

Российская академия наук
Уральское отделение
Институт минералогии

Министерство образования РФ
Южно-Уральский государственный
университет

Научная студенческая школа
«Металлогения древних и современных океанов»

В. В. Зайков, В. В. Масленников,
Е. В. Зайкова, Р. Херрингтон

**Рудно-формационный
и рудно-фациальный анализ
колчеданных месторождений
Уральского палеоокеана**

Миасс 2001

УДК 553.435 (470.5)

Зайков В. В., Масленников В. В., Зайкова Е. В., Херрингтон Р.
Рудно-формационный и рудно-фациальный анализ колчеданных месторождений Уральского палеоокутана. – Миасс: ИМин УрО РАН, 2001. 315 с.
ISBN 5-7691-1234-4

В монографии рассмотрены принципы рудно-формационного и рудно-фациального анализа на примере колчеданных месторождений палеоокеанических структур Урала. Основными объектами исследований явились: медно-колчеданная формация срединных бассейнов (кирский тип); формация структур растяжения в островных дугах медно-цинково-колчеданная (уральский тип) и золото-колчеданно-полиметаллическая (куроко тип). Выделена и охарактеризована кобальт-медно-колчеданная формация сутурных зон, ранее включавшаяся в кирский тип. Её важной особенностью является приуроченность к пластинам альпийских гнейзов, что сближает данный тип оруденения с сульфидными рудами среди ультраосновных пород Средне-Атлантического хребта. Характеристика строения и состава колчеданных залежей дана на основе рудных фаций, под которыми понимаются промышленно значимые минеральные скопления со сходными текстурно-структурными и вещественными признаками, свойственные близким процессам минералообразования. Рудные фации являются элементами рудоносных систем и залежей минерального сырья, образовавшихся в различных палеогеографических обстановках, образуют закономерные сочетания. Авторы проанализировали строение и минералогию главных рудных фаций колчеданных месторождений: придонной гидротермальной, гидротермально-биогенной, кластогенной, гипергенной, гидротермально-метасоматической, регенерированных руд. Сформулированы основные положения рудно-фациального анализа применительно к гетерогенным колчеданным залежкам палеоокеанических структур. Они включают: обоснование способов выделения рудных фаций и субфаций на основании текстурно-структурного, минералогического, геохимического картирования сульфидных залежей; определение комбинаций фаций и субфаций, их пространственного и временного соотношения в постройках из различных геодинамических обстановок и с различной степенью преобразования; определение геохимических отличий основных минералов в различных фациях и субфациях, что может быть использовано в поисковых и технологических целях.

Исследования осуществлены при финансовой поддержке РФФИ (проект 01-05-65329) и грантов Coregnicus ICA2-CT-2000-10011, INTAS 96-1699.

Книга предназначена для специалистов в области рудообразования, преподавателей ВУЗов и студентов.

Табл. 14. Илл. 41. Библ. 195 назв., 26 прил.

Рецензент – доктор геол.-мин. наук *Г. С. Гусев*

Ответственный редактор – академик *В. А. Коротеев*

3 $\frac{146(01)}{8П6(03)1998}$ 1ПВ2000
ISBN 5-7691-1234-4

© ИМин УрО РАН, 2001

Электронная версия: URL: <http://w.ilmenvy.ac.ru/biblio/pb.asp?id=37>

Russian Academy
of sciences
Urals Branch
Institute of mineralogy

Ministry of Education
of the Russian Federation
the South Urals State University

Scientific Students' Schools
«The metallogeny of ancient and modern oceans»

V. V. Zaykov, V. V. Maslennikov,
E. V. Zaykova, R. Herrington

**Ore-formation
and ore-facies analysis
of Massive sulphide deposits
of the Urals paleocean**

Miass 2001

UDC 553.435 (470.5)

Zaykov V. V., Maslennikov V. V., Zaykova E. V., Herrington R. Ore-formation and ore-facies analyses of massive sulphide deposits of the Urals paleocean. – Mias: IMin. Urals Branch of Russian Academy of Science, 2001. – 315 p.

ISBN 5-7691-1234-4

Principles of ore-facies analysis on the example of massive sulphide deposits of the paleoceanic structures of the Urals are discussed in the monograph. The main objects of researches were: copper-pyrite formation of spreading basins (Cyprus type), formations of extension structures in island arcs copper-zinc-pyrite (Urals type) and gold-pyrite-polymetallic (Curoko type). Cobalt-copper-pyrite formation of suture zones is selected and described. Earlier it has been included in Cyprus type but its important feature is restriction to the plates of alpinotype ultrabasites that similar to sulphide ores among the ultramafites of the Middle-Atlantic ridge. Characteristic of structure and composition of sulphide deposits is given on the basis of ore facies considered as industrially important mineral accumulations with similar texture-structure and material features peculiar to close mineral forming processes. Ore facies are elements of ore-bearing systems and form regular combinations in the ore bodies, generated in various palaeogeographical environments. Authors have analyzed structure and mineralogy of the main ore facies of sulphide deposits: sea-floor hydrothermal, hydrothermal-biogenic, clastogenic, hypergenic, hydrothermal-metasomatic, ores regenerated. Main propositions of ore-facies analysis for heterogenetic massive sulphide bodies in paleoceanic structures are formulated. Its include: substantiation of methods of ore facies and subfacies establishment based on texture-structural, mineralogical, and geochemical mapping of sulphide bodies: determination of facies and subfacies combinations, their spatial and temporal correlation in edifices from various geodynamic condition with transformation of different degree: establishment of geochemical differences between similar minerals in various facies and subfacies that may be used in prospecting and technologies.

Investigations were carried out by support of the Russian Foundation of Basic Researches (project 01-05-65329) and Copernicus ICA2-CT-2000-10011, INTAS 96-1699.

The book is offered to attention of specialists in ore-forming area, professors and students of geological faculties.

Tables 14. Figures 41. Ref. 195. Appendixes 26.

Reviewer – Doctor of geol.-min. sciences G. S. Gusev

Responsible editor - Academician I. A. Koroteev

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение (Зайков В. В.).....	9
Глава 1. Историческая справка о колчеданных месторождениях Урала (Зайков В. В.).....	13
1.1. История освоения и открытия месторождений.....	13
1.2. Краткие сведения о методике оценки и разработки месторождений	15
1.3. История исследований колчеданопосных палео- океанических структур	17
Глава 2. Принципы формационного и фациального анализа колчеданных месторождений (Зайков В. В., Масленников В. В.).....	25
2.1. Рудно-формационный анализ	25
2.2. Рудно-фациальный анализ.....	40
Глава 3. Геологическая позиция и металлогения колчеданопосных палеоокеанических структур Урала (Зайков В. В., Зайкова Е. В., Масленников В. В.).....	47
3.1. Геологическая позиция срединных бассейнов Урала.....	47
3.2. Геологическая позиция палеоостроводужных структур	50
3.3. Металлогеническое районирование	56
3.4. Продуктивность колчеданопосных районов.....	57
Глава 4. Рудные формации срединных бассейнов Южного Урала (Зайков В. В., Масленников В. В., Зайкова Е. В., Херрингтон Р.).....	63
4.1. Строение и состав колчеданопосных комплексов	63
4.2. Медно-колчеданная формация.....	82
4.3. Медно-цинково-колчеданная формация	91
Глава 5. Рудные формации палеоостроводужных систем Южного Урала (Зайков В. В., Масленников В. В., Херрингтон Р.).....	102
5.1. Строение и состав колчеданопосных комплексов	102
5.2. Медно-цинково-колчеданная формация	113
5.3. Золото-колчеданно-полиметаллическая формация.....	129
Глава 6. Рудные формации сутурных зон (Зайков В. В.)	140
6.1. Строение сутурных зон	140
6.2. Кобальт-медно-колчеданная формация	144
6.3. Влияние коллизионных процессов на колчеданные залежи.....	152
Глава 7. Строение и признаки рудных фаций колчеданных месторождений (Масленников В. В., Зайков В. В.)	158
7.1. Систематика рудных фаций.....	158
7.2. Гидротермальная придонная фация	159
7.3. Гидротермально-биогенная фация	167
7.4. Кластогенная фация.....	172
7.5. Субмаринная гипергенная фация.....	175
7.6. Фация диагезитов	177
7.7. Гидротермально-метасоматическая фация	179
7.8. Фация регенерированных руд	180
7.9. Рудно-фациальные типы придонных	

сульфидных залежей	184
Глава 8. Минералогические особенности рудных фаций колчеданных месторождений (Масленников В. В., Зайков В. В.).....	190
8.1. Минералы теллура	190
8.2. Минералы золота и серебра	198
8.3. Минералы олова.....	205
8.4. Минералы никеля и кобальта.....	208
8.5. Минералы хрома.....	211
8.6. Эволюция минералообразования.....	213
Глава 9. Условия формирования колчеданных месторождений Уральского палеоокеана (Зайков В. В., Масленников В. В., Зайкова Е. В.).....	219
9.1. Сравнение колчеданопосных структур и сульфидных залежей в древних и современных спрединговых бассейнах	219
9.2. Палеогеографические и палеотектонические условия формирования колчеданопосных палеогидротермальных полей	223
9.3. Модель формирования колчеданопосных палеогидротермальных полей	232
Заключение (Зайков В. В., Масленников В. В., Херрингтон Р.).....	237
Conclusion (Zaykov V. V., Maslennikov V. V., Herrington R.)	244
Литература	250
Приложения	269
Таблицы рудных районов и колчеданных месторождений (Приложения 1—4)	269
Таблицы состава колчеданопосных комплексов (Приложения 5—8)	280
Таблицы состава минералов (Приложения 9—26)	295

CONTENTS

Introduction (Zaykov V. V.).....	9
Chapter 1. Historical information about sulphide deposits of the Urals (Zaykov V. V.).....	13
1.1. History of development and discovery of deposits.....	13
1.2. Brief information about methods of evaluation and processing of deposits.....	15
1.3. History of researches of VMS-bearing paleoceanic structures...	17
Chapter 2. Principles of formation and facies analysis of sulphide deposits (Zaykov V. V., Maslennikov V. V.).....	25
2.1. Ore-formation analysis.....	25
2.2. Ore-facies analysis.....	40
Chapter 3. Geological positions and metallogeny of VMS-bearing paleoceanic structures of the Urals (Zaykov V. V., Zayko- va E. V., Maslennikov V. V.).....	47
3.1. Geological position of spreading basins of the Urals.....	47
3.2. Geological position of palaeoarc structures.....	50
3.3. Metallogenic divisions into districts.....	56
3.3 Productivity of sulphide districts.....	57
Chapter 4. Ore formations of spreading basins of the Southern Urals (Zaykov V. V., Maslennikov V. V., Zaykova E. V., Herrington R.).....	63
4.1. Structure and composition of sulphide-bearing complexes.....	63
4.2. Copper-sulphide formation.....	82
4.4. Copper-zinc-sulphide formation.....	91
Chapter 5. Ore formations of palaeo-island-arc systems (Zaykov V. V., Maslennikov V. V., Herrington R.).....	102
5.1. Structure and composition of sulphide-bearing complexes.....	102
5.2. Copper-zinc-sulphide formation.....	113
5.3. Gold-sulphide-polymetallic formation.....	129
Chapter 6. Ore formations of suture zones (Zaykov V. V.).....	140
6.1. Structure of suture zones.....	140
6.2. Cobalt-copper-sulphide formation.....	144
6.3. The influence of collision processes on massive-sulphide ores.....	152
Chapter 7. Structure and features of ore facies of sulphide deposits (Maslennikov V. V., Zaykov V. V.).....	158
7.1. Systematisation of ore facies.....	158
7.2. Hydrothermal sea-floor facies.....	159
7.3. Hydrothermal-biogenic facies.....	167
7.4. Clastogene facies.....	172
7.5. Submarine hypogene facies.....	175
7.6. Facies of diagenites.....	177
7.7. Hydrothermal-metasomatic facies.....	179
7.8. Facies of regenerated ores.....	180
7.9. Ore-facies types of sea-floor sulphide deposits.....	184
Chapter 8. Mineralogical peculiarities of ore facies of sulphide deposits	

(<i>Maslennikov V. V., Zaykov V. V., Herrington R.</i>).....	190
8.1. Tellurium minerals	190
8.2. Gold and silver minerals.....	198
8.3. Tin minerals	205
8.4. Nickel and cobalt minerals.....	208
8.5. Chrome minerals	211
8.6. Evolution of mineral forming.....	213
Chapter 9. Forming conditions of VMS deposits of the Urals paleocean	
(<i>Zaykov V. V., Maslennikov V. V., Zaykova V. V.</i>).....	219
9.1. The comparison of VMS-bearing structures and ore sulphide bodies in ancient and modern spreading basins.....	219
9.2. Paleogeographic and paleotectonic forming conditions of VMS-bearing paleohydrothermal fields	223
9.3. The forming model of VMS-bearing paleohydrothermal fields....	232
Conclusion (<i>Zaykov V. V., Maslennikov V. V., Herrington R.</i>).....	237
References	244
Appendixes	250
Tables of ore areas and VMS-deposits (appendixes 1—4)	269
Tables of content of VMS-bearing complexes (appen- dixes 5—8)	280
Tables of content of minerals (appendixes 9—26).....	295

*Посвящается основателю
рудно-формационного анализа
Валерию Алексеевичу Кузнецову*

ВВЕДЕНИЕ

Уральский складчатый пояс относится к крупнейшим колчеданопосным провинциям Мира. Изучение его металлогении имеет, с одной стороны, огромное практическое значение, ибо сосредоточенные в нем колчеданные месторождения определяют сырьевую базу медной металлургии России. С другой стороны, изучение колчеданных месторождений в палеоокеанических структурах Урала позволяет решать многие металлогенические вопросы. На материале о стромии и рудах колчеданопосных районов за прошедшее столетие российскими учеными предложены и обоснованы главные гипотезы происхождения колчеданных руд, сделан вклад в понимание процессов развития рудоносных палеоокеанических структур.

Библиография работ, посвященных колчеданному оруденению Урала, насчитывает несколько тысяч публикаций. Многими поколениями геологов, практиков и ученых детально рассмотрены геологические, минералогические, геохимические, структурные особенности месторождений, закономерности и условия их формирования. Авторы два последних десятилетия принимали участие в исследованиях колчеданопосных структур Урала и Сибири, когда начали разрабатываться открытым способом новые месторождения. В это же время возник новый фон колчеданной металлогении, обусловленный открытием гидротермальных полей и сульфидных построек в оксанах. Потребовалось переосмысление полученных ранее сведений об условиях формирования месторождений с учетом океанской металлогении. Установлено, что колчеданные залежи и их современные аналоги – черные и белые курильщики – являются полифациальными образованиями. Это открыло новый подход к изучению строения, состава и генезиса сульфидных рудных тел, сформировавшихся в придонных условиях.

При подготовке монографии решались две главные задачи. Первая касалась рудно-формационного анализа колчеданных месторождений в палеоокеанических структурах и сутурных зонах Урала на основании сопоставления рудоносных комплексов и руд с близкими по позиции и составу океанскими сульфидными залежами. Вторая заключалась в разработке принципов рудно-фациального анализа колчеданных месторождений с использованием детальных минералогических и геохимических исследований.

В процессе исследований рудоносности палеоокеанических структур авторы опирались на опыт формационного анализа колчеданных месторождений, основы которого заложены С. Н. Ивановым, В. И. Смирновым, Т. Н. Шадиун, В. А. Прокиным. Нами рассмотрены геодинамическая позиция и строение месторождений главных колчеданных рудных формаций региона. Среди них: медно-цинково-колчеданная и золото-колчеданно-полиметаллическая островных дуг, медно-колчеданная спрединговых бассейнов, кобальт-медно-колчеданная сутурных зон.

При изучении рудоносных отложений учтены принципы фациального анализа вулканогенных образований, разработанные М. А. Усовым, Ю. А. Кузнецовым, И. В. Лучицким, Е. Ф. Малесвым, Е. К. Мархониным, Г. Ф. Червяковским, В. А. Коротесвым, В. С. Шарфманом. Опорными объектами, на которых решались рудно-фациальные задачи, явились месторождения Сибайское, Тап-Тау, Александринское, Молодежное, Яман-Касы, Ишкининское, Ивановское. Выделение и систематизация рудных фаций колчеданных руд проведена с учетом исследований А. Г. Жабина по оптогенни сульфидных агрегатов, Н. С. Скрипченко, Э. Г. Дистанова и К. Р. Ковалева, Г. Н. Пшеничного по текстурно-структурному анализу колчеданных руд.

Работа выполнена сотрудниками Лаборатории прикладной минералогии и минерации Института минералогии УрО РАН, Геологического факультета Миасского филиала Южно-Уральского государственного университета и Музея Естественной Истории (Лондон). Решения поставленных задач во время экспедиционных работ проводилось путем объемного картирования месторождений в карьерах, подземных выработках и при документации керна разведочных и поисковых скважин.

Рудно-фациальные исследования сопровождались выполнением ходовых тем для Челябинского геолкома и Баймакского филиала Башкирской геологии. Первая тема заключалась в составлении карты металлогенных отложений на Восточно-Магнитогорскую палеостровную дугу от Верхне-Уральского рудного района до Амурского. Эти работы проводились в 1992–1998 гг. в увязке со стратиграфическими исследованиями коллектива В. А. Маслова и петрологическими изысканиями Р. Г. Язевой и В. В. Бочкарева. В Баймакском районе изучалась минералогия открытых в последние годы трех месторождений: Северо-Уваряжского, Утреннего и Звездного в сотрудничестве с В. А. Гильмасвым и В. Н. Зайцевым.

Наши работы входили составной частью в программу «Урал: фундаментальные проблемы стратиграфии и геодинамики», которая проводилась по инициативе ГИН РАН (руководители А. Л. Кишнер, С. А. Курепков).

Полученные выводы оперативно докладывались на совещаниях разного ранга в Научной студенческой школе «Металлогения древних и современных океанов». Результаты проведенных исследований авторы адресуют не только специалистам, но также аспирантам и студентам. Освещаемые вопросы имеют значение для преподавания курсов «Геология месторождений полезных ископаемых» и «Минерация». Учитывая молодежную аудиторию, в тексте книги даны некоторые справочные данные, необходимые для восприятия материала. В списке литературы обозначены публикации, которые по мнению авторов следует использовать как учебно-методический материал по курсу «минерация».

При описании рудных полей более детальные сведения с подробной рубрикой приведены для разрабатываемых месторождений, по которым накопилось несравненно больше информации, чем по резервным объектам и рудопроявлениям. Основные табличные данные по аналитике и характеристике месторождений приведены в приложениях.

В исследованиях, кроме авторов монографии, участвовали сотрудники Института минералогии УрО РАН С. Г. Тесалина, Ю. В. Куле-

шов, К. А. Новоселов, Е. В. Белогуб, С. П. Масленникова, О. С. Теленков, В. Н. Удачин, И. В. Синяковская, Н. Р. Аюпова, И. Ю. Мелекесцева, А. М. Юминов. В полевых работах и петрологических исследованиях принимали участие В. А. Симонов (Институт геологии ОИГГИМ СО РАН), Ж-Ж. Оржеваль (Бюро геологических исследований Франции), Б. Бушман и П. Йонас (Фрайбергская горная академия).

Изучение минералогии и геохимии руд проводилось совместно с К. Стенли (Музей Естественной Истории). Аналитические микрорентгено-спектральные и прецизионные исследования выполнены в лабораториях Института минералогии (оператор Е. И. Чурин), Музея Естественной Истории, Лондон (оператор Дж. Спратт, Т. Рингвуд), Фрайбергской горной академии, Германия (оператор К. Беккер).

Выполнению поставленных в монографии задач способствовало участие первого автора в рудно-формационных исследованиях, проводившихся в Институте геологии и геофизики СО АН СССР под руководством академика В. А. Кузнецова. Большой опыт изучения колчеданных месторождений получен при совместных работах с Э. Г. Дистановым, В. А. Прокиным, П. Я. Ярошем, В. Ф. Рудницким.

Значительным стимулом для создания представленной монографии послужило участие авторов в «Серии методических руководств по металлогеническому анализу на геодинамической основе при геологической картировании». Данная многолетняя коллективная работа, проведенная под руководством Н. В. Межеловского, А. Ф. Морозова и Г. С. Гусева, потребовала тщательного металлогенического анализа главных геодинамических структур Уральского палеоокеана.

Авторы пользовались консультациями академика А. П. Лисицына, профессоров и докторов наук В. А. Прокина, Ю. А. Богданова, В. Г. Кориневского, Е. С. Контаря, Е. П. Ширая, Д. В. Гричука, Г. В. Ручкина, Н. С. Бортникова, В. С. Попова, П. Герцига, С. Петерсена, К. Стенли, Ф. Барриги, С. Скотта, И. Фуке, Р. Ларжа по металлогеническим и геодинамическим вопросам. Консультации касались закономерностей размещения, минерального состава, морфологии и параметров колчеданных залежей и сопутствующих месторождений в современных и древних океанах.

Большую помощь в проведении полевых работ нам оказали руководители и сотрудники геологоразведочных предприятий и горно-обогатительных комбинатов Б. И. Агеев, В. М. Волков, В. А. Гаврилов, В. А. Гильмасв, Р. М. Гатиятуллина, В. Н. Зайцев, А. В. Коровко, Ю. А. Король, С. И. Кузнецов, В. М. Мосейчук, Е. С. Овчарова, П. И. Пирожок, Н. И. Резников, Ю. И. Старостин, Т. Н. Сурин, Н. И. Татарко, А. В. Чадченко, Б. С. Чернецов, Ю. С. Шереметьев, В. В. Ямщикова, Г. К. Ямщиков.

Очень продуктивной при завершении монографии была совместная работа с Е. В. Белогуб, И. Ю. Мелекесцевой, К. А. Новоселовым, Н. Р. Аюповой. Помощь в оформлении рукописи оказали И. Г. Жуков, С. П. Масленникова, А. М. Юминов, Р. З. Садыкова.

Авторы признательны всем названным лицам. Особо благодарны авторы редактору – академику РАН В. А. Коротееву и директору Института минералогии члену-корреспонденту РАН В. Н. Анфилову, оказывавшим по-

стоянную поддержку данной работе. Мы благодарим ректора Южно-Уральского государственного университета члена-корреспондента РАН Г. П. Вяткина и директора Миасского филиала ЮУрГУ доктора технических наук И. В. Войнова за содействие в организации исследований на заключительном этапе.

Исследования осуществлены при финансовой поддержке РФФИ (проекты 98-05-64718, 98—05-64818, 01-05-65329) и грантов Copernicus ICA2-CT-2000-10011, INTAS 96-1699.

ГЛАВА 1. ИСТОРИЧЕСКАЯ СПРАВКА О КОЛЧЕДАНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ УРАЛА

1.1. История освоения и открытия месторождений

История промышленного освоения колчеданных месторождений Урала многослойна. Её начало относится ко II тысячелетию до нашей эры, когда зоны окисления некоторых колчеданных залежей разрабатывались племенами синташтинской культуры. Сведения об этих событиях содержатся в работах Е. И. Черныха [1970], В. В. Зайкова и А. Ф. Бушмакина с соавторами [1999]. Достоверно факт древней разработки, по остаткам синташтинской керамики, установлен для колчеданных месторождений Бакрузяк, Ишкинино, Дергамыш. После длительного перерыва, малахитосодержащие продукты окисления извлекались для медеплавильного производства в XVIII в. и начале XIX в. [Фирсов, Мартынова, 1995].

В истории современного промышленного освоения колчеданных месторождений выделяется пять этапов. Развитие медной металлургии сопровождалось открытием и разведкой месторождений (прил. 1).

1. *Конец XIX–начало XX в.* Колчеданные руды в промышленных масштабах начали добывать на Среднем Урале в XIX в. для получения серной кислоты на Калатинском, Спасо-Серноколчеданном и Кушайском месторождениях. В начале XX в., после освоения метода пиритной шавки, для медеплавильного производства разрабатывались месторождения Карабашского, Дегтярского и Баймакского рудных районов. Медеплавильные заводы функционировали в Калатине (Кировграде), Кыштыме, Полевском, Карабаше, Баймаке [Медноколчеданные 1985; Фирсов, Мартынова, 1995]. Большинство известных в то время месторождений было открыто по следам древних разработок зон окисления, содержащих медь и золото (XVIII–XIX вв., «чудские копи» бронзового и раннего железного веков). В 1915 г. выработка меди на Урале достигла 10 тыс. т в год, однако, во время гражданской войны рудники были затоплены, а заводы разрушены.

2. *1925–1945 гг.* К 1925 г. медная промышленность на Урале была восстановлена. Для развития сырьевой базы региона и изучения его строения было создано геологическое объединение (предшественник «Уралгеологии»), сформированы геологические службы горнодобывающих предприятий. Была разработана методика поисков медноколчеданных месторождений с применением горных выработок, бурения, электроразведки. В 1929 г. в Свердловске организован проектный институт «Уралгипроцветмет», впоследствии преобразованный в «Унипромедь». Этот институт несколько десятилетий определял политику проектных и технологических исследований на медных предприятиях региона.

К 1941 г. на Среднем и Южном Урале были открыты практически все колчеданные месторождения, фиксирующиеся на поверхности продуктами окисления сульфидных руд (бурыми железняками и лимонитизированными породами), зонами гидротермально измененных пород. Наиболее крупные – Ново-Сибайская, Учалинская залежи – разрабатываются и ныне. Были построены Красноуральский, Среднеуральский и Медногорский медеплавильные, а также Пышминский медэлектrolитный заводы с

обогащительными фабриками. В «межвоенный» период разрабатывался 21 медный рудник, среди которых наиболее крупными были Дегтярский, Карабашский, Ново-Левихинский, Красногвардейский, им. III Интернационала.

3. 1945–1970 гг. После Второй мировой войны, с 1945 по 1970 гг., были проведены комплексные поиски медно-колчеданных месторождений с применением структурного бурения, геохимических и геофизических методов, в том числе скважинной геофизики. Были составлены геологические карты масштабов 1 : 200 000 и 1 : 50 000 с использованием наземной магниторазведки и площадной геохимии. За это время были открыты месторождения в новых и ранее известных рудных районах Среднего и Южного Урала. Особенно значительные результаты получены по Гайскому, Верхне-Уральскому, Бурибайскому и Ивдельскому районам, в которых разведано около половины запасов медноколчеданных руд региона. Поиски сопровождались составлением разномасштабных прогнозно-металлогенических карт, на которых выделялись перспективные для выявления промышленных месторождений площади.

4. 1971–1992 гг. В этот период преобладали глубинные поиски колчеданных месторождений, не выходящих на дневную поверхность. Широко развернулись геолого-геофизические исследования рудных районов и потенциально перспективных площадей с использованием структурного бурения, комплекса электроразведочных, гравиметрических, магнитометрических, радиометрических работ, геохимической съемки. В результате этих работ на Среднем Урале был выявлен новый рудный район (Режевской), открыты крупные месторождения в Бурибайском (Подольское, Юбилейное), Верхне-Уральском (Западно-Озерное) и Учалинском (Ново-Учалинское) районах.

5. С 1992 г. начался период освоения средних и малых месторождений: Сафьяновского (Сафьяновскмедь), Александринского (Александринская горнорудная компания), Таш-Тау, Бакр-Тау, Балта-Тау, Бакр-Узяк (Башкирский медно-серный комбинат), Летнее (Гайский ГОК), Барсучий Лог (Ормет). На очереди освоение месторождений Осеннего, Джусинского, Юбилейного и др. Разработка месторождений и металлургический переработка сырья сопровождается ожесточенной конкуренцией соперников, ярким примером которой является ситуация с Карабашским и Медногорским металлургическими комбинатами.

Поучительными документами о создании и развитии минерально-сырьевой базы меднорудной промышленности Урала являются две книги: «Минеральные ресурсы Учалинского горно-обогащительного комбината» [1994, редакторы И. Б. Ссравкин, А. К. Антоненко] и «Медь Урала», авторы В. Я. Фирсов и В. Н. Мартынова [1995]. В первой сочетаются сведения о геологическом строении и генезисе месторождений Учалинского и Верхне-Уральского рудных районов с материалами производственного характера (методике разведки и истории открытия месторождений, методах добычи руд, технологии обогащения). Вторая книга является настоящей энциклопедией меднорудного производства региона. Поэтический образ медных руд Урала и истории древних разработок создал В. Б. Семенов [1987] в монографии «Малахит». Конкретные сведения о всех горно-добывающих и перерабатывающих предприятиях цветной ме-

таллургии Урала содержатся в «Горной энциклопедии» [1984, 1986, 1987, 1989, 1991] и обстоятельной монографии «Вклад Урала в горное производство России за 300 лет» [2000].

1.2. Краткие сведения о методике оценки и разработки месторождений

Оценка колчеданных месторождений в последние 50 лет обычно проводилась в три стадии: поисково-оценочные работы, предварительная разведка и детальная разведка. Затем следовало составление «Технико-экономического обоснования» целесообразности разработки месторождения, на основании которого принималось решение о проектировании. Подсчитанные запасы проходили экспертизу и утверждались ГКЗ (Государственной комиссией по запасам). Этот цикл охватывал период в 10–15 лет.

Ведущий способ разведки – бурение скважин, сеть которых варьировала от 100 × 200 до 25 × 25 м (при преобладающей 50 × 50 м). Буровые работы проводились геологоразведочными экспедициями Министерства геологии Российской Федерации, которые базировались практически во всех колчеданосных районах с разрабатываемыми месторождениями. Время разведки – от 5 до 10 лет. На разрабатываемых месторождениях во многих случаях проводилась эксплуатационная разведка геологическими подразделениями Министерства цветной металлургии, общая продолжительность геологоразведочных работ достигала 20–30 лет. В настоящее время практически все геологоразведочные работы на колчеданные руды в регионе прекращены. В ограниченном объеме они проводятся на месторождениях *Александровский и Молодецкий месторождений* проводятся тремя способами: открытым, подземным и комбинированным. Наиболее крупные карьеры – в Сибас (глубина 480 м), Учалах (глубина



Рис. 1. Схема размещения предприятий цветной металлургии на Среднем и Южном Урале [Материалы ..., 1998].

1-3 - Разрабатываемые месторождения: 1 - медно-цинково-колчеданные (уральский тип); 2 - золото-колчеданно-полиметаллические (куроко тип); 3 - медно-колчеданный (кипрский тип); 4-5 - способ разработки: 4 - открытый; 5 - подземный; 6 - обогатительные фабрики; 7 - медеплавильные заводы; 8 - электролитно-цинковый завод; 9 - 11 - металлогенные зоны: 9 - Тагило-Сакмарская; 10 - Магнитогорская; 11 - Восточно-Уральская

Fig. 1. Scheme of non-ferrous metal enterprises setting in the Middle and Southern Urals. [Материалы..., 1998].

1-3 - exploited deposits: 1 - copper-zinc-pyrite (Urals type), 2 - gold-pyrite-polymetallic (Kuroko-type), 3 - cobalt-copper-pyrite (Cyprus type); 4-5 - methods of exploitation: 4 - by open pits; 5 - by mines; 6 - concentrating mills; 7 - copper-melting plants; 8 - electrolytic-zinc plant; 9-11 - metallogenic zones: 9 - Tagilo-Sakmarskaya, 10 - Magnitogorskaya, 11 - East-Uralian

350 м), Гае (глубина 300 м). Ниже днища карьера созданы подземные выработки. Глубина отработки подземных рудников достигает 600-850 м (им. III Интернационала, Узельга, Гай).

На Урале в медной отрасли в настоящее время действуют следующие горнорудные предприятия (рис. 1):

1. АОТ «Сафьяновская медь» (Сафьяновское месторождение - карьер);

2. АОТ «Кировградский медеплавильный комбинат» (Кировград, месторождение Левиха - карьеры и подземный рудник);

3. ЗАО «Учалинский горно-обогатительный комбинат» (Учалинское месторождение - карьер и подземный рудник; Узельгинское и Талганское месторождения - под-

земный рудник: Молодежное месторождение – карьер);

4. АОЗТ «Александринская горнорудная компания» (Александринское месторождение – карьер, подземный рудник);

5. АОЗТ «Башкирский медно-серный комбинат» (месторождения Сибайское, Таш-Тау – карьер и подземный рудник; месторождения Балта-Тау, Бакр-Узяк – карьеры; пачаго вскрытие карьером Юбилейного месторождения);

6. АОЗТ «Бурйбайское рудоуправление» (Октябрьское месторождение – подземный рудник);

7. АООТ «Гайский горно-обогатительный комбинат» (Гайское месторождение – карьеры № 2 и № 3, подземный рудник, Яман-Касинское и Летнее месторождения, карьеры);

8. АООТ «Ормет» (месторождение Барсучий Лог – карьер).

1.3. История исследований колчеданосных палеоокеанических структур

История и результаты научных исследований колчеданных руд региона, выполненных до начала 1990-х гг., наиболее полно изложены в фундаментальной трехтомной монографии «Медноколчеданные месторождения Урала» [1985, 1988, 1992], инициатором создания и фактическим руководителем которой явился В. А. Прокин.

Более полувека назад академиком А. Н. Заварицким [1936] была предложена гипотеза о связи колчеданных месторождений с подводным вулканизмом, явившаяся научной основой поисковых работ в последующие десятилетия. Эта концепция после острых и содержательных дискуссий [Колчеданные ..., 1950] была поддержана и развита С. Н. Ивановым, В. А. Прокиным и их учениками в Институте геологии и геохимии УрО РАН, Уральской горно-геологической академии, Институте минералогии УрО РАН. Таких же взглядов придерживаются исследователи Института геологии Уфимского научного центра РАН (Уфа) и многих производственных организаций Урала.

Развитию гидротермально-осадочной концепции формирования уральских колчеданных месторождений чрезвычайно содействовали работы, проводимые в МГУ академиком В. И. Смирновым, чл.-корр. РАН Н. И. Еремичевым, В. В. Авдоинным, А. А. Ковалевым, в Новочеркасском политехническом институте – Н. С. Скрипченко и И. А. Богушем, в ИМГРЭ – А. Г. Жабиным.

Не ставя задачу прокомментировать статьи по колчеданной тематике из-за их многоплановости, упомянем только монографии, в которых суммированы сведения, полученные многими коллективами исследователей. Ссылки на принципиальные журнальные публикации приведены в последующих главах при рассмотрении конкретных вопросов. Эти статьи, кроме центральных журналов, опубликованы в трудах МГУ, ЦНИГРИ, ИГЕМ, ИМГРЭ, ВСЕГЕИ, Института геологии и геохимии УрО РАН, Института геологии УНЦ РАН, Ильменского заповедника УрО РАН, Института минералогии УрО РАН, Уральского, Башкирского и Оренбургского геологических управлений.

Важные материалы исследований освещались на всесоюзных, всероссийских, региональных металлургических и петрографических совещаниях. Работы по сравнению колчеданных месторождений различных океанических структур регулярно публикуются в материалах Школы морской геологии (руководитель академик А. П. Лисицын), Научной студенческой школы «Металлогения древних и современных океанов» (руководитель В. В. Зайков).

Среди работ уральских исследователей по геологии, минералогии и геохимии колчеданных месторождений необходимо отметить монографии С. Н. Иванова [1947], В. А. Прокина [1977], П. Ф. Сонко с соавторами [Колчеданные 1973; Структурный 1975; Среднепалеозойский 1983; Сопоставление 1986], Г. Н. Пшеничного [1975; 1984; Ново-Учалинское 1999], И. Х. Хайретдинова [1980, 1998], И. Б. Серавкина и его соавторов [1986; 2001; Учалинское 1992; Минеральные 1994], В. В. Зайкова [1991], В. М. Нечухина и др. [1986], В. В. Масленникова [1991], В. Ф. Рудницкого [1992], И. С. Вахромеева [1992], В. А. Коротеева с соавторами [Геологическая 1997], Д. Н. Салихова с соавторами [1997], С. Г. Тесалиной и др. [1998], В. Н. Сазонова и др. [2001], Е. С. Контаря [2001].

Текстурно-структурные и минералогические исследования колчеданных руд и рудовмещающих пород, необходимые для рудно-фациального анализа, провели П. Я. Ярош и Ф. П. Буслаев [1973, 1985], С. Г. Грешнер [1976], Г. Н. Пшеничный [1984]. Фундаментальной работой по анализу рудоносных гидротермальных систем явилась книга «Главные рудные геолого-геохимические системы Урала» [1990] под редакцией А. М. Дымкина.

Важные для прогноза колчеданных месторождений исследования по формационному и фациальному анализу офиолитовых ассоциаций, вулканических комплексов, вулканогенно-осадочных толщ и палеогидротермальных полей выполнили Д. С. Штейнберг [1964], Г. Ф. Червяковский [1972], В. А. Коротеев с соавторами [1979, 1985, 1986], В. Г. Кориневский [1987], Е. В. Зайкова [1991], И. Б. Серавкин с соавторами [Вулканизм 1992; Вулканогенная 1994], М. В. Рыкус [1992], В. В. Зайков и др. [1993], В. В. Бочкарев и Т. Н. Суриц [1993], Т. Н. Суриц [1993, 1997], О. С. Теленков и В. В. Масленников [1995], Р. Г. Язева и В. В. Бочкарев [1998, 2000], В. В. Масленников и В. В. Зайков [1998], К. С. Иванов [1998], И. В. Семенов [2000], А. И. Брусницын [2000].

Специалисты из московских научных коллективов (МГУ, ЦНИГРИ, ИГЕМ РАН, ИМГРЭ, ГЕОХИ РАН), Новочеркасского политехнического института и Саратовского университета исследовали структурные, палеовулканические, минералогические и геохимические особенности колчеданных месторождений и колчеданосных районов. Результаты этих работ опубликованы в монографиях В. И. Смирновым [Генезис 1968], В. В. Авдоиным [1994], Э. Н. Барановым [1987], М. Б. Бородаевской с соавторами [1977], Н. И. Ереминым [1983], А. Г. Жабиным [1979], А. И. Кривцовым [1979], Л. Н. Овчинниковым и Р. И. Лутковым [1983], Н. С. Скрипченко [1972], Т. И. Фроловой и И. А. Буриковой [1977], Е. И. Филатовым и Е. П. Шираем [1988], Г. Ф. Яковлевым с коллегами [Палеозойский 1968].

Итоговыми на сегодняшний день публикациями по металлогении и полезным ископаемым колчеданосных структур являются работы Л. Н. Овчинникова [1998], В. А. Прокина и Ф. П. Бусласва [Prokin, Buslav, 1999], В. В. Масленникова [1999], В. Н. Сазонова, В. Н. Огородникова, В. А. Коротеева, Ю. А. Поленова [2000].

Содержание прошлых научных дискуссий по происхождению колчеданных руд уральских месторождений аналогично проблемам, которые решались в других регионах. Это, прежде всего, условия формирования месторождений, которые по-разному оценивались сторонниками связи руд с вулканизмом и приверженцами рудообразующих постскладчатых гидротермальных и магматических процессов. Но даже сторонники вулканогенной концепции неоднозначно оценивали время и место появления колчеданных залежей. Где они возникли: на морском дне или под экраном плотных пород, в кальдерах или линейных депрессиях? Как происходило рудообразование: серный колчедан предшествовал сульфидам меди и цинка, или обогащение руд цветными и благородными металлами происходило синхронно главной фазе рудоотложения? Значителен ли масштаб регенерации руд под воздействием пострудных событий или влияние их незначительно?

На многие из этих вопросов позволили дать ответ открытия сульфидных руд в океанических структурах. Оказалось, что сульфидные постройки приурочены к рифтам и образуются в местах выхода гидротерм на морское дно в период ослабления вулканической деятельности. Гидротермы формируются в результате рециклинга океанских вод и источником металлов являются «промываемые» вулканогенно-осадочные толщи. Таким образом, подтвердились предположения о генезисе и механизме субмаринного рудообразования, выдвинутые исследователями колчеданных месторождений в складчатых поясах. Но в последние годы на этом «безоблачном небе» вулканогенного гидротермально-осадочного рудообразования возникли две тени. Первая вызвана открытиями сульфидных залежей среди ультрамафитов Средиземно-Атлантического хребта, что, по мнению ряда специалистов [Богданов, 1997], вызвано гидротермами, энергетически связанными с процессами сернигнизации магматических пород. Вторая тень заключается в выявлении признаков магматической рудной минерализации в ферробазальтах средиземно-океанических хребтов [Динамика..., 2000].

Изучение колчеданосных палеоокеанических структур в контексте океанских открытий сосредоточилось на Урале. С начала 1980-х гг. в Ильменском заповеднике, а затем в Институте минералогии УрО РАН (г. Миасс) В. В. Зайков и В. В. Масленников с коллегами проводят сравнение палеозойских колчеданных руд и сульфидных руд рифтовых долин современных океанов.

Выявлены и определены критерии диагностики древних «черных курильчиков»: разработано представление о палеогидротермальных полях, вмещающих промышленные колчеданные залежи; предложена методика рудно-фациального анализа, позволяющая воссоздать механизм формирования рудных залежей [Зайков, Масленников, 1987; Зайков, 1991a; Масленников, 1991; 1999; Зайков и др., 1993; Масленников, Зайков, 1998].

Изучение колчеданных месторождений способствовало выделению на Южном Урале спрединговых бассейнов и структур растяжения в палеостровных дугах. Для этого были использованы результаты детальных геологосъемочных работ, палеовулканологических и геохимических исследований.

Геодинамические реконструкции структур региона имеют яркую историю. Принципиальные работы такого рода связаны с именами классиков отечественной геологии А. В. Пейве и С. Н. Иванова. Для реконструкции геодинамических обстановок в палеозойской истории Урала определяющее значение имел вывод о формировании складчатого пояса на коре океанического типа [Пейве, 1969; Иванов, 1969]. Затем последовала серия работ, рассматривающих природу структурных ансамблей и отдельных элементов [Hamilton, 1970; Иванов и др., 1972; 1973; Пучков, 1976; Формирование 1986; Глубинное 1986].

Целенаправленная экспедиция по реконструкции Уральского палеоокеана состоялась около 15 лет назад под руководством Л. П. Зоненшайна и В. А. Коротеева. В 1980–1982 гг. были проведены работы в главных палеоокеанических структурах Южного Урала, вмещающих колчеданные месторождения [История 1984]. Эта работа проведена совместно геологами, изучавшими геологию и рудоносность складчатых поясов, и специалистами в области морской геологии. Была дана реконструкция главных структур Южного Урала на основании геологических, геохимических, палеомагнитных данных. Уже в это время В. В. Зайковым было высказано предположение о родстве крупных колчеданных залежей с сульфидными постройками океанов, которые из-за малых размеров сначала назывались термитниками [История 1984].

Затем в 1985 г. в рамках Многостороннего сотрудничества академий наук социалистических стран по теме «Геосинклинальный процесс и становление земной коры» удалось провести полевые исследования на территории Башкирии. По вопросам колчеданной геологии главное внимание в полевых работах было уделено строению и составу рудоносных вулканических сооружений в Бурибайском рудном районе [Путеводитель 1985]. Именно в этой экспедиции Н. Л. Добрецовым было обращено внимание на присутствие в рудоносном разрезе низкотитанистых и высокомагнезиальных базальтоидов, близких по петрохимии бонинитам. Такое предположение впоследствии подтвердилось детальными петрологическими исследованиями, что дало возможность более определенно реконструировать островодужные сооружения в пределах рудных районов [Кабанова, Зайков, 1987; Кузьмин, Кабанова, 1991; Зайков, 1991; Spadca et al., 1998].

Второй важный вопрос из области колчеданной геологии касался зоны Главного Уральского разлома, к которой приурочены кобальтсодержащие колчеданные месторождения Ивановское и Дергамышское. Большой интерес вызвали офикальцитовые брекчии, залегающие на серпентинитах, что свидетельствует о серпентинизации магматических блоков и выведении их в сферу размыва уже в силуре. Как оказалось впоследствии, это имеет важное значение в связи с выявлением на современных океанических ультрабазитах сульфидных построек.

Результаты исследований, полученные в международной экспедиции, были опубликованы в коллективной монографии «Рифейско-палеозойские офиолиты Северной Евразии» [1985] под редакцией Н. Л. Добрецова. Раздел, касающийся рудоносных офиолитов Южного Урала был составлен В. А. Коротеевым, Л. П. Зоненшайном, В. В. Зайковым, В. Г. Коришевским.

Последующие российские и международные проекты определили масштабность и содержательность исследований геодинамического и металлогенического плана. Среди них отметим создание серии методических руководств по геодинамическому анализу при геологическом картировании [Изучение 1994, Геологическое 1994; Основы 1995; Геохимическая 1999; Металлогения 1999]. Итоговым документом явилась монография «Geodynamics and Metallageny: Theory and Implications for Applied Geology» [2000], представленная на XXXI Международном геологическом конгрессе в Рио-де-Жанейро.

Несколько проектов было поддержано Российским Фондом Фундаментальных исследований. Институт минералогии УрО РАН выполнял темы по изучению палеогидротермальных полей и металлоносных отложений, рудных фаций колчеданных месторождений Уральского палеоокеана (руководитель В. В. Зайков), исследованию зональности палеогидротермальных труб и биоминерализации сульфидных построек Урала (руководитель В. В. Маслеников), анализу минералогии группы алуанита в зонах окисления колчеданных месторождений Южного Урала (руководитель Е. В. Белогуб). С 1995 г. РФФИ финансирует проведение Научной студенческой школы «Металлогения древних и современных океанов». Содействие в этом мероприятии оказывала Федеральная целевая программа «Интеграция» в рамках темы «Уникальные месторождения древних и современных океанов – база многоуровневого геологического образования».

В Институте геологии и геохимии УрО РАН по линии РФФИ выполнены проекты по изучению платиноносности главных рудных формаций Урала (В. А. Коротеев, Ю. А. Волченко). Важное место в этих работах имело исследование различных типов руд колчеданных месторождений.

В ИГЕМ РАН по линии РФФИ выполнялся проект «Благородные металлы в сульфидах и их поведение при формировании колчеданных месторождений Южного Урала» (руководитель И. В. Викентьев).

Изучение вторичных сульфидов и их аналогов в зонах окисления колчеданных месторождений Южного Урала выполнено по программе «Университеты России» (руководитель Е. В. Белогуб).

Среди зарубежных фондов на уральскую колчеданную тематику первым откликнулся Международный научный фонд, финансировавшийся Дж. Соросом. При его содействии был выполнен проект «Палеогидротермальные оазисы Уральского палеоокеана» (руководитель В. В. Зайков).

Важное значение имели исследования по проекту Европроба. Этим проектом предусматривалось проведение двух комплексных сейсмических профилей – первого на Среднем Урале, через район Сверхглубокой скважины СГ-4, и второго – на Южном Урале, примерно по Магнитогорской параллели. Геологическая интерпретация полученных данных, важных для

понимания геодинамической природы рудоносных структур Урала, была опубликована В. А. Коротцевым и др. [Korotsev et al., 1997], К. С. Ивановым [1998] и В. Н. Пучковым с соавторами [2001].

Целенаправленные работы по изучению строения, минералогии и геохимии колчеданных месторождений Уральского палеоокеана проводились специалистами Института минералогии УрО РАН, Музея Естественной Истории (NHM, Лондон) и Бюро геологических исследований Франции (BRGM, Орлеан). На базе полученных ранее (1984–1995 гг.) результатов, а также минералогических исследований по локальным грантам Российского Фонда Фундаментальных исследований, Международного Научного Фонда, Королевского научного общества Великобритании и Научного общества Франции было обосновано несколько металлогенических проектов по линии Европейского Союза.

Программа ИНТАС с 1998 г. по 2000 г. поддерживала тему «Колчеданные месторождения и пригидротермальные фаунистические сообщества Уральского палеоокеана» (INTAS-96-1699). Эти работы были нацелены прежде всего на изучение гидротермальных оазисов, выявленных ранее на месторождениях Сибайском и Яман-Касы [Кузнецов и др., 1988; Зайков и др., 1995].

Программа ТАСИС в 1997–1998 гг. финансировала тему «Техническая помощь для развития цветной металлургии в России» (TACIS Finrus 9602), в которой был раздел «Геологический потенциал Урала в отношении колчеданных месторождений».

С 1998 г. была начата пятилетняя программа GEOD, рассчитанная на реконструкцию геодинамических обстановок формирования месторождений полезных ископаемых в главных складчатых поясах Европы. Уральским разделом руководят Р. Херрингтон (Музей Естественной Истории, Лондон) и В. В. Масленников (Институт минералогии УрО РАН).

Выполнение этих тем способствовало получению новых данных по палеоэкологическим, минералогическим, геодинамическим и металлогеническим аспектам колчеданной геологии Урала. Из области постановки вопроса о присутствии на Урале древних черных курильщиков мы пришли к достоверному минералого-геохимическому материалу по рудным фациям придонных сульфидных построек, доказали пригидротермальный генезис древних вестиментифер и гастропод.

В 1999–2001 гг. был проведен геодинамический проект по линии Немецкого исследовательского общества (DFG) «Geotektonische Position uralidischer Hydrothermalite und ihre Aussagen zur uralidischen Plattenkinematik: Fallstudien an Massivsulfid-führenden Terranen des Sudurals (He 1660/12)». Руководителем проекта являлся профессор П. Герциг, а ответственным исполнителем доктор Б. Бушман. Экспедиционные и исследовательские работы по этому проекту проводятся совместно со специалистами Института минералогии УрО РАН.

В 2001 г. начались работы по проекту INCO (International Scientific Cooperation Project) ICA2-CT-2000-10011 MinUrals, финансируемому Европейским союзом. Данный проект «Mineral resources of the Urals: origin, development and environmental impacts» (MinUrals) направлен на развитие и оптимальное использование минерально-сырьевой базы Урала. В проекте принимают участие специалисты из Франции (головная структура

BRGM), Великобритании (NHM, London), Германии (TU-BAF, Freiberg), Италии (Padova university). С российской стороны проект возглавляют академик В. А. Коротев и профессор В. В. Масленников. Выделено четыре блока вопросов: геолого-минералогический, геоэкологический, геофизический, геоинформационный.

В настоящее время научные исследования по колчеданной тематике на Урале проводятся в Институте геологии и геохимии УрО РАН, Институте геологии УНЦ РАН, Институте минералогии УрО РАН, ОАО «Уралгеология». В первой организации В. А. Прокин руководит темой «Геодинамические условия формирования и разработка генетических моделей колчеданных месторождений». Во второй организации исследования сходного плана проводит коллектив И. Б. Серавкина. В третьем институте исследования колчеданных руд входят в тему «Гидротермальные и гипергенные факторы формирования и преобразования месторождений полезных ископаемых» (руководитель В. В. Масленников). В 2000 г. РФФИ поддержал трехлетний проект «Условия формирования и трансформаций кобальтсодержащих колчеданных месторождений в офиолитах Урала» (Институт минералогии УрО РАН, руководитель В. В. Зайков). В объединении «Уралгеология» продолжается исследование меднорудных формаций Урала под руководством Е. С. Коптаря. Этим коллективом составлена «Карта размещения месторождений меди, цинка и свинца на территории Урала в масштабе 1:1 000 000» [Коптарь, 2001].

В научных организациях Москвы главные работы проводятся в ИГЕМ РАН, МГУ и ЦНИГРИ. В первом институте они направлены на минералогические исследования и реконструкцию процессов минералообразования типовых месторождений Александринского, Верхне-Уральского и Учалинского районов [Викентьев и др., 2000]. Эти работы проводятся с учетом новых океанских открытий, чему способствовало неоднократное участие авторов в морских экспедициях [Бортников, 1995]. В МГУ сравнительные исследования колчеданных месторождений Урала и современных океанов проводятся под руководством Н. И. Еремина [2000].

Важные работы по петрологии колчеданопосных толщ и термобарогеохимии гидротермальных систем в островодужных, офиолитовых и сутурных зонах пачаты специалистами Института геологии ОИГГиМ СО РАН под руководством В. А. Симонова [2000, 2001]. Эти исследования базируются на изучении расплавленных и газовой-жидких включений в сопоставлении с данными по океанским объектам.

Нарисованная картина даст лишь приблизительное представление о выполненных и проводимых исследованиях. За кадром остались основополагающие геологоразведочные работы по стратии колчеданных месторождений, минералогии, геохимии и технологическим свойствам руд, о геофизических и геохимических полях рудных районов. Данные сведения, так же, как и прогнозно-металлогенетические построения, сосредоточены в производственных отчетах.

ГЛАВА 2. ПРИНЦИПЫ ФОРМАЦИОННОГО И ФАЦИАЛЬНОГО АНАЛИЗА КОЛЧЕДАННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

2.1. Рудно-формационный анализ

Термин «формация» (от латинского *formatio* – образование) был введен немецким геологом Г. Фюкселем в XVIII в. для обозначения осадочных пород определенного состава и стратиграфического положения [Горная ..., 1987]. В таком смысле он и сейчас употребляется в американской и европейской номенклатурах, соответствуя нашему понятию «свита». В России, после работ Ф. Ю. Левинсона-Лессинга по диабазовой формации Олонцкого края, термин приобрел генетический смысл. Он стал характеризовать естественные породные ассоциации с близкими условиями образования и приуроченностью к определенным этапам развития глобальных структур земной коры. Основателем формационного анализа в СССР стал Н. С. Шатский, описавший вулканогенно-кремнистые формации складчатых поясов. Для магматической геологии формационный метод был разработан Ю. А. Кузнецовым. Обзор существующих подходов к формационному анализу для целей металлогении дали Д. В. Рудиквист [Критерии ..., 1986], Д. И. Горжевский с коллегами [1986].

На основании выполненных многими авторами исследований суть понятия *формация* можно выразить так: если минералы – парагенезы элементов, горные породы – парагенезы минералов, геологические тела – парагенезы горных пород, то формации – парагенезы геологических тел [Львов, 1997]. Таким образом, *формация* является наиболее абстрактной категорией в приведенном ряду.

На начальном этапе формационного анализа главенствующим явился эмпирический путь, который заключался в выделении ассоциаций горных пород, образующих однотипные геологические тела в близкой геологической обстановке. К критериям формационной диагностики таких тел относятся вещественные, структурные и временные признаки. Очень важна статистически установленная многократная повторяемость определенных парагенезисов пород и геологических тел в аналогичных структурах. Эта информация должна оцениваться последующим генетическим анализом, причем по мере накопления знаний и углубления теоретических представлений генетические выводы могут меняться. «Однако, сами формации, выделенные на основании объективного анализа строения главнейших структурных элементов земной коры, всегда останутся важнейшими геологическими объектами, отражающими основные особенности тектонического режима, существовавшего в период их формирования» [Горжевский и др., 1986, с. 7].

Сторонники формационного подхода стали выделять различные геологические формации: осадочные, вулканогенные, магматические, рудные, метаморфические, метасоматические и т. д. Каждая из этих категорий является следствием геологического развития определенных структур земной коры. Обратная связь заключается в том, что эти структуры, в последнее время их принято называть геодинамическими, выделяются на основании парагенеза формаций, формационных рядов и серий.

Термин «рудная формация» широко используется в русской геологической литературе при металлогеническом анализе для обозначения естественных сообществ месторождений, определения закономерностей их размещения и условий образования. Применительно к гидротермальным месторождениям понятие о рудных формациях в XIX в. ввел Р. Бек на основании представлений профессоров Фрайбергской горной академии А. Г. Вернера и А. Брейтгаупта об устойчивых парагенезисах минералов в саксонских серебряных и полиметаллических жильных системах. Детальный обзор результатов формационной систематики, полученных немецкими учеными для месторождений Рудных Гор, дали В. С. Кормилицин [1973] и Д. В. Рундквист [Критерии ..., 1986]. В русской геологической литературе этот термин начали использовать в начале XX в. в лекциях по геологии месторождений Ф. Ю. Левинсон-Лессинг, К. И. Богданович, В. А. Обручев.

Вопросы типизации рудных формаций рассмотрены в монографиях известных металлогенистов Ю. А. Билибина, В. А. Кузнецова, Р. М. Константинова, В. С. Кормилицина, И. Г. Магакьяна, П. А. Строны, В. И. Смирнова, Д. В. Рундквиста, А. Д. Цеглова. Суть этих представлений, а также приложения рудно-формационного метода к металлогеническим работам регионального плана, изложены в справочнике «Рудные и рудоносные формации» [1983] и в обзорной монографии Д. И. Горжевского с соавторами [1986].

Принципы выделения и систематики рудных формаций. В результате рудно-формационных исследований сформулировано три главных подхода [Критерии ..., 1986]. Первый определяет рудные формации как характерные типы минерализации, выделяемые по ведущему парагенезису минералов, которые свойственны рудным телам определенного строения (жильным, трубообразным, пластовым). Вторым подходом объединяет месторождения, однотипные по минеральному составу, количеству руд, структуре и геологическим условиям образования [Кузнецов и др., 1966] или залегания [Критерии ..., 1986]. В этом определении имеется некоторое разночтение, которое заключается в акценте на условия образования или условия залегания. Последняя трактовка позволяет избежать гипотетичности рудно-формационной систематики, в случае, если при этом используются не всегда доказуемые и изменяющиеся генетические представления об условиях образования.

Третий подход заключается в объединении в одну формацию месторождений, образовавшихся на определенных стадиях развития глобальных геологических структур в связи с определенной геологической формацией [Кормилицин, 1973]. При этом в одну рудную формацию включаются различные полезные ископаемые, например, медно-колчеданные и марганцевые руды, приуроченные к кремнисто-риолит-базальтовой геологической формации (марганец-медно-колчеданная), или асбестовые, хромитовые и тальковые залежи, локализованные в формации альпийотипных гипербазитов (тальк-асбест-хромитовая формация).

Каждый из этих вариантов толкования объема и содержания рудных формаций обусловлен не только научной идеологией, но и масштабом, целью работ (рис. 2). Первый более применим при изучении рудных полей одного полезного ископаемого, второй – при региональных

исследованиях на уровне металлогенических зон и провинций для прогнозирования минерального сырья. Третий важен при изучении металлогении крупных этапов развития земной коры и при планетарных обобщениях.

Наиболее применимым для исследования колчеданных залежей, по мнению авторов, является следующее определение термина: *рудная формация* – это группа месторождений, которые имеют сходный состав руд, залегают в близких геологических условиях и характеризуются определенными экономическими показателями (количеством и качеством минерального сырья). Под рудой в данном случае понимаются ассоциации минеральных парагенезисов, в составе которых существенную роль играют промышленно ценные минералы и горные породы.

Таким образом, в определении совмещено два аспекта: с одной стороны – естественно-геологическая сущность процессов концентрирования рудного вещества, а с другой – промышленно-экономическая значимость рудных тел. Рудой «геологические объекты становятся лишь тогда, когда приобретают потребительские свойства на определенном уровне развития техники и технологии» [Контарь, Либарова, 1997, с. 71]. Естественно, с появлением новых технологических задач и совершенствованием методов исследований определяются новые полезные ископаемые и, соответственно, выделяются новые рудные формации. Таким образом, понятие рудная формация имеет черты исторической категории.

Названия рудных формаций даются двумя главными способами: по геохимическим и по минералогическим свойствам, причем большинством исследователей особо подчеркивается практически ценный элементный или минеральный состав. В семействе колчеданных месторождений обычно выделяются следующие формации: медно-колчеданные, медно-цинково-колчеданные, колчеданно-полиметаллические. Иногда к этим наименее-

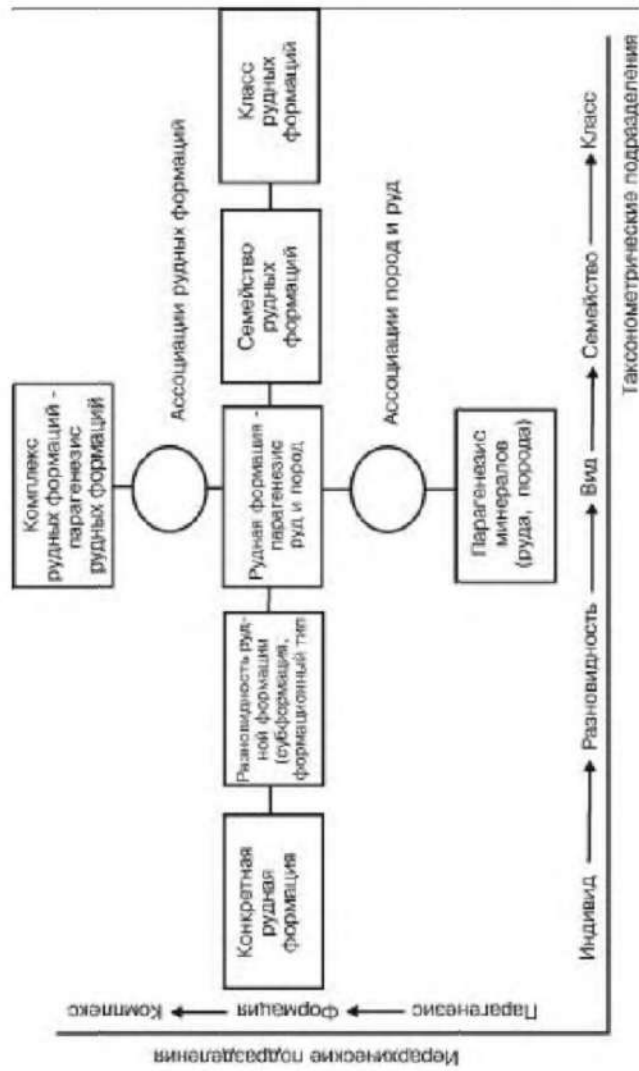


Рис. 2. Схема соотношения различных структурно-вещественных подразделений, используемых при формационных исследованиях. По Д. В. Рунквисту [Критерии ..., 1986].

Fig. 2. Scheme of correlation of different structure-material subdivisions used on formation researches. After Д. В. Рунквист [Критерии..., 1986].

ваниям добавляется и геологическая среда, например, медно-колчеданная базальтоидная, колчеданно-полиметаллическая кембрийского риолит-базальтового комплекса, стратиформный свинцово-цинковый чехла срединного массива и т. д. [Филатов, Ширай, 1988; Рудные 1982]. Для некоторых полезных ископаемых употребляются главным образом минералогические названия: сульфидно-касситеритовая, золото-теллуридная, скарново-магнетитовая.

