyfried W. E. Jr., Dibble W. E. Jr. Seawater-peridotite interaction at 300 °C and 500 bars: implications for the origin of oceanic serpentinites // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1980. Vol. 44. P. 309–321.

Sinha A. K., Mishra M. Ophicarbonates associated with the ophiolitic melange of western Ladakh Himalaya; a possible genesis // *Ophioliti*, 1995. № 20 (1). P. 33–39.

Sobolev A. V., Danyushevsky L. V. Petrology and Geochemistry of Boninites from the North Termination of the Tonga Trench: Constraints on the Generation Conditions of Primary High-Ca Boninite Magmas // *J. Petrol.*, 1994. V. 35. P. 1183–1211.

Spadea P., Kabanova L. Ya., Scarrow J. H. Petrology, geochemistry, and geodynamic significance of Mid-Devonian boninitic rocks from the Baimak–Buribai area (Magnitogorsk Zone, southern Urals) // *Ophioliti*, 1998. Vol. 23. P. 17–36.

Stern R. J., Bloomer S. H. Subduction zone infancy: Examples from the Eocene Izu-Bonin, Mariana and Jurassic California arcs // *Geological Society of America Bulletin* 194, 1992. P. 1621–1636.

Surour A. A., Arafa E. H. Ophicarbonates; calichified serpentinites from Gebel Mohagara, Wadi Ghadir area, Eastern Desert, Egypt // *Journal of African Earth Sci.*, 1997. V. 24 (3). P. 315–334.

Tarkian M., Hunken U., Tokmakchieva M., Bogdanov K. Precious-metal distribution and fluid-inclusion petrography of the Elatsite porphyry copper deposit, Bulgaria // *Mineralium Deposita*, 2003. V. 38. P. 261–281.

Tarney J., March N. G. Major and trace element geochemistry of Holes CY-1 and CY-4: Implications for petrogenetic models // *Cyprus crustal study project: initial report*, Holes CY-1 and 1a. Geological survey of Canada, Ottawa, 1991. P. 133–175.

Tesalina S. G., Nimis P., Auge T., Zaykov V. V. Origin of chromite in mafic-ultramafic-hosted hydrothermal massive sulfides from the Main Uralian fault, South Urals, Russia // *Lithos*, 2003. № 70. P. 39–59.

Thalhammer O., Stumpfl E. F., Panayiotou A. Postmagmatic, hydrothermal origin of sulfide and arsenide mineralization at Limassol Forest, Cyprus // *Mineralium Deposita*, 1986. V. 21. P. 95–105.

Torokhov M. P., Cherakashev G. A., Stepanovva T. V., Zhirnov E. A. Uranium, its minerals and parageneses in massive sulphides of the Logatchev-2, MAR ore field // *InterRidge News*, 2002. V. 11 (2). P. 32–33.

Treves B. E., Harper G. D. Exposure of serpentinites on ocean floor: sequence of faulting and hydrofracturing in the Northern Apennine ophiolites // *Ophioliti*, 1994 V. 19. P. 435–466.

Treves B. E., Hickmott D., Vaggelli G. Texture and microchemical data of oceanic hydrothermal calcite veins, Northern Apennine ophiolites // *Ophioliti*, 1995. V. 20 (2). P. 111–122.

Trommsdorff V., Evans B. W., Pfeifer H. R. Ophicarbonates: metamorphic reactions and possible origin // *Archives des Sciences Geneve*, 1980. V. 33. P. 361–364.

Vaughan D. J., Craig J. R. The crystal chemistry of iron-nickel thiospinels // *American Mineralogist*, 1985. V. 70. P. 1036–1043.

Wagner T., Cook N. J. Carrolite and related minerals of the linnaeite group: solid solutions and nomenclature in the light of new data from the Siegerland district, Germany // *Canadian Mineralogist*, 1999. V. 37. P. 545–558.

Wang Y., Qin K., Tan Y., Hou Z. The Derni Cu-Co massive sulfide deposit, Qinghai province, China: ultramafic volcanic-hosted submarine-exhalative mineralization // *Explor. and Min. Geology*, 2000. V. 9. № 3–4. P. 253–264.

Wood S. A. The aqueous geochemistry of the rare-earth elements and yttrium // *Chemical Geology*, 1999. V. 82. P. 159–186.

ФОНДОВЫЕ МАТЕРИАЛЫ

Бетехтин А. Г., Шадлун Т. Н. Окончательный отчет по изучению оловоносности колчеданных месторождений Южного Урала. М., 1939.

Биков М. Ш., Захаров А. А. и др. Отчет о результатах геолого-съёмочных работ м-ба 1:50000 в Баймакском рудном районе. Уфа, 1973.

Бучковский Э. С. Отчет о результатах поисково-ревизионных работ на силикатный и сульфидный никель, выполненный Байгускарской геолого-поисковой и Байгускарской геофизическими партиями в 1964–1966 гг. Уфа, 1966.

Гордица В. И. Геологический отчет Переволочанской партии о поисковых работах на сульфидные медно-кобальтовые руды, проведенных в 1961 г. Бурибай, 1961.

Зайков В. В., Мелекесцева И. Ю., Попова Е. С. и др. Отчет по теме «Минералогия и геохимия благородных металлов в сульфидных рудах и метасоматитах Ивановско-Дергамышской площади» за 2004–2006 гг. Миасс, 2006.