Главными критериями выделения рудных формаций являются [Критерии 1986]:

1) вещественные – закономерный набор пород и руд, определяющих «лицо» формации; количественные соотношения минеральных парагенезисов, определяющих качество и количество руд;

2) структурные – закономерное расположение руд в геологическом пространстве;

3) временные – последовательность развития минеральных парагенезисов и соотношение их с сопряженными геологическими телами.

Соотношение рудных формаций с геолого-промышленными типами месторождений. Представление о геолого-промышленных типах месторождений было обосновано В. М. Крейтером [1960]. К этому классу он предложил относить месторождения, которые обеспечивают более 1% мировой добычи определенного вида полезного ископаемого. По мнению Д. И. Горжеского и др. [1986], промышленные типы месторождений отвечают лишь некоторым наиболее промышленно важным рудным формациям. Поэтому понятие рудная формация шире, чем промышленный тип. Их различия заключаются в меньшем влиянии современных экономических требований на выделение рудных формаций по сравнению с геолого-промышленными типами месторождений [Филатов, Ширай, 1988].

Геолого-промышленные типы месторождений выделяются с учетом требований горнодобывающей промышленности. Среди приоритетных факторов – морфология, условия залегания и параметры рудных тел, качественные и количественные показатели руд (запасы, химический и минеральный состав, набор, уровни концентрации и особенности распределения рудных компонентов, обогатимость, цена). Эти характеристики определяются природой и особенностями реализации рудообразующих процессов, но близкие промышленные показатели могут иметь и объекты, находящиеся в различной геологической обстановке.

Классификация геолого-промышленных типов месторождений учитывает требования промышленности к минеральному сырью, требования, предъявляемые к результатам разведочных и эксплуатационных работ. Формационная носит более качественный характер и в значительной мере отвечает задачам прогноза и поисков месторождений. Таким образом, формационная типизация несколько отличается от геолого-промышленной за счет более дробного деления некоторых месторождений, например, колчеданных и медно-никелевых.

Практическое значение геолого-промышленных типов при поисках месторождений заключается в том, что их количество меньше, чем набор рудных формаций данного полезного ископаемого. Это позволяет направить поисковые работы на выявление объектов, имеющих важное промышленное значение.

Рудно-формационные типы месторождений выступают главными объектами металлогенических исследований при региональном прогнозировании.

Соотношение геологических и рудных формаций. Для понимания закономерностей образования рудных формаций очень важно соотношение их с другими геологическими формациями – вулканическими, осадочными, магматическими. Все они – закономерное следствие развития структур земной коры и должны находиться в соответствии. При металлогеническом анализе сформировались два подхода к пониманию такой связи. Первый, аргументированный В. С. Кормилициным [1973], заключается в признании полного соответствия рудных формаций и рудоносных (осадочных, вулканических и др.). Второй подход, «более мягкий», признает в ряде случаев возможность приуроченности разных рудных формаций к одинаковым комплексам и наоборот. Из этого следует, что жесткая связь рудных формаций с определенными геологическими структурами не всегда однозначна.

По влиянию на рудообразование среди геологических формаций выделено много групп, главными из которых являются [Критерии ..., 1986; Горжевский и др., 1986]:

рудоносные – в пространственной и временной связи с которыми (генетически и парагенетически) находятся промышленно ценные концентрации полезных ископаемых;

рудовмещающие – к которым приурочены месторождения, генетически не связанные с ними, или для которых не ясна такая связь;

рудообразующие – которые служат источниками энергии при рудообразовании, реализуемом за счет вещества других формаций.

Иерархия понятий в рудно-формационном анализе. Группировка рудных формаций в более масштабные категории многообразна. Существующие подходы показаны на рис. 3. Они иллюстрируют, что каждое из понятий, принятых различными научными направлениями, имеет свое значение для металлогенических сопоставлений.

При металлогеническом анализе рудоносных структур Урала Л. Н. Овчинников [1998] принял следующую иерархию. *Серии формаций* объединяют месторождения определенного генетического класса: магматогенные (включая гидротермальные), гидро-

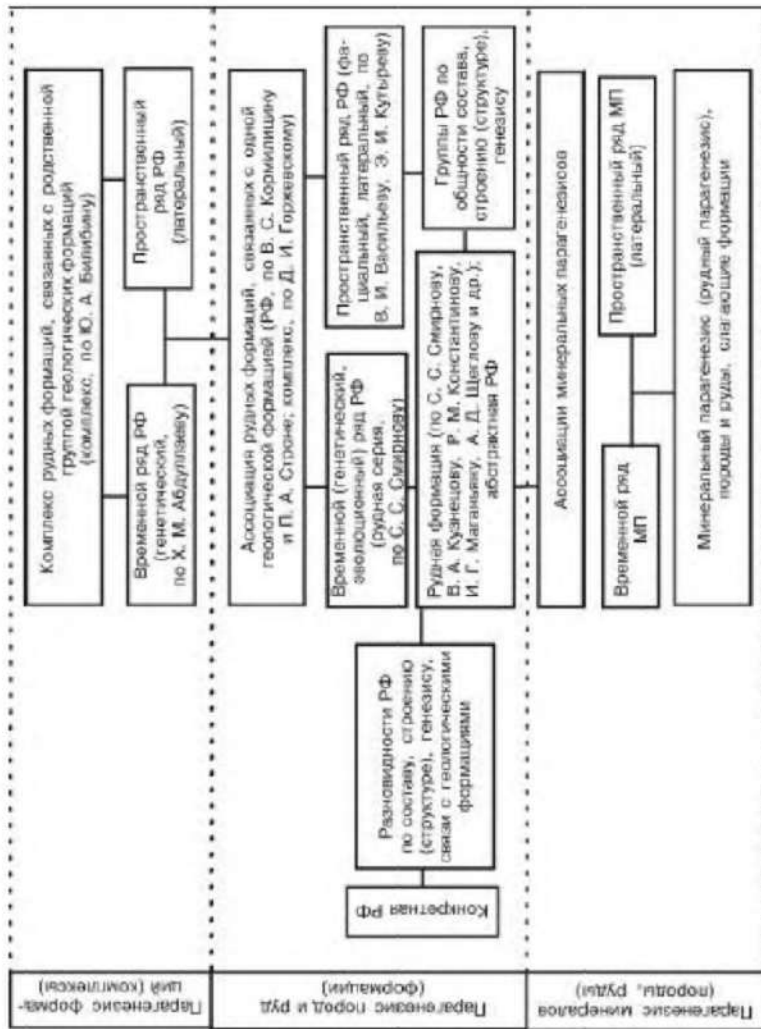


Рис. 3. Схема соотношения различных структурно-вещественных подразделений, используемых при минералогических исследованиях. По Д. В. Рундквисту [Горжевский и др., 1986].

РФ – рудная формация, МП – минеральный парагенезис

Fig. 3. Scheme of correlation of different structure-material subdivisions used on mineralogical researches. After D. V. Rundkvist [Gorzhevskiy et al., 1986].

РФ – ore formation, МП – mineral paragenesis

термальные, гипергенно-осадочные, метаморфические. В ряде классификаций это соответствует термину «генетический тип», а месторождения разного минерального сырья, приуроченные к одной геологической формации именуются *рядом рудных формаций* [Основы 1966].

Семейства рудных формаций представлены месторождениями, связанными с одной геологической формацией, но образованными в результате последовательных геологических процессов. В качестве примера приводится ассоциация месторождений, связанных с альпийскими гипербазитами: хрома и титана (магматогенными), талька и асбеста (гидротермальными), никеля и кобальта (гипергенными). Эти сменяющиеся во времени группы являются «поколениями»: первое – месторождения хромитов, второе – хризотил-асбеста, третье – талька, четвертое – силикатного никеля и кобальта, пятое – россыпи платиноидов и золота.

«Факторы и условия образования разных поколений различны, но пространственно они связаны с ультрамафитами, их распределение диктуется закономерностями распространения массивов серпентинизированных гипербазитов. ... Триада: геологическая (рудноносная) формация – рудная формация – метасоматическая формация составляют *металлогеническую формацию*. Совокупность металлогенических формаций, связанных между собой происхождением, парагенетическим единством или единством пространства, представляет собой *семейство металлогенических формаций*» [Овчинников, 1998, с. 20].

Группой формаций называется ассоциация месторождений тех формационных типов, которые связаны с определенным этапом развития геологических структур [Основы 1966].

Более дробные единицы в рудно-формационных исследованиях – *субформация и минеральный тип месторождений*, близки по рангу. Первая выделяется по геологической ситуации, например, субформация медно-цинково-колчеданная контрастного риолит-базальтового комплекса. В этом смысле субформация соответствует рудному комплексу. Применительно к Уралу это значит, что в медно-цинково-колчеданной формации можно выделить колчеданные рудные комплексы силурийские, среднедевонские (эйфельские и живецкие), свойственные различным геодинамическим структурам.

Минеральный тип месторождений, по определению И. Г. Магакьяна [1950] – это группа месторождений в пределах одной рудной формации, выделяемая по преобладанию тех или иных характерных парагенетических ассоциаций или по изменению количественных соотношений ведущих минералов.

Модели рудных формаций. Одной из задач рудно-формационного анализа является создание геолого-генетических моделей рудных формаций. Эта проблема послужила темой нескольких Всесоюзных и Всероссийских совещаний, на которых об

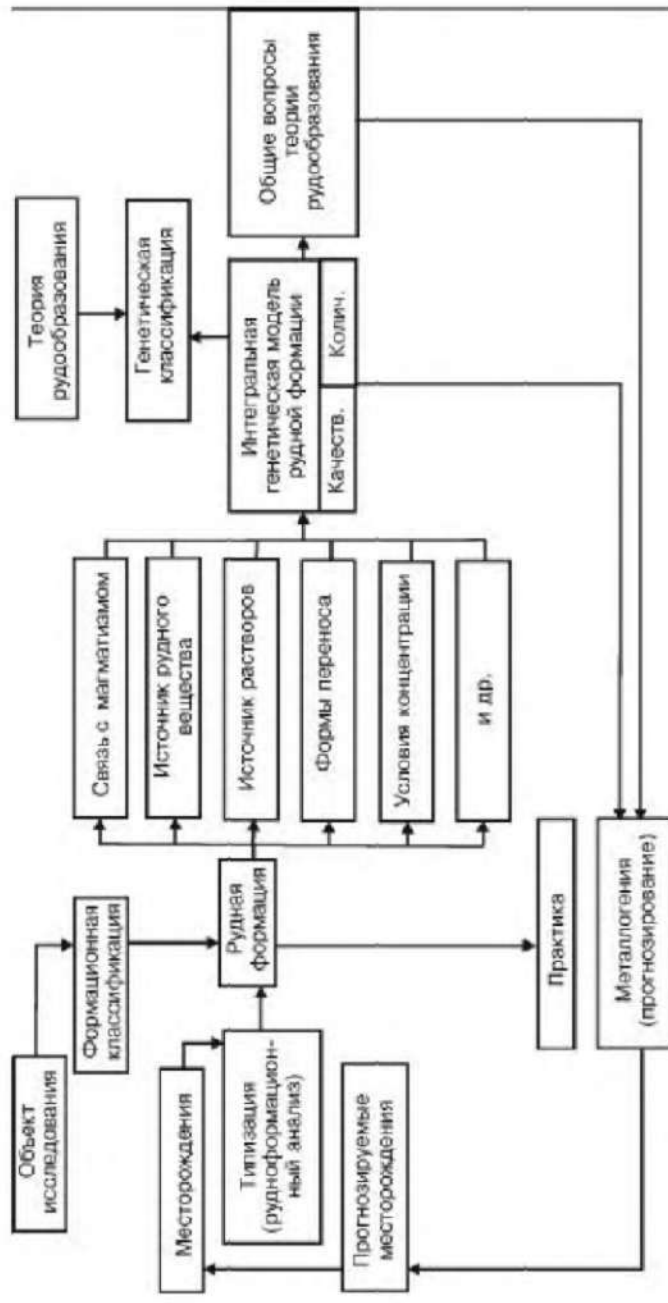


Рис. 4. Место генетической модели рудной формации в системе познания и прогнозирования рудных месторождений [Кузнецов и др., 1983].

Fig. 4. Place of genetic model of ore formation in the system of knowledge and forecasting of ore deposits [Кузнецов и др., 1983].

суждалась методология и результаты исследований. Принципы построения таких моделей (рис. 4) сформулированы В. А. Кузнецовым с соавторами [1983].

Понятие «модель» произошло от латинского «modulus» (мера, образ, способ), и сейчас в естественных науках под этим термином понимается структура или образец, представляющие в удобной для восприятия форме состояние или развитие изучаемых объектов. Построение модели предусматривает полное познание процессов формирования и преобразования месторождений под влиянием последовательных геологических явлений.

Различаются качественные и количественные модели. Первые определяют структуру, форму, состав системы и указывают последовательность событий. Работы такого рода в моделировании преобладают. Количественные модели основаны на раскрытии связей в геологических явлениях, которые должны иметь числовую характеристику и описываться уравнениями на основе законов физики, химии и термодинамики.

При построении геолого-генетических моделей рудных формаций эндогенных месторождений должны учитываться следующие элементы: источники и природа рудоносных гидротермальных растворов и рудообразующих веществ; энергия, формы и способы переноса рудообразующих растворов до условий концентрации в рудные залежи; среда, физико-химические условия и механизм рудоотложения; условия седиментации, консервации и разрушения. Эти вопросы решаются с использованием изотопных и прецизионных геохимических исследований, экспериментальных работ, термодинамического моделирования.

По мнению Д. В. Рундквиста [1983], при построении геолого-генетических моделей должно быть учтено несколько принципов, отражающих закономерности геологических процессов. Среди них: конвергентность формирования минералов, пород и руд; унаследованность развития минерализации; симметрия и подобие минерализации в различных масштабах пространства и времени. Конвергентность минеральных парагенезисов определяется тем, что их образование как физико-химический процесс несмотря на различную среду происходит в определенных физико-химических обстановках из рудообразующего раствора со стандартными свойствами.

Для разработки моделей колчеданных месторождений огромное значение имели открытия сульфидных руд в оксанических рифтах. Обзоры результатов морских экспедиций 80-х годов применительно к задачам исследования колчеданных месторождений складчатых поясов были оперативно опубликованы в СССР в нескольких работах [Кривцов, Максва, 1984; Попов и др., 1985; Ковалев, Ушаков, 1985; Рона, 1986; Структурно-минералогические 1987; Шнюков, Митропольский, 1987; Злотник-Хоткевич, 1987; Карта 1988; Придонные 1988]. За рубежом обширные сведения были помещены в специальном выпуске журнала *Canadian mineralogist* (1988, V, 26, Pt. 3). Вся опубликованная информация оказала большое влияние на постановку исследований по выявлению древних черных курильщиков и сопоставление колчеданных месторождений с сульфидными рудами океанов.

В 90-е годы список обзорных работ значительно пополнился монографиями и сводками, в которых уже изложены результаты работ советских морских экспедиций [Лисицын и др., 1990; Геология 1990; Гидротермальные 1992; Гидротермальные системы 1993; Сульфиды 1993; Ковалев и др., 1993; Зайков, Зайкова, 1994; Основы 1995; Богданов, 1997; Миронов и др., 1999]. Среди зарубежных работ необходимо указать публикации в специальном выпуске журнала *Economic geology* (1993, V. 88, № 8) и монографию «*Seafloor Hydrothermal Systems: Physical, Chemical, Biological, and Geological Interactions*» [1995]. Первым известным нам российским учебником, в котором изложены данные по сульфидным рудам океанов является работа В. В. Авдониной с соавторами [2000].

Сведения о подводных сульфидных залежах и гидротермах дополняются термодинамическим моделированием гидротермальных систем, которое позволяет определить источники и особенности функционирования рудообразующих растворов. Среди российских ученых отметим Д. В. Гричука [2000], который определил влияние на металлогенность гидротерм температуры, давления и характера кипения растворов, значения для рудообразования соотношения в системах порода/вода. По его заключению, длительная жизнь гидротермальной системы должна приводить к относительному обогащению растворов медью, что влияет на геохимическую специализацию образующихся рудных тел.

Состояние формационного анализа колчеданных месторождений Урала наиболее полно рассмотрено Б. С. Конгарем и Л. И. Либаровой [1997]. В развитие выводов коллективного труда «Медно-колчеданные месторождения Урала» [1992], они выделили 5 формаций: серно-медно-колчеданную, медно-цинково-колчеданную, цинково-медно-колчеданную, колчеданно-полиметаллическую и свинцово-цинковую колчеданную. Первые три (в порядке перечисления) соответствуют кипрскому, уральскому, куроко формационным типам [Prokin, Buslaev, 1999], названия которых даны по эталонным детально изученным объектам. В частности, месторождения кипрского типа описаны в офиолитах массива Троодос, уральского – в риолит-базальтовых комплексах Магнитогорской и Тагильской палеоостроводужных структур, куроко – в базальт-риолитовом комплексе одноименного рудного района на севере острова Хонсю.

Несовершенство такой типизации заключается в том, что в разных странах и даже регионах однотипные месторождения сопоставляются с разными эталонами. Например, тип «куроко» в России именуется либо «рудно-алтайским», выделенным в этом регионе, либо «баймакским» – на Урале, либо «малокавказским», выделенным в Закавказье. Кипрский тип в нашем регионе называется иногда «домбаровским» по месторождениям этого рудного района. При известной уязвимости данного подхода к выделению эталонных формационных типов, тем не менее он обеспечивает понимание региональной ситуации специалистами разных стран.

При рудно-формационном анализе колчеданных месторождений важное значение имеет соотношение оруденения с вулканогенными формациями. Авторы приняли номенклатуру данных формаций, разработанную специалистами ВСЕГЕИ [Рудоносность 1981]. В колчеданопосных структурах они выделили следующие формации: патрисевых базальтов, эквивалентную толситовым базальтам срединно-

оксанических хребтов и задуговых бассейнов: натриевых базальтов-риолитов, эквивалентную бимодальной серии окраинных морей и основания островных дуг; андезито-базальтовую, соответствующую андезитам островных дуг. Критерии отнесения вулканических комплексов к формациям определяются по петрохимическим диаграммам и составу редкоземельных элементов, нормированных по хондриту. Данные сведения приведены в главах 4–6.

Принятая рудно-формационная классификация. Авторы проанализировали имеющиеся данные по признакам колчеданных месторождений, которые необходимо учитывать при формационном анализе, и принятая систематика иллюстрируется табл. 1. Уральские месторождения отнесены к следующим рудным формациям: медно-колчеданной офиолитовых зон (кипрский тип), медно-цинково-колчеданной (уральский тип) и золото-колчеданно-полиметаллической (куроко тип) островодужных структур; кобальт-медно-колчеданной среди ультрамафитов сутурных зон.

В качестве более дробного формационного подразделения авторы предлагают использовать минеральные типы месторождений. Новизна подхода заключается в том, что оценивается не минеральный состав руд в целом по месторождению, а состав колчеданных залежей одного литолого-стратиграфического уровня. Основанием для такого подхода послужила концепция палеогидротермальных полей, под которыми авторы понимают локальные ареалы одновозрастных подводных гидротермальных отложений и продуктов их разрушения, приуроченных к одним стратиграфическим уровням и единым структурам. В случае совмещения в пространстве палеогидротермальных полей нескольких стратиграфических уровней возникают многоярусные палеогидротермальные системы [Зайков и др., 1993; Масленников, 1996; Maslennikov et al., 2000].

Различия минерального состава колчеданных залежей одной формационной принадлежности в одноярусных полях определяются при гидротермальном гальмиролизом, включающим и

Таблица 1

Характеристика рудных формаций колчеданных месторождений Урала
Ore formations description of Ural's VMS deposits

Характеристика	Рудные формации				
	Мелно-цинково-колчеданная (уральский тип)	Золото-колчеданно-полиметаллическая (куроко тип)	Мелно-колчеданная (кирский тип)	Кобальт-мелно-колчеданная	
Геодинамические структуры	Палеостроновые дуги, междуговые бассейны, эпиматические сегменты	Палеостроновые дуги, эпиматические сегменты	Задуговые и междуговые бассейны	Палеокашские рифты (?) с ультрамафитами, сугурные зоны	
Рудовмещающие формации	Риолит-базальтовая (контрастная)	Риолит-базальтовая (непрерывная)	Базальтовая, кремнисто-террименно-базальтовая	Альпидотипных гипер-базитов и базальтовая	
Минеральные типы месторождений	А. сфалерит-халькопирит-пиритовый Б. халькопирит-магнетит-пирротин-пиритовый В. пиритовый	А. золото-барит-сфалерит-халькопирит-пиритовый Б. халькопирит-сфалерит-пиритовый В. пиритовый	А. халькопирит-пиритовый, Б. магнетит-сфалерит-халькопирит-пиритовый В. халькопирит-магнетит-пиритовый	А. пирит-халькопирит-пирротиновый, обогащенный кобальтом, никелем и хромом	
Средние содержания: Cu, Zn, Pb % Au, Ag г/т Ni, Co %	1.7; 2.1; 0.1 1.3; 19.0	1.6; 2.5; 0.65 2.4; 47.6	3.4; 1.5 0.6; 27 -; 0.1	1.4; 3.8; 0.2 2; 4 0.2; 0.1	
Удельный вес в запасах (Cu + Zn + Pb) в %	93	6	1	<1	
Примеры исследованных месторождений	А. Учалы, Сибай (верхние), Яман-Касы; Б. Узельга, Сибай (нижние); В. Гай-2	А. Александринское, Б. Таш-Гай В. Куль-Юрт-Гай	А. Жарлы-Аша; Б. Летнее, В. Зинлее	А. Ишкнинское, Иваповское	

Примечание: составлен В. В. Зайков по [Конгари, Либарова, 1997; Мелноколчеданные ... 1985, 1988, 1992] с дополнениями.
Note: composed by V. V. Zaykov after [Конгари, Либарова, 1997; Мелноколчеданные..., 1985, 1988, 1992] with additions.

субмаринный гипергенез [Масленников, 1999]. Состав руд зависит от интенсивности преобразования и степени разрушения придонных сульфидных построек. Определенное значение имеют также различия в потенциальной кислотно-основной реактивности и растворимости компонентов, участвовавших в повторном гальмиролизе и диагенезе смесей переотложенных рудокластических и околорудных осадков.

Причины различия минерального состава колчеданных залежей различных стратиграфических уровней трактуются по-разному. Выдвигаются три главные точки зрения. Первая считает определяющей эволюцию гидротермальных растворов, вследствие чего от нижних к верхним залежам нарастает полиметалличность, содержание золота и серебра. По второй, изменение состава определяется наложением на ранее сформированные руды более поздних порций гидротермальных растворов и выносом цветных и благородных металлов на верхние горизонты. Третья заключается в том, что разные уровни отличаются по морфологии построек и по составу осадочных компонентов в рудокластических смесях, а это влияет на интенсивность преобразования руд. Тем не менее, отличия минерального состава весьма существенны и их необходимо учитывать при типизации месторождений не взирая на перешедшие вопросы.

В медно-цинково-колчеданной формации наиболее крупные колчеданные залежи относятся к халькопирит-сфалерит-пиритовому типу и их примером является месторождение Учалинское, верхние рудные тела Узельгинского и Гайского месторождений. К этому же типу принадлежат две верхние Ново-Сибайские залежи. Второй халькопирит-магнетит-пирротин-пиритовый тип представлен нижними залежами Сибайского и Узельгинского месторождений. К третьему пиритовому типу отнесена залежь № 2 Гайского месторождения, расположенная на нижнем уровне рудоотложения.

Золото-колчеданно-полиметаллическая формация представлена также тремя типами: золото-барит-сфалерит-халькопирит-пиритовым, халькопирит-сфалерит-пиритовым и пиритовым. Первый тип наиболее характерен и составляет основу формации, его появление определяется интенсивными преобразованиями первичных руд и обогащением золото- и серебросодержащими парагенезисами. К таким месторождениям относятся Балта-Тау, Бакр-Тау, Северо-Уваряжское и др. Второй тип соответствует слабо разрушенным сульфидным холмам, примером которых является Таш-Тау. Третий тип выделен на примере месторождения Куль-Юрт-Тау. Характерно, что месторождения пиритового минерального типа в двух рассмотренных рудных формациях сопровождаются значительными пиррофиллитовыми залежами, которые являются важным керамическим и огнеупорным сырьем.

В медно-колчеданной формации выделено три минеральных типа: халькопирит-пиритовый, магнетит-сфалерит-халькопирит-пиритовый и халькопирит-магнетит-пиритовый. Первому соответствует сульфидный холм месторождения Жарлы-Аша, второму – пластовые залежи Лепного рудного поля, третьему – слоистые руды Зимнего месторождения.

Для кобальт-медно-колчеданной формации минеральные типы точно еще не определены, пока очевиден халькопирит-пирит-пирротинный тип, обогащенный минералами кобальта, никеля и хрома.

Геолого-генетические модели уральских месторождений. Первая объемная модель колчеданных месторождений Урала была разработана В. А. Прокиным с соавторами [1983], которые акцентировали внимание на трех стадиях развития рудного процесса: гидротермально-осадочном, гидротермально-метасоматическом и гидротермально-метаморфическом. Вскоре после этого при разработке моделей начали учитываться данные по сульфидным постройкам современных океанов [Зайков и др., 1988; Медноколчеданные ..., 1992; Минеральные ..., 1994]. Получило признание высказанное ранее авторами предположение [Зайков, 1984; Зайков, Масленников, 1987], что на рудных полях колчеданных месторождений Урала существовали придонные сульфидные сооружения. Продукты их разрушения создавали орсолы металлоносных осадков, которые фиксируют палеогидротермальные поля и важны в поисковом отношении.

В статье И. Б. Серавкина [2001] охарактеризованы полиэтапные и полигенные модели месторождений трех формационных типов (уральского, куроко и кипрского). По его мнению, для первого характерно сочетание седиментогенного и метасоматического отложения сульфидов в днище рудолокализирующих депрессий. Выше следовала область хемогенного осаждения руд из гидротермальных растворов, с чем сочеталось образование сульфидных холмов. Зональность рудных тел объяснена двумя факторами: последовательным накоплением сульфидов железа, меди и цинка и перераспределением меди и цинка вследствие растворения сульфидов и перетолжения на верхних горизонтах.

Для месторождений типа куроко отстаивается точка зрения о совмещении на рудных полях относительно ранних медно-цинково-колчеданных руд с более поздними золото-колчеданно-полиметаллическими и золото-баритовыми парагенезисами. Поздний этап наступил после внедрения экстрезивно-субвулканических тел и выразился в образовании штокверковых и массивных руд, а также жильного золото-кварц-баритового оруденения.

Месторождения кипрского типа сформировались в два главных этапа. «На ранней стадии циркуляции гидротермальных растворов, имевших относительно низкие температуры и высокий потенциал кислорода, происходило образование железо-окисных руд, для которых основными источниками железа служили палагонитизированные базальты. Затем, после формирования более зрелого близповерхностного базальтового магматического очага, увеличения температур восходящего потока растворов и резкого возрастания потенциала серы, начали отлагаться сульфидные залежи. Их образование происходило выше уровня окисных руд и осуществлялось гидротермально-осадочным способом» [Серавкин, 2000, с. 139].

Таким образом, пока созданные модели имеют качественный уровень и требуют дальнейшего совершенствования. Представления авторов о моделях колчеданного рудообразования рассмотрены в заключительной главе.

2.2. Рудно-фациальный анализ

Термин «фация» (от латинского *facies* – лицо, облик) предложен швейцарским геологом А. Грессли в середине XIX в. для обозначения изменений

состава осадочных пород и заключенных в них органических остатков в пределах одного стратиграфического горизонта [Ботвинкина, 1974]. В дальнейшем это понятие распространилось на все типы горных пород (магматические, метаморфические, метасоматические) и на руды. Так как А. Грессли определял фации многосторонне (петрографический состав пород, органические остатки, генезис отложений, их изменения), то этот термин стал использоваться в разных смыслах.

В современных толкованиях существует два главных варианта понимания фаций:

1) породы или сложенные ими геологические тела с определенными свойствами и возникающие в определенной геологической обстановке; именно в свойствах пород и тел заключены признаки обстановки их формирования;

2) обстановки формирования пород, руд и сложенных ими геологических тел, описанные в свойствах этих категорий.

Оба варианта дополняют друг друга. Авторы придерживаются первого.

Термин «рудная фация» (ore facies) неоднократно использовался специалистами в области геологии месторождений полезных ископаемых. Первое известное нам применение этого понятия принадлежит немецкому специалисту Б. Штейнбрехеру [Steinbrecher, 1959], исследовавшему пермские медистые песчаники. Этой же терминологией воспользовался его соотечественник В. Юнг [Jung, 1960] при оценке седиментологических критериев медносерности.

В 1968 г. В. Н. Котляр проанализировал рудные фации магматических комплексов и сделал доклад на Международном геологическом конгрессе в Праге [Kotlyar, 1968]. Затем была опубликована работа Г. А. Авалиани с соавторами [1976] по рудным фациям Чиатурского марганцевого месторождения.

Последующие работы рудно-формационного плана касаются месторождений, связанных с магматизмом. В Советском Союзе рудно-фациальные исследования колчеданных месторождений были начаты А. Г. Жабиным [1977, 1979; Zhabin, 1985]. Он детально охарактеризовал рудные тела гидротермально-осадочной фации рудоотложения на примере Сибайского месторождения, одного из крупнейших на Урале. Выполненные реконструкции рудной залежи доказали ее первоначальную холмообразную морфологию и в известной мере предвосхитили открытие сульфидных холмов в оксанических рифтах.

Рудные фации на зарубежных колчеданных месторождениях выделены П. Фолком [Volk, 1986] в Иберийском пиритовом поясе; С. Бодоном и Р. Валентой в Юго-Восточной Австралии [Bodon, Valenta, 1995]; Н. Куком и Дж. Хофсом в Норвежских каледонидах [Cook, Hoefs, 1997].

В глубинных магматогенных системах рудные фации выделены на скарных месторождениях вольфрама в Британской Колумбии, Канада [Cook, Godwin, 1984]. Применительно к редкометалльным месторождениям Урала и Сибири «внутригранитные» и «внутрипегматитовые» рудные фации выделены С. М. Бескиным и Ю. Б. Мариным [1998].

К сожалению, во всех перечисленных работах не приведено четкого определения термина. Авторы несколько лет используют понятие рудная

фашия [Стрижов, Масленников, 1991; Зайков, 1995; Масленников, Зайков, 1998; Тесалина и др., 1998] и понимают его следующим образом: *рудные фашии – это промышленно значимые минеральные скопления со сходными текстурно-структурными и вещественными признаками, свойственными близким обстановкам и процессам минералообразования*. Рудные фашии являются элементами рудоносных систем и в залежах минерального сырья образуют закономерные сочетания. Они слагают рудные тела или части рудных тел, отличающихся от другой части этого же тела важными генетическими признаками, которые отражают специфические условия минералообразования.

С понятием рудная фашия ассоциируют следующие термины.

«Рудоносная фашия» (ore-bearing facies) используется при характеристике стратиформных месторождений и россыпей. Примером являются работы А. Г. Бетехтина по Чиатурскому марганцевому месторождению [1944]; А. А. Весслова и В. Г. Плавдушина [1968] по Никопольскому марганцеворудному полю, В. М. Чайки, по месторождениям кор выветривания [Типы ..., 1978]. Для колчеданных месторождений этот термин применили А. Г. Кузнецов с соавторами при описании Корбалихинского колчеданно-полиметаллического месторождения на Рудном Алтае [Kuznetsov et al., 1994].

В некоторых работах термины «рудная фашия» и «рудоносная фашия» употребляются как синонимы. Например, в работе В. М. Рахмалова и др. по месторождениям марганца [Типы ..., 1978] равноправно используются термины «марганцеворудные» и «марганцосные» фашии. Такой подход оказался возможным в связи с тем, что под фашией авторы понимают обстановки осадконакопления, называемые «генетическими типами фаший». В этом ряду выделены озерные, лиманно-прибрежные, морские обстановки.

«Рудовмещающие фашии» (ore-enclosing facies) описаны Ю. В. Давыдовым в статье по стратиформным свинцово-цинковым месторождениям Якутии [1992]. Он выделил сингенетичную и эпигенетичную фашии: первая приурочена к депрессиям, где формируется материнская сульфидная минерализация; вторая – к поднятиям, где источником оруденения являются латерально мигрировавшие рудные рассолы.

При геохимических исследованиях осадочных толщ применяется термин *«микрорудные фашии»* [Страхов, 1976; Курило и др., 1988]. К ним относятся стратиграфические уровни осадочных пород, обогащенные рудными компонентами по отношению к геохимическому фону, и являющиеся переходными концентрациями между рудными скоплениями и фоновыми содержаниями. Данные уровни могут определять возможности метаморфогенного или регенерированного рудоотложения.

Для магматогенных рудных месторождений употребляется термин *«минеральные фашии глубинности оруденения»* (ore-depth facies), предложенный М. А. Василевским с соавторами [1977] при описании месторождений вулканических областей.

Типизация рудных фаший находится в начальной стадии разработки. С одной стороны, применяется классификация по механизму формирования рудных тел: гидротермальному, кластогенному, гипергенному, био-генному, метасоматическому, метаморфогенному, регенерационному и т.д. С другой стороны, важны и детали этих механизмов, приводящие к фор-

мированию частей единых рудных тел, например, труб, каналов, элювиальных, коллювиальных кластогенных руд, проксимальных и дистальных рудокластических турбидитов. Сопряженность процессов седиментогенеза и субмаринного гипергенеза (гальмиролиза) дает возможность выделения гальмиролитических минеральных фаций, различаемых в осадках по текстурно-структурным признакам. Большой проблемой является определение границ «смежных» рудных фаций, например, кластогенной и гипергенной, гидротермальной и гидротермально-метасоматической.

В итоге обсуждения и консультаций с коллегами в качестве компромиссного варианта принята предварительная типизация (табл. 2), основанная на материалах по палеозойским колчеданным месторождениям. В качестве опорных объектов использованы сульфидные залежи среди риолит-базальтовых комплексов в следующих геодинамических обстановках: палеоостровных дугах, междуговых и задуговых бассейнах (Уральский, Рудно-Алтайский,

Иберийский и Каледонский складчатые пояса); рифтах континентального склона окраинного моря (Алтае-Саянская складчатая система, Южная Сибирь). Кроме личных материалов авторов учтены данные Ф. Барриги, Ф. П. Буслаева, Э. Г. Диеганова, А. Г. Жабина, А. Г. Зюгника-Хоткевича, К. Р. Ковалева, П. И. Пирожка, В. А. Прокина, Н. С. Скрипченко, С. Г. Тесалиной, Ф. Торноса, Дж. Франклина, П. Я. Яроша. Большое значение имеют знакомство с сульфидными рудами современных океанов из коллекций Б. Н. Батуева, Ю. А. Богданова, П. Герцига, А. П. Лисицына, А. Малахова, С. Скотта, И. Фуке.

Придонная гидротермальная фация сульфидных отложений развита в устьях гидротермальных источников и представлена субфациями сульфидных труб, трубчатых и трещинных рудоподводящих каналов («кондуитов»), массивных (диффузных) руд, гидротермальных жил.

Гидротермально-биогенная фация включает субфации биостромов, сульфидных строматолитов и бактериальных матов. Биостромы, изученные на месторождениях Урала (Сибайском и Яман-Касинском), подразделяются по составу организмов, например: пеллеципод-вестиментиферовые, брахиопод-моноплакофоровые, строматолитовые, полихетовые [Масленников, 1991; Little et al., 1997].

Кластогенная фация представлена субфациями, соответствующими литодинамическим типам: элювиальными и коллювиальными брекчиями, грейдитами и турбидными ритмитами. Перечисленные субфации последовательно сменяют друг друга с удалением от сульфидного холма.

Гипергенная фация содержит субфации полного субмаринного окисления, выщелачивания, вторичного сульфидного (моносульфидного) обогащения. Тела, сложенные продуктами субмаринного гипергенеза приурочены к кровле рудных тел.

Гидротермально-метасоматическая фация подразделена на подрудную и придонную субфации. Первая локализована в рудоподводящих зонах колчеданных месторождений и выражена сульфидными штокверками и жилами в метасоматитах. Наиболее насыщены сульфидами участки, которые служили подводящими каналами и соответствуют стержневым зонам гидротермальных систем. Вторая субфация формируется при метасоматическом замещении осадков в случае вскипания гидротерм на подхо-

де к поверхности дна и представлена пластовыми телами с метасоматическими текстурами. Эти образования имеют сходство с продуктами вторичного субмаринного обогащения кластогенных залежей в результате гипергенных и гальмиролитических процессов.

Фация регенерированных руд установлена на месторождениях в структурных зонах, испытавших коллизионные процессы. Это эффективные руды пегматоидного облика, залегающие среди тальк-карбонатных и хлоритовых метасоматитов. Они сложены крупны-

Таблица 2

Типизация рудных фаций медно-цинково-колчеданных месторождений (по Зайкову В. В., Масленникову В. В.)
 The ore facies typification of the copper-zinc-sulphide deposits (by Zaykov V. V., Maslennikov V. V.)

Фации	Субфации	Типичные признаки	Типичные рудные минералы
I	2	3	4
Придоменная гидротермальная	Груб	Концентрически зональное строение, внешняя зона обростаия и внутренняя с центростремительным ростом минералов	Ms, Py, Cr, Sl, Fe, Au
	Подводящих капалов (кондуитов)	Радиально-концентрическое строение с центростремительным ростом минералов	Sl, Cr, Py, Tn
	Диффузных массивных руд	Массивное сложение	Cr, Sl, Py
	Массивных руд, испывающих гидротермальных и сейсмических толчки Жильная	Брекчиевое сложение	Cr, Sl, Py
Гидротермально-биогенная	Биостромов	Зональное строение, каркасная система жил в глубоких автохтонных брекчиях	Cr, Sl, Ga
	Строматолитов	Сульфидированные вестиментиферы, пелелиполы, моношакоффы, полихеты	Py, Sl
	Бактериальных матов	Слоистые и почковидные текстуры	Py
		Слоистые текстуры, реликты бактерий	Py

1	2	3	4
Классогенная	Элювиальных и коллювиальных брекчий	Признаки рассыпания обломков и обрастания вторичными сульфидами	Pу, Sl, Cr, Co
Гипергенная	Грейтлов и ригмитов	Присутствие осадочного материала в виде цемента и прослоев	Pу, Sl, Cr
Гипергенная	Полного подводного окисления	Реликты рудокластов	Hm, Mt, Wo, Co
Гипергенная	Выщелачивания	Структуры растворения халькопирита и сфалерита, окварцевание, баритизация	Pу
Гидротермально-метасоматическая	Вторичного сульфидного обогащения	Замещение пирита халькопиритом, сфалеритом и борнитом	Cr, Wo, Co, Tn, Au, Mw
Гидротермально-метасоматическая	Метасоматические руды в подошве рудных тел и в рудных телах, подверженных метасоматозу последующего рудоносного уровня	Укрупнение зерен	Pу, Po, Cr Po, Ni, Au, As
Регенерированные руды	Штокверковые зоны	Сульфидные жилы и вкрапленность	Pу, Cr
Регенерированные руды	Стратиформные слои	Замещения пиллокластов сульфидами	Pу, Sl, Cr
Регенерированные руды	Регенерированные метасоматические руды в зонах дислокаций	Брекчиевые, пегматонидные, кокардовые текстуры	Po

Примечание: Минералы: Wo – борнит, Cr – халькопирит, Ga – галенит, Co – ковеллит, Ms – марказит, Mt – магнетит, Mw – муссонит, Pу – пирит, Po – пирротин, Sl – сфалерит, Tn – теннантит, Te – теллуриды, Au – самородное золото, Ni – сульфиды Ni и Co, As – арсениды.

Note: Minerals: Wo – bornite, Cr – chalcopyrite, Ga – galena, Co – covellite, Ms – marcasite, Mt – magnetite, Mw – mousonite, Pу – pyrite, Po – pyrrhotite, Sl – sphalerite, Tn – tennantite, Te – tellurides, Au – native gold, Ni – Ni and Co sulphides, As – arsenopyrite.

ми (до 2 см) пластинчатыми и таблитчатыми выделениями пирротина с кварцевым, кварц-карбонатным, хлоритовым заполнением интерстиций.

Методика рудно-фациального анализа требует разработки, пока мы имеем опыт ее применения к гетерогенным колчеданным залежам палео-океанических структур [Зайков, 2000]. Обоснованная авторами методика включает: критерии выделения рудных фаций и субфаций на основании текстурно-структурного, минералогического, геохимического картирования сульфидных залежей; определение комбинаций фаций и субфаций, их пространственного и временного соотношения в постройках из различной геодинамической обстановки и с различной степенью преобразования; определение геохимических отличий одноименных минералов в различных фациях и субфациях, что может быть использовано в поисковых и технологических целях.

ГЛАВА 3. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ КОЛЧЕДАНОНОСНЫХ ПАЛЕООКЕАНИЧЕСКИХ СТРУКТУР УРАЛА

3.1. Геологическая позиция спрединговых бассейнов Урала

В данном разделе проанализированы сведения о геологии и рудоносности спрединговых бассейнов Южного Урала, в исследовании которых принимали участие авторы. Основное внимание уделено колчеданным месторождениям и вмещающим их отложениям. Опорными объектами, на которых решались геодинамические, минералого-геохимические, палео-экологические задачи, явились месторождения Жарлы-Аша, Зимнес, Яман-Касы.

Не вдаваясь в детали геодинамических реконструкций отметим, что по последним представлениям Уральский палеоокеан развивался с ордовика по карбон и в период максимального раздвига имел ширину около 2000 км. Реликты палеоокеанических спрединговых бассейнов сохранились в Сакмарской, Присакмарской, Западно-Муголжарской и Домбаровской зонах (рис. 5). Первая и вторая соответствуют Сакмарскому океаническому бассейну ордовик-силурийского времени, третья и четвертая – среднедевонскому задуговому бассейну [История ..., 1984; Формирование ..., 1986; Koroteev et al., 1997].

Главными признаками, на основании которых выделены спрединговые бассейны, явились материалы по строению и составу офиолитовых ассоциаций. В базальтовой части разреза установлены пакеты параллельных даек диабазов, по которым установлена динамика развития зон спрединга с неоднократной миграцией оси раздвига. Эти дайки являлись питающей системой для базальтовых палеовулканов, расчлененных при последующем спрединге. Реконструкции показывают наличие в рифтовых долинах фрагментов вулканических сооружений, ограниченных пакетами даек. Базальтовые потоки по морфологии и геохимическим особенностям близки толеитовым базальтам задуговых бассейнов (особенно показательны данные по редкоземельным элементам). Для осадочной части разреза характерны горизонты яшм и оксидно-железистых отложений, аналогичных по составу с металлогенными осадками океанических рифтов.

К Сакмарскому океаническому бассейну отнесены структуры, сложенные осадочно-вулканогенными комплексами ордовикского и силурийского возраста. Его природа вызывает острые дискуссии, обусловленные большой сложностью геологического строения, широким развитием офиолитовых пластин и меланжа. Обзор данной проблемы дан И. Б. Серавкиным с соавторами [Вулканизм ..., 1992]. Наиболее обосновано, по мнению авторов, заключение В. Г. Кориневского [1988] и К. С. Иванова [1998] об образовании данной структуры на ранней стадии развития Уральского

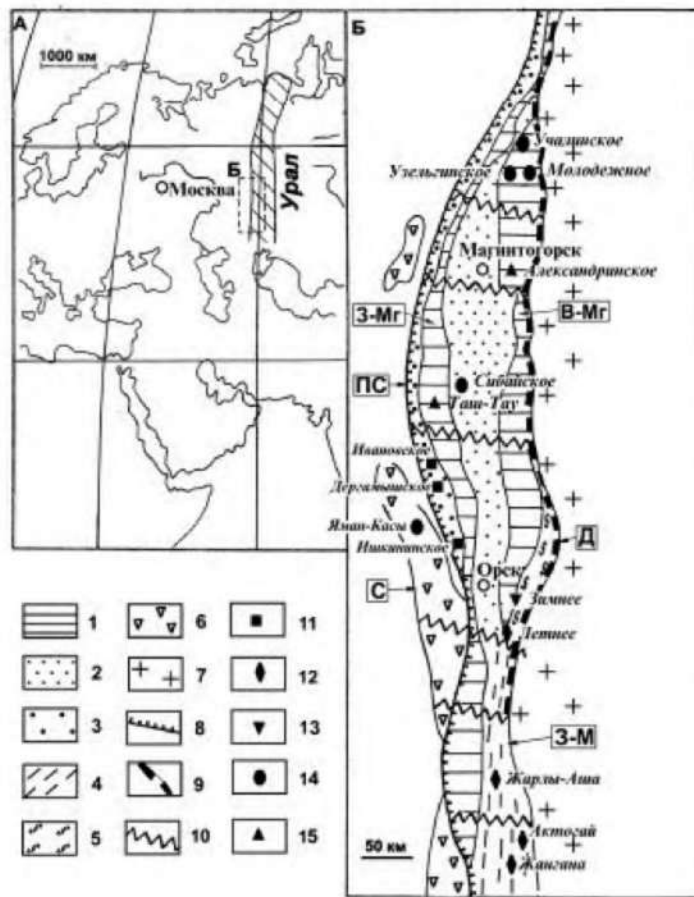


Рис. 5. Схема размещения колчеданных месторождений в палеоокеанических структурах Южного Урала (составил В. В. Зайков).

А – географическое положение района исследований; Б – геодинамическая схема.

1 – палеоостровные дуги; 2 – междуговой бассейн; 3–6 – офиолитовые зоны: 3 – Присакмарская (фрагмент силурийского спредингового бассейна), 4 – Западно-Мугоджарская (задуговой бассейн в тылу Западно-Магнитогорской палеоостровной дуги), 5 – Домбаровская (задуговой бассейн в тылу Восточно-Магнитогорской палеоостровной дуги), 6 – краевые аллохтоны, включая Сакмарскую зону, фрагменты спредингового бассейна; 7 – Восточно-Мугоджарский микроконтинент; 8–9 – сутурные зоны: 8 – Главного Уральского разлома; 9 – Кацбахского разлома; 10 – скрытые поперечные разломы, ограничивающие сегменты палеоостроводужной системы; 11–15 – рудные формации: 11 – кобальт-медно-колчеданная, 12 – медно-колчеданная (кипрский тип), 13 – медно-колчеданная (тип бесси), 14 – медно-цинково-колчеданная (уральский тип), 15 – золото-колчеданно-полиметаллическая (тип куроко).

Исследованные колчеданосные зоны: С – Сакмарская; ПС – Присакмарская, З-М – Западно-Мугоджарская, З-Мг – Западно-Магнитогорская; В-Мг – Восточно-Магнитогорская; Д – Домбаровская.

Fig. 5. Scheme of distribution of paleoceanic structures in the Southern Urals structures (created by V. V. Zaykov)

A – geographical setting of the investigated areas; B – geodynamic scheme.

1 – paleoisland arcs; 2 – inter-arc basin; 3–6 – ophiolitic zones: 3 – Prisakmarskaya (fragment of Silurian spreading basins), 4 – West-Mugodzharskaya (back-arc basin in the rear of the West-Magnitogorsk paleoisland arc), 5 – Dombarovskaya (back-arc basin in the rear of the East-Magnitogorsk paleoisland arc), 6 – marginal allochthones, including Sakmarskaya zone (fragment of Silurian spreading basins); 7 – East-Mugodzharsky microcontinent; 8–9 – suture zones; 8 – Main Uralian Fault; 9 – Katsbakh Fault; 10 – buried transverse faults, restricting segments of the palaeoisland arc system; 11–15 – ore formation: 11 – cobalt-copper-pyrite, 12 – copper-pyrite (Cyprus type), 13 – copper-pyrite (Besshi type), 14 – copper-zinc-pyrite (Urals type), 15 – gold-pyrite-polymetallic (Kuroko type).

Investigated massive sulphide bearing zones: С – Sakmarskaya; ПС – Nearsakmarskaya, ЗМ – West-Mugodzharskaya, Д – Dombarovskaya; З-Мг – West-Magnitogorskaya; В-Мг – East-Magnitogorskaya.

го палеоокеана. Сформировавшиеся в нем осадочно-вулканогенные комплексы ордовика и силура (кремнистый, натриевый базальтовый, натриевый риолит-базальтовый) находятся ныне в аллювционном залегании и образуют синформы поперечником десятки км. В Присакмарской зоне они вовлечены в меланж Главного Уральского разлома, который реконструируется как фрагмент палеозойской зоны субдукции [Овчинников, Баранов, 1978].

Сакмарский бассейн, судя по геодинамическим реконструкциям, имел ширину 300–400 км и длину около 800 км [История ..., 1984]. Его ложе имело сложный рельеф, который определялся локальными зонами спрединга. Глубина бассейна была порядка 2000–3000 м (выше уровня карбонатной компенсации), поскольку среди кремнистых и глинистых отложений присутствуют прослои известняков.

Домбаровско-Мугоджарский издоговой бассейн располагается между Восточно-Мугоджарским микроконтинентом и Магнитогорской палеоостроволужной системой. Фрагмент бассейна, вскрытый на современном срезе, имеет ширину 20–50 км и протяженность 400 км. Он ограничен тектоническими нарушениями и по простиранию делится на четыре блока, отличающихся по стратиграфии разреза и особенностям магматизма. Степень дислоцированности отложений в осевой части зоны незначительная, и залегают они практически горизонтально. Вблизи Западно-Мугоджарского разлома, представленного зоной расщепления шириной 1–2 км, пласты наклонены на восток под углом 40–80°. Контакт вулканогенных пород с метаморфическими толщами Восточных Мугоджар осложнен гранитоидными массивами карбонового возраста. Метаморфизованы вулканогенные породы в зеленосланцевой и пренил-пумпелинитовой фациях, причем на отдельных участках сохранилось практически неизменное вулканическое стекло.

Основание разреза представлено базальтовым комплексом, для которого характерны субмеридиональные вулканические гряды поперечником несколько километров. В их эродированных частях располагаются рой парал-

дельных даск диабазов. Часть даск дает начало лавовым потокам, образующим постройки типа холмов поперечником 10–15 м. В верхах комплекса развиты яшмы и железистые металлоносные осадки с многочисленными «силло-потоками», образовавшимися при внедрении базальтовых излияний в толщу пелитифицированных илов. Присутствуют отдельные силлы пикритов, сходные с коматититами. Риолит-базальтовый комплекс имеет очаговое развитие и фиксирует изолированные палеоулапаны.

3.2. Геологическая позиция палеоостроводужных структур

При исследовании геодинамики палеоостроводужных структур Урала намечилось два подхода. Первый реализован А. В. Пейве и С. Н. Ивановым с соавторами при составлении «Тектонической карты Урала» [Тектоника 1977]. Они выделяют комплексы океанические, переходные и островодужные. Примерно такой же способ осуществлен И. Б. Серавкиным и др. [Вулканизм 1992], которые характеризуют вулканические сооружения субокеанической, предостроводужной, островодужной (ранней и зрелой) и коллизионной стадий.

Второй подход заключается в реконструкции типов геодинамических обстановок. Первая работа такого рода выполнена специалистами ЦНИГРИ, которые выделили в Магнитогорском погружении три островных дуги [Бородаевская и др., 1977; Кривцов, 1979]. В каждой дуге установлены тыльная, внутренняя и внешняя зоны. В последующих исследованиях предприняты попытки отнести палеоостровные дуги к энсиматическим и энсиалическим структурам [История 1984], а также выделить междуговые и задуговые бассейны [Зайков, 1991; Зайков и др., 1993].

Магнитогорско-Мугоджарская палеоостроводужная система, выделенная в работе [Зайков, Коротеев, 1985], изучена в настоящее время наиболее детально. Она имеет длину около 1000 км и состоит из нескольких элементов (см. рис. 5). В ее пределах выделяется два парагенеза вулканических комплексов среднего девона, свойственных различным структурам. Первый парагенез, включающий натриевый базальтовый, натриевый риолит-базальтовый, андезит-базальтовый комплексы, проявлен в западном и восточном бортах системы. Ареалы этого парагенеза, включающего на отдельных участках базальт-андезит-риолитовую, бонинитовую, трахибазальтовую ассоциации, реконструируются как фрагменты островодужных вулканических цепей: Западно- и Восточно-Магнитогорской. Периоды прекращения вулканической деятельности, которые часто совпадают со смесной формацией, фиксируются кремнистыми толщами. Второй парагенез, развитый в осевой части системы, включает базальтовый и риолит-базальтовый комплексы с локальными проявлениями базальт-андезит-риолитового. Ареал данного парагенеза фиксирует Магнитогорский междуговой бассейн. На южном фланге он сочленяется с задуговыми бассейнами: Мугоджарским и Домбаровским.

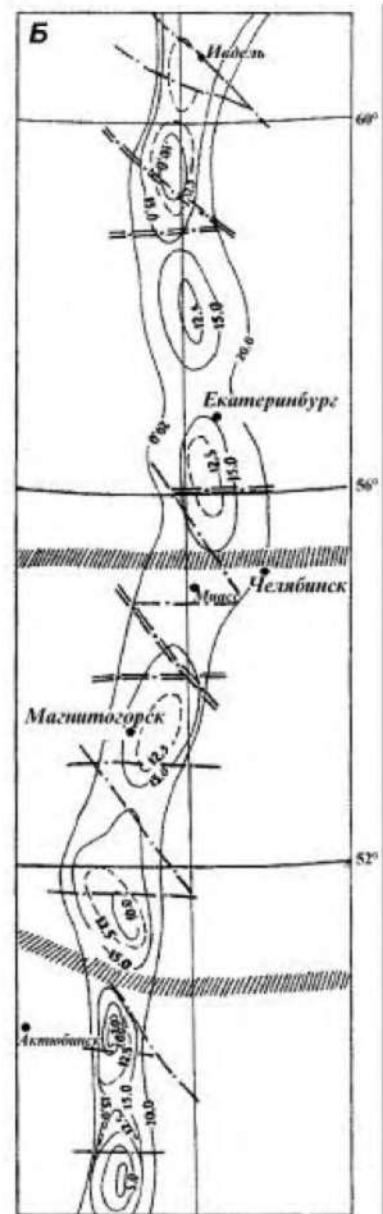
Западной границей островодужной системы является Главный Уральский разлом, выраженный мощной сутурной зоной с серпентинитовым меланжем. С востока система ограничена Восточно-Уральским поднятием, от которого отделена Кацбахской сутурной зоной. Для поднятия характерны крупные гранитоидные массивы и гранито-гнейсовые купола.

в связи с чем эта структура получила название «гранитная ось Урала». На севере, на широте Уфимского выступа, рассматриваемые палеостровные дуги «срезаны» швами Главного Уральского разлома. На юге палеозойские образования перекрывают мезозойско-кайнозойскими осадками.

По данным ГСЗ для Магнитогорско-Муголжарской островодужной системы характерно резкое повышение мощности и «подъем поверхности базальтового слоя, залегающего на глубине 2–16 км, фрагментарное развитие гранито-гнейсового слоя; резкое повышение коэффициента осипности до 0,7–1,0; наличие меланократового фундамента. Кора подобного строения по своей внутренней структуре сходна с корой современных островных дуг типа Больших Антильских островов, хотя отличается большей мощностью...» [Глубинное 1986, с. 262].

Сегментация палеостроводужной системы. Помимо продольных зон, на размещение колчеданных месторождений влияют скрытые поперечные разломы, которыми обусловлена сегментация палеостроводужных структур. Деление Уральского складчатого пояса поперечными дислокациями на отдельные мегаблоки было отмечено 30–40 лет назад И. И. Горским, А. И. Олли, Г. Ф. Червяковским, В. А. Прокиным, В. М. Нечеухиным, Е. М. Апапьевой и др. Металлогенетическое значение поперечных структур рассматривалось многими специалистами и трактуется по-разному. Преобладающая точка зрения заключается в том, что мегаблоки отличаются по осипности земной коры, и чем больше этот показатель, тем более продуктивными на медно-цинково-колчеданное оруденение являются соответствующие рудные районы [Колгари, 1980; Глубинное 1986].

Выполненное в последние годы сопоставление колчеданосных зон Урала с активными зонами современных океанов в совокупности с региональными геолого-геофизическими данными позволяет высказать мнение о том, что рассматриваемые поперечные структуры складчатого пояса напоминают сегментацию срединно-океанических хребтов и островных дуг.



- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7
- 8
- 9

Рис. 6. Схема размещения колчеданосных рудных районов Урала – А [Материалы ..., 1998] в соотношении со схемой поверхности базальтового слоя – Б [Карта ..., 1983].

1–4 – типы рудных районов по преобладанию формаций: 1 – медно-цинково-колчеданный (уральский тип), 2 – медно-колчеданный (кипрский тип), 3 – золото-колчеданно-полиметаллический (тип куроко), 4 – кобальт-медно-колчеданный; 5 – стратозониты базальтового слоя; 6 – разломы, разделяющие сегменты; 7–9 – разломы, установленные по геофизическим данным: 7 – первого порядка, 8 – второго порядка, 9 – третьего порядка.

Рудные районы: 1 – Ивдельский, 2 – Карпинский, 3 – Кабанский, 4 – Красноуральский, 5 – Кировградский, 6 – Маукский, 7 – Юлукский, 8 – Ивановский, 9 – Ишкинский, 10 – Медногорский, 11 – Дегтярский, 12 – Карабашский, 13 – Миасский, 14 – Учалинский, 15 – Вехнеуральский, 16 – Александринский, 17 – Сибайский, 18 – Баймакский, 19 – Бурибайский, 20 – Гайский, 21 – Теренсайский, 22 – Ашебутакский, 23 – Домбаровский, 24 – Сафьяновский, 25 – Кунашакский, 26 – Амурский, 27 – Айдырлинский, 28 – Верхне-Орский, 29 – Кундыздинский, 30 – Жарлы-Ашинский, 31 – Жиландинский.

Римскими цифрами обозначены номера сегментов.

Металлогенические зоны: ВУ – Восточно-Уральская, М – Магнитогорская, ТС – Тагил-Сакмарская

Fig. 6. Scheme of location of sulphide-bearing ore regions of the Urals – А [Материалы ..., 1998] in relation with the scheme of surface of basaltic layer – Б [Карта ..., 1983].

1–4 – types of ore regions by prevalence of formations: 1 – copper-zinc-sulphide (Uralian type), 2 – copper-sulphide (Cyprus type), 3 – gold-sulphide-polymetallic (Curoko type), 4 – cobalt-copper-sulphide; 5 – structure contours of basaltic layer; transform faults; 6–8 – cross and diagonal faults: 6 – of the first order, 7 – of the second order, 8 – of the third order.

Ore regions: 1 – Ivdel'sky, 2 – Karpinsky, 3 – Kabansky, 4 – Krasnouralsky, 5 – Kirovogradsky, 6 – Mauksky, 7 – Yuluksky, 8 – Ivanovsky, 9 – Ishkininsky, 10 – Mednogorsky, 11 – Degtyarsky, 12 – Karabashsky, 13 – Miassky, 14 – Uchalinsky, 15 – Verkhneuralsky, 16 – Alexandrinsky, 17 – Sibaysky, 18 – Baymaksy, 19 – Buribaysky, 20 – Gaysky, 21 – Terensaysky, 22 – Azhebutaksky, 23 – Dombarovsky, 24 – Saf'yanovsky, 25 – Kunakshsky, 26 – Amursky, 27 – Aydyrlinsky, 28 – Verkhne-Orsky, 29 – Kundyzdinsky, 30 – Zharly-Ashinsky, 31 – Gilandinsky.

The numbers of segments are marked by dotted lines.

Metallogenic zones: ВУ – East-Uralian, М – Magnitogorskaya, ТС – Tagilo-Sakmarsskaya

На «Карте глубинного строения земной коры Урала» [1983] по простиранию Тагильской и Магнитогорской островодужных систем зафиксирована субмеридиональная цепочка овальных поднятий базальтового слоя с длинной осью около 150–200 км (рис. 6). Кровля этого слоя находится на отметках от 5 до 12 км, а подошва – на глубине 20–30 км. Ниже располагаются ультрамафит-базитовый и базит-гранулитовый слои, сменяющиеся магнитей на глубине 40–50 км. Дегали соотношения этих элементов рассмотрены в материалах программы Европроба, опубликованных в журналах «Tectonophysics», 1997, V, 276 и «Geologische Rundschau», 1999, V, 87, № 4.

Сегменты разделяются субширотными дислокациями, выраженными в островодужных структурах синвулканическими депрессиями, пакетами даек, интрузивными массивами. По аналогии с сегментацией современных островных дуг можно предположить, что эти дислокации наследуют трансформные разломы в субдуцированной оксанической коре, а базальтовым поднятиям соответствуют сегменты срединно-оксанических

хребтов. На сегментацию, возможно, оказали также влияние локальные террейны континентальной коры.

На основании анализа среднемасштабных геологических и геофизических карт, латеральной зональности вулканогенно-осадочных формаций в южной половине Уральского складчатого пояса выделено 8 сегментов длиной 200–250 км (см. рис. 6). Два южных приурочены к редуцированной части Западно-Мугоджарского задугового бассейна. Третий и четвертый соответствуют Магнитогорской палеоостроводужной системе, включая две островные дуги, междууговой и задуговой бассейны. Остальные сегменты принадлежат Тагильской островодужной системе.

Сегменты отличаются по набору, составу, морфологии вулканогенных структур и металлоносных отложений. Эти отличия наиболее четко проявлены в островных дугах, где чередуются энзиматические и энсиалические сегменты. Для первых характерны толситовые базальты и андезит-базальты с убогими марганценосными и оксидно-железистыми отложениями. В энсиалических сегментах под андезито-базальтами залегает бимодальная риолит-базальтовая серия с разнообразными месторождениями массивных сульфидов (типы уральский, куроко). Рудные районы приурочены как к апикальным частям сегментов, так и к их периферии.

Западно-Магнитогорская палеоостровная дуга состоит из трех отрезков, соответствующих структурно-формационным зонам. Установленная длина структуры 800 км, ширина с учетом погребенных бортов 30–50 км. В северной – Ирндыкской зоне – преобладают вулканогенные породы андезито-базальтового и базальтового комплексов. Здесь нередки протрузии гипербазитов. Структура зоны определяется сочетанием моноклиналиного залегания толщ восточного падения и слабо деформированных блоков с сохранившимися вулканическими постройками. Последние принадлежат к типу стратовулканов, имеют поперечник до 25 км, высоту над покоем 2–4 км. Между палеовулканами накапливались вулканокластические отложения, в которых выделяются промежуточные и удаленные фации. Корневая система вулканических центров представлена гипабиссальными интрузиями габбро-диабазов, с которыми связано медно-порфировое оруденение.

Для центрального отрезка дуги – Баймак-Бурибайской зоны – на современном уровне среза свойственны породы натриевого риолит-базальтового и андезит-базальтового комплексов. Офиолитовая ассоциация развита западнее в пределах Главного Уральского разлома. Зона имеет блоковое строение, причем характер строения вулканогенных формаций в их пределах отличается. В центральных частях блоков толщи имеют пологое залегание, а вдоль ограничителей интенсивно дислоцированы с образованием круто поставленных пластин. Этими деформациями затронуты и отложения верхнего девона-нижнего карбона, слагающие смежные грабен-синклинали. В основании риолит-базальтового комплекса вскрыты каркасные дайковые системы, которые представлены сочетанием субширотных и субмеридиональных пластин, а также субширотных пакетов мощностью до 100–150 м. Комагматичность пород, слагающих дайки и лавы, доказывается петрохимическими данными, а также фактами пено-средственного перехода даек в лавы.

Изменение набора вулканогенных пород в верхах комплекса подчиняется широтной зональности. Она выражается в увеличении с запада на восток доли кислых вулканитов, что сопряжено с повышением калиевого состава пород, изменением типа вулканических построек и минерального состава руд, в частности, уменьшении степени медистости, повышении количества барита и концентраций золота. Специфическими породами, наряду с пикритами [Серавкин, 1986], являются низкотитанистые (TiO_2 0,3–0,4 %) и высокомагнезиальные (MgO 10–20 %) базальты и андезит-базальты. По петрографическим и геохимическим особенностям они сходны с бонинитами, установленными в эписиматических островных дугах западного обрамления Тихого океана [Кабанова, Зайков, 1987; Кузьмин, Кabanова, 1991].

Верхняя часть вулканогенного разреза представлена андезит-базальтовым комплексом, слагающим цепочку островов. Весьма характерно присутствие в разрезе до 30 % вулканитов дацитового и риолитового состава, а также трахидацитов. Мощность комплекса меняется от 1000–1500 м в восточной части зоны, до нескольких десятков м в западной, в удалении от осевой зоны вулканической гряды.

Южный отрезок Западно-Магнитогорской дуги перекрыт терригенными отложениями верхнего девона-нижнего карбона. Присутствие вулканических сооружений, по данным В. В. Юриша, доказываются гравиметрическими аномалиями, в эпицентрах которых бурением вскрыты породы риолито-базальтового комплекса.

Восточно-Магнитогорская палеостровная дуга имеет более сложное строение, что обусловлено присутствием гранитоидных массивов и большой фациальной изменчивостью вулканических комплексов. В северной части описываемая структура смыкается с Западно-Магнитогорской дугой, а в южной – примыкает к Восточно-Магнитогорскому микроконтиненту. На флангах (Верхне-Уральская и Джусинская зоны) дуга имеет эписиматический характер, что устанавливается по большой доле вулканитов кислого состава, присутствию гранитоидных массивов. Для Верхне-Уральской зоны свойственен натриевый характер вулканизма, а для Джусинской – калиево-натриевый. В центральной части зоны кислый вулканизм практически не проявлен. Детальными палеовулканологическими исследованиями показано, что строение Верхне-Уральской (Александринско-Учалинской) зоны определяется сочетанием линейных вулканических гряд. Основу их составляют цепочки базальтовых гор, среди которых выделяются крупные базальтовые поднятия поперечником до 10–15 км. Они обрамляются риолито-дацитовыми куполами нескольких поколений. Возраст вулканогенных гряд омолаживается в направлении с востока на запад.

Магнитогорский междуговой палеобассейн разделял Западно- и Восточно-Магнитогорскую островные дуги. Для него характерен контрастный риолит-базальтовый комплекс, который перекрывается яшмами и вулканомиктовыми отложениями. Ареал этих осадков вытянут в субмеридиональном направлении и ограничен дугами. На основании гравиметрических и сейсмических данных [Серавкин, 1986] предполагается, что бассейн имеет базитовое основание. Западной границей структуры является конседиментационный разлом, выраженный литифицированными брек-

чиями обвального характера. Он фиксирует уступ, которым ограничивалась Западно-Магнитогорская дуга [Коптева, 1980]. Восточная граница бассейна перекрыта терригенно-карбонатными отложениями карбона.

Для риолит-базальтового комплекса характерны постройки двух типов: сооружения типа гайотов, сложенные низкокальцевыми базальтами, и вулканические гряды риолит-базальтового состава, осложненные кальдерами и вулканотектоническими депрессиями.

3.3. Металлогеническое районирование

Обоснования металлогенического районирования Урала получены исследованиями огромного коллектива геологов производственных и научно-исследовательских организаций. Эти материалы обобщены на «Металлогенической карте Урала» [1984]. Применительно к нашим задачам упомянем главные категории.

В пределах Уральского металлогенического пояса выделены Тагил-Сакмарская, Магнитогорская и Восточно-Уральская металлогенические зоны. Они соответствуют фрагментам окраинного моря, островных дуг, задуговых и междуговых бассейнов. В их составе находятся рудные районы, положение которых показано на рис. 6. Более дробными подразделениями являются рудные поля, вмещающие обычно группы месторождений, реже – одиночные объекты.

Металлогения палеоокеанических и палеоостроводужных структур Урала имеет фемический профиль и определяется сочетанием хромитовых, колчеданных, марганцевых, медно-порфириновых и скарново-магнетитовых месторождений. После завершения островодужного вулканизма происходило рудообразование в связи с последующими магматическими и метасоматическими процессами коллизионной стадии. Они обусловили формирование месторождений железа, золота, вольфрама, молибдена, хризотил-асбеста, талька, пейзажных яшм, родонита. С мезозойской и кайнозойской корами выветривания связаны месторождения силикатно-никелевых руд, каолинов, магнетитов, опалитов, маршаллитов.

Типизация колчеданопосных районов проводится обычно по типу месторождений, которые преобладают на этих рудоносных территориях. Соответственно выделяются рудные районы с месторождениями уральского типа, типа куроко, кипрского типа.

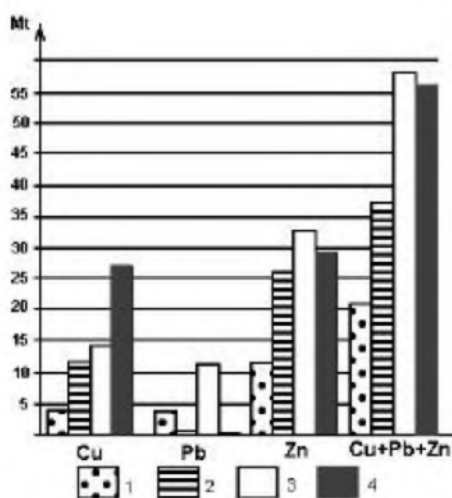
3.4. Продуктивность колчеданопосных районов

Количественная характеристика колчеданных месторождений Урала приведена в работе В. В. Попова [1997]. Общие ресурсы меди и цинка (добытые + запасы) оценены им в 65 млн т. Распределение ресурсов по рудным районам и металлогеническим зонам проанализировано Е. С. Коптарем и Л. Е. Либаровой [1997]. В обзоре «Колчеданные руды в геологической истории Земли» Е. С. Коптарь [1997] свидетельствует, что за геологическую историю сформировалось около 10 млрд т колчеданных руд, в которых заключено 114 млн т меди, 340 млн т цинка и 138 млн т свинца. Таким образом, запасы уральских колчеданных месторождений составляют около 15 % мировых запасов этого минерального сырья.

В палеозойских складчатых поясах России и Казахстана близкими параметрами обладает лишь Рудный Алтай, но место меди там занимает свинец. В зарубежных странах крупнейшими провинциями с вулканогенными колчеданными месторождениями являются рудные пояса Абитибиде (архей, Канада), Рид Белт (кембрий, Тасмания), Иберийский (средний палеозой, Испания–Португалия). Сравнение запасов этих структур с Уральской показано на рис. 7.

Сведения о масштабах уральских колчеданных месторождений даны в комплексных докладах о состоянии окружающей природной среды субъектов Российской Федерации, издававшихся во всех регионах Урала. Большая работа по анализу геологической позиции и ресурсов колчеданосных районов выполнена в обзоре [Материалы ..., 1998], авторами которого являются геологи производственных геологоразведочных и горнодобывающих предприятий, специалисты УрО РАН.

Рудные районы Урала охарактеризованы в Приложении 2, соотношение по запасам металлов и руд показано на рис. 8.



С учетом данных [Медноколчеданные ..., 1985; 1988; Минеральные ..., 1994] месторождения по запасам руды разделены на следующие группы: мелкие (0,5–2 млн т); средние (2–10 млн т); круп-

Рис. 7. Соотношение между запасами металлов в главных колчеданосных провинциях [Материалы ..., 1998].

1 – Австралия, 2 – Канада, провинция Сьюперитор, 3 – Иберийский Пиритовый пояс, 4 – Урал

Fig. 7. Relation between reserves of metals in mainly massive sulfide-bearing provinces [Материалы ..., 1998].

1 – Australia, 2 – Canada, Superior province, 3 – Iberian Pyrite belt, 4 – Urals

ные (10–60 млн т); очень крупные (60–400 млн т). Приложение 3 и 4 дают представление о соотношении запасов колчеданных месторождений различного масштаба и разного типа. На рис. 9 показано распределение содержания меди в сортах руд колчеданных месторождений Урала.

Магнитогорская металлогеническая зона является наиболее продуктивной. В ней сосредоточено 13 колчеданосных районов с суммарными запасами меди и цинка 46 млн т. Масштаб рудных районов Западно- и Восточно-Магнитогорской островных дуг сопоставим, но отмечена асимметрия в распределении рудных районов. В Западно-Магнитогорской структуре крупные месторождения располагаются в ее южной части (Сибайский, Бурибайский, Гайский районы), а в Восточно-Магнитогорской – в северной (Учалинский и Верхне-Уральский районы). Эти группы рай-

онов по масштабам составляют около половины запасов Иберийского пиритового пояса.

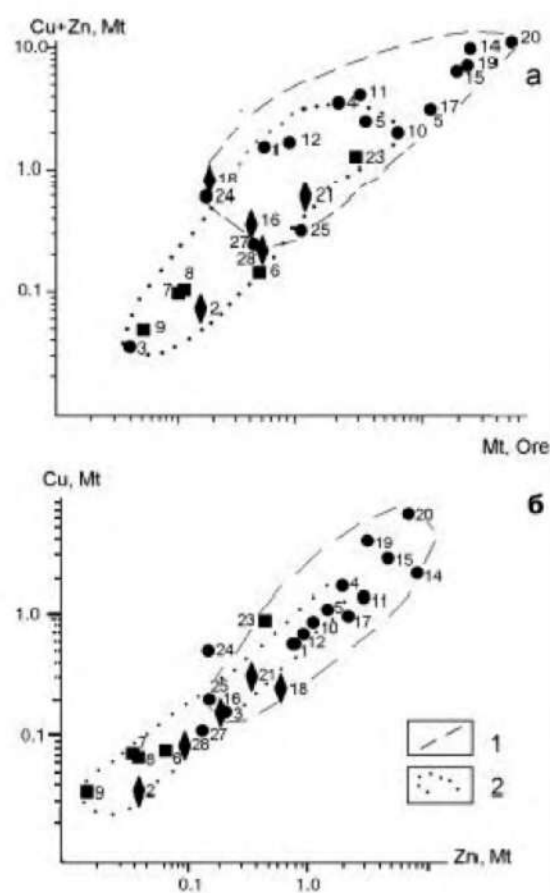


Рис. 8. Сравнение запасов: металлов и руды (а), запасов меди и цинка (б).

1 – поля месторождений Магнитогорской зоны; 2 – поля месторождений Тагило-Сакмарской зоны [Материалы ..., 1998].

Номера месторождений соответствуют приложению 3, знаки – рис. 5

Fig. 8. The tonnage comparison reserves: metal and ore (a); Cu and Zn (б).

1 – fields of the areas of Magnitogorsk zone; 2 – fields of the areas of Tagilo-Sakmarskaya zone [Материалы ..., 1998].

Number of deposits corresponde of applications 3, legend —fig. 5.

Месторождения Учалинского и Верхне-Уральского рудных районов являются сырьевой базой ЗАО Учалинский ГОК. В Учалинском районе отрабатывается комбинированным способом одноименное месторождение и разведано крупное Ново-Учалинское месторождение. В Верхне-

Уральском районе отработано месторождение им. XIX Партсъезда, заканчивается отработка карьером месторождения Молодежного и проводится отработка подземным рудником месторождений Узельгинского и Талганского. Несколько месторождений являются резервными: Чебачье, Озерное, Западно-Озерное, Новое.

В Александринском районе АОЗТ «Александринская горнорудная компания» разрабатывает карьером одноименное месторождение, запасов которого достаточно на 8 лет.

Месторождения Сибайского и Баймакского рудных районов служат сырьевой базой АОЗТ «Башкирский медно-серный комбинат». Сибайское месторождение разрабатывается комбинированным способом, причем карьер является самым глубоким среди

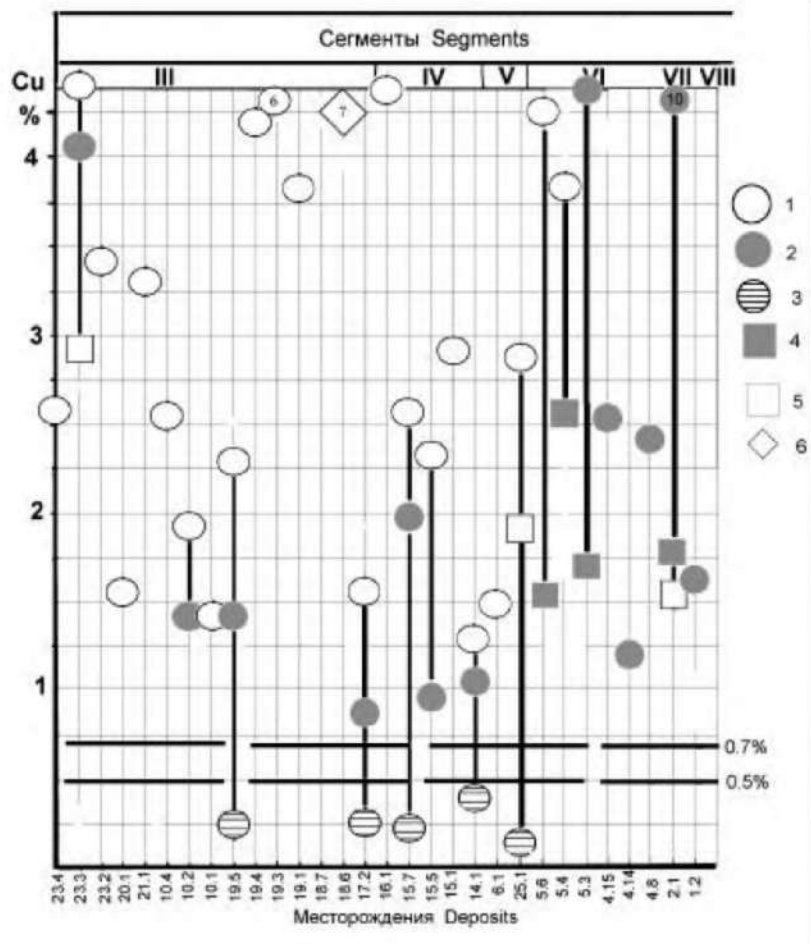


Рис. 9. Содержания Cu из различных типов руд колчеданных месторождений Урала [Материалы ..., 1998].

1 – медно-колчеданные, 2 – медно-цинковые, 3 – серно-колчеданные, 4 – медно-цинковые вкрапленные, 5 – медные вкрапленные, 6 – золото-медно-цинковые. Номера месторождений соответствуют приложению 3. Цифры в контурах знаков соответствуют содержанию в %.

Fig. 9. Cu grade from different ore types of the Urals massive sulphide deposits [Материалы ..., 1998].

1 – copper sulphide, 2 – copper-zinc, 3 – sulphur, 4 – copper-zinc disseminated, 5 – copper disseminated, 6 – gold-copper-zinc. Number of deposits corresponds to application 3. Number in circles and rhombus corresponds to %.

однотипных объектов России (480 м). Интенсивно проводится разработка мелких месторождений Камаганского и Бакр-Узякского. В Баймакском районе закончена отработка открытым способом месторождения Бакр-Тау и Таш-Тау, проводится разработка карьером месторождения Балта-Тау.

Месторождения Бурибайского рудного района разрабатываются АОЗТ «Бурибайское рудоуправление» (Октябрьское месторождение, подземный способ). Остается в резерве Подольская группа месторождений с крупными запасами меди и цинка и Юбилейное месторождение.

В Гайском районе АОЗТ «Гайский горно-обогатительный комбинат» разрабатывает одноименное месторождение: открытым способом – серноколчеданное рудное тело, подземным рудником – медно-цинково-колчеданные залежи. Запасами рудник обеспечен на несколько десятков лет.

Меднорудные районы южной части Восточно-Магнитогорской дуги (Ащевутацкий, Теренсайский, Домбаровский) вмещают средние и мелкие месторождения. АОЗТ «Ормет» начало разработку месторождений Барсучий Лог и Джусинского открытым способом, Гайский ГОК – месторождения Легнее.

Тигильо-Сакмарская металлогеническая зона имеет длительную историю разработки месторождений, хотя и содержит резервные месторождения. Суммарных запасов меди и цинка в этой структуре в 4 раза меньше, чем в Магнитогорской (отработанных и оставшихся – порядка 10–15 млн т).

В Ивдельском рудном районе разведаны 5 месторождений, которые предполагаются в качестве сырьевой базы новой горнорудной компании. В Карпинском, Кабанском и Кировградском районах большинство месторождений отработано, и рудники остановлены. В Маукском рудном районе предприятие «Маукский рудник» начало разработку одноименного месторождения подземным способом.

Рудные районы Юлукский, Ивановский, Ишкининский содержат мелкие месторождения кобальт-медно-колчеданной формации, которые пока отработывать нерентабельно.

В Медногорском районе Гайский горно-обогатительный комбинат отработывает карьером месторождение Яман-Касы, планируется отработка Комсомольского месторождения и флангов месторождения Блява.

В Восточно-Уральской металлогенической зоне рудные районы разделены большими безрудными пространствами. Рудовмещающие отложения здесь залегают в аллохтонах. Запасы металлов составляют 3–4 % от общеуральских. Разрабатывается (карьером) только Сафьяновское месторождение в Режевском рудном районе (АОЗТ «Сафьяновская медь»).

Роль сегментации в распределении месторождений показана на рис. 10. Намечается отчетливое снижение запасов по

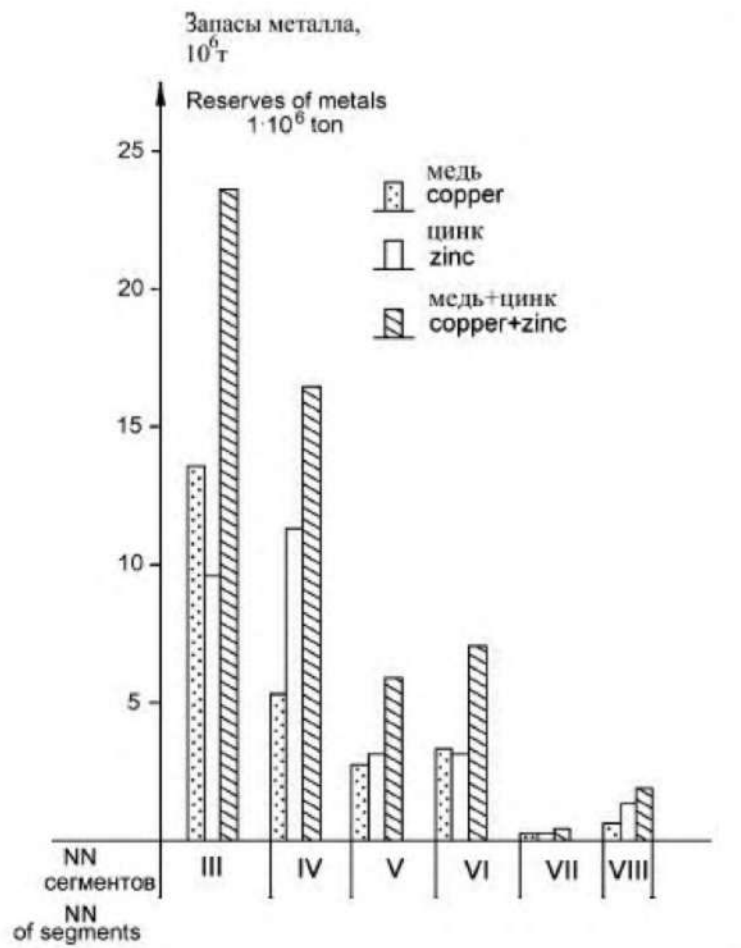


Рис. 10. Распределение запасов металлов по тектоническим сегментам [Материалы ..., 1998]. Положение сегментов показано на рис. 6.

Fig. 10. Distribution of metal reserves on tectonic segments [Материалы ..., 1998]. The position of segments are shown on fig. 6.

направлению от южных к северным сегментам. Уникальными являются две колчеданоносные зоны: в сегменте III – Сибайско-Гайская и в сегменте IV – Учалинско-Александринская. По ресурсам они немного уступают Иберийскому пиритовому поясу.

ГЛАВА 4. РУДНЫЕ ФОРМАЦИИ СПРЕДИНГОВЫХ БАССЕЙНОВ ЮЖНОГО УРАЛА

4.1. Стрoение и состав колчеданоносных комплексов

Колчеданоносные комплексы спрединговых бассейнов Южного Урала принадлежат офиолитовой ассоциации и перекрывающей ее известково-щелочной серии [История ..., 1984; Кориневский, 1988, 1991; Стратиграфия ..., 1993; Иванов, 1998]. В первую входят базальтовые комплексы: карамолинский (O₂) в Сакмарской зоне, мугоджарский (D₁₋₂) в Западно-Мугоджарской зоне, киёмбайский (D₂) в Домбаровской. Известково-щелочной серии принадлежат риолит-базальтовые комплексы: блявинский (S₁) в Сакмарской зоне, мылашинский (D₂) в Западно-Мугоджарской, курмансайский и кутебайский (D₂) в Домбаровской (рис. 11).

Наиболее детально авторами изучены вулканогенные комплексы в Западно-Мугоджарской зоне (рис. 12), в которой уже почти 30 лет назад установлена палеозойская кора океанического типа [Иванов и др., 1973]. Офиолиты здесь представлены всеми членами разреза палеоокеанической коры: ультрамафитами, габброидами, комплексом параллельных даек, толleitовыми базальтами, кремнистыми и вулканомиктовыми осадками. Перекрываются офиолиты риолит-базальтовым комплексом, развитым в локальных рифтовых зонах и слагающим отдельные вулканические сооружения. Для размещения месторождений массивных сульфидов важное значение имеют базальтовый, кремнисто-базальтовый и риолит-базальтовый комплексы. Их строение и состав несколько отличаются в трех выделенных на рис. 12 блоках (с юга на север): Берчогурском, Кундуздинском, Верхне-Орском. В северном окончании зоны находится Анастасьевский блок.

Строение базальтовых комплексов. Базальтовые комплексы включают два главных элемента: параллельные дайки диабазов и лавовую толщину.

Параллельные дайки диабазов образуют субмеридиональные рои шириной 2–5 км, протяженностью 10–20 км. Мощность даек варьирует от 0,1 до 5–10 м при среднем значении около 1 м; протяженность отдельных тел сотни метров (до 1–2 км). В поперечном сечении роев насыщенность дайками различна и нарастает от периферии к центру, где они слагают пакеты соприкасающихся пластин. На основании изучения закалок установлено, что дайки внедряются не только по контактам ранних тел, но и по их осевым плоскостям. Часть роев приурочена к габброидным массивам, часть – к глубоко эродированным вулканическим грядам.

Среди базальтовых лав рои диабазовых даек детально откартированы в долине р. Шулдак [История ..., 1984]. Здесь выделяются три субпараллельных роя, из которых западный изучен с применением палеомагнитных и петромагнитных методов; имеет

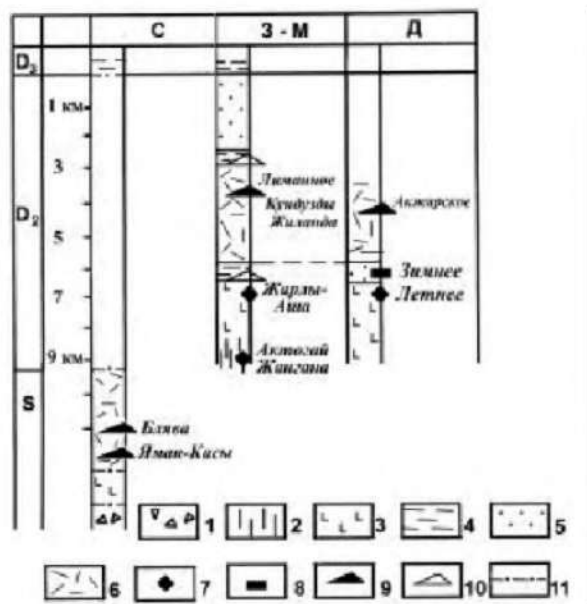


Рис. 11. Формационные колонки спрединговых бассейнов (составил В. В. Зайков).

1 – серпентинитовый меланж с пластинами базальтов и силицитов; 2–3 – формация натриевых базальтов (толеитовая); 2 – параллельные дайки диабазов, 3 – толеитовые базальты (карамолинская, мугоджарская, киембайская свиты); 4 – кремнистые комплексы (в Западно-Мугоджарской зоне нижний – куркудукский, верхний – шулдакский); 5 – вулканокластические и кремнисто-терригенные комплексы; 6 – риолит-базальтовая формация; 7–9 – рудные формации: 7 – медно-колчеданная (кипрский тип), 8 – медно-колчеданная (тип бесси), 9 – медно-цинково-колчеданная (уральский тип); 10 – формация кремнисто-железистая с оксидами и силикатами марганца; 11 – дизъюнктивные контакты.

Наименования офиолитовых зон: С – Сакмарская, 3-М – Западно-Мугоджарская, Д – Домбаровская

Fig. 11. Formation columns of spreading basins (created by V. V. Zaykov).

1 – serpentinite melange with basalt and silicites plates; 2–3 – sodic basalt formation (tholeiitic); 2 – parallel dikes of diabases, 3 – tholeiitic basalts (karamolinskaya, mugodzharskaya, kyembayskaya series); 4 – siliceous complexes (in West-Mugodzharskaya zone the lower – kurkuduksky, the upper – shuldaksky); 5 – volcanoclastic and siliceous-terrigenous complexes; 6 – rhyolite-basaltic formation; 7–9 – ore formations: 7 – copper-pyrite (Cyprus type), 8 – copper-pyrite (Besshi type), 9 – copper-zinc-pyrite (Urals type); 10 – siliceous-ferriferous formation with manganese oxides and silicates; 11 – disjunctive contacts.

Ophiolitic zones: С – Sakmarskaya, 3-M - West-Mugodzharskaya, Д – Dombarovskaya

Рис. 12. Схема геологического строения Западно-Мугоджарской зоны [Зайков, 1991].

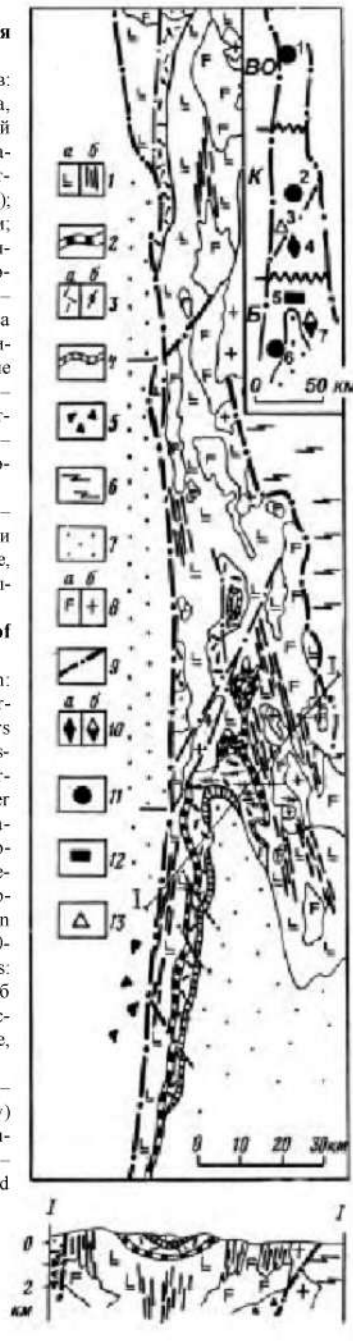
1-2 - формация натриевых базальтов:
 1 - мугоджарский комплекс (а - базальтовая толща, б - параллельные дайки диабазов), 2 - куркудукский комплекс (яшмы с sillами диабазов); 3 - формация натриевых базальтов-риолитов (а - риолит-андезит-базальтовая толща, б - параллельные дайки риолитов); 4 - шулдакский (бугульгырский) горизонт яшм; 5 - альпинотипные гипербазиты; 6 - метаморфизованные отложения рифея; 7 - терригенные и карбонатно-терригенные отложения верхнего девона-карбона; 8 - интрузивные массивы: а - габброидов (на разрезе: слева Бахтыбайский, справа - Каиндинский), б - гранитоидов; 9 - тектонические нарушения; 10- 13 - рудные формации и минеральные типы месторождений: 10 - медно-колчеданная (а - сфалерит-халькопирит-пиритовый, б - магнетит-халькопирит-пиритовый), 11 - медно-цинково-колчеданная, 12 - кремнисто-марганцевая, 13 - золото-порфировая

На врезке показаны границы блоков (ВО - Верхнеорский, К - Кундуздинский, Б - Берчогурский) и месторождения (1 - Лиманное, 2 - Кундуздинское, 3 - Юбилейное, 4 - Кок-Жарлы и Жарлы-Аша, 5 - Чулдакское, 6 - Жиландинское, 7 - Жангана и Актогай)

Fig. 12. Scheme of geological structure of West Mugodzarskaya zone [Zaikov, 1991].

1-2 - sodic basalt formation:
 1 - mugodzarsky complex (a - basaltic strata, б - parallel diabase dykes), 2 - kurkuduksky complex (jaspers with diabase sills); 3 - formation of sodic basalts-rhyolites (a - rhyolite-andesite-basaltic stratum, б - parallel rhyolitic dikes); 4 - shuldaksky (bugulygyr) jasper horizon; 5 - alpinotype ultrabasites; 6 - Riphean metamorphosed deposits; 7 - Upper Devonian-Carboniferous terrigenous and carbonate-terrigenous deposits; 8 - plutonic massifs: a - of gabbroids (on the section: Bakhtybay on the left, Kainda on the right), б - of granitoids; 9 - tectonic dislocations; 10-13 - ore formations and mineral types of ore deposits: 10 - copper-pyrite (a - sphalerite-chalcopyrite-pyrite, б - magnetite-chalcopyrite-pyrite), 11 - copper-zinc-pyrite, 12 - siliceous-manganese, 13 - gold porphyritic

On inset map: boundaries of blocks (BO - Verkhneorsky, K - Kunduzdinsky, B - Berchogursky) and ore-deposits (1 - Limannoe, 2 - Kunduzda, 3 - Yubileinoe, 4 - Kok-Zharly and Zharly-Asha, 5 - Chuldakskoye, 6 - Zhilanda, 7 - Zhangana and Aktogai) are shown



ширину 5 км и делится на две части плитообразным массивом такситового амфиболового габбро мощностью 300–400 м. В обобщенном виде вертикальный разрез дайкового комплекса следующий (снизу вверх):

1. Апикальные части вторичных магматических камер, которые фиксируются по телам диабазов мощностью порядка 5–10 м с хаотическими и пезакономерными вариациями зернистости пород, «блуждающими» зонами закалки, брекчиевыми текстурами.

2. Пакеты параллельных даек диабазов нескольких генераций.

3. Параллельные дайки с редкими скринами базальтов и гиадокластитов.

4. Подушечные базальты с небольшими сериями «дайка в дайке».

5. Подушечные базальты с единичными дайками малой мощности.

Вертикальная мощность этого разреза около 900 м при ширине стволной зоны 2–2.5 км. На долю собственно дайковой части в поперечном разрезе приходится 600–700 м. Дайки сложены диабазами и габбро-диабазами (последние обычны для наиболее крупных тел мощностью 2–3 м). К краям даек зернистость постепенно уменьшается, и образуются зоны закалки либо нерезкие мощностью 20–30 см, либо резкие мощностью 3–5 см. В обоих случаях контактовая часть сложена гиадокластитовым базальтом. Прямой зависимости между мощностями даек и зон закалок не установлено.

Базальтовая толща, имеющая мощность 1000–1200 м, сложена потоками базальтов с горизонтами и линзами гиадокластитов, линзами яшм. Преобладающими типами вулканических сооружений являются субмеридиональные вулканические гряды, вулканокупольные постройки и слабо-расчлененное базальтовое плато. Субмеридиональные вулканические гряды, установленные в западном и восточном бортах Берчогурской синклинали, имеют ширину 3–5 км и протяженность десятки км. В осевых частях гряд вскрыты рой параллельных даек диабазов и габброидные массивы жамантауского комплекса. Вулканокупольные структуры располагаются в борту или у подножья вулканических гряд. Склоны построек, судя по замерам ориентировки трубообразных потоков, имеют наклон 5–30°. На вершине преобладают плащеобразные покровы, излившиеся на заключительных этапах вулканизма и сгладившие неровности вулканического рельефа. Дайки, вскрытые в лизах построек, переходят в силлы – промежуточные магматические резервуары, из которых происходили «вторичные» излияния лав [История ..., 1984]. Часть даек дает начало лавовым потокам [Зайков, 1991].

Строение кремнистых и кремнисто-базальтовых комплексов. Они формировались, главным образом, на этапе завершения базальтового вулканизма. В Западно-Мугоджарской зоне детально изучен куркудукский яшмово-базальтовый комплекс, имеющий мощность 300–500 м. Доля осадков меняется от 1–3 % на палсовулканах до 10–15 % в межвулканических депрессиях. Осадки представлены обычно красноцветными кремнистыми породами: яшмами, кремнистыми аргиллитами, иногда с примесью алевроитовых частиц, а также гидротермально-осадочными гематит-кварцевыми породами. Мощности и соотношения различных генетических типов осадков непостоянны. Из осадочных пород наибольшее распространение имеют яшмы. Они слагают пласты мощностью до 8 м, протяженностью сотни метров.

Массивные железисто-кремнистые породы гидротермального происхождения [Зайкова, 1991] характеризуются переменным соотношением оксидов железа и кремнезема. Разности с содержанием железа более 10 % сопоставляются с океаническими металлоносными осадками. Эти породы тяготеют к низам куркудукского комплекса, однако в местах интенсивной гидротермальной деятельности развиты по всему разрезу. Это район лога Куркудук (в нем расположена Куркудукская группа медноколчеданных рудопроявлений) и участки месторождений Кок-Жарлы, Жарлы-Аша, где гидротермалиты являются практически единственными представителями осадков.

Наиболее обычная форма залегания этих пород – линзующиеся пласты мощностью от долей метра до 2–5 м. Они разделены прослоями кремнисто-железистых аргиллитов и пород, обогащенных эдафогенным материалом, суммарной мощностью 8–10 м. Реже наблюдаются холмообразные постройки, сложенные гидротермально-осадочными породами. Они лучше фиксируются при перекрытии их не эффузивами, а осадками – надежнее обеспечивается сохранность, холмообразная форма подчеркивается облекаянием слоистыми породами. В некоторых случаях сохранились подводные каналы гидротермальных растворов. Они фиксируются столбообразными зонами пиритизированных апобазальтов диаметром первые метры либо воронкообразными телами гематито-кварцевых метасоматитов поперечником 250–550 м. В последнем случае, видимо, развита система сближенных подводных каналов.

Магматические породы основного и ультраосновного состава занимают 45–90 % разреза куркудукского комплекса. Они образуют обычно залежи пластовой формы и ранее часто принимались за покровы. Изучение их морфологии, внутреннего строения и взаимоотношения с осадками показало, что большинство из них являются силлами [История ..., 1984; Кориневский, 1987; Зайкова, 1991].

Среди силлов выделяются четыре типа. Первый, для которого применено название «силло-потоки», имеет мощность от 1–2 до 6–9 м (рис. 13). Ему присущи черты, свидетельствующие о быстром перемещении базальтового расплава в пелитифицированных осадках (складки напегания в перекрывающих и подстилающих силинтах, капатная поверхность на кровле).

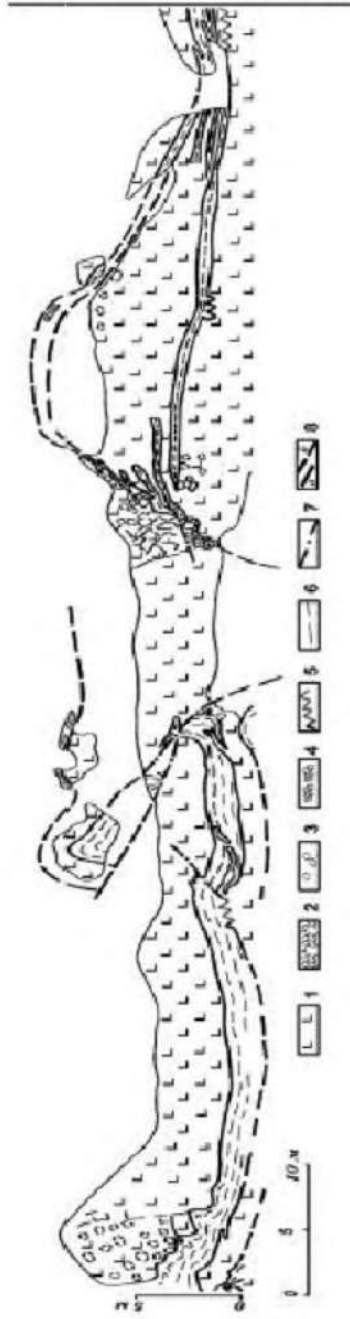


Рис. 13. Силло-потоки куркудукского комплекса в скальных обрывах левого берега р. Шуздак в 2 км выше зимовья Донгелек. Составила Е. В. Зайкова.

1-4 – диабазы: 1 – однородные, 2 – с кубической отдельностью, 3 – с шаровой отдельностью, 4 – с элементами подушечного сложения; 5 – канатная поверхность в кровле силло-потока; 6 – яшмы, кремнистые аргиллиты с прослоями турбидитов (алевропелитовых с примесью псаммитовых частей); 7 – плоскости мало мощных зон дробления; 8 – границы силло-потоков: а – достоверные, б – предполагаемые

Fig. 13. Sillo-flows of kurkuduksky complex at the scarps of the left bank of the Shuldak river, 2 km upstream from Dongelek winter hut (created by E. V. Zaykova).

1-4 – diabases: 1 – homogeneous, 2 – with cubiform jointing, 3 – with spheroidal jointing, 4 – with evidences of pillow structure; 5 – rope surface at the roof of sill-flow; 6 – jaspers, siliceous argillites with interlayers of turbidites (silty with admixture of psammitic grams); 7 – planes of thin crush zone; 8 – boundaries of sill-flows: a – reliable, б – assumed

Силлы второго типа представлены пластовыми залежами габбро-диабазов, залегающими в низах куркудукского комплекса и имеющими мощность от нескольких метров до нескольких десятков метров. На контакте с силлами яшмы ороговикованы и меняют окраску на темно-серую и черную. Мощность полосы ороговикования в кровле не более нескольких см, а в подошве – 0,1–1 м.

Третий тип силлов сложен оливковыми диабазами. Протяженность отдельных тел 100–300 м, мощность – несколько метров. На отдельных участках силлы расширяются, образуя округлые в плане тела поперечником до 20–30 м. Эзоконтактовые изменения более интенсивны, чем у диабазов и выражаются в ороговиковании кремнистых пород. Мощность такого ореола в подошве силлов от 1–2 до 4–7 м, а в кровле измеряется десятками сантиметров.

Четвертый тип силлов представлен телами пикритов, установленных в верхней части разреза куркудукского комплекса [Кашинцев, Зайков, 1987]. Наиболее изученное тело имеет размеры в плане 300x800 м и мощность несколько метров.

Петрохимические и геохимические особенности офиолитовой ассоциации. Химизм рассматриваемых комплексов изучен многими исследователями [История ..., 1984; Зайков, 1991; Серавкин, Родичева, 1990; Семенов, 2000]. Геохимия изучена с применением прецизионных анализов на редкоземельные элементы (РЗЭ). Сравнение вулканических пород с эталонными типами базальтов (MORB среднеокеанических рифтов, САВ известково-щелочных островных дуг и др.) проводилось с использованием графиков нормирования РЗЭ по хондриту (рис. 14) и классификационных диаграмм АФМ.

Базальты мугоджарского комплекса – низкокальциевые (табл. 3, 4) с повышенной титанистостью и принадлежат к толситовой серии [История ..., 1984; Формирование ..., 1986; Зайков, 1991]. К аналогичному выводу приводят данные по распределению в породах редких элементов. Содержание (г/т) рубидия в мугоджарских базальтах не превышает 2,7, лития – менее 10, бария – 20–40, стронция – не более 290 при среднем содержании 180 (табл. 5). Это позволяет отнести их к геохимическому типу примитивных низкокальциевых толцитов, свойственных срединным зонам океанов [История ..., 1984]. Однако по ряду параметров (содержаниям Sr, Ni, La, U, Th и отношениям La/Yb, La/Sm) они занимают промежуточное положение между породами среднеокеанических хребтов, островных дуг и задуговых бассейнов. Результаты изучения состава РЗЭ показали (рис. 15, табл. 6), что породы обогащены группой Pr–Sm при дефиците La и Ce [Язева, 1985; Семенов, 2000].

Диабазы и пикриты. Состав даек диабазов довольно однообразен. Они состоят из андесин-лабрадора (50 %), авгита (16–22 %), титан-авгита (6–10 %), магнетита, ильменита и ефена, а также хлорита и боулингита. Местами интенсивно проявлены про-

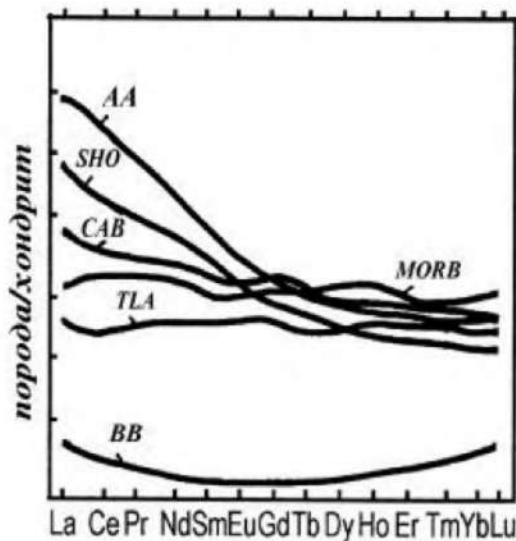


Рис. 14. Нормированное по хондриту распределение РЗЭ в вулканических породах эталонных геодинамических обстановок:

MORB – базальтов срединно-океанических хребтов; TLA, CAB – толеитовых и известково-щелочных базальтов островных дуг; AA – андезитов Андийской континентальной окраины; BB – бонинитов Бонинских островов; SHO – шохонитов Малокуринской островной дуги [Геохимическая ..., 1999]

Fig. 14. Normalized to chondrite REE distribution in volcanic rocks of standard geodynamic environments:

MORB – basalts of middle oceanic ridges; TLA, CAB – tholeiitic and calc-alkali basalts of island arcs; AA – andesites of And continental margin; BB – boninites of Bonin islands; SHO – shoshonites of Malokurilskaya island arc [Геохимическая ..., 1999]

Таблица 3

Химический состав базальтов мугоджарской свиты по В. В. Зайкову, К. С. Иванову, В. Г. Кориневскому и др.

Chemical composition (wt %) of basalts from the Mugodzhyry Formation (by Zaykov V. V., Ivanov K. S., Korinevsky V. G. and others)

Комп-ты	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	50.55	49.37	51.54	49.75	51.19	51.32	50.42	50.84	50.55
TiO ₂	1.88	1.81	1.53	1.59	1.27	2.30	2.63	2.04	2.17
Al ₂ O ₃	13.49	14.66	15.08	14.02	12.31	12.82	13.00	12.65	12.86
Fe ₂ O ₃	7.59	6.22	5.74	4.51	5.18	8.75	5.13	3.52	4.12
FeO	4.68	6.73	6.19	6.69	6.41	3.97	10.37	10.32	9.69
MnO	0.19	0.25	0.21	0.20	0.21	0.21	0.24	0.34	0.29
MgO	4.86	5.18	6.31	7.42	2.88	3.28	3.76	2.78	3.04
CaO	7.34	7.97	5.31	8.90	4.35	6.42	6.40	7.25	6.32
Na ₂ O	4.45	3.77	3.13	3.58	2.52	5.55	3.01	2.50	2.70
K ₂ O	0.18	0.26	0.42	0.21	0.36	0.09	0.69	0.42	0.92
P ₂ O ₅	0.23	0.25	0.20	0.17	0.46	0.30	0.30	0.45	0.31
П.п.п. LOI	4.43	3.28	4.14	2.82	4.60	4.81	2.99	4.64	4.85
n	76	33	22	8	4	10	5	5	6

Примечание. 1–3 – среднее по участкам: 1 – Берчогурскому, 2 – Анастасьевскому, 3 – Верхнеорскому; 4–9 – базальтоиды Караксайской постройки (Берчогурский участок): 4 – базальты основания, 5 – гиалокластиты основания, 6 – базальты кровли, 7 – стекловатые корки труб, 8 – стекловатые вариолиты, 9 – гиалокластиты кровли; n – число анализов.

Note. 1–3 – average for areas: 1 – Berchogursky, 2 – Anastas'evsky, 3 – Verkhneorsky; 4–9 – basaltoids of Karaksai edifice (Berchogursky area): 4 – basalts of the base, 5 – gyaloclastites of the base, 6 – basalts of the roof, 7 – glassy crusts of tubes, 8 – glassy variolites, 9 – gyaloclastites of the roof; n – number of analyses.

Таблица 4

Средние содержания главных петрогенных компонентов (мас. %) и элемент-
примесей (г/т) в базальтоидах мугоджарского комплекса [Семенов, 2000]
The average composition of the main petrogenic components (wt. %) and admixtures (g/t) in
the basalts of Mugodzhar complex [Семенов, 2000]

Элементы Elements	Диабазы из даек в габбро Diabases from dykes in gabbro	Диабазы из даек в лавах Diabases from dykes in lavas	Лавы Lavas
SiO ₂	51.3	50.7	49.5
TiO ₂	1.4	1.7	1.8
Al ₂ O ₃	13.2	14.9	14
Fe ₂ O ₃	7	3.7	5.7
FeO	7.4	8.1	7.1
MnO	0.2	0.2	0.2
MgO	5.7	6.3	5.5
CaO	9.1	8.1	7.9
Na ₂ O	2.7	3.7	3.4
K ₂ O	0.1	0.2	0.2
P ₂ O ₅	0.1	0.1	0.2
n	10	49	45
Li	не опр.	6.6	13.7
Be	1.2	1.2	1.3
B	не опр.	4.6	5.6
Sc	55	33	38
V	331	221	273
Cr	177	116	101
Co	41	36	39
Ni	134	52	46
Cu	не опр.	68	80
Ge	не опр.	0.4	0.5
Rb	<3	1.3	2
Sr	111	131	155
Y	43	43	56
Zr	97	122	170
Nb	5.5	7.4	6.6
Sn	не опр.	1.6	0.9
Ba	не опр.	75	54
Yb	5.5	4.2	4.8
Pb	не опр.	3.1	1.5
n	12	10	27

Примечание: не опр. – не определялось, n – количество анализов.

Note: не опр. – not determined, n – number of analyses.

цессы амфиболитизации пироксена и альбитизации плагиоклаза, появляются вторичный кварц, пренит, стильшомелан.

По химическому составу (см. табл. 4) диабазы даек практически идентичны диабазам силлов и базальтам лав и на диаграмме AFM попадают в поле базальтов срединно-океанических хребтов (рис. 16). По содержаниям редких элементов они также соответствуют этим породам (см. табл. 3–6, см. рис. 15).

Таблица 5

Геохимическая характеристика базальтоидов офиолитовой ассоциации Западно-Мугоджарской зоны (г/г) [Кузьмин, Альмухамедов, 1987]
Geochemical characteristic of basaltoids of the ophiolite association in the Western Magodzhary zone [Кузьмин, Альмухамедов, 1987]

Элементы	1	2	3
Rb	1.0	1.1	0.4
Li	4.0	5.1	2.6
Ba	33.0	29.0	27.0
Sr	190.0	209.0	157.0
Sc	23.0	27.0	20.0
Cr	78.0	90.0	165.0
Ni	65.0	63.0	101.0
Co	40.0	35.0	38.0
V	334.0	323.0	296.0
Zn	73.0	95.0	42.0
Sn	2.7	4.2	2.4
Cu	137.0	129.0	120.0
n	11	6	13

Примечание. 1 – базальты; 2 – диабазы силлов; 3 – диабазы даек, n – количество анализов. Note. 1 – basalts; 2 – diabases of sills; 3 – diabases of dykes, n – number of analyses.

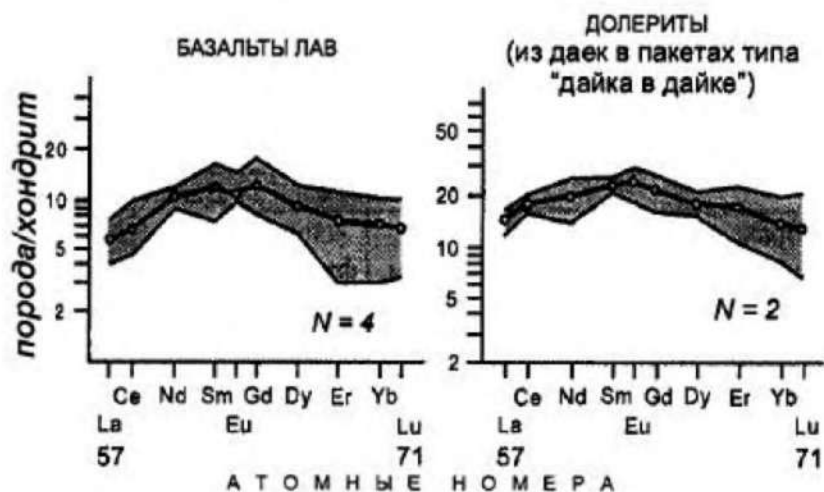


Рис. 15. Диаграммы фракционирования РЗЭ, нормализованных по хондриту, в долеритах даек и базальтах пиллоу-лав Западно-Мугоджарской зоны, Шулдакский фрагмент [Семенов, 2000].

Fig. 15. Normalized to chondrite REE distribution in basalt and dolerites, West Mugodzharskaya zone, Shuldak fragment [Семенов, 2000].

Таблица 6

Содержание РЗЭ (г/т) в породах среднедевонской офиолитовой ассоциации Западно-Мугоджарской зоны [Кузьмин, Альмухамедов, 1987]
 REE contents (ppm) in the rocks of the Middle Devonian ophiolite association from the Western Mugodzhary zone [Кузьмин, Альмухамедов, 1987]

Элементы	1	2	3	4	5	6	7
La	0.6	1.0	1.6	2.6	3.2	4.0	4.2
Ge	2.0	2.0	2.9	7.0	7.5	10.9	11.9
Pr	–	–	–	1.1	1.4	1.7	1.9
Nd	1.1	1.5	3.5	7.1	8.6	13.0	12.0
Sm	0.2	0.6	1.4	2.5	3.1	4.5	4.7
Eu	0.1	0.3	0.6	0.9	1.0	1.8	1.7
Gd	–	0.7	2.0	3.4	3.9	5.2	5.8
Tb	–	–	–	–	–	1.9	1.4
Dy	0.6	1.5	2.9	4.7	5.5	7.3	7.4
Ho	–	0.2	0.8	1.0	1.1	1.4	1.6
Er	–	0.8	1.8	3.2	3.2	4.3	5.0
Yb	0.4	0.6	1.6	2.6	3.2	4.6	4.4
Lu	–	0.1	0.3	0.4	0.4	0.5	0.5
Y	3.8	5.3	16.0	20.0	26.0	31.0	36.0
	8.8	14.6	35.6	56.5	68.1	92.1	98.5
n	3	6	5	11	6	6	11

Примечание. 1 – перидотиты и пироксениты расслоенного комплекса; 2 – габбро расслоенного комплекса; 3 – «габбро верхнее»; 4 – диабазы, корневые части даек; 5 – диабазы, верхние части даек; 6 – диабазы силлов; 7 – базальты; n – число анализов.

Note. 1 – peridotites and pyroxenites of the layered complex; 2 – gabbros of the layered complex; 3 – «upper gabbro»; 4 – diabases, root parts of dykes; 5 – diabases, upper parts of dykes; 6 – diabases of sills; 7 – basalts; n – number of analyses.

Пикриты сложены кристаллами серпентинизированного оливина поперечником 0.3–2 мм и тремолит-хлоритовой основной массой с редкими зернами хромшпинелидов. Оливин, количество которого варьирует от 50 до 80 %, почти полностью замещен петельчатыми и лепточными хризотил-лизардитовыми агрегатами, по клинопироксену развиваются шестоватый актинолит и тремолит. Отмечаются участки, сложенные мелколистоватым агрегатом серпентина, хлорита и тремолита, развивающимися по стеклу. В других случаях в основной массе присутствуют пучковидные выделения тремолита, который образует псевдоморфозы по клинопироксену, либо изометричные зерна тремолита и клинопироксена, включающие кристаллы оливина. Несмотря на высокую степень серпентинизации для пород характерно полное отсутствие следов расщепления и будинажа, что исключает вероятность их протрузивного внедрения.

Химический состав минералов пикритов, по данным Г. Л. Каминцева и В. В. Зайкова [1987], иллюстрируется табл. 7. Оливин имеет состав Fe_{15} (аналогичен оливину толеитовых базальтов), шпинели-

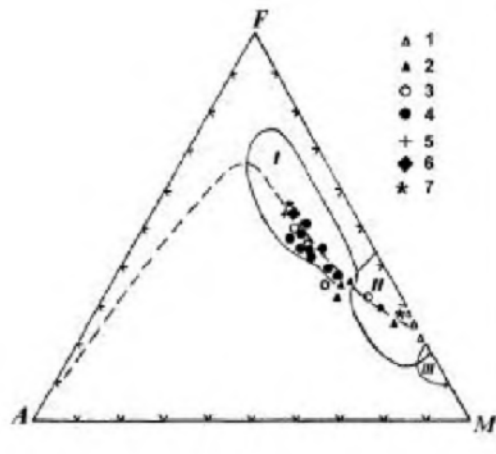


Рис. 16. Диаграмма AFM для офиолитов Мугоджар [Кузьмин, Альмухамедов, 1987].

1, 2 – Каиндинский массив: 1 – пироксениты, 2 – габбро; 3, 4 – Бахтыбайский массив: 3 – габбро, 4 – диабазы даек; 5 – диабазы лав и силлов р. Шулдак; 6 – средний состав второго слоя коры Уральского палеоокеана; 7 – пикриты

Поля: I – базальтов срединно-океанических хребтов, II – основных и ультраосновных кумулятов, III – метаморфизованных и тектонизированных гипербазитов

Fig. 16. AFM diagram for Mugodzhar's ophiolites. [Кузьмин, Альмухамедов, 1987].

1-2 – Kaindinsky massif: 1 – pyroxenites, 2 – gabbro; 3-4 – Bakhtybaysky massif: 3 – gabbro, 4 – diabases of dikes; 5 – diabases of lavas and sills near river Shuldak; 6 – average composition of the second layer of the Urals paleocean crust; 7 – picrites

Fields: I – of basalts from Middle Oceanic Ridges, II – of basic and ultrabasic cumulates, III – of metamorphosed and tectonised ultrabasites

нель относится к типичным хромитам, клинопироксен близок по составу к клинопироксенам верхних кумулятивных серий офиолитов.

Особенности вещественного состава различных магматических пород офиолитовой ассоциации Мугоджар указывают на их генетическую общность. Эти породы образовались из единого магматического очага при ведущих процессах фракционирования оливина и плагиоклаза. При этом в нижней части магматического очага формировались породы кумулятивной серии, а в апикальной – накапливались всплывающие кристаллы плагиоклаза [Кузьмин, Альмухамедов, 1987]. В центральной части магматической камеры находился расплав, который подпитывался снизу и продуцировал внедрение даек и излияние лав. Весь характеризуемый комплекс пород офиолитовой ассоциации Западно-Мугоджарской зоны сопоставляется со вторым слоем океанической коры и хорошо объясняется моделью функционирующей магматической камеры в зоне спрединга.

Кремнистые породы. В офиолитовой ассоциации Западно-Мугоджарской зоны осадки представлены преимущественно крас-

Таблица 7

Химический состав минералов из пикритов Южных Мугоджар
[Кашинцев, Зайков, 1987]
Chemical composition of minerals (wt % and fu) from picrite, Southern Mugodzhary [Ka-
shintsev, Zaykov, 1987]

№, №	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	Cr ₂ O ₃	NiO	
1	39.1	–	–	14.20	0.25	44.70	0.25	–	–	0.18	98.68
2	52.3	0.48	3.31	4.62	0.12	16.50	21.90	0.09	–	–	100.25
3	0.3	1.03	17.80	31.40	0.52	8.89	–	–	39.90	–	99.84

№, №	Si	Al	Al	Ti	Fe	Fe	Mn	Mg	Ca	Na	Cr	Ni	
1	0.99	–	–	–	–	0.30	0.01	1.69	0.01	–	–	0.01	3.00
2	1.91	0.08	0.05	0.01	–	0.14	0.01	0.90	0.86	0.01	0.03	–	4.00
3	–	–	0.68	0.02	0.24	0.62	0.01	0.43	–	–	1.03	–	3.04

Примечание. 1 – оливин: $Fe_{13.1}Fe_{0.4}O_{24.9}$; 2 – клинопироксен: $Mg_{47.3}Ca_{15.3}Fe_{7.4}$; 3 – хромшпиннелид: $(Mg_{61.3}Fe_{0.62})_{1.05}(Cr_{11.6}Al_{0.68}Fe_{0.24})_{1.95}$. В хромшпиннелидах: $Mg/(Mg+Fe) = 0.41$, $Cr/(Cr+Al) = 0.60$, $Fe/(Fe+Cr+Al) = 0.12$.

Анализы выполнены на микрозонде MS-46 «Самеса» в ИГЕМ РАН. Аналитик Г. Н. Муровицкая.

Note. 1 – olivine: $Fe_{13.1}Fe_{0.4}O_{24.9}$; 2 – clinopyroxene: $Mg_{47.3}Ca_{15.3}Fe_{7.4}$; 3 – Cr-spinel: $(Mg_{61.3}Fe_{0.62})_{1.05}(Cr_{11.6}Al_{0.68}Fe_{0.24})_{1.95}$. In Cr-spinel: $Mg/(Mg+Fe) = 0.41$, $Cr/(Cr+Al) = 0.60$, $Fe/(Fe+Cr+Al) = 0.12$.

Analyses were carried out with a microprobe MS-46 «Самеса» in the Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy, and Geochemistry (IGEM), Moscow. Analyst G. N. Murovskaya.

ноцветными кремнистыми породами. Содержание не связанного с другими компонентами кремнезема составляет в них более 50%. Несмотря на эти общие черты, осадки довольно разнообразны.

Среди них выделяются следующие группы: I – гидротермально-осадочные: а) с резким преобладанием гидротермального материала, б) с заметной примесью вулканокластического, в основном гиалокластогенного материала; II – осадочные: а) с резким преобладанием осадочного материала, б) с заметной примесью гидротермального вещества.

Количество гидротермального вещества в породе определяется модулем Страхова – $(Fe+Mn)/Ti$. На большом фактическом материале Н. М. Страхов [1976] показал, что в осадках, которые формировались вне влияния вулканизма, указанное отношение не превышает 20. Он считает, что величина этого отношения более 25 свидетельствует о присутствии гидротермальной составляющей. При этом железо и марганец выступают как элементы, принесенные гидротермами, а титан – относительно малоподвижный элемент, попавший в осадок при разрушении других пород. Значения модуля Страхова в кремнистых породах офиолитового комплекса Мугоджар (табл. 8) показывают, что только кремнистые аргиллиты являются чисто осадочными породами.