Зарковский Д. П., Терехин А. С. Отчет Юлукской партии о геолого-поисковых работах, проведенных в пределах Юлукской рудоносной площади на Юлукском и Западно-Куватовском участках в 1964–1965 гг. Пос. Подгорный, 1966.

Захарова А. А. Петрографический состав и метаморфизм горных пород из силурийских и девонских конгломератов западного крыла Магнитогорского мегасинклинария. Уфа, 1971.

Ильясов Г. Г. и др. Геология и условия образования Дергамышского медно-кобальтового месторождения. Уфа, 1961.

Клочихин А. В., Хабаков А. В. Государственная карта СССР, М-40-IV. 1957.

Контарь Е. С., Либарова Л. Е., Сударинов В. Н. Отчет по теме «Геологическое строение Гайского горнорудного района». Оренбург, 1966.

Левицкий В. В., Ананьин В. А., Коваль С. С., Ананьина И. А., Попов Н. М. Геологическое строение и полезные ископаемые западной части Оспинского гипербазитового массива. Отчет Оспинской партии о геолого-поисковых работах за 1961 г. Монды, 1962.

Ленных И. В., Шумихин Е. А. Геологическая карта СССР, N-40-XXIX. 1960.

Меламуд Л. Я. Отчет по теме «Геолого-поисковые работы на кобальтовые руды в районе деревни Ишкинино Халиловского района Чкаловской области. М., 1940.

Москвичев В. П., Кац Ш. Н. и др. Сводный отчет Медноколчеданной партии за 1958–1963 гг. по темам: «Вещественный состав руд и вопросы рудообразования мед-

ноколчеданных месторождений на Южном Урале», «Вещественный состав руд месторождений Озерного, Маканского и др.». Уфа, 1964.

Полуэктов А. Т., Гудков А. Б. Промежуточный отчет о результатах поисков медно-никель-кобальтовых руд на Ишкининском ультраосновном массиве 1962–1964 гг. Орск, 1965.

Полуэктов А. Т., Еркомов В. И., Милашич А. И. и др. Отчет о разведке Летнего медноколчеданного месторождения на Южном Урале за 1969–74 гг. Оренбург, 1974.

Сидоренко А. П. Отчет Гайской поисковой партии о результатах геолого-поисковых работ в районах Ишкининского гипербазитового массива и восточного крыла Зеленокаменного антиклинория в 1956 г., Уфа, 1957.

Субботин К. Д. Отчет «Ишкининское месторождение медно-мышьяково-кобальтовых и серно-колчеданных руд в серпентинитах». Орск, 1942.

Субботин К. Д. Отчет «Кобальтоносность сульфидных месторождений Южного Урала». Орск, 1941.

Татарко Н. И., Ильичев Н. И., Караваяев И. Н. и др. Отчет о поисковых работах «Поиски медноколчеданных руд и медно-кобальт-колчеданных руд на Ивановско-Дергамышской площади (Республика Башкортостан)». Уфа, Башкиргеология, 2006.

Татарко Н. И., Ильичев Н. И., Караваяев 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, 2004.

Тесалина С. Г., Зайков В. В., Мелекесцева И. Ю. Минералогическая характеристика руд Ивановского и Дергамышского месторождений (Башкортостан). Миасс, 2000.

Тищенко В. Т., Чудинов Ю. И., Шломо Г. П., Черевко С. Г. Геологическое строение и полезные ископаемые западного крыла Магнитогорского прогиба в пределах Оренбургской области. Оренбургское территориальное геологическое управление. Оренбург, 1978.

Шабынин В. И. Отчет Гумеровской партии о поисково-разведочных работах на олово в Таналык-Баймакском меднорудном районе. Свердловск, 1940.

Шарфман В. С., Быков М. И., Пискунов В. В. Геологическое строение водоразделов рек Сухой Губерли и Елшанки. Южно-Уральское геологическое управление. Уфа, 1962.

Шкатов Н. И., Гордица В. И., Фатхуллин Р. А. Геологический отчет Переволочанской партии о поисково-разведочных работах на сульфидные медно-кобальтовые руды, проведенных в 1959 г. Южно-Уральское геологическое управление. Бурибай, 1960.

Зайков Виктор Владимирович
Мелекесцева Ирина Юрьевна
Артемьев Дмитрий Александрович
Юминов Анатолий Михайлович
Симонов Владимир Александрович
Дунаев Александр Юрьевич

**ГЕОЛОГИЯ И КОЛЧЕДАННОЕ ОРУДЕНЕНИЕ
ЮЖНОГО ФЛАНГА ГЛАВНОГО УРАЛЬСКОГО РАЗЛОМА**

*Рекомендовано к изданию
Ученым советом Института минералогии
И НИСО УрО РАН*

ЛР № 020764
от 24.04.1998

Технический редактор Н. П. Брагин
Корректор И. В. Синяковская
Компьютерная верстка Л. Б. Новокрещеновой

Оригинал-макет выполнен в ООО «ГЕОТУР»

НИСО УрО РАН № 50(09). Подписано в печать 14.07.09.
Формат 70? 100¹/₁₆. Бумага офсетная. Гарнитура Таймс. Печать офсетная.
Усл. печ. л. 30.7. Уч.-изд. л. 23.3. Тираж 300 экз.

Отпечатано в ООО «ГЕОТУР»
г. Миасс, Октября, 66