Таблица 8

Химический состав (вес. %) кремнистых пород офиолитовой ассоциации Западно-Мугоджарской зоны [Зайкова, 1991]
 Chemical composition (wt %) of siliceous rocks from ophiolite association in the Western Mugodzhary zone [Зайкова, 1991]

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	73.65	89.61	51.95	86.64	62.62	69.22	80.48	85.11	73.23	68.25
TiO ₂	0.02	<0.01	0.22	0.07	0.40	0.34	0.13	0.11	0.45	0.49
Al ₂ O ₃	0.66	0.22	3.44	1.12	3.40	5.88	3.30	2.08	6.04	13.05
Fe ₂ O ₃	19.44	5.37	33.05	5.72	21.86	12.83	5.93	3.66	6.61	3.82
FeO	3.02	2.75	1.87	2.62	1.82	1.60	2.48	2.47	2.47	1.92
MnO	0.07	0.04	0.19	0.07	0.18	0.42	0.11	0.09	0.26	0.17
MgO	0.19	0.17	1.10	0.60	1.37	1.12	1.26	2.05	2.70	1.42
CaO	1.26	0.73	3.96	0.89	2.49	3.99	2.91	0.69	1.55	1.35
Na ₂ O	0.12	0.06	0.11	0.29	0.66	0.65	0.34	0.13	0.46	2.66
K ₂ O	0.06	0.06	0.20	0.10	0.40	0.53	0.10	0.08	0.37	0.70
P ₂ O ₅	0.12	0.04	0.35	0.18	0.69	0.17	0.22	0.05	0.17	0.18
П. н. н.	1.36	0.71	3.48	1.59	3.97	3.21	2.42	3.23	5.12	5.58
	99.97	99.76	99.93	99.89	99.86	99.91	99.68	99.75	99.68	99.58
K ₁	99	99	95	94	92	82	83	84	72	5
K ₂	>3292	>1619	207	156	82	52	83	64	27	15
K ₃	10	2	76	13	56	86	41	25	84	191
N	28	22	8	11	6	3	9	4	6	3

Примечание. K₁ – процент железа, не связанного в алюмосиликаты, от общего количества железа в породе; K₂ – модуль Страхова (Fe+Mn)/Ti; K₃ – глинозем-кремнеземный модуль (Al₂O₃/SiO₂) · 1000.

1, 2 – гидротермально-осадочные породы: 1 – кремнисто-железистые, 2 – железисто-кремнистые; 3, 4 – гидротермально-осадочные породы с примесью эдафогенного материала: 3 – кремнисто-железистые, 4 – железисто-кремнистые; 5-8 – осадочные породы с примесью гидротермального материала: 5 – железистые яшмы, 6 – глинисто-железистые яшмы, 7 – яшмы, 8 – силициты светло-окрашенные и фтаниты; 9, 10 – осадочные породы: 9 – кремнистые аргиллиты, 10 – кремнистые алевролиты аргиллиты. N – число анализов.

Note. K₁ is Fe which is not bound in aluminosilicates, K₂ is the Strakhov modulus: (Fe+Mn)/Ti; K₃ is alumina-silica modulus: (Al₂O₃/SiO₂) · 1000.

1, 2 – hydrothermal-sedimentary rocks: 1 – siliceous-ferruginous, 2 – ferruginous-siliceous; 3, 4 – hydrothermal-sedimentary rocks with admixture of edaphogenic material: 3 – siliceous-ferruginous; 4 – ferruginous-siliceous; 5-8 – sedimentary rocks with admixture of hydrothermal material: 5 – ferruginous jaspers, 6 – argillaceous-ferruginous jaspers, 7 – jaspers, 8 – light-colored silicites and phitanites; 9, 10 – sedimentary rocks: 9 – siliceous argillites, 10 – certy silty argillites. N is number of analyses.

Для определения доли терригенного вещества применяется соотношение глинозема и кремнезема в породе [Геология океана, 1980]. Для удобства сопоставления этого показателя с модулем Страхова на диаграммах мы используем отношение (Al₂O₃/SiO₂)·1000. Полученная диаграмма (рис. 17) является классификационной. Она удобна для построения, пригодна для определения генетической природы осадков современных океанов [Зайкова, 1991].

Нами введена дополнительная характеристика, имеющая различную величину у кремнистых пород разного типа: процент железа, несвязанного в алюмосиликаты, от общего количества железа в породе: $(Fe_{н.с.}/Fe_{общ}) \cdot 100\%$. Количество железа, несвязанного в алюмосиликаты ($Fe_{н.с.}$), определялось по формуле $Fe_{н.с.} = Fe_{общ} - 0,578A1$ [Багин и др., 1975]. Этот показатель растет от осадочных пород к гидротермально-осадочным, достигая у последних 99 % (см. табл. 8). В металлогенных осадках впадины Атлантик-II, в гидротермальных «глинах» Галапагосского рифта, в смектитах Аденского залива он равен 97–100 %, в джеспилитах Украинского и Канадского щитов – 98–100 %.

Гидротермально-осадочные породы обеднены редкоземельными элементами относительно осадочных. Сумма редких земель в этих породах менее 0,001 %, в то время как в яшмах 0,005 %, в кремнистых аргиллитах 0,007 %. Это объясняется большой скоростью накопления гидротермально-осадочных пород, при которой эти элементы не успевают адсорбироваться из морской воды. Гидротермально-осадочные породы имеют также низкие фоновые содержания свинца, меди, цинка, марганца.

Строение риолит-базальтовых комплексов. В Западно-Мугоджарской зоне мильяшинский риолит-базальтовый комплекс распространен на локальных участках в бортах синклинальных структур и вдоль ограничителей зоны. В Берчогурском блоке подстилающими являются яшмы и базальтоиды куркудукского комплекса, а в Кундуздинском и Верхне-Орском блоках мильяшинская свита обычно залегает на мугоджарских базальтах.

Разрез стратифицированных отложений включает лавы основного и кислого состава, вулканогенно-обломочные, терригенные и кремнистые породы. Мощность данных образований меняется от 500–700 м до 1200–1500 м. Эффузивная фация в Берчогурском и Кундуздинском блоках представлена базальтами и андезитобазальтами при подчиненном количестве дацитов и риолитов. Базальтоиды слагают трубообразные и плащобразные потоки и характеризуются повышенной порфирированностью и миндалекаменностью по сравнению с лавами формации натриевых базальтов. Количество миндалины в породе от 3–5 до 15–30 %, размер их достигает 5–10 см. Трубы практически не имеют стекловатой корки и вариолитовых зон, сопровождаются малым количеством гиаокластиков. Вкрапления представлены основным плагиоклазом и авгитом. В основании разреза часто залегают сланы диабазов и габбро-диабазов мощностью до 20–30 м. Они вызывают ороговикование осадков подстилающей куркудукской свиты.

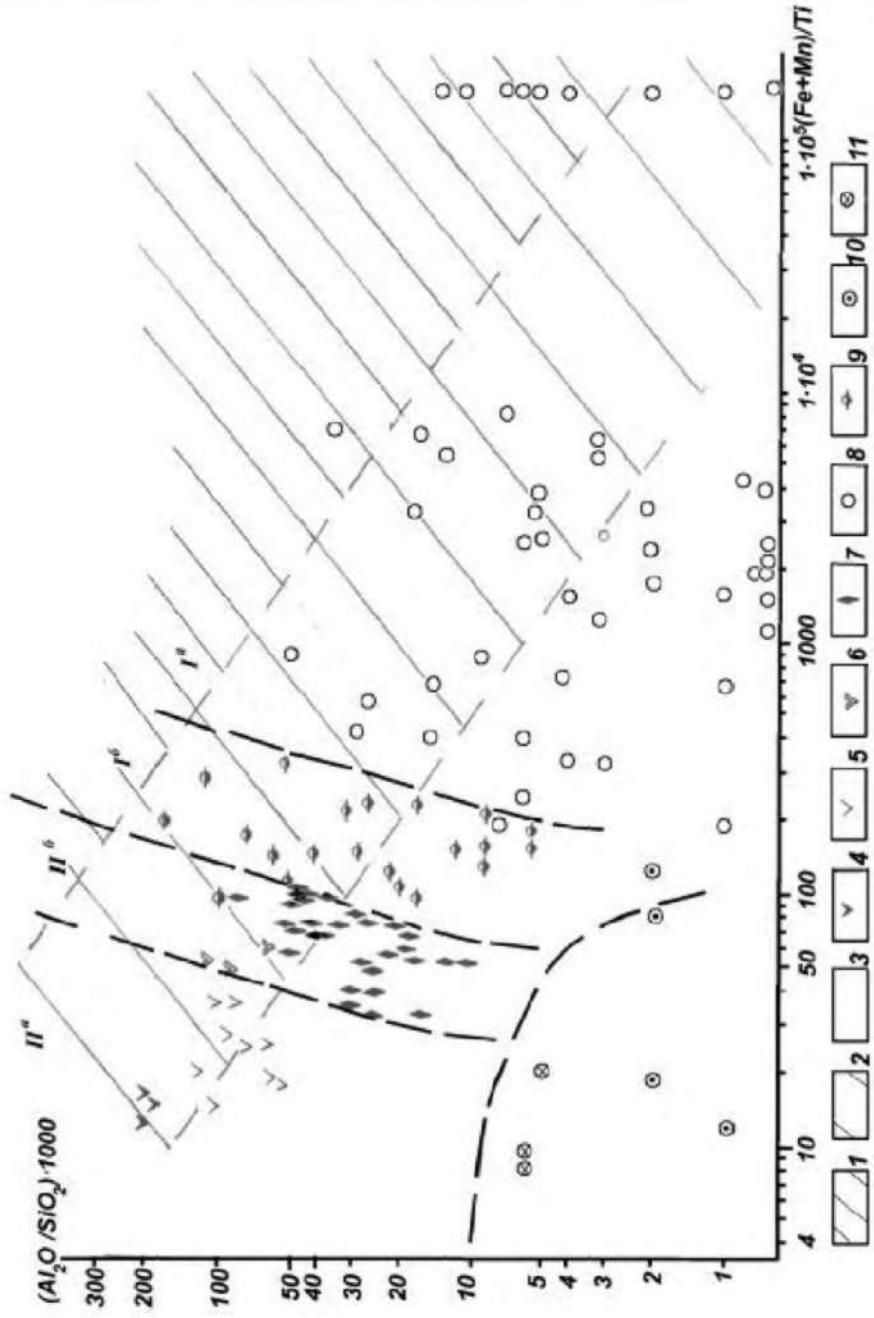


Рис. 17. Классификационная диаграмма кремнистых пород по химизму (составила Е. В. Зайкова)

I III поля пород различного генезиса: I – гидротермальные (Ia – «чистые», Ib – с примесью вулканокластиков), II – осадочные (IIa – чистые, IIб – с гидротермальной примесью), III – конкреционо-диагенетические.

I–3 – породы различной железистости: 1 – железистые, 2 – слабо железистые, 3 – нежелезистые; 4–9 – девонские породы океанического и островодужного комплексов Ю. Урала: 4 – алевролиты, 5 – кремнистые аргиллиты, 6 – глинисто-железистые яшмы, 7 – яшмы, сероцветные сланцы, 8 – джаспериты, 9 – джаспериты с примесью вулканокластиков; 10 – кремнистые стяжения в известняках каменноугольного возраста (карьер Дальний, Магнитогорск); II – неогеновые кремнистые стяжения Тихого океана.

Fig. 17. Classification diagram for siliceous rocks by chemical composition (created by E. V. Zaykova).

I III fields of rocks different genesis: I – sea-floor hydrothermal (Ia – «pure», Ib – with admixture of volcanoclastics), II – sedimentary rocks (IIa – «pure», IIb – with admixture of hydrothermal material), III – concretin-diagenetic rocks

1–3 – rocks with different ferriferous: 1 – ferriferous; 2 – subferriferous; 3 – non-ferriferous; 4–9 – deposits of oceanic and island-arc Devonian complexes of the South Ural; 4 – siltic argillites, 5 – siliceous argillites, 6 – clayey-ferriferous jaspers, 7 – jaspers, grey-colour siltites, 8 – jasperites of various degree of ferriferous, 9 – jasperites with fragments of volcanoclastic; 10 – siliceous nodules in Carboniferous limestones (Dal'nii open pit, Magnitogorsk); II – siliceous nodules of Pacific ocean in Neogene

Вулканиды кислого состава слагают эффузивно-экструзивные купола. В верхах разреза спорадически проявлены силлы калиевых риолитов, в которых содержание K_2O достигает 4–6 % при Na_2O – 2,5–5 %. Вулканогенно-обломочные породы слагают пачки мощностью от 5–25 м до 200–300 м. С ними ассоциируют яшмы и кремнистые аргиллиты, фиксирующие перерывы вулканической деятельности. В подчиненном количестве присутствуют тонкие слои известняков, линзы гематит-кварцевых пород. Доля осадочных отложений меняется от первых процентов вблизи вулканических аппаратов до 20–30 % в удаленных зонах.

Вулканические сооружения представлены отдельными палеовулканами, грядами и групповыми постройками. Диаметр изученных палеовулканов Жалгыз-Тау и Жиланда 3–5 км, высота 0,7–1,5 км. Групповые вулканические постройки имеют на современном срезе поперечник 10–30 км. В их пределах реконструированы сближенные вулканические горы и холмы, на которые наложены мелкие конусы. Наряду с такими формами установлены линейные вулкано-тектонические депрессии, вмещающие кольцевидные залежи (Кундуздинское месторождение).

Подводящими каналами палеовулканов являются дайки риолитового и дацитового состава. Они группируются в субширотные рои шириной 1–5 км, протяженностью 5–20 км, реже встречаются субмеридиональные тела. Мощность даек от 2–7 до 15–20 м, длина сотни метров – первые километры. Рои пересекают мугод-жарскую, куркудукскую и мильяшинскую свиты, однако не проникают в отложения живета и франа. Сложены дайки серыми, желтоватыми дацитами и риолитами с вкраплениями альбита и кварца.

Перекрываются вулканические сооружения шулдакским кремнистым комплексом живетского возраста, синхронным бугульгырскому горизонту Магнитогорской зоны. Мощность отложений 100–150 м, преобладающими породами являются сероцветные силициты и фтаниты. В низах разреза присутствуют прослои вулканомиктовых песчаников с отпечатками флоры.

Химизм и геохимия риолит-базальтовых комплексов рассмотрены в работах [Серавкин, Родичева, 1990; Зайков, 1991]. Преобладающими породами в базальтоидной группе являются низкотитанистые и низкокалиевые разновидности. Низкая калиевость свойственна и риолитам.

Для оценки латеральной неоднородности мильяшинского комплекса проведено сравнение состава пород на трех участках, расположенных с севера на юг в такой последовательности: Анастасьевский, Верхне-Орский, Берчогурский. Базальтоиды Верхне-Орского участка имеют повышенную калиевость (K_2O – 0,77–1,43 %) и титанистость (TiO_2 – 1,04–1,32 %). Наименее калиевыми являются породы Берчогурского участка, включая и риолиты (K_2O – 0,13–0,67 %). На диаграмме AFM тренды пород формации натриевых базальтов-риолитов Западно-Мугоджарской зоны соответствуют полю эписиматических островных дуг. Такое же положение они занимают на диаграммах K_2O - TiO_2 - P_2O_5 и $3xK_2O$ - FeO - MgO [Зайков, 1991].

Породы блявинского риолит-базальтового комплекса по химическому составу и содержаниям РЗЭ (табл. 9) являются промежуточными между окраинно-морскими толентовыми и островодужными известково-щелочными сериями [Серавкин, Родичева, 1990]. Базальты имеют пони-

женную титанистость (TiO₂ 0.8 %) и калиесть (K₂O 0.5–0.7 %). Риолиты и дациты относятся к натриевому типу с рядовыми содержаниями K₂O 0.8–1.9 %. Для них характерно высокое содержание Zr (200 г/т). Вместе с тем, на Блявинском месторождении в кровле рудного тела вскрыты базальты, отвечающие по составу толеитам при содержаниях (%): TiO₂ 1.6–1.8; K₂O 0.4–0.2 [Симонов и др., 2001].

Таблица 9

Содержания микроэлементов в вулканических породах
Медногорской рудной площади [Серавкин, Родичева, 1990]
Microelements contain in the volcanic rocks of Mednogorsk ore area
[Серавкин, Родичева, 1990]

Элемент	1	2	3	4
Cr	135.7 (8)	60.0 (14)	40.0 (8)	19.0 (2)
Co	31.0 (8)	34.0 (16)	30.0 (14)	10.0 (8)
Ni	106.1 (8)	48.0 (7)	30.0 (14)	10.0 (10)
Cu	65.5(8)	120.0 (17)	80.0 (14)	17.0 (11)
Zn	101.9 (8)	130.0 (17)	80.0 (14)	100.0 (11)
Pb	6.0 (3)	16.0 (15)	2.0 (5)	10.0 (4)
Rb	57.0 (1)	–	9.0 (4)	35.0 (2)
Sr	211.7 (6)	113.2 (6)	140.0 (7)	51.3 (3)
Zr	88.8 (6)	114.0 (6)	107.0 (7)	191.3 (3)
Cd	–	3.6 (13)	2.5 (2)	1.3 (4)
Cs	–	–	–	10.2 (2)
Sc	–	28.0 (2)	40.9 (6)	21.2 (8)
Hf	–	15.0 (1)	7.0 (1)	16.8 (6)
Ta	5.8 (5)	3.5 (1)	2.7 (1)	2.4 (2)
Au	0.2	0.1 (2)	0.9 (2)	0.1 (1)
La	13.7 (1)	3.8 (2)	12.6 (4)	8.9 (8)
Ce	22.6 (1)	33.0 (2)	14.4 (6)	17.8 (8)
Sm	3.8 (1)	–	3.9 (5)	4.4 (7)
Eu	1.8 (1)	1.6 (2)	1.5 (6)	2.1 (8)
Gd	–	1.2 (1)	–	–
Tb	–	1.1 (2)	0.7 (1)	–
Yb	3.7 (3)	2.1 (1)	–	–
Th	–	42.1 (1)	–	1.0 (1)
U	12.6 (4)	19.1 (1)	17.0 (1)	–

Примечания. В скобках указано число анализов. Прочерк – содержание элемента ниже предела обнаружения.

1 – базальты Баулукского комплекса; 2 – базальты Карамолинского комплекса; 3-4 – вулканические породы Блявинского комплекса; 3 – базальты и андезит-базальты; 4 – риолиты и дациты.

Note: There are number of analyses in the brackets. Dash – element's content is less than detection limit.

1 – basalts of Bauluk complex; 2 – basalts of Karamolinsk complex;

3-4 – volcanic rocks of Blyava complex; 3 – basalts and andesite-basalts, 4 – rhyolites and dacites.

Исследование первичных расплавных включений во вкрапленниках кварца из риолитов месторождения Яман-Касы показало, что они по химическому составу соответствуют породам нормальной щелочности и принадлежат к семейству низкощелочных риодацитов, риолитов. По соот-

ношению FeO/MgO-SiO₂ точки составов расплавных включений располагаются в поле толситовых серий. В целом, с увеличением содержания кремнекислоты отмечается падение щелочности и FeO с одновременным ростом значений отношения FeO/MgO [Симонов и др., 2001]

Исследования расплавных включений, выполненные В. А. Симоновым в 2001 г. с помощью ионного микроанализатора показали, что кислые магмы месторождения Яман-Касы содержали 2.9–4.8 % воды и были резко обеднены PЭ и PЗЭ по сравнению с кислыми вулканическими породами островных дуг. По содержанию этих элементов они ближе к базальтам. В частности, по соотношению Y-Zr включения в кварце из риолитов Яман-Касы практически совпадают с данными по базальтам из этого месторождения.

Значения PЗЭ низкие, на уровне нормальных базальтов срединно-океанических хребтов (NMORB) и базальтов задуговых бассейнов (BABB). По характеру распределения PЗЭ включения близки к островодужным толситовым базальтам. Фиксируется отчетливый европиевый минимум, который, по заключению В. А. Симонова, свидетельствует об образовании кислых расплавов в результате дифференциации магм при фракционировании плагиоклазов.

Проведенные исследования включений показали примитивный характер кислых расплавов, согласующийся с данными по BABB, но с более низкими значениями PЭ и PЗЭ, чем в кислых вулканических породах островных дуг. Это подтверждает выводы [Масленников, Зайков, 1998; Симонов и др., 2001] о формировании блявинского комплекса в структурах окраинного моря.

4.2. Медно-колчеданная формация

Халькопирит-пиритовый минеральный тип

Колчеданные залежи этого типа приурочены к комплексам натриевых базальтов Западно-Мугоджарской и Домбаровской зон. В первой они представлены месторождениями Жарлы-Аша, Актогай, Жалгапа; во второй – месторождением Леггим. Данные объекты соответствуют кипрскому рудно-формационному типу.

Месторождение Жарлы-Аша расположено в межвулканической депрессии, заполненной потоками подушечных лав базальтового и андезитобазальтового состава с гнаюкластитам.

Главная рудная залежь имеет холмообразную форму и мощность 30–40 м в осевой части (рис. 18). Вершина холма сложена массивными пиритовыми рудами, частично превращенными в результате континентального гипергенеза в пиритовую сыпучку. Преобладает пирит кубического габитуса, в котором встречаются пойкилитовые включения халькопирита и пирротина. Ниже залегают сфалерит-халькопирит-пиритовые руды массивной и обломочной текстур, которыми сложена большая часть постройки. Сфалерит и халькопирит находятся в тонком сростании, отмечены также кристаллические агрегаты сфалерита с тонкой эмульсией халькопирита. Пирит-сфалеритовые руды представлены маломощными прослоями на флангах рудной залежи.

Признаки субмаринного гипергенеза кровли рудной постройки выражены присутствием агрегатов гематита и магнетита среди пиритовых руд. Верхний контакт сульфидной залежи резкий, а в подошве развита зона прожилково-вкрапленного оруденения. По позиции продуктов субмаринного окисления реконструируется две стадии формирования сульфидного сооружения. В основании кремнистых отложений, перекрывающих рудовмещающий базальтовый комплекс, установлены железистые осадки, представленные гематит-кварцевыми породами. Обычно выделяется рудоносная пачка мощностью 50–100 м, в которой присутствует несколько горизонтов таких отложений суммарной

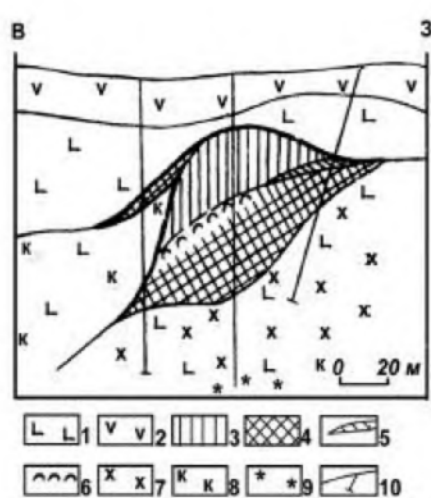


Рис. 18. Разрез рудного тела месторождения Жарлы-Аша [Медноколчеданные..., 1992, с изменениями].

1 – базальты, 2 – андезитобазальты миндалекаменные; 3–5 – колчеданные руды: 3 – пиритовые, 4 – сфалерит-халькопирит-пиритовые, 5 – пирит-сфалеритовые с ковеллином; 6 – гематит-магнетитовая минерализация; 7–9 – гидротермальные изменения: 7 – хлоритизация и пиритизация, 8 – карбонатизация, 9 – окварцевание; 10 – скважины

Fig. 18. Section of the Zharyl-Asha deposit ore-body [Медноколчеданные ..., 1992 with modifications].

1 – basalts; 2 – amygdaloidal andesite-basalts; 3–5 – massive sulphide ores: 3 – pyritic, 4 – sphalerite-chalcopyrite-pyritic, 5 – pyrite-sphaleritic with covellite; 6 – hematite-magnetite mineralization; 7–9 – hydrothermal alterations: 7 – chloritization and pyritization, 8 – carbonatization, 9 – silicification; 10 – holes

мощностью 10–15 м. Нижний залегает непосредственно на подушечных лавах, заполняя неровности вулканического ложа. Строение тел неоднородно из-за сочетания пород массивной, полосчатой, пятнистой и брекчиевой текстур. Специфичны бугристые поверхности напластования, желваки, конкреции, сферолитовые и глобулярные микротекстуры, что свидетельствует об образовании этих пород при литификации гелеобразной массы. Основным рудным компонентом является железо, содержание которого 10–32 %. Концентрации марганца, меди, никеля, кобальта – десятые доли процента.

Актогайское месторождение характеризуется халькопирит-сфалерит-пиритовой минерализацией среди параллельных даек диабазов. Она максимальна в местах перехода даек в потоки базальтов. Околорудные изменения выражены хлоритизацией, эпидотизацией, окварцеванием. Встречаются отдельные маломощные кварцевые и сульфидно-кварцевые жилы. Описанное оруденение сходно с минерализацией, выявленной глубоководным бурением в дайковых комплексах рифта Коста-Рика и Галапагосского хребта [Rona, Scott, 1988].

На *месторождении Жангана* рудоконтролирующими структурами являются линейные зоны дробления и метасоматоза, параллельные дайкам диабазов. Они вмещают рудные тела линзо- и лентовидной формы, имеющие пирротиновый состав при незначительной роли пирита, магнетита, халькопирита и сфалерита. Возможно, это обусловлено контактовым метаморфизмом более поздних габброидных даек. Массивные руды обладают порфиroidной структурой с присутствием крупных (до 2–3 см) агрегатов пирита округлой или угловой формы в тонкой смеси пирротина и халькопирита. Вкрапленные руды встречаются на выклинивании рудных залежей. Установлено, что магнетитовые и пирротиновые руды приурочены к залёбам рудных тел, а пирит-халькопиритовые залегают в их центре. Околорудные метасоматиты имеют хлоритовый и кварц-хлоритовый состав.

*Летнее месторождение** расположено в степной части Оренбургской обл., в 20 км северо-западнее ж/д станции Профинтерн (пос. Домбаровский).

Изученность. Месторождение было открыто в 1969 г. геологами Оренбургского геологического управления при проверке комплексной аномалии. Разведка проведена Домбаровской геолого-разведочной экспедицией. Изучением геологического строения, морфологии и состава рудных тел занимались Б. П. Потанинко, М. Д. Тесляевский, Л. И. Губанов, А. Т. Полуэктов, Р. П. Пономарева, П. В. Лядский, А. Г. Галимов, М. Б. Бородаевская, В. С. Требухин, М. И. Исмаилов, Ю. П. Бельков, В. Ф. Балдин, А. Н. Гераков, А. Г. Злотник-Хоткевич, В. И. Чесноков, А. В. Кондратьев, Н. С. Рудашевский, Г. В. Спиридонов и др. Вещественный состав руд изучался: Домбаровской ГРЭ, институтом Гипроникель (изучение кобальтоносности руд), ЦЛ Гайского ГОКа, институтом УНИПРОМЕДЬ (технологические испытания), а также БашФАН, ЦНИГРИ. Сведения о Летнем месторождении опубликованы в работах [Исмаилов, Полуэктов, 1978; Рыкус, 1992; Вулканогеология ..., 1994; Новоселов, Белогуб, 2001].

Геологическая структура. Месторождение расположено в северной части Домбаровского рудного района и залегает среди базальтоидов Чиликтинской вулканической депрессии, которая при ширине 2 км вытянута в северо-западном направлении на 4 км. Границы депрессии устанавливаются по контуру распространения туфогенно-осадочных пород. Восточный борт депрессии ограничен дугообразным Чиликтинским взбросом с юго-западным падением под углом 50–70°. Противоположное крыло депрессии более пологое и только участками осложнено флексурными уступами и малоамплитудными сбросами. От Чиликтинского разлома в западном направлении отходят поперечные разломы, расчленяющие депрессию на ряд мелких вулканогенно-тектонических горстов и грабенов. К одному из грабенов приурочено Летнее месторождение [Исмаилов, Полуэктов, 1978]. Формирование депрессии происходило в условиях раздвига, что фиксируется по многочисленным силам и дайкам базальтоидов, горизонтам брекчий с обломками глубинных габброидов.

* Раздел написан совместно с Е. В. Белогуб

Депрессионная структура Летнего месторождения имеет сложное строение, что обусловлено чередованием локальных впадин и воздыманий, сложным сочетанием брахискладок и аккумулятивных структур высоких порядков. На фоне брахискладок выделяются флексурные изгибы слоев, переходящие в дизъюнктивные нарушения.

Рудовмещающими являются отложения киембайской свиты, которая расчленена П. В. Лядским на три толщи – нижнюю, среднюю и верхнюю (рудонесущую). Нижняя толща представлена подушечными базальтовыми лавами с редкими горизонтами гиадокластитов, яшмо-кварцитов. Мощность толщи 100–200 м, до 600 м в центре депрессии. Средняя толща образована чередованием подушечных лав с размером подушек от 0,1–0,2 м до 1–1,5 м в поперечнике с варьирующим количеством цементирующего вулканокластического материала. Часто наблюдается чередование (иногда ритмичное) «капельных» лав диабазов, брекчий и гиадокластитов. В основании толщи залегает большинство рудных тел. В верхней развиты вулканомиктовые отложения, лавы плагиоклазовых базальтов, агломератовых брекчий основного состава. Подошва толщи фиксируется горизонтом лавокластитов, а если они выклиниваются – по появлению покровов подушечных лав афировых базальтов. Породы метаморфизованы в эпидот-хлоритовой ступени зеленосланцевой фации, на верхних горизонтах затронуты гипергенезом.

Интрузивные образования в районе очень разнообразны. Субвулканические пространственно и генетически связаны с киембайской свитой, образуют мелкие тела различной формы: силлы, штоки, дайки. Они пространственно тяготеют к магмовыводящему каналу и сложены габбро, габбро-диабазами, диабазовыми порфиритами. Габбро и габбро-диабазы самые древние и наиболее меланократовые. Более молодые субвулканические образования связаны с пострудным кислым вулканизмом.

Субпластовые рудные тела сконцентрированы в дугообразной полосе длиной 1,5 км при ширине 500 м (рис. 19). Они располагаются на одном (редко двух) уровнях среди пакки вулканокластических отложений под базальтами с пакетами габбро-диабазовых силлов. Всего на месторождении выделено 8 рудных тел, из них самые крупные – первое (25 % запасов меди) и третье (60 % запасов). Рудные тела представляют собой уплотненные линзообразные залежи, имеющие в плане размеры от 150x150 м до 200x600 м. Контакты залежей в основном резкие, постепенные переходы через вкрапленные руды фиксируются редко. Форма рудных тел осложнена тектоникой, их кровля в ряде случаев имеет неровный, холмистый характер.

Основной объем занимают массивные руды сфалерит-халькопирит-пиритового и халькопирит-пиритового состава, вкрапленные встречаются относительно редко, в лежачем боку рудных

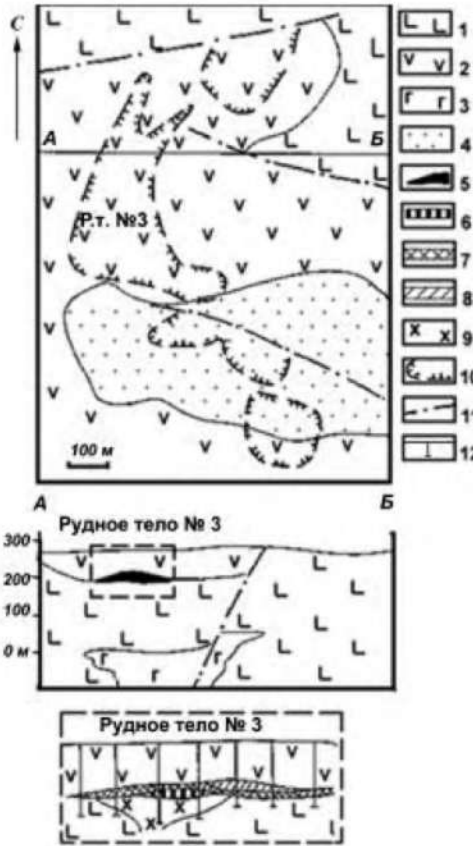


Рис. 19. Схема геологического строения месторождения Летнего (по А. Т. Полуэктову и др., с упрощениями).

1-4 – киембайский базальтовый комплекс: 1 – базальты с горизонтами гиалокластитов, яшмокварцитов (нижняя толща); 2 – базальты, андезитобазальты с силлами диабазов (средняя толща); 3 – габбро-диабазы (периферический магматический очаг); 4 – вулканомиктовые отложения, базальты, туффиты (верхняя толща); 5 – колчеданная залежь; 6-8 – типы руд, показанные на врезке рудного тела № 3: 6 – магнетитовые; 7 – сфалерит-халькопирит-пиритовые; 8 – халькопирит-пиритовые; 9 – метасоматиты кварц-серцит-хлоритовые; 10 – проекции рудных тел на горизонтальную плоскость; 11 – разрывные нарушения; 12 – скважины

Fig. 19. Scheme of geological structure of the Letnee deposit (after A. T. Poluektov et al. with simplification).

1 – basalts with horizon of volcanoclasts; 2 – basalts, andesite-basalts with diabase sills; 3 – gabbro-diabase; 4 – volcanoclastic deposits, tuffites; 5 – massive sulphide body; 6-8 – types of ores shown on the inset map of ore body № 3: 6 - magnetitic; 7 – sphalerite-chalcopyrite-pyritic; 8 – chalcopyrite-pyritic; 9 – quartz-sericite-chloritic metasomatites; 10 – projections of ore bodies onto horizontal plane; 11 – disjunctive dislocations; 12 – holes

тел и на их выклинках. Подошва некоторых рудных тел сложена магнетитовыми рудами.

Рудное тело № 1 эксплуатируется в настоящее время. Оно имеет пластообразную форму, усложненную разрывными нарушениями и дайками базальтоидов, с варьирующими элементами залегания контактов руд. В плане размеры тела 175x250 м при мощности от 3 на северном фланге до 28 м на южном. Западное выклинивание выходит под наносы, частично эродировано и превращено в железную шляпу. Максимальная глубина подошвы залежи – 63 м. В северном уступе карьера в начале августа 2001 года вскрытая мощность рудного тела была равна 12–15 м. Среди руд преобладали среднекристаллические и мелкокристаллические пиритовые разности с реликтами псаммитовой текстуры. Достаточно уверенно кластогенная природа руд фиксируется в кровле тела, где отмечены прослои пиритовых песчаников мощностью 1–1.5 м.

Рудное тело № 3 – самое крупное, имеет пластообразную форму; в плане форма его дугообразная: длина 515 м, ширина от 70 до 310 м. Мощность варьирует от 1 м до 30 м в центре. Морфология рудного тела мульт-

дообразная с падением крыльев под углом 10–30°, глубина залегания от 50 до 150 м.

Руды представлены массивными и вкрапленными разностями в соотношении 8:1. Текстуры руд разнообразны. В халькопирит-пиритовых преобладают полосчатые, обусловленные чередованием сульфидов и силикатов. Полоски часто разбиты на блочки – типа разбитых «кластеров». В ряде случаев сохранились реликты псаммитовых и псефитовых текстур. Брекчиевидные руды встречены на выклинке рудного тела, обломки представлены магнетитом, цемент пиритовый, наблюдаются также сростки сульфидов и магнетита. Структуры магнетитовых руд – грано- и гетеробластическая, реже – пластинчатая, наблюдаются реликты колломорфных структур пирита.

Руды претерпели метаморфизм, о чем свидетельствуют следы крупных деформаций с перестроением халькопирита по трещинам и наличие «метаморфических» минералов – эпидота, актинолита.

Основные минеральные типы руд: халькопирит-пиритовый, сфалерит-халькопирит-пиритовый, магнетит-халькопирит-пиритовый (самостоятельного значения не имеет). Халькопирит-пиритовые руды (28 % запасов) имеют состав (%): пирит – 75–78, халькопирит – 10–16, сфалерит – 0,6–0,7, нерудных – 10. Руды тонко-мелкозернистые, массивной текстуры, иногда – прожилковые за счет жилкок халькопирит+амфибол. Структуры – гетеробластическая, гинидиоморфнозернистая, коррозионная, пойкилитовая. Халькопирит-пиритовые руды в зоне окисления и вторичного обогащения преобразуются в халькозин-пиритовые, халькозин замещает халькопирит и сфалерит.

Сфалерит-халькопирит-пиритовые (70 % запасов) имеют состав (%): пирит 70–75, халькопирит 10–12, сфалерит – до 4. Этот тип руд массивного облика, полосчатой текстуры, иногда – с прожилками сфалерита или халькопирита с амфиболом. Динамометаморфизм проявляется в образовании мелких складок и пloyчатости. Структуры: гетеробластические, пойкилобластические, коррозионные, петельчатые; сфалерит и халькопирит заполняют пространство между пиритом и редко образуют в нем включения.

Магнетит-халькопиритовые руды составляют 1–3 % от всего объема руд. Минеральный состав (%): магнетит 5–10, пирита до 65, халькопирита до 14. В этом типе руд очень неравномерное распределение нерудных минералов, они тонко-мелкозернистые. Полосчатость обусловлена распределением в сульфидах магнетита и нерудных минералов. Магнетит-халькопиритовые руды – гетеробластические с реликтами колломорфных агрегатов.

Минеральный состав руд: главные – пирит, халькопирит, сфалерит, халькозин; нерудные – кварц, хлорит, кальцит; второстепенные – ковеллин, пирротин, магнетит, а также амфибол (актинолит), серицит, биотит; редкие – галенит, клаусталит, макинавит, сложный дисульфид (Fe, Co, Cu)S₂, а также кубанит, борнит, молибденит, марказит, гематит, сидерит, альбит, эпидот, гранат, мусковит, анагит.

Технологические типы руд. С технологической точки зрения руды разделены на первичные (сульфидные), смешанные (оксидно-сульфидные) и окисленные. Окисленные и смешанные развиты в первом рудном теле.

занимая его основной объем и распространяясь до глубин более 50 м; они установлены также в кровле третьего рудного тела.

Основной объем гипергенных преобразований связывается с вторичными сульфидами окисленных руд: ковеллином, халькозином, меньше – борнитом. Руды, вскрытые в августе 2000 г., сложены дезинтегрированным пиритовым агрегатом с мелкозернистой гипидиоморфнозернистой структурой [Новоселов, Белогуб, 2001]. Пирит содержит эмульсионную вкрапленность сфалерита, часто зонален. Зерна пирита сцементированы халькопирит-сфалеритовым агрегатом. Развитие гипергенных медных сульфидов наблюдается по халькопирит-сфалеритовому цементу.

Запасы по категории А+В+С₁ составляют (тыс. т): Cu 205, Zn 66, S 2127, Cu+Zn 272, руды 6047. Средние содержания (%): Cu 3.4, Zn 1.5, S 35.17.

Современная ситуация. В 1999 г. Гайский ГОК начал обрабатывать месторождение открытым способом. Руда поставляется на обогатительную фабрику в г. Гай.

Магнетит-халькопирит-пиритовый минеральный тип

Месторождение Зимнее приурочено к восточному борту Домбаровской зоны и располагается стратиграфически выше, по сравнению с Летним, в терригенно-базальтовой толще мощностью 400–550 м [Хан, 1991]. Рудовмещающие отложения представлены чередованием вулканомиктовых песчаников основного состава, алевролитов, кремнистых, марганцовистых и углеродистых пелитолитов, потоками толеитовых базальтов (рис. 20–21). Осадки насыщены силлами диабазов, в контактах с которыми развиты линзы родонитов мощностью первые десятки сантиметров. В подрудной толще преобладают толеитовые базальты, а в надрудной – породы известково-щелочной серии: андезитов-базальты, дациты, риолиты.

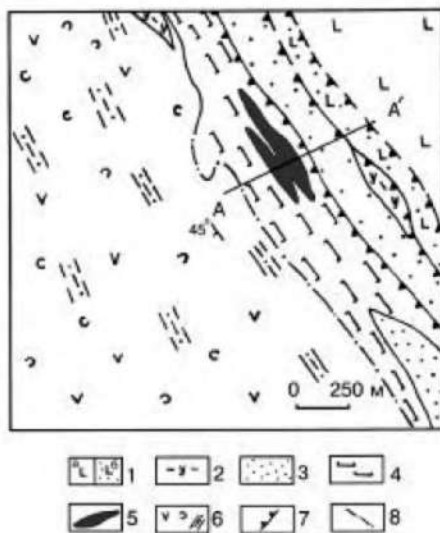


Рис. 20. Литогеологическая схема Зимнего медно-колчеданного месторождения (составил В. В. Масленников с использованием материалов И. С. Хана).

1 – базальты, диабазы (а); то же, с прослоями гиалокластогенных песчаников (б); 2 – углеродистые хлорит-кварцевые пелитолиты; 3 – слоистые гиалокластогенные песчаники основного состава с вкрапленностью магнетита, одиночные тела базальтов и диабазов; 4 – переслаивание гиалокластогенных песчаников основного состава с хлорит-магнетитовыми госсанитами, магнетит- и пиритсодержащими кремнистыми пелитолитами; 5 – сульфидно-кремнистые руды; 6 – андезитобазальты, их лавокластивые тефроиды, кремнистые пелитолиты; 7 – предпологаемое положение тектонических

уступов рифтогенного полуграбена; 8 – предполагаемые границы фациального контура палеогидротермального поля. А-А' – геологический разрез (рис. 21)

Fig. 20. The lithology scheme of the Zimnee massive sulphide deposit (after V. V. Maslennikov using materials of I. S. Khan).

1 – basalts, diabases (a); the same with interlayers of hyaloclastogene sandstones (б); 2 – carbonaceous chlorite-quartz lutites; 3 – layered hyaloclastogene sandstones of basaltic composition with disseminations of magnetite, single bodies of basalts and diabases; 4 – interbedding of hyaloclastogene sandstones of basaltic composition with chlorite-magnetite gossanites, magnetite- and pyrite-bearing siliceous lutites; 5 – sulphide-siliceous ores; – andesite-basalts, their lavoclastic tephroides, siliceous lutites; 7 – supposed position of tectonic scarps of riftogenic semigraben; 8 – supposed boundaries of facial outlines of hydrothermal-hypergene fields. А-А' – geological section (fig. 21)

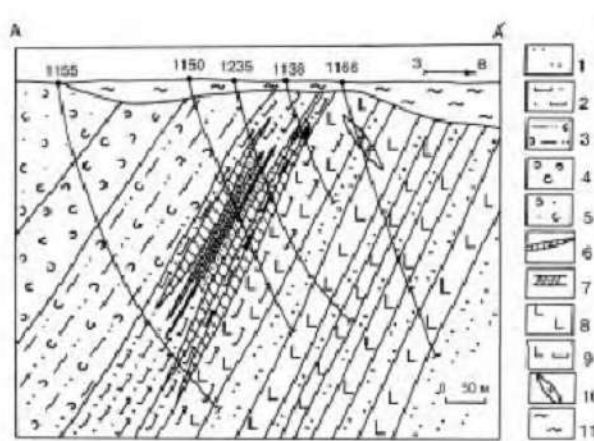


Рис. 21. Геологический разрез Зимнего колчеданного месторождения (составил В. В. Масленников с использованием данных И. С. Хана и Г. Н. Хан).

1 – переслаивание гиалокластогенных песчаников и пелитолитов основного состава подрудной толщи, содержащих рассеянную пирротиновую минерализацию; 2 – переслаивание гиалокластогенных песчаников основного состава с хлорит-магнетитовыми госсанитами, магнетит- и пиритсодержащими кремнистыми пелитолитами; 3 – ритмичное переслаивание кремнистых пелитолитов, ксеногиалокластогенных песчаников и ксеногиалокластитов основного состава; 4 – ксеногиалокластиты основного состава псефитовые и агломератовые; 5 – то же, но с прослоями песчаников того же состава; 6 – густовкрапленные и почти сплошные колчеданные руды; 7 – сульфидно-кварцитовые ритмиты; 8 – базальты афировые и плагиопорфировые; 9 – переслаивание базальтов и хлорит-магнетитовых пород; 10 – дайка диабазов; 11 – рыхлые отложения

Fig. 21. The geological section of Zimnee massive sulphide deposit (after V. V. Maslennikov using materials of I. S. Khan and G. N. Khan).

1 – interbedding of hyaloclastogene sandstones and lutites of basaltic composition of subore strata, including dispersed pyrrhotitic mineralization; 2 – interbedding of hyaloclastogene sandstones of basaltic composition with chlorite-magnetitic gossanites, magnetite- and pyrite-bearing siliceous lutites; 3 – rhythmic interbedding of siliceous lutites, xenohyaloclastogene sandstones and xenohyaloclastites of basaltic composition; 4 – xenohyaloclastites of basaltic composition psephitic and agglomeratic; 5 – the same but with interlayers of sandstones of the same composition; 6 – densely disseminated and almost compact massive sulphide ores; 7 – sulphide-quartz rhythmities; 8 – aphyric plagioporphyric basalts; 9 – interbedding of basalts and chlorite-magnetite rocks; 10 – dike of diabases; 11 – loose sediments

Рудное тело имеет пластообразную форму и ритмичное строение: его протяженность по простиранию и падению около 600 м при мощности в центральной части 66 м. В разных сечениях выделяется от 5 до 7 ритмов мощностью по 5–10 м, представленных чередованием (снизу вверх) слоистых магнетит-пиритовых, пиритовых, халькопирит-пиритовых, сфалерит-пиритовых разностей. Второстепенные и редкие рудные минералы: пирротин, галенит, марказит, гессит, германит, энаргит, золото, халькозин, ковеллин. Запасы руды 12,5 млн т при средних содержаниях (%): Cu 1,21; Zn 0,87; S 30,56. Концентрации благородных металлов низкие (г/т): Au 0,1; Ag 7,0.

Судя по вещественному составу и текстурным особенностям, ассоциации с вулканомиктовыми породами базальтового состава, содержащими прослойки углеродистых и силикатно-марганцевых осадков. Зимнее месторождение принадлежит к типу бесси. Подобные месторождения, кроме Японии, известны в офиолитовых зонах Южной Сибири, например, на рудных полях Западной Тувы [Зайков, 1991].

4.3. Медно-цинково-колчеданная формация

Месторождения этой формации приурочены к риолит-базальтовым комплексам во всех охарактеризованных срединных бассейнах. В плане сравнения с современными сульфидными сооружениями наиболее изучены в Блявинском комплексе (Сакмарская зона) – Яман-Касипское, Блявинское, Комсомольское. В Западно-Мугоджарской зоне медно-цинково-колчеданная формация представлена месторождениями и рудопроявлениями в мильяшинском комплексе. Главными рудоуправляющими структурами являются межвулканические депрессии (месторождения Лиманное, Кундузды) и вулканические постройки центрального типа (отработанное месторождение Жиланда). Все перечисленные месторождения относятся к сфалерит-халькопирит-пиритовому минеральному типу.

На *месторождении Жиланда* [Металлогения ..., 1978] оруденение приурочено к кровле купола кварц-плагиоклазовых риолитов, залегающего среди андезит-базальтов мильяшинской свиты. В структурном отношении это сложная вулканическая постройка центрального типа, перекрытая осадочными породами эйфеля и живета. Вулканические породы подвержены разнообразным постмагматическим изменениям: аутометаморфическим (альбитизации, хлоритизации, окварцеванию), околорудным гидротермальным (эпидотизации, окварцеванию, пренитизации) и послерудным (карбонатизации, целитизации, окремнению). Наиболее интенсивно околорудные изменения проявлены в кровле купола, где локализованы два горизонта рудных тел, имеющих форму неправильных линз с максимальной мощностью до 55 м. Они сложены сплошными, чрезвычайно тонкозернистыми рудами массивных, пятнистых, прожилково-брекчиевидных и полосчатых текстур. Основные минералы руд – пирит, халькопирит, сфалерит. Редко отмечаются галенит, марказит, арсениопирит, пирротин, тешаптит, самородное золото. Из элементов-примесей характерны серебро и кобальт, иногда отмечается молибден.

Кундуздинское медно-цинково-колчеданное месторождение расположено на северном замыкании одноименной синклинали. По данным

М. В. Каллагова и др. рудовмещающая пачка находится в верхней половине разреза мильяшинской свиты на границе толщ базальтового и риолит-базальтового составов. На месторождении установлены две колчеданные залежи, которые залегают субгоризонтально и в плане совмещены. Нижняя залежь располагается среди гиадокластитов и мелкопудучных лав основного состава, заполнивших межвулканическую депрессию. Верхняя, залегающая в 10–30 м выше по разрезу, приурочена к флангу риолит-дацитового купола. Форма тел линзовидная с признаками первичной холмообразной природы. В осевой части линз преобладают сплошные и брекчиевидные халькопирит-сфалерит-пиритовые и пиритовые руды. На флангах они сменяются полосчатыми, представленными чередованием полос халькопирит-сфалеритового, сфалерит-пиритового и халькопирит-пиритового состава. К кровле верхнего рудного тела приурочен пласт кремнисто-гематитовых пород мощностью 1,5–2 м, а к флангам – халькопирит-сфалерит-пиритовые рудокласты.

Состав руд изучался Н. А. Молчановой, Ф. П. Бусласвым и др. Кроме пирита, халькопирита и сфалерита установлены марказит, галенит, блеклые руды, пирротин. Редкими являются лорандит, арсенопирит, гетит, сидерит, ковеллин, борнит, рутил, леддингит, апатаз.

В зоне рудоподводящего канала широко развиты полнокристаллические агрегаты пирита, которые замещаются кварцем и карбонатом. Мегасоматиты, залегающие в подошве рудных тел, отнесены Ф. П. Бусласвым к аргиллизитам, которые состоят из кварца, хлорита, доломита, сидероплезита, смешаннослойного силиката типа ректорита. Такой тип гидротермальных изменений не типичен для колчеданных месторождений Урала.

Месторождение Лиманное располагается в зоне Западно-Мугодарского разлома на междуречье Орь-Ойсыл-Кара. Для рудного поля, по данным В. В. Юриша, В. А. Прокина и др. [Медноколчеданные ..., 1992], характерны интенсивные пликативные дислокации, породы имеют крутое залегание, запрокинутое на запад. Рудовмещающая пачка располагается в верхах мильяшинской свиты и содержит около 20 % вулканогенно-обломочных пород кислого состава. Рудные тела имеют лептотипную и линзовидную форму и образуют два этажа. Верхний (западный) этаж более выдержан, согласен напластованию, а нижний имеет по отношению к первому секущую ориентировку. С. Н. Третьяков и Б. А. Кайрамбаев приводят доказательства, что нижние залежи сформировались в подводящем канале, а верхние – на дне межвулканической депрессии, куда проникали гидротермальные растворы. Лежащий бок верхней залежи сложен халькопирит-пиритовыми и халькопирит-сфалерит-пиритовыми рудами, а висячем развита сфалерит-пиритовая ассоциация.

Среди руд преобладают массивные разности однородной, полосчатой, реже брекчиевой текстуры. Структуры неравномерно-зернистые, колломорфные, петьельчатые, коррозионные, распада твердого раствора. Наряду с главными рудообразующими минералами присутствуют галенит, пирротин, марказит, гетит. Околорудные мегасоматиты слагают зоны мощностью 200–300 м в подошве рудных тел. Преобладающий состав их кварц-серпичитовый, кварц-хлорит-серпичитовый, кварц-хлоритовый при постоянной вкрапленности пирита.

Яман-Касинское месторождение расположено в 5 км к юго-западу от г. Медногорска в 1 км к северу от ст. Блява Оренбургской области. Рудный район располагается в Блявинской синформе в пределах Сакмарской структурно-формационной зоны, интерпретируемой как фрагмент окраинного моря.

Историческая справка. Яман-Касинское месторождение разведано А. К. Германом в 1939–1941 гг. Геологическое строение рудного поля изучалось А. Р. Вороновым, С. М. Кропачевым, Г. В. Ручкиным, И. Б. Серавкиным, В. Т. Тищенко, Б. И. Хворовым, Г. Я. Яковлевым. Минералогия месторождения детально изучена Т. Н. Шадлул. Впоследствии В. В. Зайковым и В. В. Масленниковым был получен представительный материал по составу околорудных осадков, колчеданных руд и оруденелой фауне. Результаты этих работ опубликованы [Кузнецов и др., 1993; Зайков и др., 1995; Масленников, 1997; 1999; Little et al., 1999].

Геологическое строение. Блявинская синформа имеет северо-западное простирание и поперечник около 10 км. Главной рудоносной структурой района является Утягуловско-Блявинский трог, в восточном борту которого располагаются 4 месторождения: Яман-Касинское, Разумовское, Комсомольское и Блявинское. Узкая (1–5 км) полоса, сложенная преимущественно риолитами, дацитами и, в меньшей степени, андезитами и базальтами блявинского комплекса, рассматривается как колчеданоподобный рифт [Серавкин, Родичева, 1990]. Месторождение Яман-Касы приурочено к периферии риодацитового купола, превращенного в результате околорудного метасоматоза в серицит-кварцевые метасоматиты [Зайков и др., 1995].

Рама и фундамент синформы образованы осадочно-вулканогенными комплексами нижнего палеозоя (от кембрия до нижнего ордовика). В основании структуры залегают тела серпентинитов и серпентинитового мсланжа мощностью десятки и сотни м (рис. 22, 23).

Синформа образована тремя тектоническими пластинами вулканогенно-осадочных комплексов палеозоя, возраст которых является предметом острой дискуссии. Принятая авторами стратиграфическая схема основывается на работах [Кориневский, 1991; Вулканизм ..., 1992; Стратиграфия ..., 1993] с некоторыми изменениями.

Нижняя тектоническая пластина сложена преимущественно карамолитским базальтовым комплексом, средняя – риолит-базальтовым блявинским, верхняя – сочетанием ордовикского баулуского комплекса с силдурийскими и девонскими отложениями.

Баулуский субшелочной оливин-базальтовый комплекс представлен подушечными лавами базальтов с прослоями яшм, аргиллитов, песчаников и силлами диабазов. В яшмах во многих пунктах собраны конодонты среднордовикского возраста, в том числе в надрудной тектонической пластине – в западном борту карьера Блявинского месторождения и в скважинах над рудами Комсомольского месторождения.

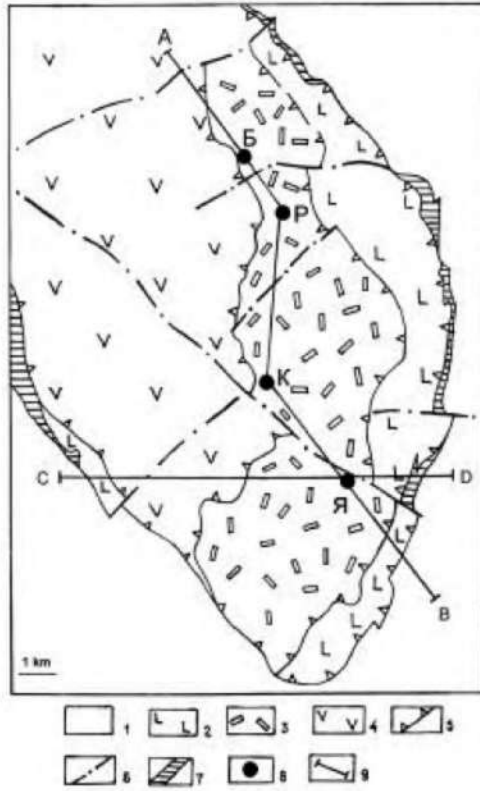


Рис. 22. Схема геологического строения южной части Блявинской синформы (по И. Б. Серавкину [Вулканизм ..., 1992], с изменениями).

1 – обрамление Блявинской синформы (осадочно-вулканогенные комплексы нижнего и среднего палеозоя); 2 – нижняя тектоническая пластина; карамольский комплекс толеитовых базальтов (О); 3 – средняя тектоническая пластина; блявинский рудоносный риолит-базальтовый комплекс (S); 4 – верхняя тектоническая пластина; осадочно-вулканогенные комплексы нижнего и среднего палеозоя; 5 – границы тектонических пластин; 6 – дизъюнктивные нарушения; 7 – серпентиниты в подошве синформы; 8 – медно-цинково-колчеданные месторождения (Б – Блявинское, Р – Разумовское, К – Комсомольское, Я – Яман-Касинское); 9 – линии разрезов (рис. 23)

Fig. 22. Scheme of geological structure of the south part of Blyavinskaya sinform (after I. B. Seravkin [Вулканизм ..., 1992] with changes).

1 – the frame of Blyavinskaya sinform (sedimentary-volcanogenic complexes of lower and middle Paleozoic); 2 – the lower tectonic plate; karamolinsky complex of toleitic basalts (O); 3 – the middle tectonic plate; blyavinsky ore-bearing rhyolite-basalt complex (S); 4 – the upper tectonic plate; sedimentary-volcanogenic complexes of lower and middle Paleozoic; 5 – tectonic plate boundaries; 6 – faults; 7 – serpentinites in sinform foot; 8 – copper-zinc-sulphide deposits (B – Blyavinskoye, P – Rasumovskoye, K – Komsomol'skoye, Я – Yaman-Kasinskoye); 9 – cross-section lines (fig. 23)

Базальты содержат вкрапленники оливина, пироксена и плагиоклаза и сопровождаются гиалокластитами. По петрохимическим и геохимическим особенностям они соответствуют породам эпиконтинентальных рифтов типа Афарского [Вулканизм ..., 1992]. Сумма $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ находится в пределах 4–5 % при резком преобладании Na_2O (см. табл. 9). Содержания TiO_2 находятся в пределах 1.1–2.6 %, а $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$ достигает 17.5 %. Среди базальтов преобладают высокохромистые разновидности с содержаниями

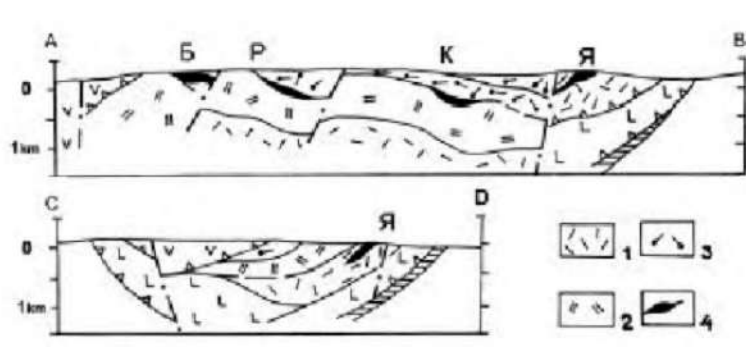


Рис. 23. Разрезы Блявинской синформы.

1–3 – толщи блявинского комплекса: 1 – нижняя, 2 – средняя, 3 – верхняя; 4 – колчеданные месторождения. Остальные условные обозначения см. на рис. 22

Fig. 23. Cross-sections of Blyavinskaya sinform.

1–3 – series of blyavinsky complex: 1 – the lower, 2 – the middle, 3 – the upper; 4 – massive sulphide deposits. The rest captions are shown in the fig. 22

Сг 160–460 г/т, Ni 86–330 г/т. Содержание Rb достигает 26 г/т, модальное содержание Sr 97–275. Содержание РЗЭ низкое (десятки г/т), тип распределения характерен для толеитовых серий: увеличение содержаний La не сопровождается ростом содержаний Sm.

Карамолинский комплекс представлен подушечными и пластинчатыми потоками лав толеитового состава с прослоями фтанитов, углеродистых аргиллитов и алевролитов. Присутствуют также силлы и дайки диабазов. Все эти породы часто сочетаются с серпентинитами и совместно с ними объединяются в офиолитовую ассоциацию [Руженцев, 1976]. По фауне граптолитов комплекс датируется ранним силуром.

Базальтоиды относятся к среднетитанистому меланократовому типу, а по характеру щелочности являются натриевыми со средними содержаниями K_2O 0.1–0.4%. Уровень содержаний Сг, Ni, Со, Sr низкий (см. табл. 9). Суммируя данные по химизму базальтов карамолинского комплекса, И. Б. Серавкин и З. И. Родичева [1990] сделали вывод об их сходстве с толитами окраинных морей.

Характеристика рудовмещающей формации. И. Б. Серавкиным с соавторами [Вулканизм ..., 1992] по результатам изучения Блявинского, Комсомольского и Яман-Касинского месторождений в разрезе блявинской (S?) свиты выделены три толщи:

Нижняя толща сложена в основании осадочно-вулканогенной кремнисто-базальтовой пачкой, а в верхах – вулканогенной андезит-риодацитов. Она соответствует раннему ритму толеит-риодацитового вулканизма, завершившемуся формированием яман-касинского уровня колчеданного рудоотложения.

Средняя толща сложена в низах базальтовыми и андезит-базальтовыми эффузивами, а в основном объеме – эффузивами, туфами и экструзивными куполами дацит-риолитового состава. Толща соответству-

ет главному ритму толсит-риодацитового вулканизма, завершившегося отложением колчеданных руд блявинско-комсомольского уровня.

Верхняя (надрудная) толща представлена афировыми базальтами, переслаивающимися с граптолитовыми сланцами, и содержит в низах линзы кислых пород.

В карьере медно-цинкового колчеданного месторождения Яман-Касы вскрыты нижняя и средняя толщи блявинского комплекса (рис. 24). Наиболее низкое стратиграфическое положение занимают апориолитовые хлорит-серицит-кварцевые метасоматиты. Предполагается, что они являются юго-западным флангом риолито-дацитового купола, у подножия которого сформировалась сульфидная залежь. Выше рудного тела располагается толща сложного строения с потоками лав и кеснокластолав риолитового или базальтового составов, перемежающимися с лавокластитам и кремнисто-железистыми породами.

В составе рудносной толщи присутствуют горизонты оксидно-железистых отложений. В нижнем, приуроченном к юго-восточной выклинке рудного тела, преобладают красноцветные силициты с сульфидными слоями мощностью 0,3–2 см. Отмечены многочисленные микро-складки оползания пелитифицированных илов, в которых совместно смяты гематит-кварцевые и сульфидные слои. В подошве и кровле горизонта кварц-гематитовый материал заполняет межобломочное пространство [Масленников, 1999].

В верхнем горизонте чередуются гематит-кварцевые и кварц-гематитовые породы однородной и грубослоистой структур. Характерной особенностью этих отложений является присутствие многочисленных фрагментов трубчатых органических остатков (рис. 25).

Кремнисто-железистые породы имеют массивные, брекчиевидные, параллельно-слоистые, ритмично-слоистые текстуры. Структуры – мелко- и тонкозернистые, микрообломочные, иногда оолитовые. Гематит имеет пластинчатый облик и слагает веерообразные агрегаты. Содержания $Fe_2O_3 + FeO$ равны 26–30 %; примесь слоистых силикатов (хлорита, гидрослюда) обуславливает присутствие Al_2O_3 (3–8 %), MgO (1,5–3 %), щелочей – до 4 % (табл. 10).

Морфология и строение рудных тел. По данным геологоразведочных и эксплуатационных работ, рудная залежь имеет линзовидную форму и наклонена на запад под углом 30–60° согласно напластованию пород (см. рис. 24). Проекция тела на гори-

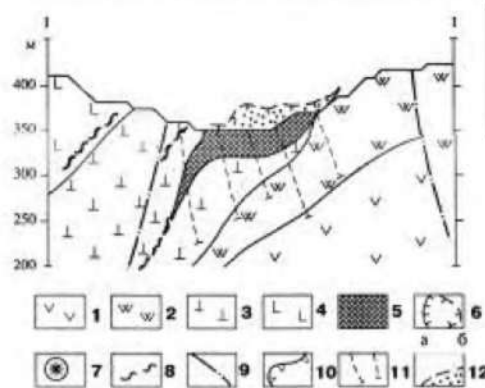
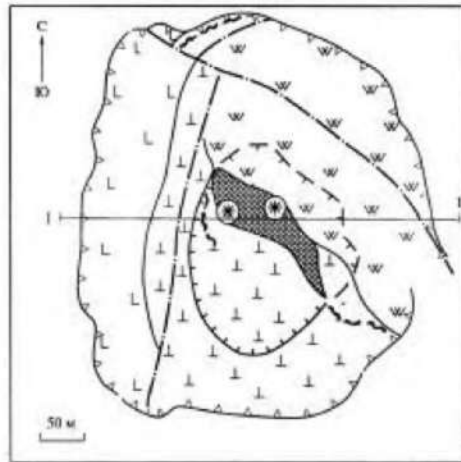


Рис. 24. Схема геологического строения карьера месторождения Яман-Касы (составлена В. В. Зайковым с использованием данных Н. И. Иванченко, А. Р. Воронова, В. М. Волкова).

1 – андезито-базальты и базальты; 2 – серицито-кварцевые метасоматиты по породам риолит-дацитового купола; 3 – лавы, лавокластиты, гиалокластиты риолитового и дацитового состава; 4 – лавы и вулканомиктовые отложения базальтового состава с прослоями темно-серых и лиловых алевролитов; 5 – медно-цинково-колчеданная залежь; 6 – проекция колчеданной залежи на горизонтальную плоскость; перекрытая часть (а), отработанная часть (б). 7 – биостромы; 8 – горизонты кремнисто-железистых отложений; 9 – разломы; 10 – контуры бортов карьера; 11 – проекции стволов скважин; 12 – отработанная часть сульфидной залежи (на разрезе)

Fig. 24. Scheme of geological structure of Yaman-Kasy open pit (compiled by V. V. Zaykov using data of N. I. Ivanchenko, A. R. Voronov and V. M. Volkov).

1 – andesite-basalts and basalts; 2 – sericite-quartz metasomatites after the rocks of rhyolite-dacite dome; 3 – lavas, lavaclastites and hyaloclastites of rhyolite and dacite composition; 4 – lavas and volcanomictites of basalt composition with layers of dark-gray and lilac aleurolites; 5 – copper-zinc massive sulphide deposit; 6 – the horizontal projection of the massive-sulphide deposit; a – buried area and b – exhausted area; 7 – biostromas; 8 – siliceous and ferrous horizons; 9 – faults; 10 – outlines of open pit borders; 11 – holes projections; 12 – exhausted part of the sulphide deposit (section)

горизонтальную плоскость округлая, размером 170×220 м. В плоскости падения конфигурация залежи овальная с длиной осей 170–280 м. В северо-западной части залежи располагается крупное сооружение с выпуклой кровлей. Диаметр этого сооружения 90–100 м,

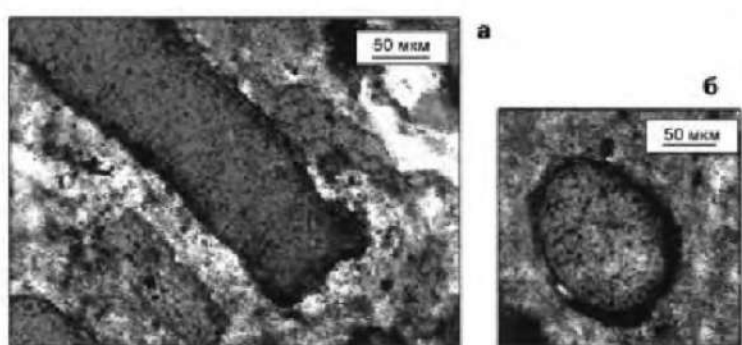


Рис. 25. Микрофотография трубчатого микроорганизма в госсанитах Яман-касинского месторождения (коллекция В. В. Зайкова).

а – продольный срез, б – поперечный срез

Fig. 25. Microphotograph of tubular bacterium (?) in gossanites of Yaman-Kasynskoye deposit (V. V. Zaykov's collection).

a – longitude section, б – cross section

максимальная мощность 37 м. На южном и восточном флангах залежь имеет пластовую форму с мощностью, постепенно уменьшающейся от 10–12 м до полного выклинивания. Это сооружение реконструировано как сульфидный холм [Зайков и др., 1995].

Прямыми доказательствами такой природы являются находки реликтов окаменевших сульфидных «дымоходов» – древних аналогов труб современных «черных курильщиков» [Масленников, Херрингтон и др., 1997; Herrington et al., 1998; Масленников, 1999]. В отличие от рудоподводящих каналов в теле постройки, они имеют двучленное строение, указывающее на центробежный рост наружной колломорфной пиритовой оболочки и на центростремительное обрастание внутренней стенки трубы друзовыми агрегатами халькопирита, изокубанита, сфалерита и барита.

Под сульфидным холмом, сложенным сфалерит-халькопиритовыми рудами, располагается изометричная в плане линза серного колчедана, фиксирующая положение рудоподводящего канала. В подрудных дацитах, превращенных в серицит-кварцевые метасоматиты, встречаются многочисленные халькопирит-пиритовые прожилки.

Непосредственно в кровле холма, на месте предполагаемого выхода гидротерм, появляется кавернозный серный колчедан с более редкими прожилками и включениями сфалерита. Кавернозные серноколчеданные руды этого типа широко распространены в кровле современных сульфидных холмов [Fouquet et al., 1993].

Пластообразная часть залежи сложена кластогенными сфалерит-халькопирит-пиритовыми рудами. В наиболее мощных рудных пластах распространены элювиальные брекчии, состоящие из глыб сфалерит-пиритовых и халькопирит-пиритовых руд.

Таблица 10

Химический состав кремнисто-железистых пород месторождения Яман-Касы
Chemical composition of the silica-ferrous rocks of Yaman-Kasy deposit

№	Номер пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	П.п.п	S	Сумма
Верхний горизонт															
1	302-1	47.84	0.13	8.34	22.39	4.15	0.08	2.90	0.57	2.33	2.00	0.82	4.90	0.29	99.30
2	302-2	89.64	0.09	0.98	3.09	1.70	0.95	0.48	0.32	1.05	1.70	0.05	0.96	—	100.28
3	302-16	48.17	0.13	3.66	22.92	6.70	0.18	1.55	7.38	0.00	0.00	4.20	3.97	—	99.31
4	302-11	75.16	0.16	3.52	11.52	0.41	0.05	1.07	0.40	1.52	1.17	0.15	3.48	—	100.30
5	302-12	29.23	0.87	12.19	44.52	0.20	0.00	0.64	0.10	0.73	0.28	0.35	10.23	—	100.01
6	302-13	69.21	0.17	5.28	14.18	0.33	0.06	1.45	1.04	0.80	0.60	0.44	4.46	—	100.19
7	302-14	73.30	0.10	1.50	18.29	0.123	0.26	0.10	0.32	0.00	0.00	0.33	3.95	—	99.30
8	302-15	74.04	0.15	3.91	123.07	0.39	0.07	1.32	1.02	0.00	0.20	0.65	3.75	—	99.40
Нижний горизонт															
9	7364-6	86.68	0.05	1.96	8.73	0.92	0.05	0.10	0.22	0.20	0.20	0.17	1.16	—	100.10
10	7367-1	84.68	0.05	2.21	5.93	2.73	0.05	0.95	0.32	0.20	0.20	0.31	2.46	—	100.15
11	7364-3	71.85	0.08	4.55	15.39	1.68	0.05	0.45	0.69	0.23	0.74	0.16	2.96	—	99.12
12	7364-3a	56.01	0.05	3.62	22.19	6.22	0.05	0.64	0.79	0.20	0.20	0.16	7.34	—	97.93
13	7364-3b	73.59	0.06	1.93	21.36	0.80	0.05	0.00	0.00	0.20	0.00	0.18	1.46	—	99.58
Средний состав различных типов пород															
14		48.01	0.13	6.00	22.66	5.46	0.13	2.23	3.98	2.23	2.00	2.51	4.43	—	99.73
15		72.93	0.15	3.55	14.02	0.31	0.11	0.99	0.700	1.16	0.66	0.39	3.91	—	98.88
16		87.16	0.07	1.58	4.51	2.21	0.05	0.71	0.32	0.62	0.95	0.18	1.71	—	100.61
17		67.15	0.06	3.37	19.65	2.90	0.05	0.55	0.74	0.21	0.47	0.17	3.92	—	99.24

Примечания. Породы: 1, 3 – госсаниты; 2, 10 – силлициты красноцветные; 4, 6, 8 – госсаниты алевролиты; 5 – охры апосульфидные; 7 – силлициты ароматизированные алевролиты; 9 – гематит-кварцевые породы из жил; 11–13 – кварц-гематитовые породы из жил. Средний состав: 14 – госсаниты (1, 3); 15 – госсаниты алевролиты (4, 6–8); 16 – силлициты красноцветные (2, 10); 17 – кварц-гематитовые породы из жил (9, 11–13). Прочерк – не определялось.

Анализ выполнен в химической лаборатории Института минералогии УрО РАН. Аналитик Т. В. Кринова
Note: Rocks: 1, 3 – gossans; 2, 10 – red silicites; 4, 6, 8 – gossans; 5 – apsulphidized silicites; 9 – hematite-quartz rocks from veins; 11–13 – quartz-hematite rocks from veins. The average composition: 14 – gossans (1, 3); 15 – silicite gossans (4, 6–8); 16 – red silicites (2, 10); 17 – quartz-hematite rocks from veins (9, 11, 13). Dash – not determined

Analyses were carried out in the chemical laboratory of the Institute of mineralogy, UB RAS. Analyst T. V. Krinova

Наблюдаются признаки растрескивания и подводного разрушения колломорфных и массивных руд.

С удалением от сульфидного холма элювиальные рудные брекчии сменяются коллювиальными, затем проксимальными рудными турбидитами. Последние на расстоянии 150 м от сульфидного холма сменяются топкослоистыми сульфидно-гематитовыми ритмитами – дистальными рудными турбидитами и кремнисто-гематитовыми отложениями. Минеральный состав сульфидных песчаников отличается от состава руд обилием ковеллина и концентрированием псевдоморфного халькопирита. Типичные содержания Cu (3–7 %) и Au (6–12 г/т) объясняются выщелачиванием сфалерита и пирита и одновременным обогащением халькопиритом и золотом в процессе повторного гальмиролиза пересотложенных кластогенных руд [Масленников, Зайков, 1998].

Яркой особенностью рудной залежи являются биоморфные руды. Оруденелая фауна представлена вестиментиферами, полихстами, моноплакофорами, гастроподами и беззамковыми брахиоподами; их характеристика дана в главе 7.

Большинство халькопирит-пиритовых палеогидротермальных труб характеризуется положительными значениями δS^{34} , которые варьируют от +0.2 до + 3.8 ‰ [Herrington et al., 1998; Масленников, 1999]. В марказит-сфалеритовых трубах δS^{34} варьирует от -0.4 до +1.5 ‰ при преобладании отрицательных значений. Относительно легкий изотопный состав серы характерен для колломорфных руд, обогащенных фрамбоидальным пиритом. Так пиритовые колломорфные бактериальные обрастания вестиментифер, а также пиритовые строматолиты характеризуются относительно легким изотопным составом серы δS^{34} от -0.6 до -2.5 ‰. Значительно реже δS^{34} в колломорфных рудах достигает +1.5 ‰. В целом, барит из прожилков характеризуется положительными значениями δS^{34} (25.8–27.3 ‰), свидетельствующими об участии в сульфатообразовании морской воды. Вместе с тем, имеются анализы с необычно легким изотопным составом серы из барита, заполнившего трубки вестиментифер (+0.6–4.6 ‰ – определения

Б. Спиро). Вероятно, в формировании баритов этого типа принимали участие бактериальные сообщества.

Минеральный состав руд. Главными минералами руд являются пирит, сфалерит, халькопирит. К второстепенным относятся марказит, галенит, вюртцит и барит. Редкими являются аллантит, гессит, силванит, колорадоит, теллурувисмутит, ковеллин, борнит, блеклые руды, изокубанит, самородный теллур и самородное золото [Масленников, Херрингтон и др., 1997].

В центральной части рудной залежи преобладают халькопирит-пиритовая и халькопирит-сфалерит-пиритовая ассоциации, в кровле и на флангах встречаются сфалерит-пиритовая, барит-сфалеритовая, кварц-пиритовая, галенит-сфалеритовая, сфалерит-халькопирит-пиритовая, гематит-ковелин-пирит-халькопиритовая.

Промышленные типы руд. Медногорский медно-серный комбинат использовал медно-цинково-колчеданый тип руд для получения меди, часть руды отправлялась в Гайский ГОК для извлечения цинка. Тонкие

прорастания сфалерита халькопиритом, известные как «халькопиритовая болезнь», затрудняют отдельное извлечение компонентов. Обилие в рудах марказита приводит к быстрому окислению и разрушению руд, что еще более ухудшает их технологические свойства.

Средние содержания основных полезных компонентов в рудах (%): меди 2.56, цинка 5.56, серы 42.27. Содержания попутных компонентов (г/т): золота 3.3, серебра 33.5, галлия 30, таллия 5, германия 13, индия 17, селена 22, теллура 204. Средний химический состав руд (%): S 45.06, BaSO₄ 1.02, TiO₂ 0.01, Al₂O₃ 0.38, CaO 0.08, MgO 0.01, Na₂O + K₂O 0.03.

Запасы и современная ситуация. Рудное тело Яман-Касы невелико по размерам в сравнении с многими месторождениями уральского типа. В нем сосредоточено 2300 тыс. т медно-цинково-колчеданной руды при запасах меди 42 тыс. т и цинка 90 тыс. т. Месторождение с 1992 по 1996 гг. обрабатывалось открытым способом артелью Южной, которая являлась субподрядчиком Медногорского медно-серного комбината. С 2000 г. месторождение обрабатывается Гайским ГОКом.

ГЛАВА 5. РУДНЫЕ ФОРМАЦИИ ПАЛЕООСТРОВОДУЖНЫХ СИСТЕМ ЮЖНОГО УРАЛА

5.1. Строение и состав колчедановых комплексов

Основные колчеданные месторождения палеоостроводужных структур приурочены к риолит-базальтовым комплексам. Среди них широко известны два – баймак-бурибайский и карамалыташский. Первый развит в Западно-Магнитогорской дуге, второй – в междуговом бассейне (рис. 26). Специальному описанию их посвящены работы Т. И. Фроловой и И. А. Буриковой [1977], П. Ф. Сонко с соавторами [Структурный ..., 1975; Среднепалеозойский ..., 1983], И. Б. Серавкина [1986; Вулканизм ..., 1992], В. С. Шарфмана [1989], А. С. Бобохова [1991], В. В. Зайкова [1991], В. В. Масленникова [1991] и многих других геологов.

В Восточно-Магнитогорской дуге риолит-базальтовый комплекс относится большинством исследователей к карамалыташскому [Сурин, 1997; Тесалина и др., 1998]. Однако, геохимические исследования, проведенные авторами в последние годы, показали большое отличие этих образований от карамалыташского комплекса Сибайского района (междугового бассейна) и близость к баймак-бурибайскому комплексу. Главными показателями служат содержания и распределение редкоземельных элементов. Это привело нас к выводу, что рудоносные отложения Восточно-Магнитогорской дуги целесообразно относить не к карамалыташскому, а к другому комплексу, для которого предлагается название александринский. Ранее такое название колчедановосной вулканогенной толще одноименного месторождения при геологической съемке масштаба 1:50 000 дал Ю. С. Емельянов.

Строение риолит-базальтовых комплексов. Для риолит-базальтовых комплексов характерна вертикальная и горизонтальная зональность в распределении пород и вариациях их химизма. Главной тенденцией является томодромная последовательность в излияниях сначала базальтовых лав, а затем риолито-дацитовых, что сопровождается повышением калиевого порода. Горизонтальная зональность выражается в закономерном увеличении от фронтальной к тыловой зоне островодужной системы количества кислых вулканитов и смене натриевых разностей калиево-натриевыми.

При геологической съемке и тематических исследованиях предложены разные способы расчленения комплексов. Наиболее простым, применимым при составлении карт масштаба 1:200 000, является деление на две толщи, соответствующие базальтовой и риолит-дацит-базальтовой субформациям. В этом случае лучше видны генеральные закономерности строения и состава комплексов. Более детальное разделение, удобное для крупномасштабных карт, заключается в выделении многих местных под-

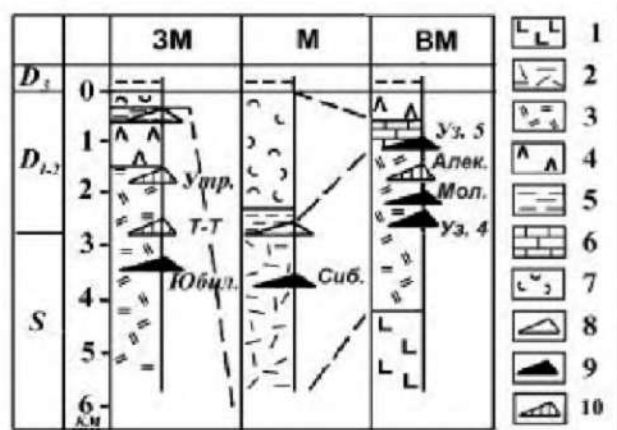


Рис. 26. Схема размещения колчеданных месторождений в стратиграфическом разрезе Магнитогорско-Мугоджарской островодужной структуры (составил В. В. Зайков).

1-7 – вулканические и осадочные комплексы: 1 – базальтовый, 2 – риолит-базальтовый контрастный, 3 – риолит-базальтовый непрерывный, 4 – андезит-базальтовый, 5 – кремнистый, 6 – терригенно-карбонатный, 7 – вулканокластический; 8-10 – уровни формирования гидротермальных месторождений: 8 – кремнисто-железистых и марганцевых, 9 – медно-цинково-колчеданных; 10 – золото-колчеданно-полиметаллических.

Палеоостроводужные структуры: 3М – Западно-Магнитогорская дуга, М – Магнитогорский междуговой бассейн, ВМ – Восточно-Магнитогорская дуга.

Месторождения: Утр – Утреннее, Т-Т – Таш-Таш, Юбил – Юбилейное, Сиб – Сибай, Алек – Александринское, Мол – Молодежное и Учалинское, Уз – Узельгинское (рудные тела 4 и 5)

Fig. 26. Scheme of setting of massive sulphide deposits at the stratigraphic sequence (created by V. V. Zaykov).

1-7 – volcanic and sedimentary complexes: 1 – basaltic, 2 – rhyolite-basaltic contrasting, 3 – rhyolite-basaltic continuous, 4 – andesite-basaltic, 5 – siliceous, 6 – terrigenous-carbonaceous, 7 – volcanoclastic; 8-10 – levels of hydrothermal deposits forming: 8 – siliceous-ferriferous and manganese, 9 – copper-zinc-pyritic; 10 – gold-polymetallic.

Paleoisland-arc structures: 3M – West-Magnitogorsk arc, M – Magnitogorsk inter-arc basin, BM – East-Magnitogorsk arc.

Deposits: Утр – Utrennee, Т-Т – Tash-Tau, Юбил – Yubileynoe, Сиб – Sibay, Алек – Alexandrinskoe, Мол – Molodyezhnoe and Uchalinskoye, Уз – Uzel'ginskoe (ore bodies № 4 and 5)

ний. Наиболее разработана соответствующая легенда И. Б. Серавкиным и др. в монографии «Вулканизм Южного Урала» [1992]. Они предлагают выделить часть разреза в базальт-андезит-риолитовую формацию, но при этом сами указывают на нечеткость латеральных и вертикальных границ. В последних работах уфимских специалистов эта точка зрения смягчена и верхняя часть разреза отнесена к таналькской толще.

Главными участками, на примере которых рассмотрено строение риолит-базальтовых комплексов, являются Баймак-Бурибайская, Сибайская и Верхне-Уральская (Учалинско-Александринская) зоны. Уже давно было отмечено, что в этих зонах существуют два типа разрезов: контраст-

ный и непрерывный. В первом базальты ассоциируют с риолитами, а во втором, кроме данных пород, присутствуют андезиты и дациты. Но это не нарушает в целом бимодальный характер распределения породных групп по кремнеземистости. Характерно, что степень контрастности широко варьирует по латерали в смежных вулканических сооружениях, но более контрастным является риолит-базальтовый комплекс междугового бассейна.

Вулканисты контрастной риолит-базальтовой субформации этой структуры перекрываются яшмами и вулканогенными отложениями мощностью 1,7–2 км. Ареал этих осадков вытянут в субмеридиональном направлении на 300 км и ограничен дугами. Это является одним из доказательств междуговой природы бассейна [Зайков, 1991].

Было предложено несколько петрологических моделей, объясняющих механизм формирования контрастных и непрерывных формаций, существо которых рассмотрено Т. И. Фроловой и И. А. Буриковой [1977]. С известными оговорками можно считать, что образование кислых вулканистов контрастных разрезов связано с дифференциацией перегретых сухих базальтовых расплавов, а непрерывных – с палингенными вылавками корового материала. В последнее время разрабатывается концепция формирования кислых магм за счет плавления гидротермально измененных базальтоидов под воздействием последующих внедрений перегретых базальтов [Пуртов и др., 1997].

Нижняя толща риолит-базальтовых комплексов имеет мощность 1500–2000 м и сложна лавами андезито-базальтового и базальтового состава с подчиненным развитием гиадокластитов и лавокластитов, прослоев яшм, силицитов, фтанитов. Вулканические сооружения, свойственные нижней толще, представлены вулканическими грядами, вулканогенными купольными сооружениями (базальтовыми поднятиями), лавовыми плато.

Верхняя толща, мощность которой варьирует от 300–500 м до 1500–2000 м, представлена сложным сочетанием риолито-дацитовых куполов с потоками андезитов и базальтов, прослоями вулканогенно-обломочных и осадочных пород. В ее составе в отдельных вулканогенно-тектонических структурах выделяются пачки, именуемые по составу пород (андезитовая, дацитовая и т. д.). Осадочные породы более разнообразны: яшмы, железисто-кремнистые металлоносные осадки, гиадокластитовые тефроиды, гравелиты, алевролиты, тефротурбидиты с традиционной слоистостью. Они образуют пачки мощностью 5–45 м, выполняющие междугольные или кальдерные депрессии. В пределах этих пачек происходит латеральная смена: лавы-гиадокластиты-вулканогенно-обломочные породы.

В Баймак-Бурибайской зоне риолит-базальтовый комплекс перекрывается вулканогенно-обломочными породами и лавами андезит-базальтового комплекса. Подобные взаимоотношения пород характерны и для Верхне-Уральской зоны, где вулканогенный разрез завершается андезито-базальтами. В Сибайской зоне междугового бассейна риолит-базальтовый комплекс перекрывается яшмами и вулканогенными осадками.

Петрографические и геохимические особенности пород. Базальты, слагающие низы разреза риолит-базальтовых комплексов, представлены афировыми и мелкопорфировыми лавами. В верхней толще встречаются

среднепорфировые разности с вкрапленниками клинопироксена и плагиоклаза в количестве до 10–15 %. По составу основные породы соответствуют низкотитанистым андезит-базальтам и базальтам с резко выраженными модальными значениями кремнезема 52–55 %. Подчиненное значение имеют высокомагнезиальные и низкотитанистые пикрито-базальты и боиниты.

Базальтоиды образуют подушечные, трубообразные и пластовые потоки, средняя мощность которых 5–10 м. Распределение микралин (размеры 1–5 мм, количество 10–20 %) неравномерное и подчиняется конфигурации потоков. Основная масса имеет интерсервальную, микроделеритовую или витрофировую структуры. Вкрапленники представлены авгитом, плагиоклазом и псевдоморфозами вторичных минералов по оливину. В порфировых разностях баймак-бурибайского комплекса установлена этапность кристаллизации: первая генерация начинается с оливина, более поздними являются плагиоклаз и пироксен; во второй сначала кристаллизуется плагиоклаз, затем пироксен и магнетит, а оливин отсутствует [Фролова, Бурикова, 1977]. В карамалыташском комплексе оливин крайне редок, а в первой генерации резко преобладает плагиоклаз. Для второй генерации по соотношению плагиоклаза и пироксена в сростках и наличию включений пироксена в плагиоклазе установлено, что они кристаллизовались, главным образом, синхронно.

Клинопироксен в базальтах нижней толщи варьирует по составу от диоксида-салита $Ca_{43}Mg_{20}Fe_{12}$ во вкрапленниках до железистого авгита $Ca_{39}Mg_{26}Fe_{26}$ в агрегатах основной массы [Сурин, 1993]. Базальты верхней толщи содержат клинопироксены, обогащенные магнием и обедненные кальцием ($Ca_{41-42}Mg_{24-25}Fe_{14}$). Главной закономерностью эволюции состава клинопироксенов является увеличение железистости более поздних выделений. При этом в Восточно-Магнитогорской дуге в направлении с севера на юг степень толситовости базальтов постепенно уменьшается. Выказано предположение, что это объясняется уменьшением температур излияния расплавов на поверхность за счет углубления промежуточных магматических очагов [Сурин, 1993].

Данные по химизму пород риолит-базальтовых комплексов рассмотрены во многих публикациях [Фролова, Бурикова, 1977; Вулканизм ..., 1992; Зайков и др., 1993; Геохимическая ..., 1999]. Сопоставление пород риолит-базальтовых комплексов с типовыми сериями проанализировано Е. П. Шираем в коллективной монографии «Металлогения рядов геодинамических обстановок островных дуг» [1999]. В составе комплексов «преобладают натриевые толситовые базальты при подчиненном объеме риодацитов. Присутствуют также породы других серий: марианит-боинитовой, известково-щелочной. ... Геохимические особенности базальтов и андезит-базальтов свидетельствуют о сходстве пород с толситовыми породами эвсиматических островных дуг. Соотношение изотопов стронция (около 0,7040) близко к значениям, установленным для толситов дуг Тонга, Кермадек Южно-Сандвичевой, Марианской и др. ... В процессе эволюции кислого вулканизма происходит смена толситовых риодацитов известково-щелочными» [Металлогения ..., 1999, с. 208].

Практически все базальты риолит-базальтовых комплексов низкотитанистые, низкокальциевые, среднеглиноземистые. В Баймак-Бурибайской

зоне базальты нижней толщи, по сравнению с верхней, характеризуются повышенными содержаниями MgO (7–8 и 3–4 % соответственно). Самые высокие содержания P_2O_5 установлены в наиболее поздних порциях лав. Для базальтов карамалыташского комплекса отмечено понижение содержаний TiO_2 вверх по разрезу от 0.7–1.0 до 0.4–0.5 %.

Содержания рубидия в базальтах риолит-базальтовых комплексов в пределах 2–10 г/т, т. е. близки к таковым в базальтах юных островных дуг, возрастающей в Восточно-Магнитогорской дуге до 7–10 г/т параллельно с возрастанием калия до 0.8 % (приложения 5, 6). Содержания хрома (10–200 г/т) ниже, чем в базальтах срединно-океанических хребтов. Уровни Rb/Sr отношений позволяют интерпретировать мощность островодужной земной коры в период формирования базальтов в пределах 15–20 км [Сурин, 1993; Металлогения ..., 1999].

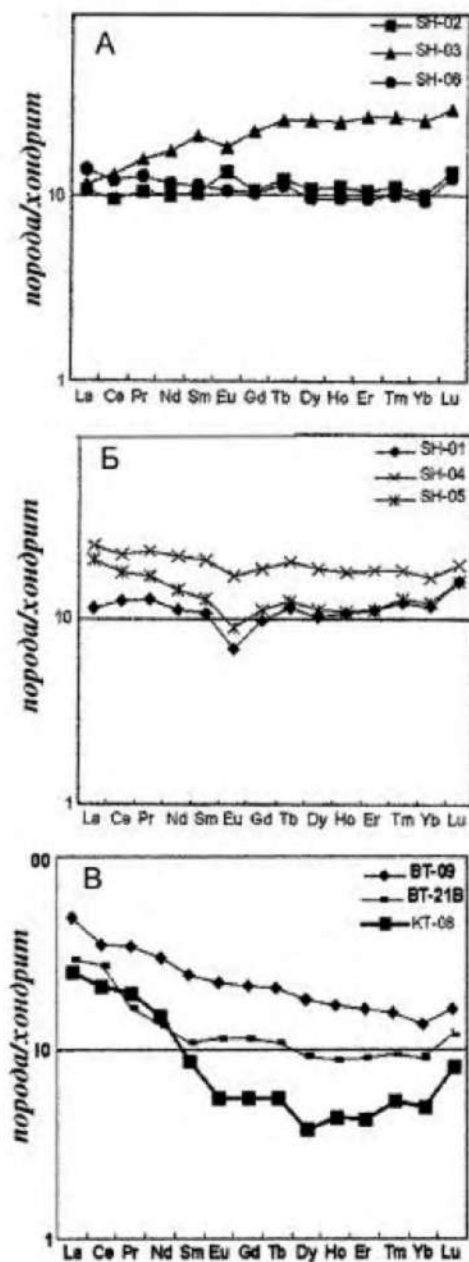


Рис. 27. Нормированное по хондриту распределение РЗЭ:

в диабазах (А) и риолитах (Б) из даек баймак-бурибайского комплекса, рч. Шанхай, (В) в породах верхней толщи баймак-бурибайского комплекса из карьеров Балта-Тау и Куль-Юрт-Тау (данные Р. Херрингтона, номера проб соответствуют приложениям 7 и 8)

Fig. 27. Normalized to chondrite REE distribution:

in diabases (A) and rhyolites (B) from dykes of baimak-buribaysky complex, river Shankhai, (B) in rocks of the upper stratum of baimak-buribaysky complex from Balta-Tau and Kul-Yurt-Yau open pits. (data of R. Herrington, sample numbers are the same as in appendixes 7, 8)

По геохимическим особенностям базальты нижней толщи занимают промежуточное положение между океаническими толеитами и базальтами островных дуг: по соотношению Zr/Ti , Cr/Ni , низким содержаниям Rb и Sm , характерному тренду накопления лантана, они ближе к первым, а по соотношениям Ti/Cr и Co/Ni – ко вторым [Вулканизм ..., 1992]. Базальты верхней толщи, по сравнению с описанными, обеднены Ni и Cr и обогащены Zr и по соотношениям Zr/Ti , Cr/Ni и Co/Ni отвечают составам толеитов островных дуг.

Сопоставление результатов анализа редкоземельных элементов в базальтоидах двух палеоостровных дуг и междугового бассейна (приложения 5–8) показало следующее. Характер распределения имеет существенные отличия: породы баймак-бурибайского и александринского комплексов обогащены легкими редкоземельными элементами (рис. 27–30) и имеют более отчетливые известково-щелочные тенденции. В противоположность этому, породы карамалыташского комплекса обогащены тяжелыми редкоземельными элементами и более контрастны (рис. 28). Для них характерны низкое Zr/Ti отношение (1–5) и низкое содержание Th , что свидетельствует о толеитовой тенденции пород.

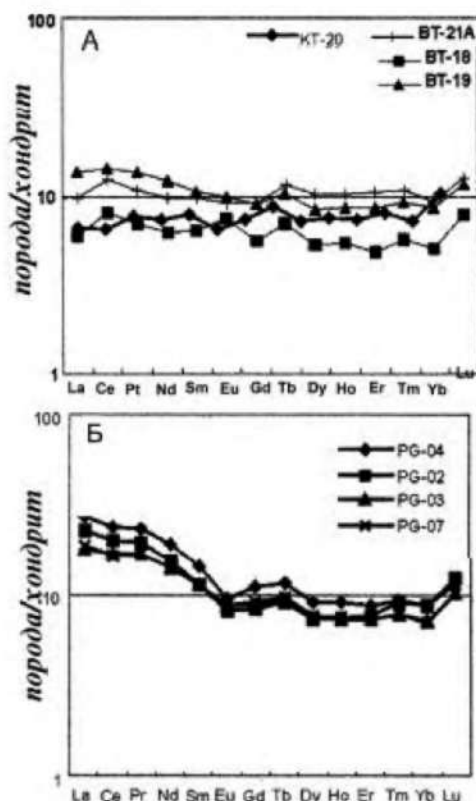


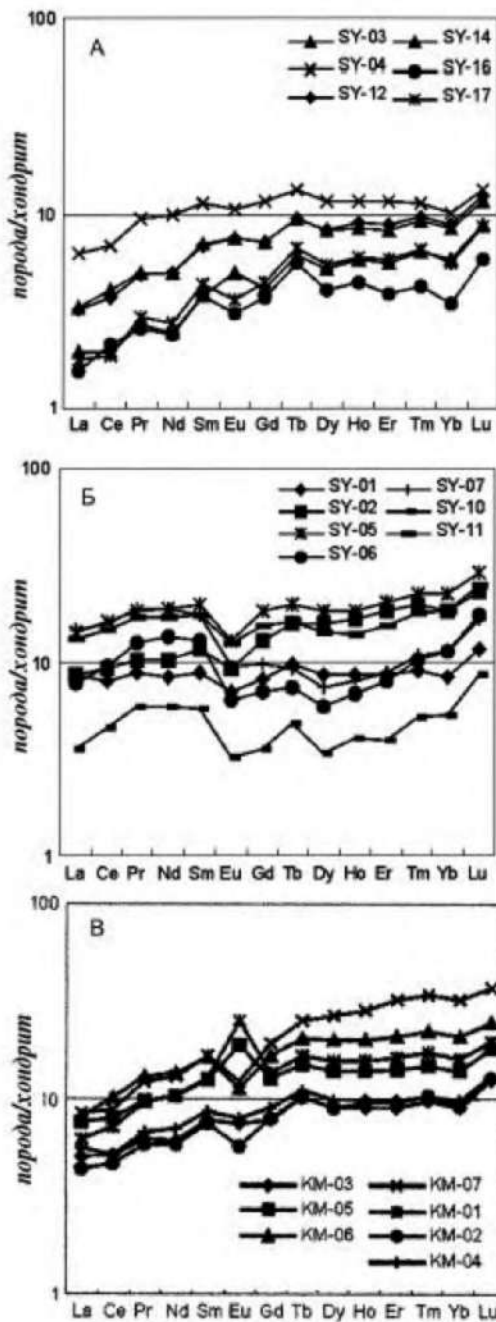
Рис. 28. Нормированное по хондриту распределение РЗЭ:

(А) в породах уровня границы баймак-бурибайского и ирендыкского комплексов из карьеров Балта-Тай и Куль-Юрт-Тай, (Б) в плагиогранитах Богачевского массива, гипабиссальная интрузия баймак-бурибайского комплекса (данные Р. Херрингтона, номера проб соответствуют приложениям 7, 8)

Fig. 28. Normalized to chondrite REE distribution:

(A) in rocks of margin level of baimak-buribaysky and irendytsky complexes from Balta-Tau and Kul-Yurt-Yau open pits; (B) in plagiogranites of the Bogachevsky massif, hypabyssal intrusion of baimak-buribaysky complex (data of R. Herrington, sample numbers are the same as in appendixes 7, 8)

Общей особенностью



баймак-бурибайского и александринского комплексов является присутствие бонинитов в лавовой и дайковой фациях [Кабанова, Зайков, 1987; Кузьмин, Кабанова, 1991; Зайков, 1991; Сурин, 1997; Spadea et al., 1998].

В Баймак-Бурибайской зоне эти породы изучены вблизи Бурибайского месторождения в береговых обнажениях р. Таналык и ручья Шанхай. Они образуют подушечные и трубообразные потоки и слагают дайки в каркасных и параллельных системах. Дайки мощностью 0,1–2 м служили подводными каналами для излияний лав, что задокументировано В. В. Зайковым и Л. Я. Кабановой. Породы даек отличаются от лав (таблица 11) большим содержанием SiO_2 (55–58 % и 52–56 % соответственно) и Na_2O (3,7 и 5,1 % соответственно) и меньшим (на 2 %) – MgO и CaO . При этом содержания TiO_2 и K_2O примерно равны. Содержания Ni и Sr выше в лавах, а Zr несколько больше в дайках.

Рис. 29. Нормированное по хондриту распределение РЗЭ:

в базальтах (А) и риолитах (Б) карамалыташского комплекса из Сибайского карьера, (В) в породах Карамалыташского палеовулкана (данные Р. Херрингтона, номера проб соответствуют приложениям 7, 8)

Fig. 29. Normalized to chondrite REE distribution:

in basalts (A) and rhyolites (B) of Karamalytashsky complex from Sibai open pit, (B) in rocks of Karamalytashsky paleovolcano (data of R. Herrington, sample numbers are the same as in appendixes 7, 9)

Бонинитовые лавы представлены афировыми и мелкопорфировыми разновидностями, в которых вкрапленники пироксенов составляют 3–5 % объема. Призматические индивиды клиноэнстатита почти нацело замещены актинолитом, хлоритом, кальцитом, эпидотом, а таблички ортопироксена (?) – минералами группы серпентина. Основная масса в наиболее раскристаллизованных породах сложена каркасом из призматических зерен и лейст пироксена, между которыми заключен агрегат из плагиоклаза, эпидота, кальцита, кварца. Присутствуют зерна хромшпинелидов, в которых содержания компонентов несколько варьируют (%): Cr_2O_3 от 47 до 60, Al_2O_3 8 от 11 до 22, FeO 10–17, TiO_2 0.18–0.42 %. Эти вариации соответствуют параметрам хромшпинелидов из бонинитов современных островных дуг [Spadea et al., 1998].

В афировых лавах присутствует измененная стекловатая масса сферолитовой структуры с микролитами клинопироксена и редкими миндалинами. В порфировых разновидностях присутствуют фенокристы оливина и/или ортопироксена. Cr-шпинель заключена внутри оливина в виде микрофенокриста. Оливин неравномерно распределен, иногда гломерофировый и может быть корродирован. В афировых бонинитах даек структура от сферолитовой и микролитовой до дендритовой.

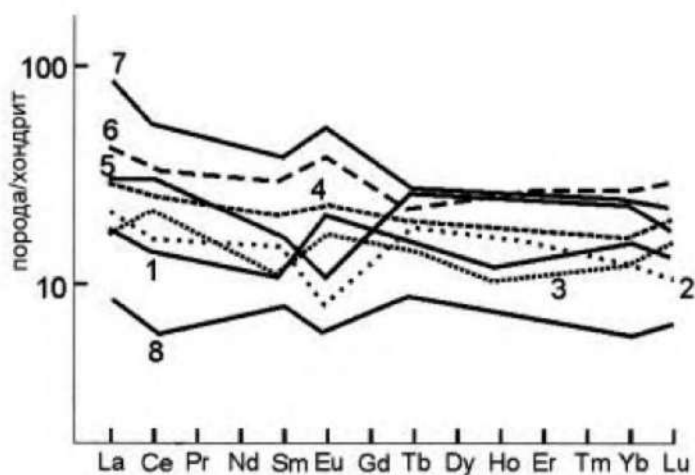


Рис. 30. Нормированное по хондриту распределение РЗЭ в породах александринского (карамальташского) комплекса из Восточно-Магнитогорской палеостровной дуги (данные Т. Н. Сурина [Геохимическая ..., 1993], номера графиков соответствуют выборкам в прил. 6).

Fig. 30. Normalized to chondrite REE distribution in rocks of alexandrinsky (Karamalytashsky) complex from East-Magnitogorsk paleoisland-arc (data of T. N. Surin [Геохимическая ..., 1993], plot numbers correspond to numbers of sample groups in appendix 6)

Таблица 11

Состав бонинитовых пород баймак-бурибайского комплекса района р. Таналык (Spadea et al., 1998).

Chemical composition of the boninites of baymak-buribay complex of Tanalyk river area (Spadea et al., 1998)

№ №	SiO ₂	TiO ₂	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Cr	Ni	Zr	Sr	Mg#
	%						ppm				
Лавы											
1	52.82	0.37	14.89	5.24	3.65	0.05	0.0	136	39	166	0.74
2	54.80	0.41	10.35	9.05	3.89	0.17	382	127	32	28	0.68
3	53.89	0.52	14.13	5.89	3.68	0.39	1011	403	37	23	0.76
4	54.02	0.26	14.76	10.20	2.41	0.08	0.0	352	28	95	0.77
5	56.16	0.45	9.74	7.32	4.51	0.11	395	108	35	71	0.67
Дайки											
6	57.96	0.48	8.09	4.74	4.20	0.59	0.0	53	41	91	0.66
8	57.70	0.46	9.63	6.56	5.50	0.10	133	91	48	33	0.70
9	57.22	0.47	9.68	5.95	5.71	0.08	147	82	47	55	0.72
10	58.37	0.47	9.16	4.98	6.30	0.11	142	88	48	28	0.75

Примечание: Mg# = Mg/(Mg+Fe). 1 – гналокластика афирового бонинитового андезита; 2 – бонинитовый андезито-базальт афировый; 3–5 – бонинитовый андезито-базальт порфиновый; 6–10 – бонинит андезитовый афировый.

Клинопироксены представлены двумя фазами [Spadea et al., 1998]: 1) обогащенным энстатитом диоксид-авгитом в бонинитовых андезито-базальтах; 2) более железистым авгитом в базальтах и базальтовых андезитах. Ясная положительная корреляция магнезиальности клинопироксенов и пород свидетельствует о том, что магмы претерпели фракционную кристаллизацию в периферических камерах.

Петрохимическая и геохимическая характеристика бонинитов Баймак-Бурибайской зоны дана в работах [Кузьмин, Кабанова, 1991; Зайков, 1991; Spadea et al., 1998] и иллюстрируется табл. 11. По основности лавы соответствуют базальтам, андезито-базальтам и андезитам. Содержания (%): TiO₂ 0.2–0.4, MgO 7–18. Элементы, родственные калию, содержатся в более высоких количествах, чем в базальтах оксанических хребтов (г/т): рубидий – 3–10, барий – 23–140. Элементы с высокими ионными радиусами, т.е. несовместимые в отношении мантийного материала (Zr, Hf, Nb, Ta), имеют крайне низкие значения.

Бонинитовые породы имеют низкие содержания щелочей и относительно высокие Cr (до 1000 г/т) и Ni (до 400 г/т). Редкоземельные элементы (РЗЭ) обнаруживают характерные черты типичных бонинитов, например, низкое общее содержание, обеднение Ce, низкое La/Yb отношение и частично истощение средними РЗЭ. «Предполагается, что бониниты формируются над зоной субдукции при плавлении мантийного респита (после выплавления из него оксанического базальта) под влиянием флюидов, поднимающихся от зоны Бенъофа. Очевидно, что это в основном водные флюиды, что определяет низкие содержания в бонинитах литофильных элементов [Кузьмин, Кабанова, 1991, с. 169].

В александринском комплексе Восточно-Магнитогорской дуги (Александринский рудный район) Т. Н. Суриным [1993] также выявлены

магнезиальные базальты, близкие бонинитам. Они образуют потоки мощностью 3–12 м с вкрапленниками клинопироксена и плагиоклаза, в совокупности составляющими 15–25 % породы. Клинопироксены представлены кристаллами размером 0,5–3,0 см и по составу отвечают низкокальциевому пикроит-авгиту $Ca_{27-28}Mg_{48-49}Fe_{24}$. Близкие характеристики имеют авгиты из типичных бонинитов Бонинских островов, для которых температура расплава равна 1140–1280 °С. Предполагается, что александринские магнезиальные базальты возникли при дифференциации бонинитовой магмы с удалением оливина, ортопироксена и незначительной аккумуляцией плагиоклаза.

Для андезитов Баймак-Бурибайской зоны характерны парагенезисы с роговой обманкой и ортопироксеном. По химическому составу среди базальтоидов выделены натриевые и калий-натриевые типы. Первые характеризуются более низкими содержаниями литофильных элементов (Rb, Sr, Zr, La, Th, U) и отношениями Rb/K, Rb/Sr, Sr/Zr по сравнению с калиевыми. Натриевые андезито-базальты содержат поздний магнетит и преобладают в основании комплекса, а калий-натриевые распространены выше по разрезу. В обоих типах базальтоидов по содержаниям MgO и Al_2O_3 выделены глиноземистые и магнезиальные разновидности. Магнезиальные обогащены Se, Cr, Co, Ni и обеднены легкими РЗЭ по сравнению с глиноземистыми. Вдоль простирания Западно-Магнитогорской дуги, по направлению с севера на юг, наблюдается продольная геохимическая зональность, которая выражается в уменьшении в андезито-базальтах содержания Rb, Sr, Zr, Th и отношений Rb/K, Rb/Sr, Sr/Zr.

Характеристика аксессуарных минералов из базальтоидов дана Е. Е. Порошиным [1987]. Наиболее информативными для петрологических целей оказались хромшпинелиды и гранаты.

Вулканиды кислого состава, слагающие купола и потоки, представлены несколькими разновидностями, отличающимися, прежде всего, по количеству и составу вкрапленников. Принято подразделять их на фельзитовые, мелко-, средне- и крупно-порфировые. Общая тенденция заключается в повышении степени порфировости поздних порций лав, хотя передки и обратные соотношения.

Последовательность формирования и состав кислых вулканидов детально изучены А. С. Бобоховым [1991]. Он отмечает, что состав вкрапленников, количество которых варьирует от 1–2 до 30–60 %, усложняется от ранних к поздним генерациям куполов. Для ранних построек свойственны риолиты с плагиоклазом и реже кварцем. В более поздних кварц присутствует постоянно наряду с плагиоклазом. В конечных порциях к этим минералам добавляется пироксен, роговая обманка и биотит. Титаномагнетит присутствует в большинстве разновидностей кислых вулканидов. Плагиоклаз представлен двумя главными разновидностями индивидов: широкопластинчатым зональным андезитом, который является интракельтурической фазой, и удлиненно-призматическим альбитом или альбито-олигоклазом.

Вкрапленники кварца имеют либо округлую морфологию, либо форму гексагональной бипирамиды. В эндоконтактах экструзий мегафиров отмечены скелетные кристаллы, что объясняется недостатком «питания» в красных охлажденных зонах. В фенокристаллах присутствуют рас-

плавные включения размером до 0,3 мм двух типов: раскристаллизованные и стекловатые [Карпухина и др., 1998]. При термобарогеохимическом исследовании включений получены температуры гомогенизации 950–1140 °С в первых и 880–1080 °С во вторых. Среди включений выделяются патриевые и калиевые разности, причем их состав существенно отличается от состава пород (содержание K_2O достигает 9,7 %). Зафиксирована зависимость содержания воды в расплавленных включениях от положения в разрезе: наиболее низкие концентрации (до 1,6 %) установлены в риолитах нижних горизонтов, более высокие (до 5 %) в средней части разреза и в верхах до 6 %.

Петрохимическая характеристика кислых вулканитов проведена по многим вулканическим сооружениям палеоостроводужной системы. Установлено, что более однородными являются риолиты междугового бассейна. В них вариации K_2O находятся в пределах 0,1–0,6 %. Для островных дуг отмечены более широкие вариации состава. Например, в Баймак-Бурбайской зоне по направлению с запада на восток содержание K_2O увеличивается в риолитах и дацитах (0,6–1,4 и 0,8–1,2 % соответственно). Необходимо отметить присутствие в составе риолит-базальтовых комплексов высокомагнезиальных дацитов, в которых по данным Е. А. Белгородского содержания MgO 4–5 %.

Изотопные исследования показали значения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в риолитах в пределах 0,703–0,706 [Бобохов, 1991]. Такие параметры характерны для вулканитов островных дуг. Характерно, что в Западно- и Восточно-Магнитогорской островных дугах изотопные соотношения имеют более значительные вариации, чем в междуговом бассейне.

5.2. Медно-цинково-колчеданная формация

Месторождения медно-цинково-колчеданной формации представлены тремя минеральными типами: сфалерит-халькопирит-пиритовым, халькопирит-магнетит-пирротин-пиритовым и пиритовым. Первый представлен главными рудными залежами Учалинского и Молодежного месторождений и верхними рудными телами месторождений Сибайского и Узельгинского. Второй соответствует нижним залежам многоярусных рудных полей Сибайского и Узельгинского. К третьему относится пиритовое рудное тело Гайского месторождения, сопровождающееся пиррофиллитовыми метасоматитами. Эти породы по рекомендации В. Н. Удачина и В. В. Зайкова были селективно извлечены при проходке карьера и складированы в специальном отвале для использования Цехом керамической плитки Гайского ГОКа. Ежегодное потребление этого сырья около 1 тыс. тонн.

Положение залежей в стратиграфических колонках показано на рис. 26.

Учалинское месторождение находится в черте г. Учалы (Башкортостан) в 7 км южнее железнодорожной станции Учалы. Оно приурочено к северному флангу Восточно-Магнитогорской палеоостровной дуги.

Историческая справка. Учалинское месторождение, являющееся эталонным представителем месторождений уральского типа, выявлено в 1939 г. при разбуривании золотосодержащих бурых железняков. Первоот-

крыватели месторождения Л. А. Бажнов, И. М. Гарипов, А. И. Демчук, М. И. Долгаль, Х. А. Шафеев [Минеральные 1994]. С 1940 г. по 1956 г. трестом Башзолото проводилась детальная разведка месторождения наклонными и вертикальными буровыми скважинами по сети (80–100)×100 для категории С₁ и по сети (40–50)×50 для категории В. Трестом ВСЕГЕИ проведена магниторазведка (1940 г.), гравиметрия (1954 г.), электроразведка (1950–1954 гг.). В 1954 г. была добыта первая тонна руды. В 1958 г. рудник был выведен на проектную мощность в 2,5, а с 1970 г. в 3,5 млн. т руды в год.

Основными публикациями являются работы [Медноколчеданные... 1985, 1988, 1992; Минеральные... 1994].

Характеристика рудовмещающей формации. Месторождение связано с колчеданопосным риолит-базальтовым комплексом (D_{2zv}). Разрез комплекса включает следующие толщи (снизу вверх): 1) лавы и вулканокластические породы базальтового состава (мощность более 250 м); 2) эффузивы и лавы дацитового и риолитового состава (мощность 50–500 м); 3) вулканомиктовые и кремнистые отложения с лавами базальтового и риолитового состава (мощность 0–300 м); 4) лавы и вулканокластика базальтового и андезибазальтового состава (мощность 0–1100 м); 5) лавы и вулканокластика риолитового и дацитового состава (мощностью до 600 м). Руды локализуются на границе второй и третьей толщ.

Характеристика рудовмещающих структур. Учалинское рудное поле приурочено к базальтовой вулканической гряде (D_{2zv}), осложненной цепочкой риодацитовых куполов (рис. 31). Месторождение приурочено к одному из таких куполов. С запада рудовмещающая риолит-базальтовая постройка перекрыта толщей базальтов, а с востока ограничена разломом [Медноколчеданные ... 1988; Минеральные ... 1994].

Морфология, строение рудного тела. Форма рудного тела линзовидная с пережимом в центре над апикальной частью купола. Колчеданная залежь имеет субвертикальное положение. На глубине по падению она резко выклинивается (рис. 32). На флангах по простиранию залежь имеет пластообразную форму. В всячем боку залежи отмечались линзовидные тела вкрапленных руд мощностью от 2–3 м до 10–15 м. Залежь рассечена серией даек диабазов карбонового возраста.

Выполненные реконструкции показали первичное субгоризонтальное залегание залежи в виде сложно построенного суль-

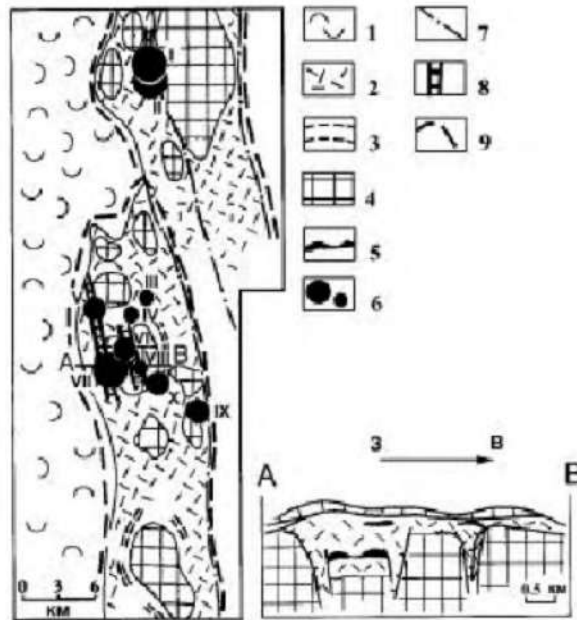


Рис. 31. Схематическая геологическая карта Учалинского и Верхнеуральского рудных районов [Зайков и др., 1993]

1 – флишоидные вулканомиктовые отложения; 2 – отложения риолит-базальтовой формации; 3 – яшмовые отложения; 4 – базальтовые палеовулканы; 5 – залежи массивных сульфидов; 6 – колчеданные месторождения разных масштабов; 7 – разломы; 8 – зоны локального спрединга; 9 – границы колчеданосных районов.

Месторождения: I – Учалинское, II – Новоучалинское, III – Озерное, IV – Новое, V – Западно-Озерное, VI – им. XIX Партсъезда, VII – Узельгинское, VIII – Талганское, IX – Молодёжное, X – Чебачье

Fig. 31. Schematic geological map of Uchalinsky and Verkhneuralsky ore districts [Зайков и др., 1993].

1 – fliishoid volcanomictic sediments; 2 – rhyolite-basalt formation sediments; 3 – jasper sediments; 4 – basalt paleovolcanos; 5 – massive sulphide sediments; 6 – massive sulphide deposits of various scales; 7 – faults; 8 – zones of local spreading; 9 – boundaries of massive sulphide districts.

Deposits: I – Uchalinskoe, II – Novouchalinskoe, III – Ozyerno, IV – Novoe, V – West-Ozyerno, VI – im. XIX Parts'ezda, VII – Uzel'ginskoe, VIII – Talganskoe, IX – Molodezhnoe, X – Chebach'e

фидного холма. Северный фланг залежи имеет воронкообразную форму с плоской кровлей, перекрытой прерывистым горизонтом вулканомиктовых пород с рудокластами. Изоконцентраты меди и цинка, отражающие распределение сортов руд, имеют продольную ориентировку.

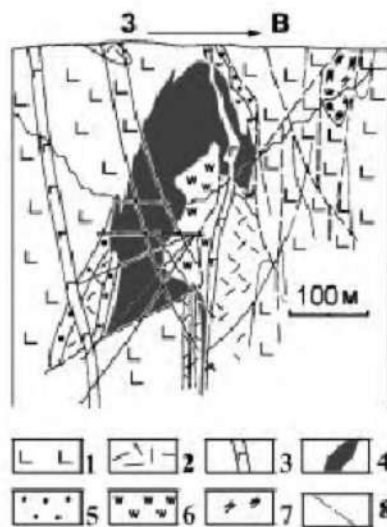


Рис. 32. Разрез Учалинского месторождения [Минеральные ..., 1994].

1 – базальты, андезит-базальты; 2 – риолиты, дациты, андезит-дациты; 3 – дайки габбро-диабазов; 4 – рудные тела; 5 – рудокласты ксеногенные и эдафогенные; 6 – околорудные метасоматиты (кварц-серицит-хлоритовые); 7 – глинисто-кремнистые отложения; 8 – разломы крутопадающие

Fig. 32. The cross-section of Uchalinskoe deposit [Минеральные..., 1994].

1 – basalts, andesite-basalts; 2 – rhyolites, dacites, andesite-dacites; 3 – dykes of gabbro-diabases; 4 – ore bodies; 5 – xenogene and edaphogene oreclasts; 6 – metasomatites (quartz-sericite-chlorite); 7 – argillites and silica rocks; 8 – faults

В строении рудной залежи участвуют гидротермально-метасоматическая, гидротермальная,

кластогенная и субмаринная гипергенная рудные фации.

Гидротермально-метасоматическая фация представлена штокверковой прожилково-вкрапленной минерализацией в серицит-кварцевых метасоматитах, развитых по дацитам купола. Эти руды по обоснованию А. В. Чадченко начали разрабатываться в последние годы.

Гидротермальная фация представлена массивными рудами пиритового и халькопирит-пиритового состава, залегающими над куполом и предполагаемым выводным каналом, а также вблизи этого участка в основании рудной залежи.

Кластогенная фация широко представлена на Учалинском месторождении [Пирожок, Злотник-Хоткевич, 1978]. В низах залежи преобладают брекчиевидные руды халькопиритового и пирит-халькопиритового состава. Крупнообломочные разновидности руд характерны для корытообразных раздувов рудного тела. В них обломки пиритового и халькопирит-пиритового состава цементируются мелкообломочными и метаколлоидными сфалерит-халькопирит-пиритовыми и сфалерит-пиритовыми агрегатами. Намечается несколько ритмов мощностью 2–30 м, в которых размер обломков уменьшается от основания к кровле от десятков сантиметров до одного миллиметра. Мелкообломочные слоистые руды, представленные чередованием пиритовых, пирит-халькопиритовых, пирит-сфалеритовых, гематит-кварцевых слоев, развиты на флангах и в кровле залежи.

Субмаринная гипергенная фация обнаружена в кровле залежи и представлена обломочными рудами, сцементированными гематитовым цементом. Среди вулканомиктовых брекчий присутствуют пиритовые рудокласты с гематитовой окисленной коркой. В кровле залежи отмечены также отдельные «карманы», заполненные красной охристой массой с реликтами гематитизированных сульфидных

обломков. Эти образования сходны с автохтонными продуктами окисления сульфидных руд.

Зона континентального гипергенеза была представлена золотоносной «железной шляпой» мощностью от 1 до 42 м и кварцелиновой подзоной вторичного обогащения мощностью 50–60 м. В настоящее время зона континентального гипергенеза отработана.

Минеральный состав руд. Главными рудными минералами являются пирит (60–90 %), сфалерит (от единичных зерен до 25 %) и халькопирит (1–10 %). Второстепенные минералы представлены теннантитом, галенитом и магнетитом. Среди редких минералов отмечаются пирротин, мельниковит, арсенопирит, борнит, халькозин, алтаит, гессит, калаверит, колорадоит, теллуровисмутит, тетрадимит, самородный теллур, станноидит, моусонит, киноварь, рутил, самородное золото. Нерудные минералы, в основном, представлены кварцем, серицитом, кальцитом, баритом и ангидритом. Гораздо реже встречаются сидерит, арагонит, турмалин, эпидот, цоизит, гранат. По минеральному составу в рудах выделяются три главные ассоциации: пиритовая, халькопирит-сфалерит-пиритовая и халькопирит-пиритовая.

Промышленные типы руд Учалинского месторождения подразделяются на сплошные и вкрапленные. Среди сплошных выделяются медные и медно-цинковые. Медные руды локализуются в лежащем боку рудной залежи, состоят из зерен пирита размером 0,1–3 мм, в интерстициях между которыми иногда встречается халькопирит. Основное значение для комбината имеют медно-цинковые руды (76 % от общего объема), слагающие центральную часть и висячий бок рудной залежи. Другие промышленные типы руд имеют гораздо меньшее значение: медноколчеданные – 12 %, массивные цинково-колчеданные – 7 %, серноколчеданные – 2 %, вкрапленные медно-цинковые, медные и цинковые – 3 %.

В целом, отношения $Cu : Zn$ в сплошных рудах варьируют от 3 : 1 до 1 : 6 при средних содержаниях в перерабатываемых рудах: $Cu - 0,97 \%$, $Zn - 3,8 \%$, $S - 38 \%$ [Минеральные ... 1994].

Промышленный интерес также представляют медно-цинковые слоистые и вкрапленные руды с содержаниями $Cu - 0,6 \%$, $Zn - 1,6 \%$ [Минеральные ... 1994]. Эти руды развиты на выкликах и в висячем боку залежи. Размеры зерен сульфидов, которые образуют тонкие коллоидные пегельчатые и интерстициальные сростания, варьируют от 0,001 до 1 мм.

Качество концентратов, полученных в 1980 г. в лаборатории Учалинского ГОКа, следующее: в медном концентрате содержание $Cu - 17,19 \%$, $Zn - 6,46 \%$, $S - 39,6 \%$, $Au - 2,38$ г/т, $Ag - 89,56$ г/т, $Cd - 189,8$ г/т. Извлечение в медный концентрат при коллективно-селективной флотации без применения цианидов составило для $Cu - 72,6 \%$. Цинковый концентрат содержит $Zn - 47,9 \%$, $Cu - 0,81 \%$, $S - 32,8 \%$, $Au - 1,6$ г/т, $Ag - 75,8$ г/т, $Cd - 1538$ г/т. Извлечение Zn составило 70,7 %. В пиритном концентрате при содержании $S 43,5 \%$ присутствует $Cu - 0,26 \%$, $Zn - 0,81 \%$, $Au - 1,38$ г/т, $Cd - 27$ г/т. Выход пиритного концентрата 78–85 %.

Запасы. Учалинское месторождение является одним из самых крупных месторождений Урала. По запасам оно сопоставимо с Сибайским и Узельгинским месторождениями (приложение 3). Подсчет запасов произ-

веден в 1963 г. с учетом бортового содержания меди 0,7 %. Минимальная мощность рудных тел, включенных в подсчет запасов, составляет 2 м.

Современная хозяйственная ситуация. В настоящее время проводится комбинированная открыто-подземная отработка месторождения, а отработка открытым способом завершится в 2002 г. Строительство Учалинского подземного рудника начато в 1988 г. В 1993 г. Учалинским подземным рудником слана первая очередь по добыче руды с производительностью 350 тыс. т в год [Минеральные ..., 1994].

Медно-колчеданные руды отгружались Средне-Уральскому металлургическому заводу, Карабашскому горно-металлургическому комбинату, Медногорскому медно-серпному комбинату. Медно-цинковые руды отправлялись до 1975 г. Кировградскому и Красноуральскому комбинатам. Серноколчеданные руды являлись сырьем для предприятия «Южуралникель» (г. Ново-Троицк, Оренбургской обл.).

Узельгинское месторождение находится в 30 км к югу от железнодорожной станции г. Учалы, на юго-западной окраине пос. Межозерный Вехнеуральского района Челябинской области. В геолого-структурном отношении месторождение принадлежит к Восточно-Магнитогорской палеоостровной дуге.

Историческая справка. Узельгинское медно-цинково-колчеданное месторождение открыто в 1964 г. Г. В. Петровым и Б. А. Игошиным по результатам геофизических и геологических работ. В районе месторождения проводилась гравиметрическая съемка масштаба 1 : 10 000 в 1967 г., магниторазведка масштаба 1 : 10 000 в 1969 г., проведены сейсмические профили в 1970 г.

Колонковое бурение (более 300 скв.) было проведено по сети 100x1000 и 50x50 м. Детальная разведка месторождения была завершена в 1973 г. В 80-е годы рудные тела № 5 и № 4 доразведывались Р. И. Фатхулиным, Н. А. Лазуткиным, К. В. Венчиковской, И. Б. Купцовым. Ныне месторождение доразведывается геологической службой Узельгинского рудника.

Основными публикациями являются работы [Медноколчеданные..., 1985, 1988, 1992; Минеральные..., 1994].

Характеристика рудовмещающей формации. В разрезе месторождения выделяется три толщи живецкого возраста: 1) подрудная – базальт-андезито-базальтовая лавовая с отдельными прослоями гиалокластитов и яшм (мощность более 500 м); 2) рудовмещающая – базальт-дацит-риолитовая, представленная куполами массивных и игнимбритоподобных дацитов и риолитов; пестроцветными ксеноловаккластитам и тсфроидами того же состава; кремнистыми пелитолитами и хлоритолитами с одиночными прослоями шлаковых лавогиалокластитов основного состава; в кровле толщи распространены известковистые и марганцовистые гематитсодержащие гиалокластогенные песчаники и пелитолиты, госсаниты и умбриты (мощность 200–450 м); 3) надрудная известняковая, представленная криноидными, мшанково-stromatopora-поратовыми биомикритами, строение которых осложнено гидротермокарстовыми гематит-карбонатными брекчиями. Карбонатная толща перекрывается вулканомиктовыми и кремнистыми отложениями с силлами и лавами андезибазальтового состава (рис. 33).

Характеристика рудовмещающих структур. Положение месторождения контролируется трогообразной вулкано-тектонической депрессией. Протяженность рудной зоны в ССЗ направлении 2350 м при ширине 400 м. Рудные тела располагаются на двух уровнях: нижнем – в кровле пачки эффузивных кварцевых риолитов, и верхнем – в кровле вулканокластической пачки кислого состава, вблизи контакта с известняками.

Морфология и строение рудных тел. Всего разведано 8 промышленных колчеданных рудных тел и 56 непромышленных. На Узельгинском месторождении распространены линзовидные залежи, имеющие выпуклую подошву, плоскую или волнообразную кровлю, осложненную холмообразными выступами. Кровля верхнего рудоносного горизонта располагается на глубине 150–380 м при мощности рудных тел (№ 1, 5) 30–80 м. Кровля нижнего горизонта располагается на глубинах 420–640 м при мощности рудных тел (№ 2, 3, 4, 8, 7) от 3,5 до 110 м.

Минеральный состав руд. Главными рудными минералами являются пирит, пирротин, мельниковит, марказит, сфалерит, халькопирит, блеская руда; второстепенными – арсенопирит, магнетит, гематит, галенит; редкими – борнит, халькозин, алтаит, гессит, сильванит, самородное золото, теллуризмутит, колорадоит, рутил.

Рудные тела верхнего уровня: в рудном теле № 1 преобладают халькопирит-теннантит-пиритовые, халькопирит-сфалерит-пиритовые и пирит-сфалеритовые минеральные ассоциации. Особенностью рудного тела № 5 являются значительные со-

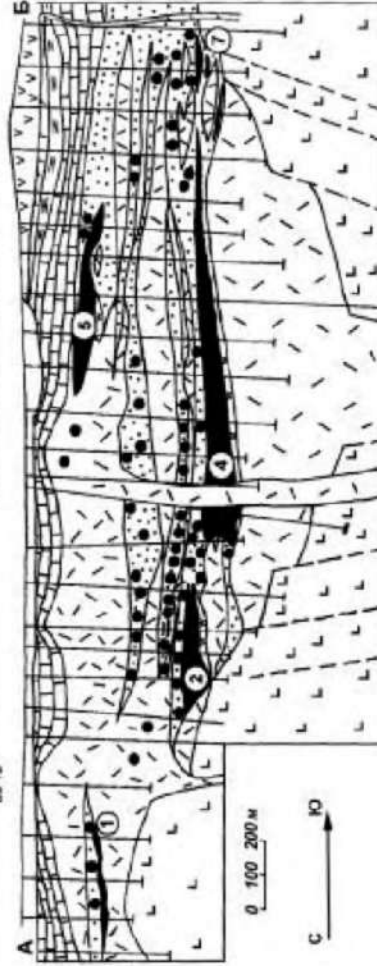
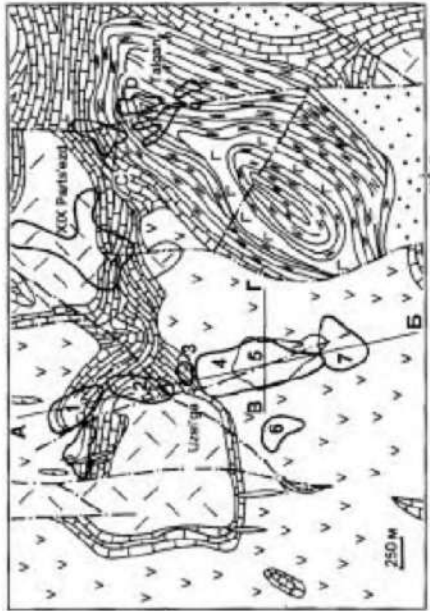
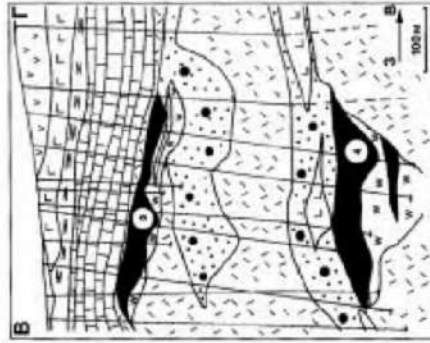
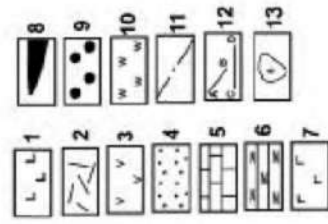


Рис. 33. Схематическая геологическая карта и разрезы Узельгинского месторождения (по Г. В. Петрову, Н. М. Казаковой с дополнениями В. В. Масленникова).

1 – базальты, андезиты-дациты; 2 – рндоиты, дациты, андезиты-дациты; 3 – андезиты-базальты и гейфроды аналогичного состава; 4 – вулканомиктовые отложения смешанного или кислого состава; 5 – известняки; 6 – силициты, яшмы, аргиллиты, известняки и вулканомиктовые отложения; 7 – диабазы; 8 – рудные тела; 9 – рудокласты, ксеногенные и эдафогенные; 10 – окорудные метасоматиты (кварц-серпичит-хлоритовые); 11 – разломы крутонадающие; 12 – линии разрезов; 13 – проекции рудных тел на горизонтальную плоскость и их номера

Fig. 33. Schematic geological map and cross-sections of Uzelyginskoe deposit (after G. V. Petrov, N. M. Kazakova with addition V. V. Maslennikov).

1 – basalts, andesite-basalts; 2 – rhyolites, dacites, andesite-dacites; 3 – andesite-basalts and tefroids of the same composition; 4 – volcanomictic sediments of mixed or acid compositions; 5 – sandstones; 6 – silicites, jaspers, argillites, sandstones and volcanomictic sediments; 7 – diabases; 8 – ore bodies; 9 – xenogene and edaphogene oreclasts; 10 – metasomatites (quartz-serpentine-chlorite); 11 – faults; 12 – cross-section lines; 13 – the projections of ore bodies on the horizontal plane and their numbers

держания богатого мышьяком и ртутью теннанита в сфалерит-халькопирит-пиритовых рудах.

Рудные тела нижнего уровня: в рудном теле № 2 представлены пиритовые, халькопирит-сфалерит-пиритовые, пирит-сфалеритовые руды. Галенит и блеклые руды появляются только в кровле. Рудное тело № 4 наполовину сложено сидерит-халькопирит-пирит-пирротитовыми рудами, которые окаймляются халькопирит-пиритовыми и сфалерит-халькопирит-пиритовыми разностями.

К промышленным рудам относятся четыре сорта: медно-колчеданные, медно-цинково-колчеданные, цинково-колчеданные и серно-колчеданные. Добываются сплошные медно-цинково-колчеданные руды с содержаниями (%): Cu – 0.7–1.2 (среднее 0.8), Zn – 2.5–3.8 (2.7), S – 35–40 (36.5). Размеры зерен сульфидов в рудах от 0.01–0.2 мм (рудное тело № 5) до 0.1–0.4 мм (рудное тело № 4).

Особенностью Узельгинского месторождения является присутствие рудоносных ксенотавокластитов, иногда содержащих до 60 % халькопирит-пиритовых ксенорудокластов.

Содержание Cu в медном концентрате составляет 14–15 %. Содержание Zn в цинковом концентрате составляет 45–50 % при извлечении 62–74 %. Извлечение Au, Se, Te, Ag в медный концентрат не превышает 11–15 %. Большая часть попутных компонентов попадает в пиритный концентрат и, за исключением селена, теряется.

Запасы. Узельгинское месторождение является одним из крупнейших на Урале (приложение 3), сопоставимым по запасам с Учалинским и Сибайским. Запасы утверждены в ГКЗ в 1973 г. Бортовое содержание для оконтуривания запасов руд принималось для Cu – 0.5 %, для Zn – 0.8 %. Минимальная мощность сортового колчедана 3 м.

Современная хозяйственная ситуация. Начиная с 1991 г. Узельгинской шахтой отрабатывается рудная залежь № 4, запасы которой составляют 61.4 % от общих запасов месторождения. Начальная мощность рудника составляла 70 тыс. т в год. Полная мощность рудника по добыче планируется 1.7–2 млн. т в год [Минеральные ..., 1994]. Руда транспортируется на 25 км от Узельгинского рудника в Учалинский ГОК. В 2000 г. начата разработка Таганского месторождения, расположенного в 1.5 км к востоку от Узельгинского и соединенного с выработками Узельгинского месторождения наклонным съездом.

Молодежное месторождение находится в восточной части Верхне-Уральского рудного района, в 5 км к востоку от пос. Межозерный. Оно было открыто в 1961 г. П. Я. Лобановым, Б. В. Смирновым, П. А. Зенковым в процессе поисков, опиравшихся на геофизические, геохимические и гидрохимические исследования. Первая руда была добыта карьером в 1981 г. Месторождение изучалось Г. В. Петровым, Н. К. Курбановым, Е. П. Шираем, В. А. Прокиным, А. К. Тимергазиной, А. Г. Злотник-Хоткевичем, А. В. Пуркиным, В. Ф. Рудницким, П. Я. Ярошем, С. В. Колотовым, В. В. Зайковым, В. В. Масленниковым, О. С. Теленковым и др.

Характеристика рудомещающих структур. Рудные тела месторождения локализируются на восточном склоне базальтового палеовулкана, осложненного риолито-дацитовыми куполами (рис. 34).

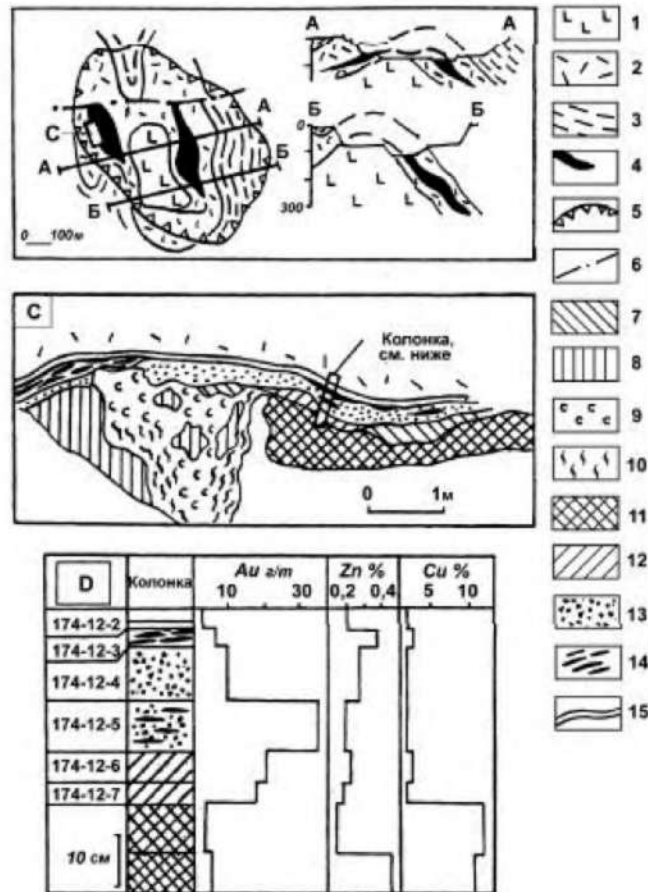


Рис. 34. План и разрез Молодежного месторождения [Зайков, 1993]

1 – базальты; 2 – риолито-дациты; 3 – осадочные породы; 4 – тела массивных сульфидов; 5 – границы карьера; 6 – разломы; 7-13 – типы руд: 7 – баритовые, 8 – пиритовые, 9 – сфалеритовые, 10 – барит-сфалерит-пиритовые, 11 – халькопиритовые, 12 – выщелоченные, 13 – кластические; 14 – гематитовые прослои; 15 – хлоритолиты

Fig. 34. Plan and cross-section of Molodezhnoe deposit [Зайков, 1993].

1 – basalts; 2 – rhyolito-dacites; 3 – sedimentary rocks; 4 – massive sulphide bodies; 5 – open pit boundaries; 6 – faults; 7-13 – ore types: 7 – barite, 8 – pyrite, 9 – sphalerite, 10 – barite-sphalerite-pyrite, 11 – chalcopyrite, 12 – leached, 13 – clastic; 14 – hematite layers; 15 – chloritolites

Характеристика рудовмещающей формации. В геологическом разрезе месторождения выделяются следующие толщи (D_{2e-zv}), относимые к александринской (карамалыташской) свите (снизу вверх): 1) подрудная

толща, представленная базальтами, их лавокластитами и гиалокластитами с прослоями тефроидов и яшм, общей мощностью более 200 м; 2) рудовмещающая толща, сложенная базокварцевыми и мелкопорфировыми риодацитами с прослоями кеснолавокластитов, эдафогенных брекчий, кварц-хлорит-гематитовых пород и хлоритолитов, общей мощностью 0–200 м; 3) надрудная толща, представленная крупнопорфировыми кварц-плагноклазовыми риолитами с прослоями гиалокластитовых тефроидов и гематитосодержащих пелитолитов, общей мощностью 5–200 м. Улугауская свита (D₂zv-Ir) представлена двумя толщами: нижняя сложена андезитами, известняками и вулканомиктовыми песчаниками, верхняя – алевритами и песчаниками, перемежающимися с потоками андезитов.

На месторождении все четыре рудных тела приурочены к горизонту вулканогенно-осадочных пород, располагающемуся вдоль границы риолита-дацитовой и риолитовой толщ. В составе слоистой пачки, маркирующей положение рудоконтролирующего литолого-стратиграфического уровня, участвуют эдафогенно-кесногналостогенные брекчии и песчаники риодацитового состава. Они содержат резургентные обломки сульфидных руд, базальтов, афировых дацитов, гематит-кварцевых и кварц-хлорит-гематитовых пород. Среди гиалокластогенных отложений встречаются прослои сульфидных гравелитов и песчаников (грейдитов) и апогналостогенных хлоритолитов. Украшением надрудной слоистой пачки являются мощные (до 0,6 м) слои магнетит-хлорит-гематитовых, кварц-хлорит-гематитовых и гематитовых госсанитов – продуктов субмаринного окисления сульфидных руд.

Морфология и строение рудных тел и рудоносных метасоматитов.

Основные запасы руд сосредоточены в первом и втором рудных телах, имеющих линзовидную форму и падающих на восток под углами 25–60°. Субмеридиональные раздвиговые разрывные нарушения разделяют их на ряд блоков. По данным Э. Н. Баранова и др. [Придонные 1988], нижние горизонты первого рудного тела формировались при заполнении депрессии, а верхняя часть возвышалась над поверхностью дна. В кровле рудного тела № 2 по данным ритмохимического анализа им выделены два холма: один в центре залежи, а другой на северной выклинке. Диаметр их по основанию – 50–60, высота – 10–20 м.

В центральной части двояковыпуклой линзы рудного тела № 1 располагаются *гидротермальные* руды – массивные, однородные по текстуре и распределению минералов. *Кластогенные* сульфидные руды залегают в кровле и на южной выклинке первой рудной залежи, а также почти полностью слагают пластообразное рудное тело № 2. В кластогенных рудах встречаются обломки колломорфного пирита, сходные с сульфидными строматолитами месторождения Яман-Касы. Последнее может указывать на участие в строении рудных тел гидротермально-биогенных фаций.

В рудном теле № 2 выявлены субмаринная *гипергенная* фация, включающая следующие субфации или подзоны (сверху вниз): 1) полного окисления, представленная гематитовыми, хлорит-гематитовыми и барит-гематитовыми госсанитами; 2) выщелачивания, состоящая из барититов или пиритовых микситов; 3) борнитового или халькопиритового обогащения; 4) «первичных» гомогенных массивных сфалерит-халькопирит-пиритовых руд [Масленников, Зайков, 1991].

Риолиты подрудной толщи подвержены интенсивным гидротермально-метасоматическим преобразованиям до фации хлорит-серцит-кварцевых метасоматитов. Кварцевые риолиты надрудной толщи затронуты лишь автометаморфизмом гидрослюдисто-эпидот-кварц-хлоритовой фации.

Минеральный состав и основные минеральные ассоциации. Главные рудные минералы: пирит, сфалерит, халькопирит, борнит, барит, теннантит. К второстепенным относятся галенит, к редким – арсенипирит, пирротин, магнетит, алтаит, теллуриовисмутит, дигенит, ковеллин, халькозин, моуссонит. X-минерал близкий по составу к курилиту (Ag 54 %; Se 13 %; Te 12 %; S 17 %) и самородное золото (Au/Ag 2,7–2,3) [Зайков, 1997]. Обилие редких минералов связано именно с рудокластической фацией руд, для которых характерна теннантит-борнит-халькопирит-пиритовая минеральная ассоциация.

Промышленные типы руд. Руды Молодежного месторождения подразделяются на следующие сорта: серноколчеданный, медный, медно-цинковый и цинковый, каждый из которых представлен сплошным и вкрапленным типами. Отличительной особенностью руд Молодежного месторождения является появление борнитсодержащих медно-цинковых руд, обогащение которых вызывает затруднения.

На Учалинском ГОКе перерабатываются сплошные медные (Cu 0,7 %; Zn 0,4 %; S 36,5 %) и медно-цинковые (Cu 1,5 %; Zn 3,9 %; S 30 %), а также вкрапленные медные (Cu 1,3 %, Zn 0,5 %, S 23 %) руды [Минеральные..., 1994].

В целом, содержания золота в рудах типичны для колчеданных месторождений Уральского типа. Однако, в кровле рудного тела № 2, на границе пиритовой подзоны субмаринного выщелачивания и подзоны обогащенной борнитом обнаружены интервалы с повышенными содержаниями Au, достигающими 50 г/т [Масленников, Зайков, 1991].

Современная хозяйственная ситуация. Разработка месторождения открытым способом проводилась с 1981 по 2000 г. В настоящее время карьер находится на консервации и прорабатывается вопрос о доработке глубоких горизонтов подземным способом.

Сибайское месторождение находится в черте г. Сибай. Оно было открыто в 1913 г. по выходам бурых железняков. До 1939 г. была известна и обрабатывалась только северная часть месторождения – Старый Сибай. Ново-Сибайская залежь была выявлена в 1939 г. при заверке геофизической аномалии и разведана под руководством С. Н. Иванова [1947]. В 1952 г. к югу от нее Баймакской геологоразведочной партией была обнаружена Слепая залежь.

Сибайское месторождение изучалось С. Н. Ивановым, В. А. Прокиным, М. Б. Бородавской, Н. А. Перижняк, Н. В. Петровской, И. В. Ворониным, Г. К. Долматовым, С. А. Рокачевым, М. И. Исмагиловым, В. Г. Шигаревым, А. Г. Жабиным, И. Б. Серавкиным, А. С. Бобоховым, В. Ф. Рудницким, В. В. Масленниковым. Обобщенный анализ геологии месторождения дан в монографиях [Медноколчеданные..., 1988; Масленников, 1991; 1999].

Характеристика рудовмещающей формации. В районе месторождения выделяется пять толщ карамальташской свиты: 1) базальтовая; 2) дацитовая, мощностью 400–800 м; 3) базальтовая, мощностью 50–200 м; 4)

риолитовая, мощностью 100–350 м; 5) базальтовая, мощностью 100–500 м. Толщи сложены лавами, ксенокластолавами, лавокластитами и гиалокластитами соответствующего состава. Значительно реже встречаются слоистые гиалокластогенные, эдафогенные, кремнистые и кремнисто-железистые отложения.

Разрез карамалыташского комплекса перекрывается флишоидными толщами и известняками улутауского комплекса. Все известные на месторождении вулканогенно-осадочные колчеданные залежи и, соответственно, кремнисто-железистые продукты их субмаринного окисления приурочены к четвертой толще (D_{2zv-ul}). Рудовмещающая толща содержит четыре главных вулканогенно-осадочных горизонта (рис. 35). Каждый горизонт контролирует положение пластообразных сульфидных выклинок [Жабин и др., 1974; Масленников, 1991].

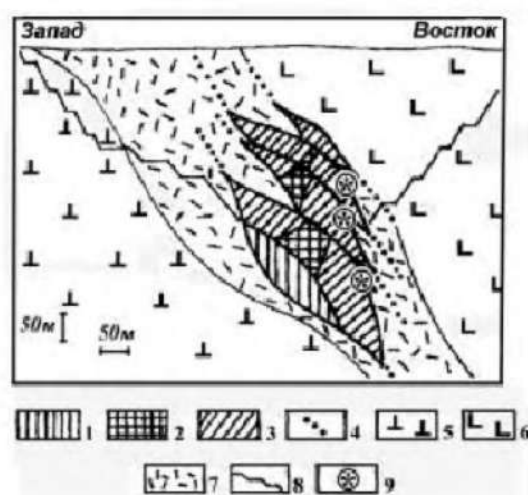


Рис. 35. Схема строения многоэтажного сульфидного холма Сибайского месторождения (по А. Г. Жабину, В. В. Масленникову).

1–3 – массивные и брекчиевидные колчеданные руды: 1 – халькопирит-пирит-пирротиновые, 2 – пиритовые, 3 – халькопирит-сфалерит-пиритовые; 4 – вулканогенно-осадочные пачки с прослоями слоистых кластогенных колчеданных руд и гематит-хлорит-кварцевых госсанитов; 5 – лавы и экструзивные тела базальтов подрудной толщи; 6 – лавы и вулканокластиты надрудной базальтовой толщи; 7 – лавы и вулканокластиты дацит-риолитовой рудовмещающей толщи; 8 – границы карьера; 9 – оруденелые биостромы

Fig. 35. Scheme of multy floors sulphide mound structure of Sibayskoe deposit (after A. G. Zhabin, V. V. Maslennikov).

1–3 – massive and breccia-like sulphide ores: 1 – chalcopyrite-pyrite-pyrrhotite, 2 – pyrite, 3 – chalcopyrite-sphalerite-pyrite; 4 – volcanogenic-sedimentary series with layers of laminated clastogene sulphide ores and hematite-quartz-gossanites; 5 – lavas and extrusive bodies of basalts of foot wall; 6 – lavas and volcanoclastites of hanging wall basaltic series; 7 – lavas and volcanoclastites of dacite-rhyolite ore-hosted series; 8 – open pit boundaries; 9 – mineralized biostroms

Характеристика рудовмещающих структур. Колчеданосные зоны нередко располагаются на склонах линейных вулканогенных хребтов. Классическим примером таких хребтов является Сибайское вулканогенное антиклинальное поднятие, имеющее на современном эрозионном срезе длину 14 км при ширине 2 км. Проведенное И. С. Вахромеевым [1994] изучение глубоких структурных скважин позволило представить Сибайское рудное поле в виде линейного палеовулканического хребта северо-западного простирания, представляющего собой цепочку относительно крупных базальтовых куполов трещинного питания, на склонах которых формировались преимущественно экструзивные купола риолитов и риодацитов.

Сибайский палеовулканический хребт прослежен структурными скважинами под перекрывающей его удутауской свитой в северном направлении еще на 12 км. Не проявляя тенденции к выклиниванию, Сибайский палеовулканический хребт во всем этом интервале сохраняет неизменный состав, фашиальные особенности и размеры составляющих его основных и кислых куполов. В последних почти на каждом широтном разрезе вскрыты проявления колчеданного оруденения, сопровождаемые геофизическими аномалиями, выявленные методом «заряженного тела». Группа Сибайских палеогидротермальных полей, связанных с полициклическим Сибайским медно-цинково-колчеданым месторождением, располагается в узком (300–400 м) рифтоподобном полуграбене длиной не менее 2–3 км.

Рудные залежи располагаются в плане в виде субмеридиональной цепочки вдоль линейной депрессии, положение которой определяется по повышенным мощностям стратифицированных гнаюкласитов пятой толщи. В зависимости от условий локализации выделяются три блока (с севера на юг): Старый Сибай, Новый Сибай и Слепая залежь.

Морфология, строение рудных тел. На верхних уровнях Старого Сибая залегали пластообразные тела рудоносных кеснокластолав и кеснолавокласитов, которые были известны как туфобрекчии кислого и смешанного составов, содержавшие гигантские рудокласты [Прокин, 1977]. На средних уровнях имеются согласные с напластованием линзы сплошных халькопирит-пиритовых руд, на нижних обнаружено три пласта халькопирит-магнетитовых руд.

Залежь Нового Сибая, разведанная С. Н. Ивановым [1947] и реконструированная Н. В. Петровской [1961], А. Г. Жабиным и др. [1974] и В. В. Масленниковым [1991], состоит из четырех этажно расположенных крутопадающих на восток линз. Они соприкасаются в местах максимальных раздувов и, таким образом, как бы нанизаны на рудоподводящий стержень, который охватывает всю мощность рудовмещающей толщи. Холмы имеют выпуклую кровлю высотой до 30–40 м. Общая мощность залежи достигает 100–110 м. На выклинках линз наблюдаются шлейфы рудных обломков и ритмично-слоистые рудокластиты. Последние ассоциируют с кремнисто-железистыми прослоями, гнаюкласитогенными и эдафогенными отложениями кислого и смешанного составов.

Вышелоченные, существенно серноколчеданные руды тяготеют к стержневой зоне, медно-цинково-колчеданные – к флангам сульфидной постройки. Вместе с тем, наблюдается циклическое строение залежи, выраженное в закономерном чередовании текстурно-минералогических типов

руд в вертикальном разрезе. Так, нижний сульфидный холм сложен халькопирит-пирит-магнетитовой и двумя халькопирит-магнетит-сидерит-пиритовыми линзами, содержащими реликтовые участки пирротина. В кровле каждой линзы сидерит и иногда халькопирит исчезают, руды становятся выщелоченными: пористыми, кавернозными, нередко с новообразованными кристалликами халькопирита, реже сфалерита, кристаллизовавшимися на стенках пустот.

Стратиграфически выше и ближе к выклинкам сульфидных линз Ново-Сибайской постройки залегают обломочные сфалерит-халькопирит-пиритовые или сфалерит-пиритовые руды. Следует заметить, что в верхних ритмах сидеритсодержащие руды отсутствуют, однако, ритмичное строение холма, выраженное в чередовании выщелоченных каркасных и обломочных руд, в целом, сохраняется. Иногда в рудах встречаются сульфидные псевдоморфозы по пригидротермальной фауне – вестиментиферам и моллюскам, псевдоколломорфным бактериальным обрастаниям и строматолитам.

В лежачем боку залежи на северном фланге месторождения выделяются окварцованные, серицитизированные и хлоритизированные разновидности, иногда содержащие примесь карбонатов и альбита. На южном фланге месторождения гидротермально-метасоматические изменения проявились незначительно: породы испытали слабые автометаморфические преобразования в условиях пумпеллиит-пренитовой и эпидот-хлоритовой ступеней зеленокаменного метаморфизма.

Минеральный состав руд изменяется снизу вверх по разрезу залежи от магнетитовых руд до полиминеральных халькопирит-сфалеритовых. В магнетитовых рудах сохраняются реликты пирита, халькопирита, изредка встречается гематит и мушкетовит, а среди нерудных минералов – тальк, анкерит, сидерит, кварц. В пирротиновых и магнетит-халькопирит-сидеритовых рудах, кроме талька, хлорита и более поздних сидерита, магнетита, халькопирита, можно обнаружить реликты арсенипирита.

В сфалерит-халькопирит-пиритовых и сфалерит-пиритовых рудах, слагающих верхнюю часть залежи, магнетит, сидерит и пирротин не встречаются, однако минеральный состав становится более разнообразным: появляются блеклые руды, галенит, кальцит, иногда барит, на выклинках рудных линз – борнит, ковеллит, фрейбергит, гринокит, энаргит, киноварь, валлерит, фторангит, гематит.

Промышленные типы руд. На месторождении распространены следующие промышленные типы руд: медно-колчеданные (нижняя линза), медно-цинково-колчеданные (вторая линза) и цинково-колчеданные (верхние линзы). Руды характеризуются низкими содержаниями золота и серебра.

Современная хозяйственная ситуация. Практически завершена разработка месторождения открытым способом, и глубина карьера достигла рекордной для колчеданных месторождений глубины 480 м. Добыча руд проводится подземным способом. Начата работа по вовлечению в эксплуатацию Камаганского месторождения, расположенного вблизи Сибайского карьера.

5.3. Золото-колчеданно-полиметаллическая формация

Месторождения золото-колчеданно-полиметаллической формации представлены тремя минеральными типами: золото-барит-сфалерит-халькопирит-пиритовым, халькопирит-сфалерит-пиритовым и пиритовым. Первый представлен многими рудными телами Баймакского и Александринского рудных районов, второй залежами месторождения Таш-Тау. К третьему относится пиритовое месторождение Куль-Юрт-Тау, ныне отработанное. Важное экономическое значение на этом объекте имеют пиррофиллитсодержащие породы, которые пригодны для производства керамических и огнеупорных изделий. По рекомендации В. В. Зайкова и И. В. Синяковской проведены поисково-оценочные работы и начата предварительная разведка этого минерального сырья. Руководителем этих работ является А. В. Гильмасв.

Месторождение Таш-Тау располагается в Баймакском рудном районе в 20 км к юго-западу от г. Баймак и приурочено к западному склону Западно-Магнитогорской палеоостровной дуги. Оно было открыто в 1958 г. Н. К. Паливодой, который руководил поисковыми работами и предварительной разведкой месторождения. Детальные геологоразведочные работы были начаты В. М. Рудаковым, А. П. Меньшиковым в 1968–1972 гг. и завершены А. Д. Ситниковым в 1976–1978 гг. Минералогию и геохимические особенности руд изучал В. П. Москвичев. Краткие данные об этом объекте, считавшемся типичным представителем гидротермально-метасоматических месторождений «баймакского типа», опубликованы в монографиях П. Ф. Сопко с соавторами [Колчеданные 1973], В. А. Прокина [1977], в фундаментальном труде «Медноколчеданные месторождения Урала» [1985, 1988].

Анализ данных геологоразведочных работ позволил авторам высказать предположение о придонно-гидротермальном способе формирования рудной залежи по типу современных океанических сульфидных холмов [Зайков, Масленников, 1987]. В 1993 г. была начата проходка карьера, при документации которого подтвердилось данное заключение. Проведенные в последние годы исследования позволили установить особенности строения сульфидных построек, выяснить соотношение рудных фаций и обосновать их сравнение с придонными гидротермальными сооружениями современных океанических структур [Зайков, 1995; Геология 1997; Кулешов, Зайков, 1998].

Характеристика рудовмещающей формации. Рудовмещающий баймак-бурибайский комплекс относится к натрисвой риолит-базальтовой формации и образовался в среднем девоне на ранней стадии развития Магнитогорской островодужной системы.

Характеристика рудовмещающих структур. В структурном отношении месторождение приурочено к сводовой части базальтовой гряды северо-восточного простирания, перекрытой потоками андезитов, дацитов и риолитов. По данным триангулярной съемки, длина этой структуры 2,5 км, ширина 0,7 км. Корневая система дацитовых излияний представлена кулисообразно расположенными субвертикальными линейными аппаратами, состоящими из систем даек и цепочек пекков. Наиболее крупные аппараты, имеющие длину 200–600 м при мощности десятки метров, при-

урочены к восточной и западной границам рудной зоны. В их глубинных частях отмечены тела плагиогранитов. Сульфидные руды сосредоточены в зоне длиной 1.5 км, приуроченной к границе первой и второй толщ баймак-бурибайского комплекса. В этой зоне располагаются три рудных тела, залегающих полого и не выходящих на дневную поверхность.

Морфология и строение рудных тел. Южное рудное тело – имеет холмообразную форму, длину 430 м, ширину 80–160 м, мощность 10–25 м, содержит около 70 % запасов месторождения (рис. 36). Это рудное тело имеет наиболее сложную морфологию. Его основу составляют два сросшихся сульфидных холма, залегающих субгоризонтально и имеющих высоту 20–25 м, диаметр 50–100 м. Холмы окружены шлейфом кластогенных руд мощностью первые метры. Вершины построек перекрыты красноцветными андезитами и частично эродированы лавовыми потоками. Об этом свидетельствует присутствие в лавах мелких ксенолитов руд гематит-халькопирит-баритового, баритового, халькопирит-пиритового состава. В юго-восточной части рудное тело прорвано неким дацитом брекчиевой текстуры. Они содержат обломки руд величиной от первых см до 1–4 м.

В западной части рудного тела сохранились фрагменты ненарушенного залегания. Здесь развиты массивные руды, перекрытые вулканомиктовыми песчаниками. Северная часть рудного тела срезана малоамплитудным разломом, представленным зоной перетертых хлоритовых сланцев мощностью 10–30 см. В этой зоне со стороны руды содержатся обломки халькопирит-пиритового состава, а со стороны дацитов – их раздробленные фрагменты.

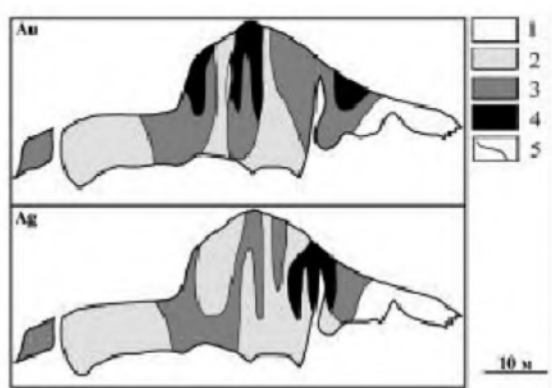


Рис. 36. Распределение золота и серебра в разрезе № 21 Южного рудного тела [Кулешов, 2001].

1–4 – типы руд по содержанию Au и Ag (г/т): 1 – бедные (<2.5; < 25.0), 2 – средние (2.5–5.0, 25.0–50.0), 3 – богатые (50.0–10.0; 50.0–100.0), 4 – очень богатые (10.0–20.0; 100.0–200.0); 5 – контур руд с содержанием серы более 15 %

Fig. 36. Distribution of gold and silver in the section № 21 of the Southern ore body [Кулешов, 2001].

1–4 – ore types by content of Au and Ag (ppm): 1 – poor (<2.5; < 25.0), 2 – middle (2.5–5.0, 25.0–50.0), 3 – rich (50.0–10.0; 50.0–100.0), 4 – very rich (10.0–20.0; 100.0–200.0), 5 – ore outline with sulphur content more than 15 %

Центральное рудное тело имеет овальную в плане форму размером 40х100 м. Рудное тело включает небольшую холмообразную постройку, реликты которой представлены линзой сплошных сфалерит-халькопирит-пиритовых руд мощностью 3–8 м. Эта линза окружена маломощной пластовой залежью кластогенных руд.

Северное рудное тело имеет форму ленты шириной 10–40 м и длиной 360 м. В ее центральной части присутствует 2–3 горизонта обломочных руд мощностью 1–15 м, а на северном и южном флангах зафиксирован горизонт сульфидных песчаников мощностью десятки сантиметров – первые метры. Конфигурация рудных тел и характер разреза свидетельствуют, что на данном участке существовала локальная депрессия. Общая мощность заполнившей ее пачки рудоносных вулканомиктовых пород составляет 10–50 м.

Учитывая широкое распространение на месторождении магмоподводящих каналов в виде систем даек, можно полагать, что на заключительном этапе формирования рудоносной структуры происходили локальные раздвиги, которыми рудные тела были расчленены на отдельные пластины.

Минеральный состав руд. Главными минералами руд являются пирит, халькопирит и сфалерит. Из второстепенных минералов в рудах установлены галенит, теннантит, борнит. Среди редких минералов в борнит-содержащих рудах определены гессит, янтраит, германит и штромейерит.

Рудные фации. На месторождении Таш-Тау выделяются гидротермальная, преобразованная гидротермально-биогенная, гидротермально-метасоматическая, кластогенная и гипергенная рудные фации.

Гидротермальная фация представлена массивными рудами, отлагавшимися в местах выхода гидротермальных растворов на морское дно. Они образуют основной объем сульфидных холмов. Формирование гидротермальных руд происходило в результате многоактного отложения сульфидов, последующего их растворения и перераспределения. На месторождении Таш-Тау руды гидротермальной фации имеют преимущественно халькопирит-пиритовый состав с незначительным участием сфалерита. Для них характерны однородная, полосчатая, пятнистая и брекчиевая текстуры. В основании сульфидного холма выявлены трубчатые каналы (кондуиты), запечатанные крупнокристаллическим сфалеритом и халькопиритом [Кулешов, Зайков, 1998].

Кластогенная рудная фация представлена обломочными рудами, развитыми на склонах и у подножия построек. Среди них преобладают халькопирит-сфалерит-пиритовые разности обломочной текстуры, часто с градационной сортировкой сульфидных обломков. В ряде случаев кластогенные руды содержат прожилки и вкрапленность галенита. Мощность горизонтов кластогенных руд, окружающих холмы (Южное и Центральное рудные тела), достигает 10 м, при средних значениях 3–6 м. В Северном рудном теле суммарная мощность аналогичных горизонтов находится в пределах 3–15 м (в среднем 6 м).

Гидротермально-биогенная фация. На восточном фланге Южного рудного тела В. В. Маслениковым были обнаружены реликты сульфидизированных трубчатых организмов. Они имеют диаметр 0,5–1 см, длину 5–7 см и выполнены халькопиритом. Эти образования имеют морфологическое сход-

ство с преобразованными трубчатыми организмами месторождения Яман-Касы. В рудах гидротермальной фации Центрального рудного тела, по данным В. П. Москвичева, встречены псевдоморфозы пирита по органическим остаткам в виде стебельчатых дендритовидных выделений.

Гидротермально-метасоматическая фация представлена прожилково-вкрапленными рудами в основании сульфидной залежи. Прожилки и вкрапленность пирита, халькопирита и галенита локализируются в кварц-серицитовых и кварц-серицит-хлоритовых метасоматитах. Форма метасоматического ореола воронковидная, мощность подводящих каналов, часто подверженных расщеплению, порядка 30–50 м.

Наибольшее разнообразие минералов связано с субмаринной *гипергенной* фацией, которая установлена в кровле тел гидротермальных и кластогенных руд. В наиболее полном виде она включает три зоны, возникшие при субмаринном гипергенезе кислотного профиля. В верхней части развиты продукты полного окисления в виде гематитовых, хлорит-гематитовых, гематит-баритовых образований. На месторождении Таш-Тау эта зона развита слабо и представлена барит-гематитовыми прослоями, ассоциирующими с розовыми силицитами и пелитолитами. Ниже следуют пиритовые песчаники (подзона выщелачивания), которые сменяются подзоной вторичного сульфидного обогащения с борнит- и ковеллинсодержащими пирит-халькопиритовыми рудами. В них часто присутствуют халькозин, тетраэдрит, германит, гессит.

В кровле рудного тела встречаются крупные (до 4 мм) зерна самородного золота. Они имеют сотовую или кружевную структуру и включают многочисленные выделения барита, борнита, халькопирита и галенита. По результатам микрозондового анализа золотины характеризуются следующим составом (%): Au 76–89; Ag 8–20; Hg 0.01–0.20; Tc 0.01–0.16. В некоторых золотинах отмечено повышенное содержание серебра в сетчатых жилках, достигающее 20 %. В рудах присутствует барит, кварц и кальцит, изредка встречаются гематит-карбонатные прослои.

Промышленные типы руд. Промышленными являются сфалерит-халькопирит-пиритовые руды, сложенные сплошными, прожилково-вкрапленными сульфидами, а также вулканомиктовые отложения с многочисленными сфалерит-халькопирит-пиритовыми и баритовыми рудокластами. Содержания полезных компонентов в рудах в среднем по месторождению (%): меди 6.8, цинка 2.1, кадмия 0.008; золота 3.2 г/т, серебра 27.9 г/т.

Сравнение химического состава рудных фаций показало следующее. Наиболее богатыми являются гидротермальные руды, слагающие холмообразные постройки. В них нередки содержания меди 10–20 %. В кластогенных рудах содержания меди и цинка находятся в пределах 1–3 %. Однако, в Центральном и Северном рудных телах они имеют высокие концентрации Au и Ag, достигающие соответственно 9 и 40 г/т при значимых содержаниях свинца; средние 0.06–0.12 %, а в отдельных пробах 0.5–0.7 %. Наиболее богатыми по цинку являются кластогенные руды Центрального рудного тела (среднее 5.67 %).

Анализ распределения золота и серебра в Южном холме [Кулепов, 2001] показал, что богатые руды с содержаниями Au 5–20 г/т и Ag 50–200 г/т образуют субвертикальные зоны (см. рис. 36). Они параллельны рудоподводящим каналам (кондуитам) и секущим дайкам.

подводящим каналам (кондуитам) и секущим дайкам. Предполагается, что отложение богатых руд происходило после формирования халькопирит-пиритовых руд и связано со сфалерит-галенитовым парагенезисом.

Современная хозяйственная ситуация. Южное рудное тело обрабатывалось открытым способом в период 1992–2000 гг. и в настоящее время начата проходка штольни для разработки Центрального тела.

Александринское месторождение находится в 20 км к СВ от г. Магнитогорск. Оно было открыто в 1960 г. в результате планомерных поисковых работ, проводимых Магнитогорской партией Челябинского геологоразведочного треста. В 1962–1965 гг. проводилась детальная разведка скважинами глубиной 248 м по сети 50 x 50 м и 100 x 50 м и разведочной шахтой с комплексом горизонтальных и подземных выработок. Геологическое строение месторождения изучалось П. А. Бурковой, М. Г. Коржелем, Т. Е. Лушниковой, К. М. Созиновой, А. Е. Гасвым, А. В. Зиминной, А. Д. Штейнбергом, Н. К. Курбановым, Г. А. Вострокнутовым, Б. А. Поповым, Н. М. Козаковой и Р. Г. Язевой.

В начале 90-х годов сотрудниками Поляковской ГПП В. В. Ямшиковой, Р. И. Яптуриным и др. было осуществлено дополнительное бурение по сети 50x25 м с целью уточнения запасов месторождения и его геологического строения. Начиная с 1991 г. В. В. Масленниковым, О. В. Трофимовым и С. Г. Тесалиной (ИМин УрО РАН) проведен рудно-фациальный анализ колчеданных залежей. Т. Н. Суриным и В. М. Мосейчуком (ЧГГП) описаны вулканогенные и интрузивные образования Александринского рудного поля. Распределение платины в рудах изучалось М. Г. Добровольской (ИГЕМ РАН).

С 1996 года началась разработка месторождения: оперативную геологическую документацию проводят Б. И. Агеев, И. И. Григорьев, Ю. П. Краснов. Геологическая карта карьера систематически составляется К. А. Новоселовым при участии Е. В. Белогуб, В. В. Зайкова, В. В. Масленникова, С. Г. Тесалиной. Этим коллективом собран большой материал о рудных фациях месторождения, в том числе о сульфидных трубах, кондуитах и жилах, о минералогии первичных руд и зоны окисления. Значительные минералого-геохимические исследования проведены И. В. Викентьевым с коллегами из ИГЕМ РАН. Опубликованы материалы о строении, минералогии и геохимии месторождения [Медноколчеданные ..., 1985; Тесалина и др., 1994; 1998; 2000; Белогуб и др., 1996; 2000; Викентьев и др., 2000].

Географическая и геологическая позиция. Александринское медноцинково-колчеданное месторождение находится в Нагайбакском районе Челябинской области в 25 км к СВ от г. Магнитогорск и в 7 км к С от ж.-д. ст. Малый Куйбас. Офис горно-добывающей компании находится в 2 км к северу от карьера.

Александринское рудное поле локализовано в центральном сегменте Восточно-Магнитогорской палеоостровной дуги в пределах одноименного блока. Месторождение залегает в линейной рифтоподобной структуре северо-восточного простирания, которая прослеживается на 10 км по ксенокластическим фациям, сульфидной и окисно-железистой минерализации. С северо-запада структура ограничена экструзивной грядой кислых вулканитов, с юго-востока – грядой базальтового состава. Поло-

жение контуров рудоносного палеогидротермального поля совпадает с депрессией, заполненной вулканогенно-осадочными отложениями и известняками.

Характеристика рудовмещающей формации. В районе месторождения в разрезе рудоносного александринского комплекса выделяются три толщи (снизу вверх): 1) базальтовая подрудная мощностью более 100 м; 2) риодацитовая микропорфировая рудовмещающая, мощностью 100–200 м; 3) базальт-риолитовая порфировая подрудная, мощностью 100 м. Рудоносный комплекс перекрывается известняками, роговообманково-плагиоклазовыми андезитами, андезидацитами, пироксеновыми андезибазальтами и флишонидными отложениями смешанного состава, относимыми к улутауской свите.

В рудовмещающей толще широко распространены ссирит-кварцевые метасоматиты. В подрудной части залежи наблюдается ореол прожилково-вкрапленных руд, быстро исчезающий с глубиной. В надрудной толще породы эпидотизированы, иллитизированы, частично хлоритизированы или гематитизированы.

Главное рудное тело месторождения расположено на контакте между вышележащими базальтами и нижележащими кислыми породами в пределах пачки вулканогенно-осадочных пород (рис. 37).

Рудовмещающие вулканогенно-осадочные отложения представлены лавокластическими отложениями афировых и мелкопорфировых дацитов; их ксенолавокластитами, содержащими обломки базальтов, плагиоклаз-кварцевых риолитов, афировых окварцованных андезидацитов, вторичных кварцитов, джасперитов, хлоритолитов и сульфидных руд. Среди ксенолавокластитов встречаются единичные прослои розовых и зеленовато-серых аргиллитов, придонно-метасоматических доломитолитов, хлоритолитов, сульфидных алевролитов и песчаников, кварц-сидерит-гематитовых продуктов субмаринного окисления колчеданных руд (госсанитов).

Морфология и строение рудных тел. Рудные тела Александринского месторождения приурочены к северо-восточному склону вулканодепрессии и залегают на площади 1х1,5 км [Тесалина и др., 1998].

Основная масса руд сосредоточена в полициклической рудной залежи № 1, которая занимает в плане площадь 0,7 км². Залежь имеет пластовую форму при длине 400 м, ширине – 330 м и мощности от 0,5 до 25 м, глубинах залегания – от 34 до 270 м. Залежь состоит из Южной, Северной и Восточной частей, которые можно считать самостоятельными рудными телами. Угол падения залежи увеличивается в южном направлении от 20 до 60°. С севера она ограничена разломом, на юге резко выклинивается за счет пересечения более поздними дайками дацитов, диабазов и силлоподобным телом роговообманково-плагиоклазовых андезитов.

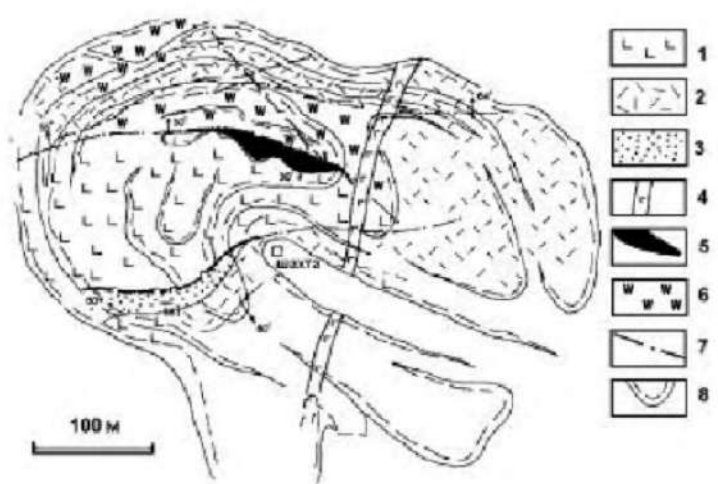


Рис. 37. Геолого-петрографическая карта Александринского месторождения в границах карьера. Составил К. А. Новосёлов.

1 – базальты; 2 – риолито-дациты; 3 – осадочные породы; 4 – дайка габбро-диабазов; 5 – рудное тело; 6 – околорудные метасоматиты (кварц-серicits-хлоритовые); 7 – разломы крутонадающие; 8 – уступы карьера

Fig. 37. Geological and petrographic map of Alexandrinskoye deposit in open pit boundaries. Composed by K. A. Novosylov.

1 – basalts; 2 – rhyolite-dacites; 3 – sedimentary rocks; 4 – dyke of gabbro-diabases; 5 – ore body; 6 – metasomatites (quartz-sericite-chlorite); 7 – faults; 8 – open pit borders

В пределах рудной залежи выделяются несколько промышленных типов руд: медно-цинково-колчеданные (пирит-халькопирит-сфалеритовые) с содержаниями цинка более 2 %, медно-колчеданные (халькопирит-пиритовые) с содержаниями цинка менее 2 % и меди от 1 до 10 %, колчеданно-полиметаллические (галенит-сфалерит-барит-халькопирит-пиритовые) с содержаниями свинца от 4 до 10 %. Во всех типах руд присутствует борнитовая минерализация. Вкрапленные руды пиритового состава с примесью халькопирита и сфалерита развиты под рудной залежью № 1 (содержания меди более или равны 0.7 %).

Распределение основных рудных компонентов в пределах рудной залежи № 1 контрастное: максимальные средние содержания меди (10–16 %) приурочены к северо-западному флангу, а цинка (10–15 %), свинца (0.5–4 % до 8 %) и бария (10–18 % до 26 %) – к северо-восточному флангу и к Восточной рудной залежи.

В восточном направлении наблюдается увеличение средних содержаний попутных компонентов «полиметаллического» профиля: кадмия, германия, галлия, мышьяка, сурьмы, серебра, селена. На западном фланге отмечаются повышенные средние содержания меди (до 10–15 %), индия (до 30 г/т), теллура (до 90 г/т), висмута (до 1.5 г/т). Максимальные содержания таллия (до 40 г/т) приурочены к северному флангу рудной залежи.

В разрезе рудной залежи максимальные содержания цинка, свинца, а также кадмия, германия, мышьяка, сурьмы, серебра зафиксированы в рудах второй ритмопачки в подошве рудного тела [Тесалина и др., 1998].

По сравнению с другими месторождениями Учалино-Александринской зоны (Учалинское, Молодежное, Узельгинское и т. д.) Александринское месторождение отличается повышенными содержаниями золота и серебра.

Рудно-фациальный анализ, проведенный на Александринском месторождении, позволил установить, что главенствующей является кластогенная фация, подчиненное значение имеют – придонная гидротермальная (с субфациями труб и кондуитов), гидротермально-метасоматическая и гипергенная.

Рудная залежь № 1 состоит из нескольких ритмов и расщепляется по падению на три рудоносных горизонта. В северной части рудной залежи № 1 встречены реликты *гидротермальной фации*, представленной массивными, пятнистыми рудами, в составе которых преобладают пирит, халькопирит, сфалерит, к редким относится пирротин. Среди этих руд обнаружены фрагменты придонных теннантит-халькопирит-пирит-сфалеритовых палеогидротермальных труб черных курильщиков, содержащие самородное золото, реликты алтанта и гессита.

В северной части рудной залежи над штокверковой зоной встречаются типичные палеогидротермальные каналы, располагавшиеся в отличие от труб «черных курильщиков» глубже поверхности кровли залежи. Стенки каналов инкрустированы крупнозернистыми агрегатами халькопирита и сфалерита.

Поблизости от труб обнаружены реликты трубчатых сульфидных червей, напоминающих полихеты. Обилие колломорфных руд на месторождении может свидетельствовать об участии бактериальных процессов в отложении руд и позволяет выделить *гидротермально-биогенную рудную фацию*.

В целом, в северной части главной рудной залежи преобладают автохтонные и аллохтонные грубообломочные отложения *рудокластической фации*, преобразованные гидротермальными процессами. На остальной части, особенно на выклинках, преобладают слоистые мелкообломочные рудокластические отложения преобразованные в стадию субмаринного гипергенеза.

В тех случаях, когда признаки кластогенной природы руд почти исчезают, выделяется *субмаринная гипергенная фация*. Она представлена кварц-пиритовыми, барит-пиритовыми продуктами придонного кислотного выщелачивания, а также пирит-халькопиритовыми, борнит-пиритовыми, пирит-борнит-теннантит-сфалеритовыми продуктами повторного обогащения цветными металлами. В кровле рудных циклитов иногда встречаются сидерит-кварц-гематитовые продукты полного окисления сульфидов.

С субмаринным гипергенезом руд связано появление борнита, барита, гематита, люминесцирующего сфалерита, халькозина, эпаргита и сташнипа. С субмаринной гипергенной фацией связано концентрирование самородного золота до 10–15 г/т. В борнитовой субфации вместо гессита (Ag_2Te) появляется штротмейрит ($CuAgS$), вместо алтанта ($PbTe$) – галснит

(PbS). В баритовой субфации серебряная минерализация представлена акантитом (Ag_2S). Теллур переходит в состав теннантита. Обилие этих минералов при ограниченном количестве теллуридов отличает это месторождение от типичных колчеданных месторождений уральского типа (Яман-Касы) и сближает его с месторождениями типа куроко (баймакского).

Наложённая гидротермальная фация распространена ограниченно, представлена кварц-баритовыми с сульфидами крупнокристаллическими жилами с друзовыми пустотами [Закис, Белогуб, 2000]. Жилы секут прожилково-вкрапленные и сплошные руды и пространственно тяготеют к дайке диабазов. Из сульфидов отмечены халькопирит, ртуть-содержащий теннантит, галенит, светлый сфалерит, которые находятся в интерстициях нерудных минералов и образуют идиоморфные кристаллы размером до 3 см в пустотах. Сульфиды образованы близодновременно. Иногда в жилах встречается сидерит в виде кристаллических корочек зеленовато-желтого цвета, нарастающих на кварц и барит, а также темно-фиолетовый флюорит.

Наземная гипергенная фация представлена продуктами субэвразального гипергенеза руд, которому было подвергнуто в основном I-е рудное тело и подрудный штокверк [Белогуб и др., 1996; 2000]. Кровля рудного тела находится в 50–70 м от поверхности, продукты окисления приурочены к субширотному разлому, ограничивающему рудную залежь с севера. Структура зоны окисления включает в себя следующие подзоны (снизу вверх): 1) вторичных сульфидов меди (ковеллин, халькозин), наложенных на полуокисленные руды, а также вторичного сфалерита, образующего порошковатые массы на контакте обожженных вмещающих пород и первичной руды в зоне разлома; 2) выщелачивания, представленную кварц-баритовыми, кварц-пиритовыми, баритовыми сыпучками; 3) сульфатную (ярозит-биверитовую, во вмещающих породах – осаризаванитовую, алуанитовую) с церусситом, 4) окисленных окси-гидроксидов железа с карбонатами меди, цинка, свинца.

Морфологические отличия зоны окисления Александринского месторождения от классической для семиаридного климата обусловлены «слепым» залеганием рудного тела. Минералогическое отличие связано с широким распространением Pb-содержащих минералов семейства алуанита как в продуктах непосредственного окисления руд, так и во вмещающих породах. Специфично также присутствие вторичного сфалерита. Причиной этому служат незавершенность развития профиля окисления и повышенные содержания цинка и свинца в первичных рудах [Белогуб и др., 2000]. В зоне окисления вкрапленных пиритовых руд, выходящих на поверхность, присутствуют фрагменты серных сыпучек, ярозитов, образование которых связано с более кислыми условиями и большей гипергенной проработкой вещества.

Изотопный состав свинца в галенитах Александринского месторождения соответствует промежуточному положению между свинцом магнии (кипрский тип) и орогена (уральский тип), тяготея к последнему, и располагается в поле месторождений типа куроко [Тесалина и др., 1998]. Средний изотопный состав серы по Александринскому месторождению ($\delta S^{34} + 0,8 \text{ ‰}$), ниже чем средний изотопный состав ($\delta S^{34} + 2,4 \text{ ‰}$) серы в рудах уральских колчеданных месторождений. Это объясняется влиянием

субмаринного гипергенеза на облегчение изотопного состава серы в новообразованных сульфидах при участии бактерий.

По данным геолого-разведочных работ, запасы месторождения (суммарные по категориям А+В+С₁) составляют (тыс. т.): медь – 159,8, цинк – 198,9, сера пиритная – 960; золото – 3686 кг, серебро – 124,3 т, кадмий – 1183 т при средних содержаниях по месторождению: медь – 4,4 %, цинк – 5,5 %, сера пиритная – 26,4 %, золото – 1,2 г/т, серебро – 37,1 г/т, кадмий – 0,03 %.

Современная хозяйственная ситуация. В 2001 г. начата проходка уклона для отработки глубоких горизонтов месторождения. Получение концентратов проводится на местной горно-обогатительной фабрике, пущенной в строй в 2001 г.

ГЛАВА 6. РУДНЫЕ ФОРМАЦИИ СУТУРНЫХ ЗОН

6.1. Стрoение сутурных зон

Термин и типовые признаки. Рассматриваемый тип зон, получивший название от английского слова *suture* (шов), начал использоваться в тектонической терминологии в связи с концепцией новой глобальной тектоники. До этого они выделялись в качестве офиолитовых зон и глубинных разломов, но определение их природы как границ крупных блоков земной коры со значительными (сотни км) горизонтальными перемещениями, привело к утверждению нового термина [Пучков, 2000].

В структуре складчатых поясов оксанические пространства редуцируются до узких корневых зон, первично уходивших в мантию. Поэтому сутурные зоны являются элементом континентальной литосферы, а об их былой принадлежности к оксаническим пространствам свидетельствуют серпентинитовый меланж и крупные блоки офиолитов. Наряду с ними присутствуют отторженцы разнообразных более молодых комплексов, иногда преобладающих по объему. В некоторых случаях сутура может настолько пережимать офиолитовые зоны, что признаки океанической коры практически утрачиваются. Такие отрезки принято называть крипто-сутурами.

К офиолитовым зонам оказалось целесообразным относить лишь слабо нарушенные области развития древней океанической коры, в которых сохранились ее разрезы. На Урале таким примером является Западно-Мугоджарская зона, где виден переход от гипербазитов к габбро, параллельным дайкам диабазам, базальтам и кремням.

Сутурные зоны являются тектонической мегабрекчией с блоками размером сотни метров – километры, разделенными меланжем, и сопровождаются бластомилонитами, тектонизированными олистостромами, эклогит-глагокофановыми сланцами. На примыкающих блоках континентальной природы располагаются офиолитовые аллохтоны, корни которых находятся в сутурах (массивы Крака на Южном Урале).

Сутуры образуются при смене процесса субдукции океанической коры на коллизии разного рода: континент–островная дуга, микроконтинент–островная дуга, континент–континент. Процесс сопровождается эклогит-глагокофановым метаморфизмом и последующей экзумацией его продуктов, связанной с плавучестью субдуцируемого блока [Пучков, 2000]. Происходит образование офиолитовых аллохтонов, позднего аккреционного комплекса, включающего фрагменты сталкивающихся блоков. Возраст сутуры определяется присутствием наиболее молодых блоков в меланже, временем внедрения в швы гранитоидов и перекрывающими осадочными отложениями.

На Урале сутурные зоны образовались в две главные стадии: в позднем девоне–карбоне в результате столкновения силурийской и девонской островодужных систем с Восточно-Европейской платформой и в позднем карбоне–перми, когда произошло смыкание Европейского и Азиатского континентов – гиперколлизия.

Основными сутурными зонами, ограничивающими Магнитогорско-Мугоджарскую палеоостроводужную систему, являются Главный

Уральский глубинный разлом и Кацбахская зона. Первый вмещает несколько колчеданных месторождений (с севера на юг): Маукское, Карабашскую группу, Мелентьевское, Юлукское, Гумеровское, Ивановское, Дергамышское, Ишкининское. К Кацбахской зоне и ее ответвлениям приурочены Султановское, Касаргинское, Амурское, Айдырлинское рудные поля. На Среднем Урале сутурные зоны имеют сложную конфигурацию, ограничивая Салдинский и другие микроконтиненты, и вмещают месторождения Пышминско-Ключевское и Сафьяновское.

Приуроченные к сутурам месторождения имеют различную формационную принадлежность, во многих случаях достаточно уверенно диагностируемую. Например, Сафьяновское и Карабашская группа относятся к медно-цинково-колчеданной формации [Коротев и др., 1997; Контарь, Либарова, 1997]. Месторождения южного фланга Главного Уральского разлома, испытавшие наиболее интенсивный динамометаморфизм, характеризуются пирротиновыми рудами с высокими концентрациями кобальта и отнесены к кобальт-медно-колчеданной формации.

Позиция колчеданных месторождений в Главном Уральском разломе.

Южный фланг Главного Уральского разлома ограничивает с запада Магнитогорско-Мугоджарскую палеоостроводужную систему (см. рис. 5). На этом отрезке, названном при региональных геолого-съемочных работах Присакмарско-Вознесенской структурно-формационной зоной, разлом имеет ширину 10–20 км и отделяет метаморфические толщи Урал-Тау от вулканогенных комплексов Магнитогорско-Мугоджарской палеоостроводужной системы. Кобальт-медно-колчеданные месторождения примыкают к наиболее продуктивному в отношении колчеданных руд сегменту Западно-Магнитогорской палеоостроводужной дуги [Материалы ..., 1998]: Ивановское и Дергамышское – к Баймак-Бурибайскому колчеданосному району, Ишкининское – к Гайскому.

В сутурной зоне среди серпентинитов заключены блоки ордовикских и силурийских офиолитов, девонских и камменноугольных вулканогенных и осадочных отложений. Падение зоны восточное под углом 35–50° и непосредственно под ней, по данным сейсмического профилирования, фиксируется клин кристаллического фундамента Восточно-Европейской плиты [Иванов, 1998].

История Главного Уральского разлома включает несколько этапов [Пучков, 2000]: рифтовый (O–S), когда формировалась кора океанического типа; субдукционный (D₁₋₂) с развитием островодужных комплексов и олистостром; коллизионный, выраженный зонами меланжа и сдвиговых дислокаций. В коллизионном этапе выделяется ранняя стадия (D₃–C₁), во время которой произошло столкновение островной дуги с Восточно-Европейской платформой, и поздняя (C₂–P₁) – стадия «жесткой» коллизии (гиперколлизии) двух континентов: Восточно-Европейского и Казахстанского, обусловившая рост кордильеры.

С рифтовым этапом связано формирование офиолитовой ассоциации и приуроченных к ней колчеданных месторождений [Медноколчеданные ..., 1992; Зайков и др., 2000]. Сульфидные руды залегают не только в базальтах, но и в серпентинитах, причем обломки последних присутствуют и в рудовмещающих толщах, и в рудах.

В период субдукции океанические комплексы сосредоточились в аккреционной призме, перекрываясь глубоководными осадками и оли-

стоострами. Матрике олистоостром представлен псаммитовым и псефитовым материалом, в котором заключены разнообразные олистолиты.

Выделяются олистоостромовые пачки базальтового и кремнистого состава мощностью сотни метров. В нижних преобладают блоки базальтов, диабазов, габбро и диоритов поперечником десятки метров. Наиболее крупные шитообразные олистолиты интрузивных пород протяженностью до 600 м брекчированы и рассечены дайками диабазов также брекчиевого сложения. Предполагается, что формирование магмоподводящих трещин в полужастывших интрузивных камерах происходило в условиях высокой сейсмической активности.

В кремнистых пачках олистолиты имеют размер десятки и сотни метров, для них характерны дисгармоничные складки волочения. Возраст этих отложений датируется эйфелем – ранним живетом по находкам конодонтов [Стратиграфия 1993].

На рудных полях в составе олистоостромовых толщ авторами установлены придонные гидротермальные постройки карбонатного и карбонатно-кремнистого состава, содержащие включения измененных серпентинитов и кристаллы хромшпинелидов. Размеры построек невелики: мощность первые метры, поперечник – десятки м. Часть из них (вблизи Дергамынского месторождения) перекрыта розовыми известняками с остатками криноидей и кораллов.

Во время смены субдукции коллизией происходило накопление кремнистых осадков, выделенных в мукасовский горизонт франского возраста. Эти отложения покрывали обширные пространства палеоостроводужной системы и прилегающих структур. Начало коллизии, во время которой происходил размыв островодужных сооружений, большинством исследователей датируется фамсном. В стратиграфическом разрезе это фиксируется зилаирским флишем. Коллизии сопутствовали поля тектонических напряжений надвигового типа [Сравкин и др., 2001], что обусловило вовлечение блоков кремнистых и флишевых отложений в меланж Главного Уральского разлома.

Подонной данной структуры являются вулканогенно-осадочные толщи, испытавшие высокотемпературный низкотемпературный метаморфизм. Залегающему в этой позиции максютовскому эклогит-глаукофансланцевому комплексу посвящено большое количество публикаций, поскольку он является типовым для подобных образований. Время метаморфизма определяется достаточно однозначно 370–390 млн лет. Дискутируется возраст этих отложений, считавшихся до недавнего времени докембрийским. В последние годы получены данные о присутствии палеозойских 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 сульфидные линзы (Юлукское и Гумеровское месторождения), сходные по составу с рассматриваемыми колчеданными залежами.

Осевая часть Главного Уральского разлома выражена серпентинитовым меланжем, в котором заключены пластины ордовикских, силурийских и среднедевонских отложений. Именно здесь располагаются колчеданные месторождения. Размеры наиболее крупных блоков достигают 2–4 км в поперечнике: они окружены, либо разделены серпентинитами.

км в поперечнике: они окружены, либо разделены серпентинитами. Среди этой массы присутствуют тела слабо метаморфизованных ультрабазитов, представленных апогарцибургитами и аподунитами. Совместно с пластинами вулканогенных и осадочных пород ультраосновные массивы слагают синформы и антиформы. На эти структуры наложены зоны лиственитов и тальк-карбонатных метасоматитов, затрагивающие колчеданные залежи. По условиям метасоматического минералообразования имеется некоторая аналогия с коллизионными золоторудными районами более северных отрезков Главного Уральского разлома [Сазонов и др., 2001].

В восточной части сутурной зоны преобладают блоки девонских отложений, включая зилаирский флиш. Эти отложения слагают висячее крыло зоны и отделяют Главный Уральский разлом от Западно-Магнитогорской палеостроительной дуги.

Интенсивные тектонические движения по рассматриваемой структуре, привели к формированию аллохтонов – Кракинскому и Сакмарскому. Время шарьирования, по данным В. Н. Пучкова [2000], определяется как конец фанерозоя – конец раннего карбона. Аллохтоны сложены преимущественно ордовикскими и силурийскими осадочно-вулканогенными комплексами с крупными гипербазитовыми массивами. Подложкой аллохтонов являются франские отложения зилаирского флиша.

«Жесткая» коллизия в зоне Главного Уральского разлома проявилась в сдвиговых дислокациях, обусловленных диагональным (косым) направлением смещений [Серавкин и др., 2001]. Наиболее явные субмеридиональные сдвиги задокументированы на Ишкининском рудном поле, где они ограничивают с востока сутурную зону. Отмеченные коллизионные события, несомненно, наложили отпечаток на структуру колчеданных залежей, текстурно-структурные и минералогические особенности руд.

6.2. Кобальт-медно-колчеданная формация

Все рассматриваемые месторождения были открыты по древним горным выработкам бронзового века. Геологоразведочные и научно-исследовательские работы на рудных полях активно проводились в 1940–1970-х годах XX в. Данные о строении и составе рудных залежей, получены в этот период К. Д. Субботиным, А. Я. Меламудом, А. П. Сидоренко, А. Г. Полуэктовым. Геолого-минералогические данные опубликованы М. И. Исмаиловым [1962], Э. С. Бучковским [1970], А. А. Захаровым и А. А. Захаровой [1975].

Анализ строения месторождений, текстурно-структурных и минералого-геохимических особенностей руд показал различную степень деформаций и преобразования сульфидных залежей. Наименее деформированным является Дергамышское месторождение, за ним следует Ишкининское, а наиболее преобразованным является Ивановское. В последние годы проведено исследование минералогии сульфидных руд и условий формирования рудовмещающих отложений [Зайков и др., 1999; 2000; Мелекеспева и др., 2001; Симонов и др., 2000; Tessalina et al., 2001].

Дергамышское месторождение. Дергамышское рудное поле сложено тектоническими пластинами серпентинитов, базальтов и вулканогенно-осадочных пород силура и девона. В совокупности они образуют синфор-

му субмеридионального простирания, ядро которой представлено силицитами мукасовского горизонта (D₃fr). Отдельные блоки сложены базальтами и андезито-базальтами, формационная принадлежность которых различна. Наряду с толеитовыми разностями, по данным В. А. Симонова, присутствуют и породы известково-щелочной серии.

Рудное тело залегает среди пластин серпентинитов и имеет северное падение под углом 30–35° (рис. 38). Форма тела линзовидная, мощность в раздуве 40 м, поперечник 300–400 м. На флангах тело расщепляется на 2–3 пластины, разделенные зонами серпентинитов. В проекции на горизонтальную плоскость залежь имеет треугольную форму.

Руды месторождения имеют брекчиевидную, брекчиевую, пятнистую, колломорфную и жильную текстуры. Брекчиевидные и брекчиевые руды сложены обособлениями пиритового, пирит-

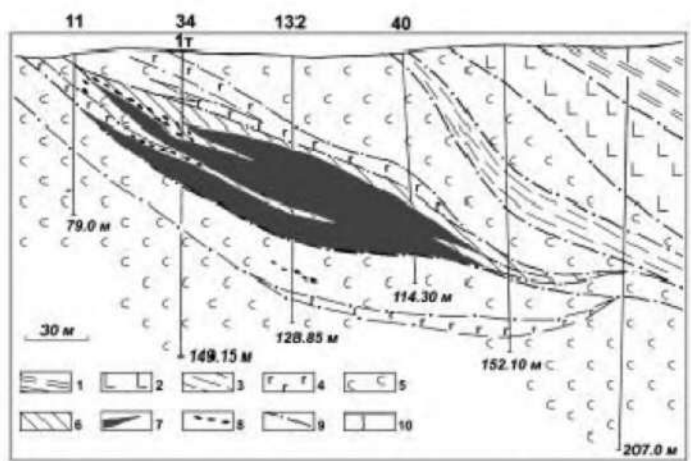


Рис. 38. Геологический разрез Дергамышского месторождения (по Э. С. Бучковскому и др., с упрощениями).

1 – силициты (D₃); 2 – базальты; 3 – вулканомиктовые отложения, туффиты; 4 – габбро, габбро-диабазы; 5 – серпентиниты, участками меланжированные; 6 – хлоритизированные, оталькованные, местами карбонатизированные породы; 7–8 – пиритовые и халькопирит-пиритовые руды; 7 – массивные, 8 – вкрапленные; 9 – разрывные нарушения; 10 – скважины, и их номера

Fig. 38. Geological cross-section of Dergamyshskoe deposit (after E. S. Buchkovsky et al. with simplifications).

1 – silicites (D₃); 2 – basalts; 3 – volcanomictic sediments, tuffites; 4 – gabbro, gabbro-diabases; 5 – serpentinites, sometimes melanged; 6 – chloritised, with talc, sometimes carbonitised rocks; 7–8 – pyrite and chalcopyrite-pyrite ores; 7 – massive, 8 – impregnated; 9 – disjunctive faults; 10 – holes and their numbers

марказитового и халькопирит-пиритового состава с карбонатно-магнетитовым и карбонатно-сульфидным цементом. Колломорфные текстуры представлены почковидными пирит-марказитовыми агрегатами.

Скважина 1Т пробурена до глубины 78 м. В разрезе выделено 5 основных интервалов, разделенных брекчиями серпентинитового или смешанного состава (обломки руды и серпентинитов), «перетертыми» рудами,

а также кластогенными слоями. Эти пачки отличаются геохимической зональностью по золоту и палладию и, вероятно, отражают ритмичность рудонакопления. Разрез рудного интервала скважины следующий:

46.3–49.4 – псаммито-песфитовые руды халькопирит-пирит-марказитового состава с повышенными содержаниями золота (4–6 г/т); от следующего интервала отделены серпентинитовыми брекчиями:

49.4–52.4 – массивные пирротин-пиритовые руды, отделенные от следующего интервала брекчированными и перевертыми рудами:

52.4–54.8 – псаммито-песфитовые и брекчиевые руды, часто с обломками серпентинитов;

54.8–68.9 – кластогенный циклит от агломератовых брекчий пиритового состава в подошве до пиритовых песчаников в кровле:

68.9–76.8 – пиритовые и пирит-марказитовые песчаники, в кровле – обломки размером до 15 см в псаммитовом цементе (микетиты).

Основной объем рудного тела сложен сульфидными рудами: подчиненное значение имеют магнетит-гематитовые разности в основании залежи. По данным М. И. Исмагилова [1962], наряду с пиритом и марказитом, в рудах отмечены: халькопирит (3–15 %), сфалерит (1–2 %), магнетит, гематит и гетит (2–6 %), пирротин, халькопирротин, кубанит, кобальтин, никелин, линнит, полидимит, валлерит, арсенопирит, гематит, ильменит, хромит. Минералы никеля встречаются только на контакте сульфидных руд с вмещающими серпентинитами, в жилах (5–10 см) и вкрапленниках кубанит-пирротинного состава в лежащем боку месторождения. По мнению М. И. Исмагилова [1962], при сульфидизации пирротина и кубанита возникают пирит и халькопирит, одновременно с которыми образуются валлерит, арсенопирит, магнетит, сидерит; при этом кобальтин и никелин замещаются соответственно линнитом и полидимитом.

Халькопирит присутствует в виде выделений неправильной формы в пирит-марказитовых почках и в «межпочечном пространстве»; кроме этого присутствуют пластинчатые агрегаты, характерные для продуктов разложения кубанита. Характерна ассоциация халькопирит-магнетит, представленная либо тонким прорастанием параллельных агрегатов халькопирита и магнетита, либо включениями халькопирита в магнетите. Отмечены также тонкоагрегатные смеси халькопирита, пирита, марказита и карбонатов, шестоватые кристаллы ильменита.

Содержания в рудах кобальта (0.14 % – среднее по скважине 1Т) значительно преобладают над никелем (0.02 %). 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 глубине 54.8 м. 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. С содержаниями золота коррелируются содержания палладия и в меньшей степени платины, концентрации которых находятся в пределах 20–45 мг/т. Повышенные содержания золота всегда связаны с кровлей кластогенных циклитов, пред-

всегда связаны с кровлей кластогенных циклитов, представленных пирит-марказитовыми песчаниками. Это явление (обогащение кровли кластогенных слоев) широко проявлено на уральских колчеданных месторождениях [Зайков, 1997].

На **Ивановском месторождении** установлено две рудоносные зоны, к которым приурочены линзы сульфидных руд. Структура рудного поля блоковая, обусловленная сочетанием разрывных нарушений субмеридионального, северо-восточного и северо-западного направлений. Восточная часть рудного поля представлена крупным блоком лландоверийских базальтов, диабазов и габбро; в центральной развиты серпентиниты, а в западной наблюдается ансамбль мелких блоков вулканогенных и осадочных пород среди серпентинитов. Первая рудоносная зона приурочена к контакту восточного блока с серпентинитами и имеет восточное падение. Вторая рудоносная зона располагается в западной части в сходной позиции, в подошве базальтового блока. А. А. Захаровым установлено, что сульфидные руды наложены на разрывы восточного падения и секутся разрывами западного падения.

Массивные руды образуют будины, реже крупные линзы протяженностью десятки и первые сотни м и мощностью до 10 м; встречаются также ветвящиеся жилы и штокверки. Руды, залегающие в метасоматитах по серпентинитам и габбро, имеют пирит-халькопирит-пирротиновый и халькопирит-пирротиновый состав, причем в рудах, залегающих в серпентинитах, содержится повышенное количество пегматита и кобальтина. В апобазальтовых метасоматитах преобладают пирротин-халькопирит-пиритовые руды с существенной примесью сфалерита [Захаров, Захарова, 1975].

Скважина 2Т пробурена в восточной части рудного поля до глубины 190 м, что составляет 1/3 мощности Первой рудоносной зоны. По документации С. Г. Тесалиной, скважина вскрыла 13 рудных интервалов (общей мощностью 22 м) среди гидротермально измененных серпентинитов и хлоритолитов.

Неизмененный аподунитовый хризотилковый серпентинит присутствует только в интервале 33,4–37,0 м. Далее до глубины 134,4 м залегают гидротермально измененные серпентиниты с наложенной карбонатизацией и оталькованием до однородных карбонат-талковых и тальк-карбонатных пород. С глубины 134,4 м происходит постепенная смена этих пород на карбонат-талк-хлоритовые. Начиная с глубины 136,6 м и до забоя скважины, наблюдаются хлоритизированные породы и хлоритолиты. Лишь в интервале 157,5–158,5 м появляются карбонат-талковые породы по серпентинитам, которые вновь сменяются хлоритолитами.

Руды в основном приурочены к хлоритовым породам и представлены двумя разновидностями: 1 – массивными пирит-халькопирит-пирротиновыми и пирротиновыми мелкозернистыми; 2 – пегматоидными, рудная часть которых представлена крупнопластинчатыми, таблитчатыми кристаллами пирротина длиной до 2 см в кварцевой, хлоритовой или серпентинитовой матрице. В изученном интервале пегматоидные руды преобладают и составляют 65 % от общего объема руды, причем, в основном они слагают самостоятельные интервалы.

По данным геологоразведочных работ средние содержания металлов в рудах Ивановского месторождения составляют: медь – 1,4–1,8 %.

кобальт – 0.02–0.07 %, никель – 0.1–0.13 %, золото – 1–3 г/т, серебро – 9–16 г/т. Согласно А. А. Захарову [1975], состав руд зависит от состава вмещающих их пород – руды, залегающие в хлоритовых породах, обогащены медью (1.02–1.14 %) и кобальтом. Максимальные содержания никеля (0.17 %) зафиксированы в рудах, залегающих в метасоматитах по серпентинитам.

Средние содержания золота в рудах из пробуренной скважины составляют 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 окрашенных рудах в интервале 139.9–143.2 м (до 2.3 г/т); в остальных интервалах не превышают 2 г/т.

Ишкининское месторождение располагается в 20 км западнее г. Гай и приурочено к антиформе из тектонических пластин, сложенных серпентинитами, олистостромами и базальтами (рис. 39). Олистостромы представлены базитовой и кремнистой пачками; последняя выделялась ранее как ишкининская толща и датирована средним девоном по фауне конодонт [Стратиграфия 1993]. Базальты верхней пластины, судя по геохимическим данным [Симонов и др., 2000], формировались в островодужной обстановке и представляют собой фрагмент аккреционной призмы.

На месторождении выявлено две рудоносные зоны: Восточная и Западная. Они приурочены к крыльям антиформы и сопровождаются отальковатыми и тальк-карбонатными апосерпентинитовыми метасоматитами. Более изученной является Восточная зона, в которой сульфидное оруденение контролируется контактами между блоками серпентинитов и базитовой олистостромовой пачки. Оруденение было вскрыто скважинами и глубокими шурфами с рассечками. В рудоносной зоне установлено 16 линз массивных руд мощностью 0.4–5.5 м, длиной по простиранию 27–163 м и по падению – 13–60 м. Минеральный состав руд: пирротин, пирит, халькопирит, магнетит, арсенопирит; кобальтин; средний химический состав (%): Cu 0.7; Ni 0.3; Co 0.01; As 0.1. Редкие минералы представлены пентландитом, виоларитом, зигенитом, самородным золотом.

Кобальтин-халькопирит-пирротиновые руды приурочены к серпентинитовым брекчиям в кровле пластины ультрабазитов и слагают 7 тел мощностью до 15 м протяженностью первые десятки м. Кобальтин наиболее характерен для альбанов рудных тел, где его количество достигает 60 %, а содержание кобальта – 10 %.

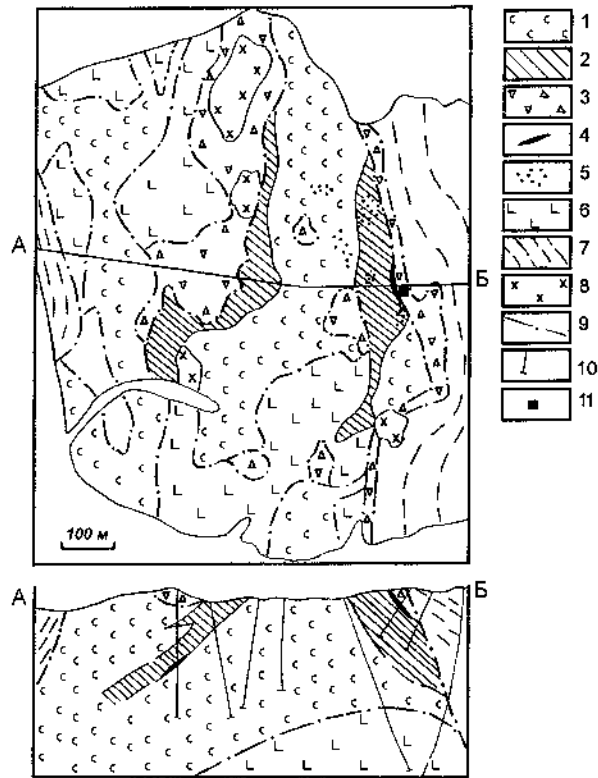


Рис. 39. Схематическая геологическая карта центральной части Ишкенинского месторождения (по К. Д. Субботину, А. П. Сидоренко, А. Т. Полуэктову, с изменениями).

1-2 – серпентиниты: 1 – апоперидотитовые и аподунитовые меланжированные, 2 – оталькованные, карбонатизированные и хлоритизированные с сульфидами; 3 – конгломератовидные серпентиниты и полимиктовые брекчии; 4 – сульфидные руды; 5 – участки распространения вторичных минералов меди с реликтами сульфидов; 6 – базальты с прослоями вулканомиктовых отложений и алевролитов; 7 – вулканомиктовые песчаники, алевролиты и углеродистые силициты; 8 – диориты; 9 – разрывные нарушения; 10 – скважины; 11 – место отбора образцов из отвала глубокого шурфа

Fig. 39. Schematic geological map of the central part of Ishkininskoe deposit (after K. D. Subbotin, A. P. Sidorenko, A. T. Poluektov with changes).

1 2 serpentinites: 1 apoperidotite and apodunite melanged, 2 with talc, carbonitised and chloritised with sulphides; 3 – conglomeratoid serpentinites and polymictic breccias; 4 – sulphide ores; 5 – areas of secondary copper minerals spreading with sulphide relics; 6 – basalts with layers of volcanomictic sediments and aleurolites; 7 – volcanomictic sandstones, aleurolites and carboniferous silicites; 8 – diorites; 9 – disjunctive faults; 10 – holes; 11 – the place of sampling from the deep pit dump

Преобладающая текстура руд брекчисвая, обломки поперечником до 20 см сложены сульфидами, цемент серпентинитовый. Кроме этого развиты

мелкообломочные разности, в которых сочетаются обломки сульфидного и серпентинитового состава. Средние содержания компонентов по рудным телам: Cu 6,4 %; Ni 0,3 %; Co, Zn, As 0,2 %; Pt 1 г/т; Au 1,4 г/т; Ag 5,1 г/т.

Среди образцов взятых из отвалов шурфов и характеризующих разведанное тело кобальтсодержащих руд Восточной зоны, по результатам минералогических и геохимических исследований выделено три разновидности. Первая, пирит-пирротитовая, представлена массивными рудами однородной, порфиroidной и брекчиевой текстур. Обломки сложены пластинчатыми пирротитовыми агрегатами с вкрапленностью и жилками пирита, магнетита, кальцита. Цемент пиритовый с примесью карбонатов и магнетита. Вторая разновидность халькопирит-пирит-пирротитовая, отличается присутствием прожилков и гнезд халькопирита с включениями арсенопирита, пентландита, виоларита. Третья разновидность пирротин-халькопирит-арсенопиритовая представлена полосчатыми рудами. Основу их составляют кристаллические агрегаты арсенопирита с включениями халькопирита и реликтами пирротина. С халькопиритом ассоциируют зерна пентландита, виоларита, Ni-Co-Fe сульфида.

В выделенном ряду возрастают содержания таких рудных компонентов, как золото (до 17 г/т), серебро (до 12 г/т), мышьяк, сурьма, медь, цинк, кобальт (до 0,2 %) при сохранении повышенных концентраций хрома и никеля (0,1–0,5 %). По содержанию золота халькопирит-пирротитовые руды аналогичны рудам гидротермального поля Логачев в Средне-Атлантическом хребте [Murphy, Meyer, 1998].

Сафьяновское месторождение расположено в 3 км к западу от г. Реж и входит в состав Восточно-Уральской металлогенической зоны. Месторождение открыто в 1985 г. геолого-съёмочным отрядом Среднеуральской экспедиции (начальник отряда А. В. Коровко) при геологическом картировании и разбуривании геохимической аномалии. Постановке поисковых работ способствовало выделение на этой территории потенциально рудоносной риолит-базальтовой формации [Коротеев и др., 1979].

В 1990 г. была завершена разведка северной части месторождения бурением по сети 100×100 м и 100×50 м, а в 1994 г. начата добыча руд карьером. Геологическое строение месторождения и особенности минерализации детально освещены в путеводителе «Геологическая позиция и состав Сафьяновское меднорудного месторождения» [1997] и ряде статей.

Характеристика рудообразующей формации. Геологический разрез месторождения представляет собой пакет тектонических пластин, сочленение которых связано с раннекаменноугольной коллизией структур Уральского палеоокеана (дуга-микроконтинент). Верхняя пластина представлена Режевским гипербазитовым массивом, нижняя сложена визейским платформенными известняками и угленосной формацией нижнего карбона.

Между этими пластинами находятся несколько промежуточных пластин, располагающихся сверху вниз в обратной возрастной последовательности: 1) офиолитовая ассоциация (D_{2e1}), включающая серпентинизированные гарибургиты, хлорит-антигоритовые сланцы, толеитовые базальты, магнизиальные базальты и андезиты, фтаниты (мощность 50 – 300 м); 2) рудоносная риолит-дацитовая толща (D_{2e1}), представленная лавами андезитов, дацитов, риолитов с прослоями вулканокластитов и тефроидов смешанного

состава. кремнистых и углеродисто-кремнистых туффитов (мощность 300–400 м); 3) андезит-дацитовая толща с прослоями известняков (D₂VI) мощностью 600 м; 4) базальт-андезибазальтовая толща (D₃I) мощностью 750 м.

Характеристика рудовмещающих структур. Тектоническая структура Сафьяновского месторождения определяется его геологической позицией в клише альпийтичного шарьяжа. Остаток, вмещающий месторождение, имеет сложное пластинчатое строение. Подошва рудовмещающей пластины имеет ровную поверхность надвига под углом 20–25°, кровля имеет волнистое строение.

Под Режевским гипербазитовым массивом сплошные колчеданные руды образуют прерывистую цепочку тел. Они залегают согласно со слоистостью рудовмещающих тефроидов и падают на юго-запад под углом 20–25°. Намечаются три главных стратиграфических уровня локализации сплошных руд.

Морфология, строение рудных тел. Колчеданные залежи имеют форму линз мощностью от первых метров до нескольких десятков метров. Главная рудная залежь – “Северная” – имеет форму клиновидной трапеции, разделенной дайками риолитов на несколько фрагментов. Гидротермальные рудные фации, развитые в центральной части, представлены массивными и колломорфными рудами. С последними ассоциируют биоморфные разности, сложенные оруденелыми трубчатыми формами (вестиментиферами и альвинеллидами). Грубообломочные рудокластические фации развиты в кровле рудной залежи: на выклинках встречаются рудные гравелиты и сульфидные песчаники, иногда переслаивающиеся с углеродистыми пелитолитами. В периферических частях сплошных рудных тел выделяются вкрапленные руды. В колчеданных залежах и в подрудной части отмечены рудоподводящие пирит-халькопиритовые столбы.

Значительную долю в объеме запасов Сафьяновского месторождения занимают штокверковые пирит-халькопиритовые руды. Они развиты, в основном, на среднем и нижнем уровнях среди дацитов и тефроидов, превращенных в кварциты, серицит-кварцевые, карбонатно-серицит-хлорит-кварцевые, кварц-хлоритовые и карбонатно-хлоритовые породы.

Минеральный состав руд. Главные минералы в сплошных колчеданных рудах представлены пиритом, халькопиритом и сфалеритом. Второстепенными являются галенит и теннантит, редкими – марказит, пирротин, энаргит, люшонит, арсениопирит. Во вкрапленных рудах появляется низкопробное ртутьсодержащее самородное золото. Штокверковые руды и рудные столбы сложены преимущественно пиритом и халькопиритом. Сфалерит и теннантит встречаются как второстепенные минералы.

Среди редких минералов характерными являются теллуриды – теллуросмугит, гессит и сульфотеллуриды – тетрадимит и Bi₂TesS. Иногда встречаются пирротин, магнетит, галенит, кубанит и редкий интерметаллид Ag и Bi – чилсит. В рудных столбах так же, как и в сплошных рудах, к редким минералам относятся люшонит и энаргит.

В лимонитах зоны континентального гипергенеза встречались крупные выделения самородного серебра. Зона выщелачивания представлена баритовой и кварцевой сыпучкой, сажистым пиритом. Халькопирит

в кровле главной залежи, в зоне цементации, в значительной степени превращен в ковеллин и халькозин.

Промышленные типы руд. Месторождение по преобладающему промышленному типу руд является цинково-медно-колчеданным. Содержания меди в разных типах руд изменяются от 1 до 8,4 % при преобладании меди над цинком.

Бурые железняки содержат 3–4 г/т золота и 50–80 г/т серебра. В кварц-баритовой зоне выщелачивания, имевшей мощность до 30 см, содержания золота достигали 100–200 г/т. Образования зоны континентального гипергенеза складировались отдельно от сплошных и крапчатых руд.

Месторождение является крупным с запасами руд 27,5 млн т. В настоящее время АОЗТ «Сафьяновская медь» отрабатывает Северную залежь карьером. Проводится доразведка флангов месторождения.

6.3. Влияние коллизионных процессов на колчеданные залежи

Приведенные данные о геологических и минералого-геохимических особенностях рудных полей позволяют оценить влияние коллизионных процессов на колчеданные залежи. При рассмотрении данного вопроса мы базируемся на следующих основаниях.

1. Изученные месторождения являются родственными, поскольку приурочены к единой геологической структуре, имеют близкий минеральный состав с преобладанием пирротина, и близкую геохимическую специализацию (медь, никель, кобальт). Но рудные поля имеют различную деформированность, следовательно, можно выявить направленность в изменении состава и строения залежей путем сопоставления интенсивности дислокаций.

2. Залегание рудных тел является нарушенным, что фиксируется по тектоническим брекчиям между рудами и вмещающими породами. Это ставит вопросы об определении исходного субстрата, на котором (или в котором) происходило рудоотложение, и времени тектонических перемещений.

3. Первичная фаза отложения сульфидных руд происходила в силуре, поскольку рудные обломки, по данным А. А. Захаровой, установлены в породах лландоверийского возраста [Захаров, Захарова, 1975]. Следовательно, реликты первичных руд могли сохраниться в слабо деформированных рудных телах.

Структуры месторождений и морфология рудных залежей

Дергамышское месторождение, приуроченное к центриклиналильному замыканию синформы, имеет наиболее простую структуру. Пластины серпентинитов и заключенной среди них рудной линзы параллельны, падают согласно с верхней пластиной фамельских отложений на север под углом 10–30°. Восточное крыло синформы крутое, раздробленное и испытало более сильные подвижки. Дергамышская залежь оказалась в наименее дислоцированной части синформы и сохранила морфологию, близкую к первичной. Об этом можно судить по сходству Дергамышской рудной

линзы, имеющей мощность в раздуве 35 м и поперечник 150–250 м с колчеданными рудными телами в слабо дислоцированных островодужных толщах. Среди таких объектов на Южном Урале упомянем месторождения с близкими параметрами: Яман-Касы, Таш-Тау, Александринское, Чебачье [Медноколчеданные 1992; Масленников, 1999]. Следовательно, не исключена возможность, что Дергамышское месторождение связано с островодужным вулканическим комплексом. Полученные В. А. Симоновым данные об известково-щелочной природе базальтоидов в верхней тектонической пластине не противоречат такой версии.

На Ишкининском месторождении рудопосыльные зоны располагаются в боргах антиформ с крутым падением крыльев (50–75°). Пластины, слагающие антиформу, имеют более сложную морфологию, чем на Дергамышском рудном поле, так как представляют собой фрагменты олистоостров, базальтовых сооружений и интрузивных массивов. Рудные тела сосредоточены в кровле серпентинитовой пластины на контакте с базальтовыми и олистоостровными пачками. К этому уровню приурочены зоны пострудных тальк-карбонатных метасоматитов. Рудные тела, число которых 23, имеют мощность до 15 м, поперечник 60–160 м. Так же, как и на Дергамышском месторождении, в верхней базальтовой пачке породы относятся к островодужному комплексу [Симонов и др., 2000].

Ивановское рудное поле расположено в осевой части сутурной зоны. Блоки сложены базальтами, габброидами, вулканогенно-осадочными породами силура в серпентинитовой матрице. Рудные тела залегают на контакте базальтов с серпентинитами в тальк-карбонатных и хлоритовых метасоматитах, представлены многочисленными будинами и прожилково-вкрапленными зонами. Обычная мощность линз первые метры. Например, скважиной 2Т со 130 до 170 м вскрыто 13 рудных интервалов суммарной мощностью 22 м.

Таким образом, интенсивность деформации рудных полей отражается на морфологии рудных тел. В ряду *сиформа* – *антиформа* – *блоковый мелтаж* очевидно усиление раздробленности, расчленения рудных тел, усиление брекчированности руд.

Определенное влияние на степень дислоцированности мог оказать и состав пластин, между которыми находятся рудные залежи. В перечисленном ряду меняются контактирующие пары (нижняя–верхняя): серпентинит–серпентинит (Дергамышское), серпентинит–олистоострова (Ишкининское), серпентинит–базальт (Ивановское). По физико-механическим свойствам наиболее пластичной среди перечисленных пар является серпентинит–серпентинит, наиболее жесткой – серпентинит–базальт.

Текстурно-структурные особенности руд

Для Дергамышского месторождения характерны руды обломочной, брекчиевой, колломорфной текстур. В керне скв. 1Т развиты агломератовые обломочные руды в ассоциации с псаммитовыми и псефитовыми разностями. Обломки в брекчиях сложены колломорфными и зернистыми рудами однородной и пятнистой текстур марказит-нирит-пирротинового состава. Такие руды характерны для придонной гидротермальной фации

древних и современных черных курильшиков [Масленников, Зайков, 1998; Масленников, 1999].

Псаммитовые сульфидные руды с градиционной слоистостью образуют тонкие (сантиметры) прослой среди агломератовых и песчитовых разностей. Для обломков характерно срезание их ограничениями коллоидных зональных агрегатов и фрагментов кристаллов. Некоторые зональные почки сложены пиритом и сфалеритом с эмульсионной вкрапленностью халькопирита («халькопиритовая болезнь»). На отдельных интервалах кластогенные руды были преобразованы с переотложением слагающих сульфидов, замещением пирротина пиритом. Часть руд брекчиевой текстуры образована в результате тектонического дробления. Такие разности залегают на контактах рудного тела и представлены смесью обломков сульфидного и серпентинитового состава.

На Ишкининском месторождении сульфидные руды представлены несколькими минеральными парагенезисам. Наименее измененными являются пирротиновые и пирит-пирротиновые руды однородной текстуры. Во многих случаях они брекчированы, что подчеркивается пиритовыми жилками. Наложенными минералами являются халькопирит и арсениопирит, которые придают рудам пятнистую и полосчатую текстуры.

Уникальной особенностью Ишкининского месторождения являются брекчии сульфидно-серпентинитового состава. Кроме достаточно простых для понимания их природы брекчий, в которых обломки сложены сульфидами, а цемент – серпентинитами, имеются и сложные разности. Во-первых, это смесь песчитовых обломков сульфидного и серпентинитового состава в карбонатном и серпентин-карбонатном материале. Во-вторых, обломочные руды, в которых обломки серпентинитов цементируются сульфидами. Не исключено, что эти разности являются первичными и свидетельствуют о серпентинитовом субстрате, на котором происходило рудоотложение.

На Ивановском месторождении массивные руды сложены пирротином, по которому развиваются пирит и халькопирит нескольких генераций. Обычные текстуры – брекчиевые, реже пятнистые. Весьма характерной особенностью руд, не известной на других колчеданских месторождениях Урала, являются пегматоидные разности. Они сложены крупными (до 2 см) пластинчатыми и таблитчатыми выделениями пирротина с кварцевым, кварц-карбонатным, хлоритовым заполнением интерстиций. Эти эффективные руды залегают среди тальк-карбонатных и хлоритовых метасоматитов.

Таким образом, очевидна смена руд с первичными текстурами и структурами (Дергамышское месторождение) на брекчированные (Ишкининское) и регенерированные пегматоидные разности (Ивановское).

Минералого-геохимические особенности руд

Важной особенностью руд рассматриваемых месторождений является обогащение такими элементами, как Co, Ni, Cr, Au, Ag с соответствующей минералогией. Несмотря на общность специализации, имеются определенные детали для рудных залежей различной степени деформированности.

На *Дергамышском месторождении*, с содержаниями в рудах (%): Co 0.14; Ni 0.02, основными концентраторами кобальта являются пирит и марказит. В красной части псевдоморфоз пирита по пирротину и в некоторых пиритовых зонах концентрически-зональных агрегатов содержание кобальта около 1%. Выделения собственно кобальтовых минералов крайне редки. Хромшпинелиды встречаются редко и представлены остаточными от ультрабазитов выделениями состава хромникотита. Выделения золота имеют размеры до 10 мкм среди халькопирит-магнетитовых агрегатов, по составу соответствуют электруму (Au 71–75 %, Ag 24–28 %) и имеют наименьшую пробу по сравнению с золотом других месторождений.

На *Ишкининском месторождении* (Co 0.3; Ni 0.2 %) кобальт и никель концентрируются в собственных минералах: кобальтине, никелине, виоларите, пентландите. Кроме этого, значимые количества Co и Ni содержатся в арсенопирите. Характерно, что наиболее крупные выделения кобальтина совместно с хромшпинелидами содержатся в карбонатных жилах. Хромшпинелиды отличаются от Дергамышских меньшей магнетизностью и не соответствуют по составу хромитам альпинотипных гипербазитов. Золото обнаружено среди арсенопирита, кобальтина, никелина, пирротина и халькопирита. В его выделениях несколько меньше содержание серебра (19–25 %) по сравнению с золотинами дергамышских руд. Весьма существенна примесь никеля, кобальта и висмута (десятичные доли %). Золото, приуроченное к арсенопириту, имеет высокое содержание мышьяка (0.5–2.5 %).

На *Ивановском месторождении* (Co 0.05; Ni 0.1 %) установлен наибольший набор минералов никеля и кобальта: кобальтин, никелин, пентландит, кобальт-пентландит, глаукоцит, кобальт-пирит. Хромшпинелиды близки по составу Ишкининским и также входят в состав нерудных прожилков. Золото данного месторождения имеет наиболее высокую пробу (Au 88–91 %; Ag 8–11 %) и наибольший размер выделений. Весьма характерно присутствие ртути до 0.6 %. Спецификой Ивановского месторождения является присутствие минералов висмута – пильзепита ($\text{Bi}_2\text{Te}_2\text{S}_3$) и самородного висмута [Tessalina et al., 2001].

Таким образом, в рассмотренных месторождениях с усилением степени динамометаморфизма сопряжено увеличение минеральных видов Ni и Co, увеличение пробы золота и размера золотин, появление минералов висмута.

Сопоставление времени коллизионных процессов и преобразования руд. Время коллизии дуга–континент на Южном Урале оценивается по геологическим и изотопным данным. Геологическим свидетельством начала коллизии большинство исследователей считают верхнедевонский зилаирский флиш. Обломочный материал поступал в это время с Магнитогорской островодужной системы и из зоны Урал-Тау, в которой произошла экзугумация максютовского глаукофан-сланцевого комплекса [Пучков, 2000]. Возраст метаморфизма этого комплекса датируется цифрой 378 ± 3 млн лет. Начало образования зилаирского флиша [Иванов, 1998] произошло в раннем фанеоне (нижняя подзона *Palmatolepis crepida*), что соответствует 365 млн лет. Коллизия затронула зилаирский флиш, поскольку его блоки заключены в меланже, а Кракинский аллохтон надвинут на зилаирские отложения. Завершение коллизии дуга–континент датируется

ся по «запечатыванию» сутурной зоны гранитоидами Сыростанского массива в районе г. Миасса [Пучков, 2000]. Возраст амфибол-биотитовых гнейсов, определенный U-Pb методом по цирконам равен 355 ± 5 млн лет.

Сравним эти данные со сведениями о сульфидной минерализации. Прежде всего, обращает внимание возраст руд по изотопии Re-Os [Tessalina et al., 2001]. Для Дергамышского месторождения получена цифра 364 ± 10 млн лет, идентичная возрасту зилайского флиша. По минералогическим данным этот рубеж соответствует времени «гомогенизации» пирротитовых руд, замещения многих агрегатов пиритом.

Приведенные данные дают основание полагать, что коллизионные процессы влияли на минералого-геохимические и морфологические особенности рудных залежей.

ГЛАВА 7. СТРОЕНИЕ И ПРИЗНАКИ РУДНЫХ ФАЦИЙ КОЛЧЕДАННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

7. 1. Систематика рудных фаций

Систематика рудных фаций пока находится в стадии разработки. С одной стороны, возможна классификация по крупным генетическим признакам, то есть по принципу механизма отложения руд: гидротермальному, кластогенному, гипергенному, биогенному, метасоматическому, метаморфогенному, регенерационному и т. д. С другой стороны, важны и детали этих механизмов, приводящие к формированию частей единых рудных тел, например, труб, каналов, элювиальных, коллювиальных кластогенных руд, проксимальных и дистальных рудокластических турбидитов.

Сопряженность процессов седиментогенеза и субмаринного гипергенеза (гальмиролиза) дает возможность выделения гальмиролитических минеральных фаций, различаемых в осадках по текстурно-структурным признакам. Большой проблемой является определение границ «смежных» рудных фаций, например, кластогенной и гипергенной, гидротермальной и гидротермально-метасоматической. Возможна типизация и по морфологическим признакам, например, путем выделения фаций холмов, пластов, подрудных штокверков и т. д.

В итоге обсуждения и консультаций с коллегами в качестве компромиссного варианта принята предварительная типизация (см. табл. 2), основанная на материалах по палеозойским колчеданным месторождениям. Были учтены материалы полевых исследований авторов не только на Урале, но и в других регионах: в Рудно-Алтайском, Иберийском, Каледонском складчатых поясах, Алтае-Саянской складчатой области, рудных районах Южной и Восточной Австралии.

Кроме личных материалов авторов учтены данные Ф. Барриги, Ф. П. Буслаева, Э. Г. Дистанова, А. Г. Жабина, А. Г. Злотника-Хоткевича, К. Р. Ковалева, П. И. Пирожка, В. А. Прокина, А. В. Пуркина, Н. С. Скрипченко, С. Г. Тесалиной, Ф. Торноса, Дж. Франклина, П. Я. Яроша. Большое значение имело знакомство с сульфидными рудами современных океанов из коллекций Б. Н. Батуева, Ю. А. Богданова, П. Гернига, А. П. Лисицына, А. Малахова, П. Рона, С. Скотта, И. Фуке.

На колчеданных месторождениях Урала рудные фации подразделяются на гидротермально-метасоматические, придонные гидротермальные, гидротермально-гипергенные (гальмиролитические), рудокластические и гидротермально-биогенные [Стрижов, Масленников, 1991; Зайков, 1991; 1995; 2000; Масленников, 1991; 1996; Масленников, Зайков: 1998; Тесалина и др., 1998].

Часть фаций охарактеризована в публикациях достаточно детально: придонная гидротермальная, гидротермально-биогенная [Масленников, Зайков, 1998; Масленников, 1999]. Менее изучены седиментогенные рудные фации, среди которых рудокластические отложения являются особенно важными для понимания условий осадконакопления на колчеданопосных палеогидротермальных полях [Масленников, 1999]. Еще недостаточно разработаны критерии отличия фаций субмаринной гипергенной и придонной гидротермально-метасоматической, широко распространенных

на многих колчеданных месторождениях. Не получила должной характеристики фация регенерированных руд в зонах динамометаморфизма. В связи с этим требует специального рассмотрения признаки диагностики и отличий выделенных рудных фаций.

7.2. Гидротермальная придонная фация

Придонная гидротермальная фация сульфидных отложений в устьях гидротермальных источников с субфациями сульфидных труб, трубчатых и трещинных рудоподводящих каналов («кондуитов»), массивных (диффузных) руд, внутрирудных гидротермальных жил является характерной для уральских колчеданных месторождений всех формационных типов [Масленников, Зайков, 1998]. С придонными субфациями граничит мезогенная гидротермальная субфация, представленная продуктами гидротермальной регенерации и гомогенезации («зонной чистки») придонных руд в центральной части рудных залежей. Колчеданные руды последней субфации детально охарактеризованы в работах С. Н. Иванова [1947, 1959], П. Я. Яроша [1973], Г. Н. Пшеничного [1984], Ф. П. Буслаева [Медноколчеданные ..., 1992].

Типы сульфидных холмов. На уральских месторождениях реконструированы одиночные, двойные и многоярусные сульфидные холмы [Зайков, Масленников, 1987; 1997; Масленников, Зайков, 1998].

Одиночные холмы имеют высоту от 20 до 40 м и поперечник от 300 до 500 м. Примером их является сульфидная залежь месторождения Яман-Касы. Она имеет асимметричную линзовидную форму с доколом высотой 12–22 м и поперечник около 100 м. В кровле холма обнаружены реликты сульфидных труб и остатки сульфидизированной пригидротермальной фауны. В массивных рудах тела холма присутствуют многочисленные сфалерит-баритовые жилы, образующие каркасные системы.

Двойной сульфидный холм описан на месторождении Таш-Тау. Общая длина залежи 450 м, в ее строении выделяются два холма высотой 20–25 м, диаметром 50–100 м. В массивных рудах встречаются фрагменты барит-халькопирит-сфалеритовых рудоподводящих каналов. Цилиндрические каналы имеют радиус 10–15 см и запечатаны шестоватыми агрегатами сфалерита и халькопирита. Каналы сложного строения образованы системой жил гигантозернистого сфалерита. К холмам примыкают шлейфы обломочных руд.

Многоярусные холмы имеют высоту от 80 до 110 м. Примером их является Ново-Сибайская сульфидная залежь, образованная четырьмя этажно расположенными холмами высотой 20–40 м. В осевой части холмов располагаются массивные халькопирит-пирротиновые, пятнистые сидерит-халькопирит-пирротиновые и кавернозные пиритовые руды. На флангах сульфидных линз залегают брекчиевые руды, в которых обломки халькопирит-пиритового состава сцементированы агрегатами кварца, пирита и сфалерита.

Субфация гидротермальных труб. Сульфидные трубы «черных курильников» в древних колчеданных месторождениях впервые были обнаружены С. Скоттом [Scott, 1981] на месторождении Куроко еще в 1979 г. Позднее Е. Оудин и Г. Константиноу [Oudin, Constantinou, 1984] кратко

описали фрагменты сульфидных труб с колчеданных месторождений Кипра. Примерно в это же время В. В. Масленниковым в шахте Октябрьского месторождения (Бурибайский рудный район) были обнаружены субвертикальные сульфидные «сифоны», залегающие в основании колчеданного холма. Они рассматривались как прямой признак существования на Урале аналогов современных «черных курильщиков» [Зайков, Масленников, 1987].

Несколько десятков таких же запечатанных сульфидных труб, но имеющих прекрасную сохранность (рис. 40), были обнаружены позднее в карьерах Яман-Касинского и Александринского месторождений в кровле сульфидных залежей [Масленников, Херрингтон и др., 1997; Тесалина и др., 1998; Herrington et al., 1998]. Реликты труб в большинстве случаев имеют структурно-минералогическую зональность, свойственную трубам современных «черных курильщиков» [Haymon, 1983; Paradis et al., 1988; Hannington, Scott, 1988; Fouquet et al., 1993].

В строснии сульфидных «труб» по преобладающим минералам обычно выделяются три зоны: А – наружная – пиритовая, марказитовая, сфалеритовая, либо халькопиритовая, В – внутренняя – халькопиритовая или изокубанитовая и, наконец, С – осевая, обычно заполненная сфалеритом, марказитом или пиритом, кварцем, баритом или кальцитом.

Типизацию палеогидротермальных труб целесообразно проводить по минеральному составу наружной оболочки. По преобладанию минералов выделяются четыре типа труб – пиритовые, марказитовые, сфалеритовые и халькопиритовые. Первые три выявлены на месторождении Яман-Касы, а третий и четвертый – на Александринском месторождении.

Пиритовый тип развит в кровле сульфидного холма в положении труб *in situ* либо на флангах рудного тела в виде рудокластов. Диаметр труб 2–4 см при сохранившейся длине до 15 см. В строснии труб этого типа выделяются две-три главных зоны.

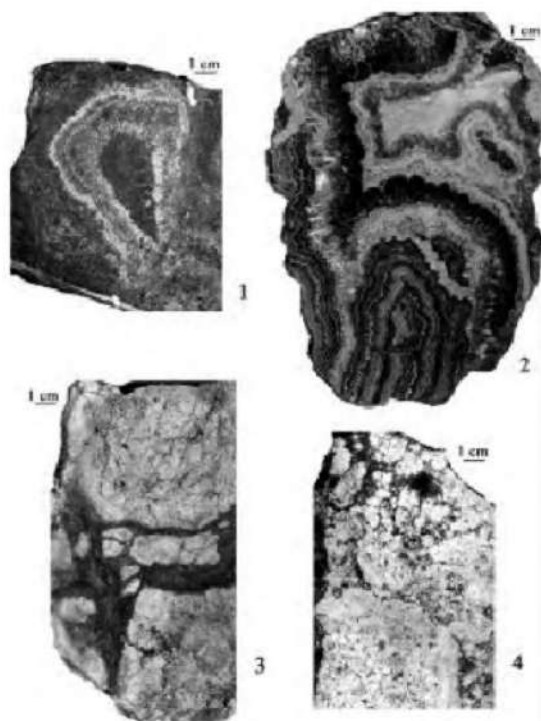


Рис. 40. Примеры текстур рудных фаций (коллекция В. В. Масленникова и В. В. Зайкова).

1 – поперечное сечение сульфидной трубы (Александринское месторождение); 2 – сульфидно-баритовые жилы в основании колчеданной залежи (месторождение Яман-Касы); 3 – элювиальная брекчия халькопирит-пиритовых руд с тонкозернистым марказит-пиритовым цементом (месторождение Яман-Касы); 4 – коллювиальная брекчия пиритовых руд с баритовым цементом (Александринское месторождение)

Fig. 40. The examples of ore facies textures (collection of V. V. Maslennikov and V. V. Zaykov).

1 – cross-section of sulphide chimney (Alexandrinskoe deposit); 2 – sulphide-barite vein on the base of sulphide deposit (Yaman-Kasy deposit); 3 – eluvium breccia of chalcopyrite-pyrite ores with fine grain marcasite-pyrite cement (Yaman-Kasy deposit); 4 – coluvium breccia of pyrite ores with barite cement (Alexandrinskoe deposit)

Зона А в наружной части сложена в основном ламинарным колломорфным пиритом, иногда содержащим дендриты барита [Herrington et al., 1998]. В некоторых трубах пирит частично замещается гематитом. В средней подзоне появляется ксеноморфный зернистый пирит. Здесь же нередко сохраняются псевдоморфозы мельниковит-пирита по таблитчатым кристаллам неизвестного минерала (пирротина или ангидрита). Во внутренней подзоне преобладают кубические кристаллы пирита, сцементированные халькопиритом.

Зона В представляет собой инкрустацию внутренней части трубы друзовыми агрегатами халькопирита. В первой подзоне халькопирит содержит единичные кристаллы кубического пирита и редчайшие микроскопические (до 5 мкм) включения алтаита. В средней подзоне халькопирит обычно не содержит других минералов. Сфалерит и кубический пирит появляются во внутренней подзоне.

Зона С является осевым каналом трубы, заполненным кубическим пиритом, иногда сфалеритом и кварцем. Сфалерит обычно содержит тонкую вкрапленность халькопирита и изокубанита. В некоторых трубах эта зона выражена очень слабо.

Марказитовый тип палеогидротермальных труб встречен в кровле рудного тела Яман-Касы. Они располагаются параллельно трубкам вестиментифер, залегающим в положении *in situ*. Диаметр палеогидротермальных труб варьирует от 2 до 4 см, реже более. Максимальная длина труб достигает 12 см. Минералогическая зональность этих труб существенно отличается от зональности пиритовых труб первого типа.

Зона А отчетливо подразделяется на три подзоны. Наружная подзона сложена колломорфными почковидными или дендритовидными агрегатами пирита и марказита. Ориентировка марказит-пиритовых дендритов и почек указывает на центробежный рост колломорфных корок. Интерстиции между марказит-пиритовыми почками и дендритами обычно заполнены кварцем или сфалеритом. По мере приближения к средней подзоне увеличивается интенсивность замещения колломорфного пирита кристаллически-зернистым марказитом, сфалеритом и кварцем. Отдельные поры последовательно инкрустированы кристаллами халькопирита, сфалерита и марказита. Ядра кристаллов сфалерита нередко содержат тонкодисперсную вкрапленность халькопирита. Такая же структура, обнаруженная в высокотемпературных сфалеритах современных «черных курильщиков», получила название «халькопиритовая болезнь». Во внутренней подзоне марказит исчезает. Его место занимают кубические кристаллы пирита, сцементированные халькопиритом, кварцем или сфалеритом. В некоторых трубах в этой подзоне обнаружены идиоморфные кристаллики тетраэдрит-тешангита.

Зона В сложена в основном друзовыми агрегатами шестоватого халькопирита, инкрустирующими внутреннюю стенку марказитовой трубы. Текстуры избирательного роста и положение вершин идиоморфных кристаллов указывают на рост халькопиритовых друз по направлению внутрь трубы. Во внешней подзоне халькопирит насыщен кристалликами пирита и разнообразными теллуридами, сульфотеллуридами и сульфосолями [Масленников, Херрингтон и др., 1997; Herington et al., 1998]. Здесь же обнаружено самородное золото и самородный теллур. В средней подзоне теллуровая минерализация практически исчезает. Иногда теллуриды, представленные алтантом, сиванитом и кристаллами самородного теллура, встречаются во внутренней подзоне, где появляются включения пирита, сфалерита и марказита. В вершинах кристаллов халькопирита иногда сохраняется изокубанит, который содержит зерна самородного золота.

Зона С во внешней части представлена сферическими агрегатами марказита, паросшими на кристаллы халькопирита. Марказит, как правило, интенсивно замещается сфалеритом и кварцем, содержащим включе-

ния голдфиллита. В средней подзоне преобладает сфалерит, содержащий вкрапленность пирита, марказита и халькопирита, а также единичные зерна теннантита, барита и галенита. Осевой канал труб обычно заполнен кварцем.

Сфалеритовый тип труб широко представлен в пиритовых и сфалеритовых рудах Яман-Касинского и Александрийского месторождений. Обычно диаметр труб 2–3 см, однако имеются находки труб достигающих диаметра 12 см при сохранившейся длине 20 см. Сфалеритовые трубы имеют отчетливую минералогическую зональность.

Зона А. Внешняя подзона представлена в основном сфалеритом, иногда покрытом тончайшей пленкой марказита и фрамбуидального пирита. В трубах из Александрийского месторождения эта зона представлена тонкой вкрапленностью пирита, часто замещенного сфалеритом и кварцем. В средней подзоне встречаются лишь реликты дендритовидного марказита, кристаллического пирита и псевдоморфозы сфалерита по таблитчатому мельниковит-пириту. Во внутренней подзоне содержание халькопирита возрастает, появляются мелкие кубические кристаллики пирита.

Зона В отличается от аналогичной зоны первого и второго типа труб появлением обильного сфалерита. В трубах Яман-Касинского месторождения в этой зоне распространены теллуриды, представленные алтаитом, сильванитом, вольтскитом, гессит-штютцитом. Галенит, ковеллин, самородное золото и самородный теллур рассеяны по всему пространству халькопиритовой зоны. Наибольшие их концентрации иногда наблюдаются во внутренней части зоны. Крупные зерна алтаита на этих участках последовательно обрастают касмками гессит-штютцита, самородного теллура и галенита. Теллуровый кобальтин сохраняется в виде реликтовых кристаллов в самородном теллуре и его коричневых гидратах. Мирмескитовые выделения теллура нередко находятся в тонком сростании с галенитом и сульфидами серебра.

Зона С обычно сложена сфалеритом, содержащим в переменных количествах марказит, галенит, халькопирит и теннантит. Осевой канал труб обычно заполнен галенитом, баритом или кальцитом.

Халькопиритовый тип труб обнаружен в основании сульфидного холма и в рудокластическом горизонте Александрийского месторождения. Этот же тип руд ранее был обнаружен в основании сульфидного холма Октябрьского месторождения. Диаметр труб колеблется от 1 до 8 см. Максимальная длина трубок в образцах составляла 20 см.

Зона А в этом типе труб представлена, в основном, вторичным халькопиритом, псевдоморфно заместившим колломорфные агрегаты пирита. В халькопирите широко представлены выделения галенита и теннантита. Во внешней подзоне иногда сохраняется реликтовая касмка, превращенная в зернистый пирит.

Зона В, в отличие от соответствующих зон, описанных для предыдущих типов труб, может быть представлена исключительно друзами сфалерита, паросидами на кристаллы халькопирита. Сфалерит иногда содержит редкую вкрапленность самородного золота и гессита. По направлению к внутренней части подзоны количество кристаллов халькопирита иногда существенно возрастает. В этом случае, наряду с крупными кри-

сталлами халькопирита, внутренняя часть зоны инкрустируется друзами теннантита и галенита.

Зона С обычно заполнена сфалеритом, баритом (Октябрьское месторождение) или кальцитом, содержащими многочисленные включения теннантита и галенита.

Приведенные данные по зональности сульфидных труб Яман-Касинского, Александринского и Октябрьского месторождений согласуются с результатами изучения зональности современных черных курильщиков [Tompson et al., 1988; Von Damm, 1990; Embley et al., 1988; Fouquet et al., 1993; Graham et al., 1988; Halbach, Pracejus, 1993; Hannington, Scott, 1988; Haymon, 1983; Paradis et al., 1988]. Трубы первого и второго типа по зональности и минеральному составу более сходны с трубами современных черных курильщиков, формирующихся в срединно-океанических хребтах. Трубы третьего и четвертого типов по присутствию барита, блеклых руд и обильного сфалерита напоминают черные курильщики из задаточных зон спрединга. Существенным отличием яман-касинских труб от современных черных курильщиков является обилие разнообразной теллуридной минерализации.

Субфация рудоподводящих каналов трубчатой и более сложной морфологии (кондуиты) установлена на месторождениях Тау-Тау [Кулецов, Зайков, 1998], Александринском и Яман-Касинском.

Кондуиты *месторождения Тау-Тау* располагаются во внутренней части двух сульфидных холмов. Их внешняя часть образована каймами гигантозернистых радиальных агрегатов шестоватого сфалерита с включениями «ихтиоглиптов» халькопирита, теннантита. Внутренняя стенка инкрустирована пластинчатыми кристаллами халькопирита. Рост кристаллов проиходил центростремительно, интерьер каналов заполнен баритом, карбонатом, сфалеритом.

В Северном холме каналы обнаружены вблизи его подошвы в массивных пирит-халькопиритовых рудах. Здесь на площади 50 x 50 м во взорванной массе найдены четыре фрагмента каналов, диаметр которых порядка 30–50 см. Главными элементами их строения являются концентрические, последовательно нарастающие от периферии к центру каймы толщиной от первых мм до 10 см, они отличаются по минеральному составу и характеру минеральных агрегатов.

В одном из каналов выделено пять кайм (от осевой части к периферии): I – друзовая халькопиритовая (крупнозернистая); II – дендритовая сфалеритовая (грубозернистая); III – друзовая, выполненная сфалеритом и пиритом с мелкими (доли мм) почками сфалерита; IV – колломорфная сфалеритовая (с размерами почек десятые – сотые доли мм); V – друзовая халькопиритовая; VI – дендритовая сфалеритовая. Морфология минеральных индивидов и их ориентировка в слоях свидетельствуют об однонаправленном росте внутри слоёв от периферии канала к его осевой части. Между каймами встречаются участки «отслоения» с пирит-кальцитовым и кальцит-пирит-халькопирит-сфалеритовым заполнением. Здесь происходил двусторонний рост: минералы, заполняющие полость, росли с её стенок по направлению друг к другу. В каймах наблюдаются малоамплитудные разрывы (со смещением первые см), заполненные пирит-кальцитовым агрегатом.

Во втором фрагменте канала зафиксировано девять кайм сходного сложения. От периферии к центру последовательно сменяются: I – халькопирит-сфалеритовая (тонкозернистая); II – дендритовая сфалеритовая (среднезернистая); III – друзовая халькопиритовая; IV–VIII – дендритовые сфалеритовые (мелкозернистые-среднезернистые); IX – кальцитовая. Сфалеритовые каймы включают множество пустот выщелачивания сложной морфологии размером в поперечнике до 7 мм.

Третий фрагмент характеризуется изломанностью зон (перемещением отдельных участков кайм в «межслоевом» пространстве. Здесь выделяется девять кайм из крупнозернистого дендритовидного сфалерита, которые сочетаются с мелкозернистыми халькопиритовыми и брекчиевыми зонами (цементом является пирит, обломки представлены фрагментами сфалеритовых и халькопиритовых слоёв).

В четвертом фрагменте канал состоит из семи зон крупнозернистого дендритовидного сфалерита с пирит-халькопиритовыми прожилками в «межслоевом» пространстве. Каймы содержат множество халькопиритовых обособлений сложной морфологии.

В Южном холме встречены три фрагмента каналов диаметром первые сантиметры, имеющие более простое строение. В них выделяется 2–3 зоны, представленные следующими агрегатами: друзовым халькопиритовым крупнозернистым; дендритовым сфалеритовым с халькопиритовыми обособлениями и прожилками; дендритовым сфалеритовым. Поперечное сечение каналов овальное и треугольное. Судя по морфологии минеральных индивидов и их ориентировке в слоях, рост кристаллов был однонаправленным от периферии к осевой части.

В одном из крупных блоков халькопирит-сфалерит-пиритовых руд установлены три сближенных канала, имеющих в поперечном разрезе овальную форму. Они находятся в однородной халькопирит-сфалеритовой массе и состоят из зон: I – периферийной друзовой халькопиритовой; II – центральной сфалеритовой. Морфология минеральных индивидов и их ориентировка в каналах свидетельствуют об однонаправленном росте от периферии к центру. Сфалерит из канала отличается от сфалерита из вмещающей руды более тёмным коричневым (до чёрного) цветом и большим размером зерен.

В пользу того, что описанные образования являются запечатанными фрагментами рудоподводящих каналов, свидетельствуют: 1) отличие от вмещающих руд массивной и кластогенной текстур концентрическим строением; 2) морфология минеральных индивидов и их ориентировка в слоях, указывающая на однонаправленный рост от периферии к осевой части канала. Подобные каналы ранее на колчеданных месторождениях Урала не описывались.

На *Александринском месторождении* каналы были выявлены в основании Главного рудного тела. Они представляют собой систему вытянутых (до 1 м длиной в глыбах взорванной массы) кругификационных агрегатов сложной конфигурации. В них выделяются полости поперечником несколько сантиметров, заполненные каймами крупнокристаллических сульфидов и барита. На вмещающие массивные халькопирит-пиритовые тонкозернистые руды стенок канала нарастает кайма из клиновидных кристаллов халькопирита толщиной 0,5–2 см. Затем следует кайма черных шестоватых кристаллов сфалерита шириной до 1 см. Внутренняя часть

канала заполнена крупнокристаллическим баритом белого и светло-серого цвета.

Наряду с такими каналами выявлены системы жил, сложенных крупнокристаллическими сульфидами. Наиболее распространены жилы мощностью десятки сантиметров с полосовыми агрегатами крупнокристаллического сфалерита, пирита и галенита. В них содержатся линзовидные обособления среднекристаллического барита, полосы мелкозернистого сфалерит-галенитового агрегата. Довольно часто сфалеритовая масса брекчирована, размер обломков до 3 см, цемент галенитовый и пиритовый.

На *Яман-Касинском месторождении* к рудоподводящим каналам отнесены барит-сфалеритовые жилы сложной морфологии, образующие сложную систему в основании сульфидной постройки. Отличительной особенностью этих жил является многократное чередование зон различного сложения, состава и мощности (см. рис. 40). Выделяются следующие комбинации: тонкое ритмичное чередование колломорфных пирит-марказитовых агрегатов; крупнозернистый пирит с призматическими кристаллами барита; шестоватый сфалерит с призмами барита; зернистый барит с глобулярными сульфидными выделениями. Наряду с марказит-пиритовыми почками присутствуют сложные зональные обособления: на колломорфный пирит нарастают кристаллы пирита, затем барита с галенитом, халькопирита, сфалерита.

Вблизи жильных систем отмечены одиночные «запечатанные» каналы овальной формы диаметром 20–25 см в однородной халькопирит-пиритовой руде. Каналы зональные: по периферии распространена каемка толщиной 5–10 мм чередующихся агрегатов пирита, халькопирита, кварца. Внутренняя часть заполнена сфалеритом мелкозернистым с цилиндрическими образованиями светло-серого кварца диаметром 3–8 мм и более мелкими кварцевыми глобулами. В сфалеритовой массе выделяются отдельные зоны, сложенные пиритом и остроугольные обломки вмещающей руды.

Сведения о рудоподводящих каналах должны привлечь внимание и учитываться при дальнейших исследованиях. Несмотря на эффективность этих образований, сведения о них пока ограничены, но можно надеяться, что в будущем будет получена новая информация.

7.3. Гидротермально-биогенная фация

Гидротермально-биогенная фация включает субфации биостромов, сульфидных строматолитов и бактериальных матов [Масленников, 1999]. Биостромы подразделяются по составу организмов, например: пелципод-вестиментиферовые, брахиопод-моноплакоферовые, строматолитовые, полихетовые. Большое значение для выделения гидротермально-биогенной фаций имеет изучение условий локализации оруденслой фауны, что детально проанализировано [Масленников, 1991; Little et al., 1997]. Ими выделено несколько оазисов пригидротермальной фауны, что было стимулировано прекрасной книгой Л. Лобье «Оазисы на дне океана» [1990].

Оруденная фауна, представленная трубчатыми формами и пелциподами, впервые была обнаружена С. Н. Ивановым на Сибайском месторождении еще в 1947 г. В настоящее время имеются сведения о находках

проблематичной оруденелой фауны на Октябрьском, Яман-Касинском, Бурибайском, Юбилейном, Сафьяновском, Левихинском, Комсомольском, Красногвардейском и других колчеданных месторождениях Урала. Однако сохранность и распространенность фауны на разных месторождениях неодинаковы и возможность ее изучения различна. Наиболее благоприятными объектами для минералого-палеоэкологического картирования оказались вскрытые карьерами Сибайское и Яман-Касинское месторождения. Находки фауны на этих месторождениях были достаточно частыми, оруденелые фаунистические остатки имели хорошую сохранность [Прокин и др., 1985; Масленников, 1991; Кузнецов А. П. и др., 1993; Зайков и др., 1995; Авдонин, 1996].

Сибайский оазис. В осевой части многоэтажной Ново-Сибайской сульфидной залежи выделены четыре горизонта, содержащие оруденелую фауну. Основные находки сделаны в пиритовых или сфалерит-пиритовых колломорфных битумсодержащих рудах. В халькопирит-пиритовых и халькопирит-пиритовых массивных рудах фауна не встречена. В пиритовых кавернозных рудах, являющихся продуктами выщелачивания исходных халькопирит-сфалерит-пиритовых руд, сохранились только следы от фауны, фиксирующиеся трубчатыми друзовыми полостями с кристаллами сфалерита, кварца, халькопирита, кальцита. В каждом горизонте присутствуют проблематичные оруденелые органические остатки, чаще всего представленные мелкими трубчатыми червями и многочисленными колломорфными корками, напоминающими строматолиты. Многочисленные рудокласты, содержащие остатки трубчатых червей, обнаружены на выклинке нижней рудной линзы.

В кровле третьей снизу сульфидной линзы выявлена небольшая холмообразная сфалерит-пиритовая постройка, которая ныне отработана. В нижней части биогерма залегал линзовидный биоостром мощностью 2,2 м, центральную часть которого занимали пучковидные колонии многочисленных трубчатых червей диаметром 1–2 см, сходных по ряду признаков с современными вестиментиферами *Tenipia* [Кузнецов А. П. и др., 1988]. Длина отдельных индивидов превышала 40 см. Трубки вестиментифер слегка отклонились от вертикального положения на угол 16–24°. Плотность колонии трубчатых червей достигала десяти индивидов на 1 дм². Промежутки между червями были заполнены тонкозернистым, тонкодисперсным и фрамбоидальным пиритом, содержащим примесь органического вещества. Здесь же присутствуют многочисленные двусторчатые моллюски, захороненные в прижизненном положении, о чем свидетельствует ориентировка моллюсков (макушкой вверх) и наличие обских не распавшихся створок. Раковины моллюсков тесно прижаты друг к другу. На поверхности некоторых створок видны следы вдавливания, свидетельствующие о крайне тесном соседстве моллюсков. В. Танниклифф [Tunncliffe V., 1991] считает, что такое «удушливое» соседство околорудной фауны обеспечивает сохранность организмов в экстремальных условиях среды обитания.

Сульфидный биоостром был перекрыт сфалерит-пиритовыми колломорфными рудами, образующими кровлю холмообразной гидротермальной постройки. В сфалерит-пиритовых рудах обнаружены многочисленные фрагменты оруденелых вестиментифер и корки пиритовых колло-

морфных руд, сходных со строматолитами. Участками среди пиритовых строматолитов встречаются прослои пиритовых песчаников. Такие же линзы пиритовых песчаников распространены в углублениях в кровле постройки (биогерма). Там же найдены небольшие вестиментиферные калиптры, почти полностью замещенные сфалеритом [Прокин и др., 1985].

На склонах сульфидных холмов встречаются прослои, почти параллельно состоящие из фрагментов оруденелых коротких трубок мелких червей, сходных с современными пригидротермальными альвинеллидами [Кузнецов А. П. и др., 1988]. На выклинках залежей в основании слоев пиритовых грейдитов иногда можно наблюдать столбчатые и конкрециевидные сульфидные строматолиты. Таким образом, с удалением от гидротермальной рудной постройки и от рудного холма в целом вестиментиферы, моллюски и альвинеллиды и затем строматолиты, залегающие в прижизненном положении, исчезают. В дистальных сульфидных отложениях появляются эпидот-карбонатные пеллеты, коникохии, хлоритовые и гематитизированные онколиты, оруденелые радиолярии и сгустки фрамбоидального пирита.

Яман-Касинский оазис. На вершине сульфидного холма Яман-Касинского месторождения (рис. 24), кроме многочисленных альвинеллид, гигантских вестиментифер, идентичных по строению современным представителям рода *Riftia*, и проблематичных двустворчатых моллюсков, были обнаружены очень крупные моноплакофоры и гигантские беззамковые брахиоподы [Little et al., 1999]. Оруденелая фауна так же, как и на Сибайском месторождении, встречается только в определенных текстурно-минералогических типах руд: сорноколчеданных, содержащих битумы, колломорфный и фрамбоидальный пирит, барит-сфалерит-пиритовых и сфалеритовых апиритовых. В кварц-пиритовых выщелоченных рудах от фауны остаются полости, иногда заполненные кристаллами кварца. В халькопирит-пиритовых массивных рудах фауна не встречена.

В кровле рудной залежи в разное время были вскрыты три биострома, мощностью 0,5–1 м и площадью до 4–5 м², с признаками прижизненного положения организмов: трубки вестиментифер и альвинеллид располагались перпендикулярно поверхности кровли залежи, моноплакофоры – вершинами вверх [Зайков и др., 1995]. В нескольких случаях удалось обнаружить субвертикальные трубки крупных вестиментифер, заполненных сверху гематит-пирит-кремнистым осадком. В крупных образцах видно, что брахиоподы залегают очень плотно и параллельно друг другу. Сохранение обеих створок также свидетельствует о прижизненном положении фауны.

Трубки вестиментифер, обнаруженные в кровле холма, обычно имеют цилиндрическую форму и не нарушены пластическими деформациями. В некоторых образцах вестиментиферы располагаются параллельно не только друг к другу, но и к небольшим трубам «черных курильщиков», от которых находятся на расстоянии 2–5 см. Плотность особой вестиментифер, моноплакофор и брахиопод может достигать пяти экземпляров на дм². Большая плотность и локальность заселения в рудоподводящей зоне свидетельствует о влиянии гидротермальных источников на появление и сохранность организмов в кровле сульфидного холма. Обычно в биостромах присутствуют все виды фауны одновременно. Однако, в одном

из биостромов, выявленных В. В. Зайковым, наблюдалась смена от центра к периферии колоний гигантских вестиментифер, моноплакофор и брахиопод мелкими трубчатыми червями (альвинеллидами), слоистыми строматолитами и органомным детритусом.

На выклинивании рудной залежи альвинеллиды не встречаются. Вместе с тем, на южной выклинке рудной залежи, в грубообломочных брекчиях, в основании ритмов рудных флюксотурбидитов обнаружены накопления переотложенных сильно деформированных трубок вестиментифер, сплюснутых до неузнаваемости. В рудных песчаниках были обнаружены полости, образованные отпечатками выщелоченных брахиопод. Поверхности полостей были покрыты пленкой керита. Чаще всего в сульфидных песчаниках встречались осколки раковин размером 2–5 мм. Однако на поверхности слоев, представленных госсанитами, найдены многочисленные отпечатки целых створок. Это свидетельствует о жизни беззамковых брахиопод не только около гидротермального источника, но и на некотором удалении от рудоподводящей зоны. С удалением от этой колонки при переходе флюксотурбидитов в грейдиты и госсанит-сульфидные ритмы оруденная фауна окончательно исчезает.

Наблюдаемые условия нахождения фауны позволяют утверждать, что обнаруженные организмы находятся в пространственной и, возможно, трофической зависимости от гидротермального источника так же, как и устьевая биота современных «черных курильщиков». Следует заметить, что фауна, залегающая в прижизненном положении, всегда ассоциирует с сульфидными строматолитами и сульфидными бактериальными обрастаниями, черными керитовыми и гораздо реже карбонатными микроскопическими ветвистыми бактериальными выделениями, сходными по форме с цианобактериальными колониями *Girvanella* и *Eriphyton* [Зайков и др., 1995]. Сульфидные строматолиты вместе с другой фауной исчезают на выclinках сульфидного холма. Тем не менее, в основании южной выclinки обнаружен слой керитов, содержащий многочисленные реликты питчатых бактерий.

Октябрьский, Бурибайский и Юбилейный оазисы. В основании рудного тела 2 в шахте Октябрьского медно-цинково-колчеданного месторождения В. В. Масленниковым в 1983 г. были обнаружены несколько небольших «сифонов», аналогичных по строению трубам современных «черных курильщиков». Вокруг труб встречены многочисленные псевдоморфозы кварца и пирита по проблематичным организмам, среди которых выделены кварцевые ядра неравносторчатых раковин, по форме сечения, размерам и условиям нахождения напоминающих беззамковые брахиоподы Яман-Касинского месторождения. Отпечатки обломков таких раковин были обнаружены в рудном теле № 32, являющемся фрагментом юго-восточной выclinки единой рудной залежи [Прокин и др., 1985; Масленников, 1991]. Вокруг труб, погруженных в брекчиевидные руды, встречаются мелкие сульфидные трубчатые формы (2 мм), затронутые процессами кислотного выщелачивания и перекристаллизации. С удалением от залежи они исчезают, в осадках содержится много пеллет и проблематичных пирит-кварцевых микрофоссилий, среди которых наблюдаются радиолярии и фораминиферы.

В кварц-серпикоколчеданных рудах, вывезенных в отвалы из центра рудной залежи Бурибайского месторождения, были обнаружены реликты

трубчатых «червей» диаметром 8 мм. Трубки «червей» сложены колломорфным пиритом. В гематит-кремнистых силицитах, переслаивающихся с рудами, встречены кварцевые ядра небольших (4 см) беззамковых брахиопод. На выклинках рудной залежи, изученных по скважинам на Южно-Бурибайском участке, такая фауна не обнаружена. Перспективы открытия новых гидротермальных оазисов в Бурибайском рудном районе еще имеются. По устному сообщению В. А. Прокина, трубчатые «черви» в изобилии встречались в рудном теле № 2 Юбилейного месторождения. Однако сохранность фауны, в виду интенсивного кислотного выщелачивания руд в стадию пригидротермального гальмиролиза, вряд ли будет хорошей.

Талганский, Узельгинский и Александринский оазисы. При изучении керна скважин Талганского и Узельгинского (залежь № 4) медно-цинково-колчеданных месторождений на выклинках рудных тел обнаружены пиритовые трубчатые формы диаметром 4 мм. Такие же трубочки пиритовые «червей» встречаются в кластогенных рудах Александринского месторождения, вблизи обломков труб «черных курильщиков». Последнее свидетельствует о сносе оруденелой фауны с участка рудоподводящей зоны. Фауна в кластогенных сульфидных рудах редка, имеет плохую сохранность и никогда не залегает *in situ*. Все это указывает на негативное влияние повторного гальмиролиза на возможность появления и сохранения фауны.

Гидротермальные оазисы Среднего Урала. Оруденелая фауна, вероятно, появлялась на многих колчеданных месторождениях не только Южного, но и Среднего Урала. Большой интерес представляет находка трубчатого «червя», сделанная А. В. Горохом на Левихинском месторождении [Иванов С. Н., 1959]. По наличию tentonites эти черви напоминают сибайские вестиментиферы и современные *Tentonia*. При картировании карьера Левиха-8 на южном фланге серноколчеданной линзы В. В. Масленниковым были обнаружены пустоты, соответствующие по форме и размерам крупным рифтиям и беззамковым брахиоподам. Руды месторождения испытали интенсивное кислотное выщелачивание, поэтому фауна не сохранилась.

Огромные перспективы для изучения условий нахождения биоты имеет Сафьяновское месторождение. В настоящее время начаты работы по изучению гидротермального оазиса этого месторождения. Фауна встречалась только в колломорфных или выщелоченных серноколчеданных и сплошных сфалеритовых рудах. В массивных халькопирит-пиритовых рудах фауна не наблюдалась. Многочисленные остатки трубчатых червей обнаружены А. В. Коровко и Н. В. Лещевым в 1995 г. в серноколчеданных рудах, залегавших в кровле колчеданной залежи. Колломорфные трубочки червей, напоминающие полихеты, размером 4–6 мм были, как правило, пустотелые или наполовину заполненные кварцем. Минералогические уровни свидетельствуют о горизонтальном положении трубок. Однако, в одной из сфалеритовых глыб, отобранных авторами с этого же участка, трубки располагались перпендикулярно к слоистости, что указывает на их прижизненное положение. На выклинивании колчеданных залежей в кластогенных рудах оруденелая фауна не встречена.

Новые формы пригидротермальной фауны. В результате исследования остатков пригидротермальной фауны выделены новые рода и виды вестиментифер, бивальвий, брахиопод и моноплакофор [Little et al., 1999;

Масленников, 1999]. Вестиментиферы Яман-Касинского оазиса отнесены к роду *Yamancaisia* с типовым видом *Y. rifea*. Для Сибайского оазиса характерны менее крупные индивиды, выделенные в новый род *Tevidestus*. В составе рода один вид *T. serriformis* Shp. et. al.

Двустворчатые моллюски Сибайского месторождения отнесены к новому виду *Sibaya ivanovy* Little et al., названному в честь первооткрывателя фауны Святослава Несторовича Иванова. Беззачковые брахиоподы Яман-Касинского оазиса получили родовое и видовое название *Pyrodiscus logganae* Little et al. На этом же объекте определены моноплакофоры *Termoconus shadlunae* Little et al., получившие название в честь Татьяны Николаевны Шадлун – известного исследователя колчеданных руд.

7.4. Кластогенная фация

Кластогенная фация включает обломочные и брекчиевые руды, слагающие пластовые тела. Изучению их генезиса посвящены многочисленные работы, обзор которых приведен ранее [Продукты разрушения... 1991; Медноколчеданные... 1992]. Предлагались гипотезы тектонического, тектоно-метасоматического, туфогенно-эксплозивного, магматогенно-эксплозивного, гидроэксплозивного и, наконец, эрозионного происхождения брекчиевидных руд. Собранный в последние десятилетия фактический материал, а также натурные наблюдения за разрушением современных сульфидных холмов подтверждают гипотезу эрозионного образования брекчиевидных руд во время и после затухания гидротермальной деятельности.

Кластогенные руды разделены нами на несколько субфаций: 1) рудный элювий; 2) рудный коллювий; 3) рудные флюксотурбидиты; 4) проксимальные рудные турбидиты или грейдиты и, наконец, 5) дистальные турбидиты-ритмиты. Эти фации образуют последовательный литолого-фациальный ряд по мере удаления от сульфидного холма. Иногда они почти полностью слагают рудные залежи, например, на Александринском месторождении [Гесалина и др., 1994].

Элювиальные сульфидные брекчии имеют конформные ограничения обломков (Яман-Касы, Учалинское). Обычно автохтонные обломки в таких брекчиях цементируются кварцевыми, сфалеритовыми, халькопиритовыми или гематитовыми агрегатами. Эффектные элювиальные брекчии халькопирит-пиритовых руд Учалинского месторождения имеют гематитовый цемент.

Коллювиальные рудокластиты установлены в кровле и на склонах сульфидных холмов Узельгинского, Талганского, Западноозерного, Учалинского, Сибайского, Молодежного, Яман-Касинского месторождений. В коллювиальных рудокластитах контакты соседних обломков (глыб, щебня), как правило, точечные, а при преобладании тонкообломочной цементирующей массы - обособленные. Текстурные рисунки нередко срезаются ограничениями рудных обломков. Особенно ярко это проявляется для обломков колломорфных руд и палеогидротермальных труб. Сульфидные каемки вокруг рудокластов чрезвычайно редки. Исключение составляют каемки гематита, содержащие реликты сульфидов. Каемка гема-

тата, развитая лишь в кровле рудокласта – оригинальный пример гравитационных текстур. Гравитационные текстуры (по А. Г. Жабину [1979]), выявляемые в коллювиальных рудокластитах – яркое доказательство седиментационной природы колчеданных руд и рудокластов.

Проксимальные турбидиты образуют ритмично-слоистые пластообразные рудные тела мощностью от 0,5 до 5 м и более. Постепенное выкликивание таких рудных пластов с удалением от материнской сульфидной линзы происходит на расстояниях нескольких сотен метров. Кластогенные руды имеют градационную, косую, косоволнистую слоистость и специфические механоглифы в подошве рудных циклитов, указывающие на их турбидитовое происхождение. В кровле некоторых сульфидных прослоев присутствуют гематитовые и барит-гематитовые слойки, являющиеся продуктами придонного окисления сульфидов.

Дистальные турбидиты или ритмиты – мелкообломочные кластогенные рудные прослои, широко распространены на выклинках рудных залежей многих колчеданных месторождений Урала и других регионов. Ранее они описывались как гидротермально-метасоматические [Ярош, 1973; Ярош и др., 1977], гидротермально-осадочные [Перижняк, 1971; Скрипченко, 1972] или хемогенно-кластогенные [Жабин, 1979].

Рудные прослои сложены кристаллами, обломками агрегатов коллоидных образований и кристаллов пирита, сегрегациями халькопирита, борнита, сфалерита, магнетита и гематита, замещившими пирит [Иванов С. Н., 1959; Скрипченко, 1972; Масленников, 1991; Рыкус, 1992]. Гораздо реже присутствуют сульфидные псевдооолиты, а в кровле слоев можно обнаружить примесь оруденных радиолярий и сгустки фрамбoidalного пирита. Мелкие фрагменты пирита часто замещаются кварцем, поэтому цемент пиритовых песчаников – базальный кварцевый. Степень замещения сульфидных фрагментов кварцем, халькопиритом и гематитом увеличивается в кровле слоев.

Обломочная природа сульфидных слоев подтверждается следующими фактами [Иванов, Рокачев, 1966, 1970; Жабин, 1979; Масленников, 1991]: 1) срезанием зональности кристаллов и текстурным рисунком рудных обособлений; 2) совместным нахождением обломков различного состава, текстуры и структуры; 3) уменьшением размера обломков с удалением от холмообразной части рудной постройки в фациальном ряду «рудные брекчии – рудные гравелиты с градационной слоистостью, характерной для проксимальных турбидитов, – сульфидно-пелитолитовые ритмиты, типичные для отложений дистальных турбидитов»; 4) присутствием не замещенных сульфидами обломков вулканитов.

Нахождение среди рудных обломков псевдоморфоз пирита по фауне, очевидно, объясняется тем, что отложение обломочного материала происходило одновременно с придонным метасоматозом, выразившимся в замещении калиптров (?) и обломков фауны сульфидами, а также сульфидов перурдными минералами в осевой части рудного тела и гематитом на удалении от него. О сингенетичности этого процесса свидетельствуют следующие факты: 1) перемежаемость слоев с оруденной и с замещенной перурдными минералами однотипной фауной; 2) тонкое переслаивание гематита и кластогенного пирита и отсутствие признаков замещения первого

вторым: 3) асимметричная минералого-геохимическая зональность рудных слоев [Скрипченко, 1972].

Повышенные содержания фосфора (1–2.7 %) – важный геохимический признак тонкообломочных рудокластитов, содержащих микрофоссилии и примесь постороннего осадочного материала. В массивных рудах фосфор обычно отсутствует или его содержания очень низкие (менее 0.05 %) [Масленников, 1988; 1991].

Часто наблюдается ритмичное переслаивание тонкообломочных кластогенных сульфидных прослоев с хлоритолитами, гиадокластогенными песчаниками, кремнистыми, гематит-кремнистыми породами и углеродистыми пелитолитами. Такие отложения наиболее подвержены субмаринным гипергенным преобразованиям (гальмиролизу).

7.5. Субмаринная гипергенная фация

Гипергенная фация включает субфации полного субмаринного окисления, выщелачивания, вторичного сульфидного (моносульфидного) обогащения. Тела, сложенные продуктами субмаринного гипергенеза, приурочены к кровле рудных тел и имеют мощность 0.5–1 м. Их подводное происхождение доказывается присутствием обломков упомянутых руд в перекрывающих морских отложениях и рядом геолого-минералогических признаков.

Характерной особенностью гипергенной фации для месторождений Таш-Тау и Молодежного являются повышенные концентрации золота и серебра (до 90 и 300 г/т соответственно), а также редкие теллур- и олово-содержащие минералы [Колотов, Гмыра, 1990; Зайков, Херрингтон, 1998].

Субфация полного окисления сульфидов представлена окисно-железистыми апосульфидными отложениями, являющимися литифицированными продуктами субмаринного окисления колчеданных руд [Масленников, 1988; 1999].

Термин «gossan» – «железная шляпа», широко используется в зарубежных работах, в том числе и для обозначения субмаринных «железных шляп», ассоциирующихся с «черными курильщиками» [Herzig et al., 1991; 1993]. Однако, описанные ранее гегитовые, магнетитовые и гематитовые нелитифицированные продукты субмаринного окисления сульфидных руд имели генетически неопределенное название – «охры».

Несомненно, что подводные «железные шляпы» разрушались и апосульфидные охры пересотлагались, смешивались с фоновыми осадками. В пересотложенных разновидностях появляется соответствующая осадочная цементирующая масса: песчаная, кремнистая, известковистая. Литифицированные аналоги таких отложений мы предложили называть госсанитами – породами, источником которых служила придонная «железная шляпа» [Зайков и др., 1993]. По отношению к «материнским» сульфидам госсаниты следует подразделять на автохтонные, залегающие непосредственно на рудах, и алохтонные, перемещенные относительно рудных залежей.

Обзор проблемы выделения госсанитов на древних колчеданных месторождениях был дан авторами в специальном сборнике «Кремнисто-железистые отложения колчеданосных районов» [1989] и в монографиях [Масленников, 1991; 1999; Зайков, 1991; Теленков, Масленников, 1995].

Госсаниты обнаружены на Молодежном, Сибайском, Александринском, Яман-Касинском и других колчеданных месторождениях Урала. Почти все они являются гематитовыми, хлорит-гематитовыми или карбонат-гематитовыми. На рудных полях Домбаровского района преобладают магнетит-магнетитовые разновидности госсанитов.

Госсаниты имеют массивные, брекчиевые, параллельно-слоистые, кослоистые, ритмично-слоистые текстуры. Структуры мелко- и тонкозернистые, микрообломочные, иногда псевдооолитовые. Под микроскопом при одновременном применении отраженного и проходящего света в хлорит-кварцевом матриксе обнаруживаются псевдоморфозы тонкодисперсного гематита по пиритовым обломкам [Теленков, Масленников, 1995]. В целом, характер ультрамикроструктурного матрикса может быть очень разным, так как определяется не генезисом окисдно-железистой составляющей, а структурой осадка, к которому примешивался железистый материал [Масленников, Котляров, 1990]. Гематит-2 в госсанитах имеет пластинчатый облик и образует своеобразные агрегаты.

Автохтонные госсаниты из уральских колчеданных месторождений по соотношениям основных компонентов (Fe, Si, Al, Ti, Mn) сходны с колчеданными рудами и госсанитами, ассоциирующими с современными «черными курильщиками» [Масленников, 1991]. По сравнению с колчеданными рудами в них на порядок ниже содержания Cu, Zn, иногда Pb. Во многих случаях особенности состава аллохтонных госсанитов обуславливались специфическими физико-химическими условиями гальмиролиза гиалокластиков, возникшими при окислении сульфидов [Масленников, 1999].

Госсаниты современных и древних сульфидоносных гидротермальных и гидросольфатарных полей характеризуются значительными вариациями содержания Fe_2O_3 (20–87 %), P_2O_5 (0,1–1,5 %), повышенными – цветных и благородных металлов [Теленков, Масленников, 1995]. Содержание SiO_2 в автохтонных разностях определяется его содержанием в исходных рудах (1–10 %) с постепенным возрастанием по мере окисления руд от 4 до 30 %. В аллохтонных оно поднимается до 70 % за счет увеличения примеси гиалокластогенного материала, что выражается через возрастание пределов содержания Al_2O_3 с 1–5 до 5–13 %, TiO_2 – с 0,05–0,2 до 0,1–0,4 %, MgO с 0,5–3 до 3–5 %. Геохимические признаки госсанитов постепенно исчезают при увеличении количества кремнезема (до 90 %) и перехода их в фоновые красноцветные силициты и яшмы.

Многие магнетитсодержащие кварциты и хлорит-магнетитовые госсаниты Зимнего медноколчеданного месторождения также характеризуются повышенными содержаниями и широкими вариациями рассеянных элементов, характерных для сульфидных прослоев ($n \cdot 10^{-3}$ %): Cu (100–600), Zn (10–40), Pb (0,6–8), Mo (0,6–5), As (до 10), Ag (0,008–0,8), иногда Nb (до 0,8). Концентрации халькофильных элементов в госсанитах Зимнего месторождения на 1–3 порядка выше соответствующих содержаний в джеппитах [Железисто-кремнистые 1991].

Для госсанитов иногда отмечаются повышенные содержания (в $n \cdot 10^{-3}$ %) Ni (до 10), V (до 20), Zr (до 30). Некоторые магнетитовые, сульфидно-магнетитовые и хлоритовые осадки характеризуются низкими содержаниями K_2O и Na_2O , значительными вариациями P_2O_5 (от 0,01 до 0,94 %), типичного бактериофильного элемента [Теленков, Масленников,

1995]. Очевидно, в одних случаях фосфор выщелачивался из осадков сернокислыми растворами, в других – концентрировался гидроксидно-железистым или органическим веществом. Грейдиты и магнетитосодержащие госсаниты, по сравнению с чистыми кварцитами и хлоритолитами, характеризуются повышенными содержаниями РЗЭ (более 0.03 %).

В целом, по содержанию железа, а также по высоким значениям модуля Страхова ((Mn+Fe)/Ti от 100 до 1000), кремнисто-железистые породы, ассоциирующие с колчеданными рудами, могут быть отнесены к группе металлоносных отложений. Положительная корреляция между TiO_2 , Al_2O_3 , FeO и MgO, а также их наиболее высокие содержания в сопутствующих гиалокластогенных песчаниках свидетельствуют об участии в металлоносных осадках гиалокластогенной составляющей.

Низкие содержания Na_2O свидетельствуют о полном разложении альбита и выносе Na в процессе преобразования примесного гиалокластогенного материала [Масленников, 1999]. В аллохтонных госсанитах содержание SiO_2 в 2–3 раза выше, чем в автохтонных. Очень часто наблюдается уменьшение количества Fe_2O_3 в кровле при постепенном возрастании содержания SiO_2 . Это может указывать на постепенную смену условий супергенеза пелагической седиментацией. В соответствии с уменьшением содержания Fe_2O_3 в указанных металлоносных отложениях увеличивается количество MnO от 0.05 до 0.67 %, что обусловлено, по-видимому, фракционированием Fe и Mn по мере удаления от гидротермального источника по известной схеме [Гаррелс, Крайст, 1968].

Особую литогсохимическую группу металлоносных отложений составляют известковистые госсаниты, наиболее характерные для современных океанов. Среди них нередко встречаются марганцовистые разновидности, переходные к умбрикам.

7.6. Фация диагенитов

К этой фации отнесены слои с диагенетически восстановленной сульфидной минерализацией, широко распространенные на колчеданных месторождениях и за их пределами. Особый интерес для диагностики представляют сульфидные диагениты, ассоциирующие с рудокластическими отложениями.

Сульфидные диагениты появлялись в том случае, когда мельчайшие сульфидные частички, смешанные с фоновыми осадками, до неузнаваемости изменяют свой облик в процессах раннего и позднего диагенеза. Так, например, в кремнистых породах дистальные рудокластиты представлены послойной вкрапленностью кубического пирита, в хлоритолитах – это обычно послойная вкрапленность пентадодекаэдрического пирита в углеродистых пелитолитах. Кроме реликтовых рудокластов и кубического пирита, появляется обильный фрамбоидальный пирит. Таким образом, возникают субфации сульфидно-кремнистых, сульфидно-гематитовых, сульфидно-углеродистых, сульфидно-хлоритолитовых ритмов, которые практически не несут признаков кластогенного происхождения сульфидного материала.

Особенно много таких ритмов на стратиформных колчеданно-полиметаллических месторождениях. Рудоносные ритмично-слоистые

пачки на этих месторождениях мощностью до нескольких десятков метров обычно представлены углеродистыми пелитолитами и фтанитами. Слойки, обогащенные пиритом, линзовидные и ленточные, имеют мощность от 1 мм до 5 см. Преобладающие формы пирита – фрамбонды. Детальная характеристика их приводится в работах Н. С. Скрипченко [1972, 1980 и др.]. Фрамбонды образуют изометричные сгустки, цепочки или рассеянную вкрашенность. Каждый фрамбонд состоит из полигональных блоков пирита и окружен углеродистой оболочкой. Иногда фрамбондальный и кристаллический пирит образует «псевдоморфозы» по детритусу фоссилизированной флюры и фауны.

В рудовмещающих отложениях медноколчеданных месторождений прослой фрамбондального пирита встречаются в составе рудокластических отложений и лишь изредка образуют самостоятельные прослой, например, на Сафьяновском месторождении.

Появление фрамбондального пирита обычно рассматривается как отражение бактериальных сульфат-редуцирующих процессов при ранне-диагенетических преобразованиях осадков [Love, 1958, 1962; Скрипченко, 1966, 1972, 1980; Mann et al., 1990; Cook, Stakes, 1995]. Прослой фрамбондального пирита как из рудовмещающих, так и из подрудных толщ, как правило, обогащены легким изотопом серы (δS^{34} от -1 до -22 ‰) [Масленников, 1991; Стрижов, Масленников, 1991].

Экспериментами показано, что химическое абиогенное восстановление пирита в средах, очищенных от сульфат-редуцирующих бактерий, не приводит к облегчению изотопного состава серы [Войткевич и др., 1983]. Значительные колебания изотопного состава серы в целом характерны для пиритовых осадочно-диагенетических образований улутауской свиты [Засухин, 1982]. В целом, пирит из слоистых кластогенных сульфидных прослоев характеризуется более легким изотопным составом серы по сравнению с массивными колчеданными рудами.

7.7. Гидротермально-метасоматическая фация

Гидротермально-метасоматическая фация подразделена на субфации – подрудную и придонную. Первая локализована в рудоподводящих зонах колчеданных месторождений и иногда по объему превосходит массивные руды (золото-колчеданно-полиметаллические месторождения Бакр-Тау, Балта-Тау). Вторая формируется при метасоматическом замещении осадков в случае вскипания гидротерм на подходе к поверхности дна. Такая ситуация на Урале встречена на некоторых рудных полях Баймакского рудного района и предполагается на Амурском цинковом месторождении. Доказательное описание придонных гидротермально-метасоматических руд сделано для месторождений северо-западной части Рудного Алтая [Гаськов и др., 1991].

Гидротермально-метасоматическая подрудная субфация проявлена в метасоматитах хлорит-серпичит-кварцевого и подобного состава и выражена рассеянной вкрашенностью и жилками пирита, реже – сфалерита и халькопирита. Наиболее насыщены сульфидами участки, которые служили подводящими каналами и соответствуют стержневым зонам гидротермальных систем. В ряде случаев к этим зонам приурочены жилы крупно-

кристаллических и пегматоидных агрегатов сфалерита, халькопирита, галенита. Примером являются крупнокристаллические жилы Александринского месторождения, переходящие из руд в метасоматиты. Их характеристика дана в разделе 7.2. Вкрапленная минерализация образует обширные ареалы, охватывающие фланги гидротермальных отложений.

Намечается, что более мощные системы штокверков приурочены к палеогидротермальным полям, сформировавшимся в относительно мелководных условиях, когда вскипание гидротермальных растворов происходило ниже морского дна. Таким условиям отвечают месторождения Иберийского пиритового пояса, например, знаменитый Рио-Тинто [Barriga et al, 1997].

На Утреннем месторождении гидротермально-метасоматические вкрапленные руды представлены пирит-сфалерит-баритовыми, пирит-сфалеритовыми агрегатами полосчатой и пятнистой текстуры в гидротермально измененных вулканитах кислого состава. Толщина прожилков от 1 мм до 2 см, форма их ветвящаяся, насыщенность – один на 5–10 см зерна. По отношению к полосчатости (флюидалности) риолитов жилки занимают различное положение (от параллельного до перпендикулярного). Соотношение рудных и перудных минералов в жилках неравномерно. В тонких жилках (1–5 мм) преобладает барит с кальцитом и сфалерит, в более мощных (1–2 см) – серицит с баритом и разнообразными сульфидами. В крайних частях жилок сосредоточен пирит, в центральной – сфалерит и галенит. Размеры зерен 0.1–0.3 мм, редко сростки до 3–5 мм. В измененных риолитах также содержится вкрапленность сфалерита и теннантита.

На месторождении Звездном облик гидротермально-метасоматических руд определяется прожилками и вкрапленностью сфалерита, халькопирита в аподацитовых метасоматитах. Наряду с этим встречаются сульфидно-баритовые полосчатые жилы мощностью до 12 см. Полосы сложены сфалеритовыми, пиритовыми, баритовыми, серицито-кварцевыми агрегатами в различных пропорциях. Пирит грануломорфный и ланцетный, в цементе содержит халькопирит. На Северо-Уваряжском месторождении мощность подрудных жильных систем, сопровождающихся прожилково-вкрапленным оруденением, достигает нескольких м.

Гидротермально-метасоматическая придонная субфация с долей условности выделяется на месторождении Утреннем. Барит-пиритовые руды, обогащенные золотом и серебром, слагают верхний рудный горизонт мощностью первые метры. Текстуры руд полосчатые и слоистые по распределению главных компонентов: сульфидов, барита, серицита. Полосчатость плоско-параллельная и плейчатая, обломочный пирит рассредоточен в баритовой массе, являющейся базальным цементом. Присутствуют прослои песчито-кварцевых руд, в которых обломки пирита-I размером 3–6 мм цементируются баритом. Незначительную роль в рудах играет гематит, тонкокристаллические обособления которого включают и облекают сульфиды.

Основным рудным компонентом является кристаллический пирит-II, обогащенный электрумом (Au 70 %, Ag 30 %) с размером выделений максимум до 25 мкм. Данный пирит обростает и заменяет колломорфный пирит-I, а иногда и образует кавернозные кристаллические агрегаты согласно полосчатости. Серебро концентрируется в ялпаите, в котором его

содержание около 70 %. Субстратом для формирования данных руд служили пиритовые песчаники (кластогенная фация), которые подверглись придонному метасоматозу. Не исключено, что происходило взаимодействие процессов придонного гипергенеза и метасоматоза.

7.8. Фация регенерированных руд

Регенерированные руды на колчеданных месторождениях Урала выявлены в двух обстановках: сутурных зонах и ореолах гранитоидных интрузий [Медно-колчеданные 1992; Зайков и др., 2000; Tessalina et al., 2001]. Имеются признаки проявления регенерации руд в дайковых системах, секущих колчеданные залежи.

Регенерированные руды сутурных зон установлены на колчеданных месторождениях Главного Уральского разлома в Красноуральском, Карабашском, Ивановском рудных районах.

В Красноуральском и Карабашском рудных районах [Прокин и др., 1983] колчеданные залежи залегают субвертикально и согласны расщеплению. Динамометаморфизм сопровождается значительным повышением температур, мобилизацией легко подвижных компонентов и их перемещением. В результате медь, цинк, кадмий, мышьяк, серебро были вынесены из нижних частей круто залегающих сульфидных залежей и переложены в их верхних частях. Кроме того, часть рудных компонентов реализована в виде мономинеральных халькопиритовых и сфалеритовых жил.

Для Красногвардейского месторождения (Красноуральский рудный район) регенерация руд установлена по нескольким признакам. Об этом, по мнению А. П. Наседкина с соавторами [Медноколчеданные 1988, с. 164] свидетельствуют «наличие вертикального вектора рудной и метасоматической зональности, закономерная смена снизу вверх более высокотемпературных минеральных ассоциаций (магнетит, пирротин, пирит) низкотемпературными, присутствие пористых структур гипогенного выщелачивания».

В Кировградском рудном районе регенерированные руды выделяются на Пышминско-Ключевском месторождении [Конгтарь, Либарова, 1997; Еремин и др., 1997]. Она залегают в пластине базальт-андезит-базальтовых лав, которая подстилается пластиной кремнисто-углеродистых, вулканомиктовых отложений и толеитовых базальтов силура. Данные пластины заключены между блоками габброидов и серпентинитов. Рудоносные зоны выражены хлоритовыми, карбонатно-хлоритовыми сланцами и листовниками. Размеры приуроченных к ним рудных тел десятки и сотни метров по простиранию и падению, мощность от 0,2 до 8,6 м. Руды имеют пльчатую и сланцеватую текстуру и представлены следующими типами: пиритовыми кобальтоносными, халькопирит-пиритовыми и халькопирит-пирротитовыми (медно-никель-кобальтовыми). Содержание кобальта в последнем типе достигает 0,34 % и платиноидов до 2,86 г/т. Пирротин, с которым ассоциирует пентландит, содержит до 8,2 г/т платины. Минеральная форма платиноидов представлена палладийсодержащим мелонитом [Еремин и др., 1997].

Предполагается, что месторождение было сформировано в узкой троговой долине в раннесилурийском бассейне. В последующем колчедан-

ные залежи были передислоцированы и регенерированы. «Одновременно происходила также и передислокация ультрамафитов, в связи с чем отмечается тесная пространственная близость с ними рудных зон, а также локализация оруденения в трещинах сжатия и деформации месторождения» [Конгарь, Либарова, 1997, с. 98]. К сожалению, конкретных данных о текстурно-структурных особенностях руд, подтверждающих их переотложение, не опубликовано.

В Ивановском рудном районе фация регенерированных руд установлена на одноименном месторождении [Tessalina et al, 2001]. Это эффективные руды пегматоидного облика, залегающие среди тальк-карбонатных и хлоритовых мегасоматитов. Они сложены крупными (до 2 см) пластинчатыми и таблитчатыми выделениями пирротина с кварцевым, кварц-карбонатным, хлоритовым заполнением интерстиций. Пирротин является основным минералом руд и представлен ферромагнитной моноклинной модификацией двух генераций. Первая, резко преобладающая, слагает аллотриоморфнозернистые агрегаты едвойникованные и искривленные, что свидетельствует об интенсивных деформациях.

Регенерированные руды в ореолах гранитоидных интрузий изучены в Верхне-Уральском и Домбаровском рудных районах.

В Верхне-Уральском рудном районе, близ границы с Учалинским, регенерированные руды установлены на Таш-Ярском месторождении [Медкожечданские ..., 1985, 1992]. Оно расположено в риолит-базальтовой толще среднего девона в 400–1200 м от Ахуновско-Карагайского гранитного массива в области изоград 750–760°. Переотложение рудного вещества происходило в пределах крупной зоны термостатирования, существовавшей около 1 млн. лет.

Общая ширина зоны контактовых изменений Ахуновско-Карагайского массива составляет 4–5 км. По риолитам возникли кварц-биотит-гранат-эпидотовые роговики, по базальтам – амфибол-эпидотовые. Изограда биотита находится на расстоянии 2300–2500 м от массива, а граната и кордиерита – в 1200–1500 м. Вблизи контакта породы находились в области температур 720–750°, а в области колчеданных руд – 550–670° [Спачев, 1982].

Рудные тела имеют линзовидную форму и ориентированы субмеридионально, поперечно по отношению к контакту. Руды сложены крупнозернистыми агрегатами сфалерита и халькопирита. Сфалерит содержит эмульсионную вкрапленность халькопирита и пирротина, либо находится в субграфическом сростании с пиритом. В зернах халькопирита часто образуются «звездчатые» кристаллы сфалерита, являющиеся продуктами распада высокотемпературного раствора этих компонентов.

Близкая ситуация наблюдается на Куросанском золото-полиметаллическом месторождении [Теленков, Масленников, 1995; Белгородский, 1998]. Оно находится в экзоконтакте Краснинского гранитоидного массива и в составе рудоносной зоны присутствуют разнообразные скарпы.

В Домбаровском рудном районе регенерированные руды предполагаются на Весенне-Аралчинском месторождении [Спачев, 1982]. Рудные тела простираются вдоль границы Кошечайского гранитоидного массива на расстоянии не более 150 м, а участками на самом контакте. Они нахо-

дилься в области изотерм от 600 °С (контакт) до 500 °С (удаленная часть), а время температурного воздействия на основании математического моделирования оценено в 20–25 тыс. лет. Среди массивных руд, развитых в кровле залежей, выделяются тонкокристаллические и крупнокристаллические пиритовые. Крупнозернистый пирит не зонален и образовался, по мнению В. И. Спачева, в процессе контактового метаморфизма. Пиритовая минерализация распространена также и в гранитоидах. Температуры формирования крупнозернистых руд, полученные по пирит-пирротитовому термометру, уложились в интервал 460–570 °С.

Регенерированные руды в дайковых системах. Признаки такой минерализации установлены на Александринском месторождении [Закис, Белогуб, 2000] в виде полиметаллических жил с друзами. Они приурочены к контакту дайки габбро-диабазов мощностью 5–7 м и локализованы преимущественно в подрудных метасоматитах с вкрапленностью пирита, халькопирита, сфалерита. Жилы имеют мощность 3–40 см, форма их чешковидная. Основа жил представлена кварц-баритовым и кварцевым крупнокристаллическим агрегатом, который содержит друзовые полости двух видов. В первом стенка образована кристаллами барита и кварца длиной до 10 см и сульфидами: сфалеритом, халькопиритом, галенитом, теннантитом. Во втором типе стенка покрыта флюорит-кварц-сидеритовой массой, содержащей галенит.

Кристаллы сфалерита, представленного бледно-зеленым клейофаном, имеют размеры до 4 см и огранены тетраэдром, часто наблюдаются двойники прорастания и полисинтетические двойники. Халькопирит встречается в виде крупных (до 7 см) мономинеральных выделений или совместных с теннантитом и сфалеритом агрегатов в зальбандах жил. Рост халькопирита с теннантитом и сфалеритом был синхронным, что фиксируется по индукционным поверхностям в сростаниях и прорастаниях этих минералов. Встречаются также идиоморфные кристаллы халькопирита, нарастающего на пластины барита. Теннантит, кроме упомянутых выделений, образует гнезда неправильной формы в жильном кварце и тетраэдрические кристаллы размером до двух см в пустотах. Галенит встречается в мелкозернистых массах в зальбандах жил, в виде кубических кристаллов (до 0,5 см) в пустотах, в интерстициях между кристаллами барита и кварца, а также в флюорит-сидеритовой ассоциации.

Приведенный материал послужил основанием для того, чтобы связать образование данных жил с явлениями ремобилизации рудного вещества метасоматитов и руд под воздействием системы даек. «Отсутствие пирита, ассоциация теннантита, халькопирита, клейофана и галенита с сидеритом и флюоритом позволяет предполагать более щелочные и низкотемпературные условия формирования этой минерализации по сравнению с основным объемом руд и метасоматитов. Указанная ассоциация является типично гидротермальной» [Закис, Белогуб, 2000, с. 148].

Безусловно, проблема выделения и исследования регенерированных руд очень сложна и требует разработки критериев отличия руд, метаморфизованных под воздействием динамометаморфических и пирометаморфических факторов, от переотложенных, регенерированных руд и от руд в жильных рудопроводящих системах.

7.9. Рудно-фациальные типы придонных сульфидных залежей

Теоретической базой для типизации придонных сульфидных залежей служат разработанные к настоящему времени формационные классификации колчеданных месторождений, обзор которых дан в 3 главе. Большинство из них базируются на выявлении взаимосвязи руд и вулканогенных пород с учетом структурных, палеовулканических и геодинамических условий их формирования и анализа минералогических признаков месторождений.

Рудно-формационные классификации, во многом удобные при сравнительном анализе одноярусных колчеданных месторождений, не учитывают полициклического строения колчеданоносных разрезов. В многоярусных полях на разных литолого-стратиграфических уровнях располагаются рудные залежи, которые существенно различаются по минеральному составу и геохимическим особенностям и могут быть, в связи с этим, отнесены к разным рудно-формационным типам. Влияние фактора цикличности может быть снято, если классифицировать не месторождения, а отдельные рудные залежи.

Рудно-фациальный подход к классификации колчеданных залежей предусматривает рассмотрение соотношений рудных фаций [Масленников, Зайков, 1998]. Для каждого литолого-фациального типа характерны свои морфологические разновидности колчеданных залежей, отражающие степень разрушения исходных сульфидных холмов. Последнее доказывалось зависимостью морфологии рудных залежей и соотношения гидротермальных и рудокластических фаций [Масленников, 1999]. В сульфидных холмах преобладают массивные гидротермальные фации, в лентовидных залежах присутствуют преимущественно слоистые тонкообломочные сульфидные ритмы.

Количественной морфологической характеристикой рудных тел может служить отношение средней длины залежи (L) к ее максимальной мощности (M). В связи с этим, выделяются четыре рудно-фациальных типа колчеданных залежей (рис. 41), образующих непрерывный морфогенетический ряд [Масленников, 1999, Maslennikov et al., 2000]:

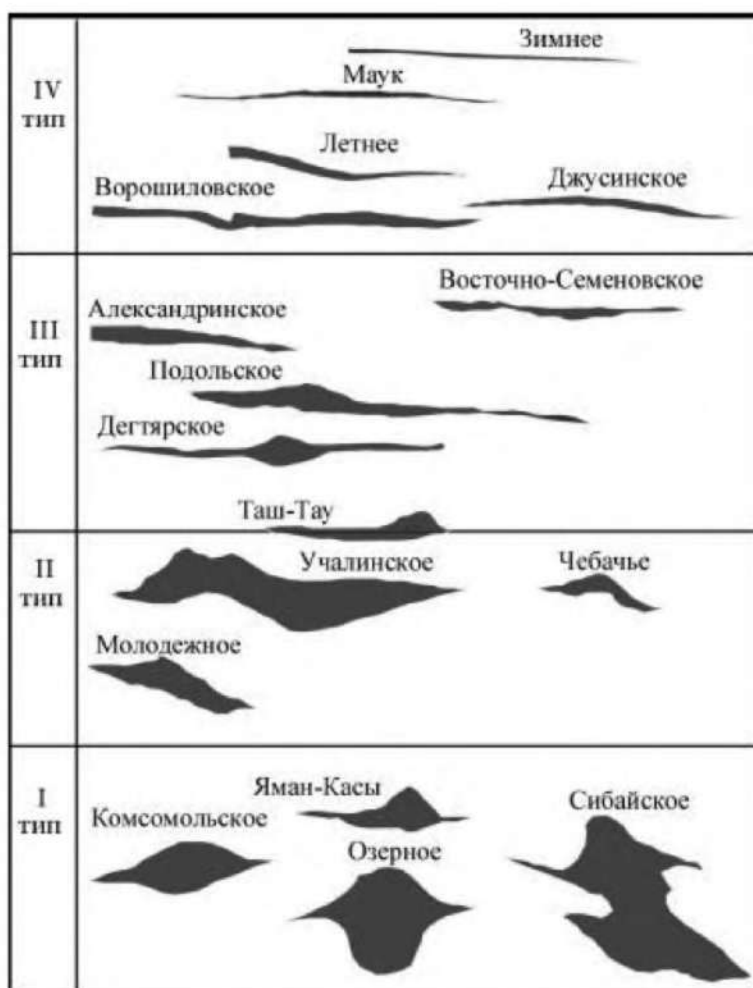


Рис. 41. Рудно-фациальные типы колчеданных залежей (составил В. В. Масленников).

Fig. 41. Ore-facies types of massive-sulfide bodies (compiled by V. V. Maslennikov).

1. Сульфидные холмы с крутыми склонами, слаборазрушенные, с небольшим количеством рудокластитов на выклинках рудных тел. (Ново-Сибайское, Яман-Касинское, Комсомольское, Озерное), L/M = 2-4 (морфотип «Яман-Касинский»).

2. Сульфидные холмы сглаженные, со шлейфами грубообломочных рудокластитов (Учалинское, Блявинское, Узельгинское, Молодежное,

Красногвардейское, Чебачье, Жарлы-Аша, Шемурское, Тарньерское, Приорское). L/M = 4–7 (морфотип «Учалинский»).

3. Пластообразные рудные линзы с реликтами холмов при преобладании рудокластического материала (Октябрьское, Весеннее, Султановское, Александринское, Талганское, им. XIX Паргьезда, Подольское, Бакр-Тау, Сафьяновское, Александринское, III Интернационала). L/M = 7–14 (морфотип «Александринский»).

4. Слоистые пласты мелкообломочных рудокластитов с небольшими участками гидротермальных руд (Балта-Тау, Осешее, Барсучий Лог, Дегтярское, Джусинское, Касаргинское, Ворошиловское). L/M = 15–40 и более (морфотип «Джусинский»).

Для *первого рудно-фациального типа* колчеданных залежей характерна четко выраженная холмообразная форма. Реконструируются высокие холмы: одноэтажные (Яман-Касы, Комсомольское) и многоэтажные (Новый Сибай, Озерное), имеющие крутые склоны, сложенные преимущественно гидротермальными и, в меньшей степени, грубообломочными рудными фациями. Гидротермальные фации представлены массивными халькопирит-пиритовыми, халькопирит-пирротитовыми и халькопирит-сфалерит-пиритовыми рудами. Мелкообломочные рудокластические отложения встречаются только на флангах сульфидных холмов в виде мало-мощных слоистых пачек.

Субмаринные гипергенные фации проявлены слабо – лишь среди рудокластических фаций. Субмаринный гипергенез проявляется лишь в замещении рудокластов халькопиритом и, в крайне редких случаях, борнитом с некоторой концентрацией золота в кровле рудокластических циклитов. В целом, наблюдается хорошая сохранность сульфидных песчаников. Пиритовые рудокласты в основании циклитов обычно сохраняют сфалерит, фрамбоидальный и неизменный колломорфный пирит. В некоторых прослоях появляются энгедральные кристаллы пирита. В кровле циклитов сульфиды замещаются гематитом. Особенностью некоторых из этих сульфидных построек является присутствие гидротермально-биогенной фации с хорошо сохранившимися псевдоморфозами пирита по фауне (Яман-Касы, Сибай, Комсомольское). Кроме макрофауны, на этих месторождениях широко распространены сульфидные строматолиты, сложенные колломорфным пиритом, марказитом, реже сфалеритом.

Во *втором рудно-фациальном типе* преобладают линзообразные залежи, значительная часть которых реконструируется как невысокие одиночные (Молодежное, Чебачье, Узельгинское нижнее, Юбилейное) или двусосные (Учалинское, Таш-Тау) холмы с пологими склонами. Гидротермальные фации сложены халькопирит-пиритовыми и сфалерит-халькопирит-пиритовыми (Молодежное, Учалинское и др.), а также сфалерит-халькопирит-пирротитовыми рудами (Узельга нижняя). В ядерных частях колчеданных залежей гидротермальные фации обычно преобладают над кластогенными. Тем не менее, в некоторых случаях количество брекчиевидных руд достигает значительных объемов (Учалинское).

Ритмично-слоистые мелкообломочные руды эпизодически встречаются в кровле или на выклинках колчеданных залежей. В некоторых участках руд имеются реликтовые червеобразные биоморфные структуры.

характеризующие гидротермально-биогенную фацию (Юбилейное, Леви-хинское). Вместе с тем, в кровле залежей хорошо сохранились сульфидные строматолиты, сложенные колломорфным пиритом (Блява, Чебачье). В рудокластических фациях сохраняются обломки колломорфного пирита.

На флангах сульфидных холмов встречается хорошо развитая гипергенная фация, представленная теннантит-сфалерит-борнитовыми рудами (Молодежное, Учалы, Гайское), замещившими рудокластические фации в зоне субмаринного гипергенного обогащения. В этих зонах иногда широко представлены баритовые субфации, связанные с субмаринным выщелачиванием рудокластитов, а также магнетит-гематитовые и гематитовые субфации полного субмаринного окисления сульфидных руд, являющиеся аналогами субмаринных железных шляп (Молодежное) [Маеленников, Зайков, 1991].

Рудные тела *третьего рудно-фациального типа* имеют в основном форму пластообразных линз (XIX партсъезда, III Интернационала), иногда осложненных реликтами холмов (Подольское, Александринское, Октябрьское, Талганское). Пиритовые, кварц-халькопирит-сфалерит-пиритовые гидротермальные фации, слагающие ядерную часть рудных тел, имеют брекчиевиднопятнистое строение, указывающее на автохтонное брекчирование колчеданных руд с последующей цементацией гидротермальными и, возможно, супергенными минеральными агрегатами. Наблюдаются мопоминеральные друзовые агрегаты халькопирита и сфалерита, характеризующие рудоподводящие каналы.

Гальмиролитическая (гипергенная) фация с борнит-теннантитовой минерализацией развита не только на флангах сульфидных линз, но и в их центральной части. Наряду с брекчиевидными рудокластическими фациями широким распространением пользуются тонкообломочные сульфидные песчаники и ритмиты, залегающие в кровле рудокластических циклитов или образующие самостоятельные пласты. Сульфидные песчаники в значительной мере окварцованы и содержат наряду с гексаэдрами и фрамбоидами лишь редкие реликты обломков колломорфного пирита. Изредка обнаруживаются реликты гидротермально-биогенных фаций разной сохранности. Колломорфные трубки червей нередко замещены сфалеритом и галенитом (Сафьяновское). Так же, как и для предыдущих типов наблюдается зависимость минерального состава металлоносных отложений от состава фоновых фаций. Вместе с появлением известковистого материала обнаруживаются умбриты – новый для Урала марганцево-сидерит-гематитовый минералогический тип продуктов субмаринного окисления колчеданных руд (Талганское).

Четвертый рудно-фациальный тип включает протяженные лентообразные пласты, сложенные преимущественно слоистыми рудами. Типичные гидротермальные и грубообломочные рудокластические фации встречаются крайне редко. В слоистых рудах с трудом обнаруживаются признаки кластогенной природы, так как в большинстве случаев место рудных обломков занимают гексаэдры пирита. Очевидно, это явилось причиной метасоматической или метаморфической природы полосчатости в колчеданных рудах [Ярош, 1973]. Тем не менее, нередко наблюдается переслаивание сульфидных слоев с нераслаивавшимися гналокластогенными песчаниками, хлоритолитами и кремнистыми породами. На при-

донную кластогенную природу рудных прослоев указывает иногда выявляемая асимметрия слоев и специфические механоглифы в их подошве.

Наблюдается зависимость минерального состава сульфидных прослоев от типа фоновых отложений. Сульфидные прослои, переслаивающиеся с базальтовыми гиадокластитами, содержат значительное количество пирротина (Пышминско-Ключевское, Маукское, Зимнее, Легкое). Сульфидные прослои, ассоциирующие с гиадокластитами кислого состава, представлены либо пиритовой, либо полиметаллической минерализацией (Джуса, Барсучий Лог, Дегтярка).

Единый генетический ряд колчеданных залежей, выделенный по их морфологии и соотношению рудных фаций, отражает степень разрушения сульфидных построк и полноту пересотложения и придонного преобразования рудокластитов. Дальнейшее подразделение на подтипы целесообразно производить по минеральному составу околорудных фаций или металлоносных отложений, образующих внешние ареалы колчеданосных палеогидротермальных полей.

В целом, первый и второй рудно-фациальные типы охватывают большинство медно-цинково-колчеданных и золото-колчеданно-полиметаллических месторождений. Третий тип близок к рудно-формационному типу куроко. К четвертому морфотипу следует отнести месторождения типа бесси, залегающие среди вулканогенно-осадочных отложений основного состава. Месторождения, ассоциирующие с кислыми вулканитами и относящиеся к четвертому рудно-фациальному морфотипу палеогидротермальных полей как рудно-формационные типы пока не выделялись. Более всего они сходны с месторождениями алтайского типа.

Колчеданные месторождения Южного Урала – яркий пример литолого-фациального разнообразия рудоносных палеогидротермальных полей. Пытаясь систематизировать колчеданные месторождения по формационной принадлежности рудовмещающих комплексов, исследователи невольно сталкиваются с рядом проблем, не поддающихся объяснению с классических позиций. Например, рудные залежи, залегающие в близких по составу толщах пород, могут существенно отличаться по химическому и минеральному составу и, напротив, рудные залежи, имеющие близкий химический состав, могут быть встречены в различных рудовмещающих комплексах и иметь свои морфологические и минералогические особенности. В частности, предложенные ранее классификации не объясняют многоликую морфологию колчеданных залежей, среди которых выделяются двояковыпуклые и чашеобразные линзы, блюдцеобразные пласты и протяженные лентовидные тела. Порой наблюдаемая корреляция особенностей морфологии рудных залежей и их минерального состава также не находит своего объяснения в прежних классификациях.

Необходимость дальнейшего совершенствования рудно-фациальной типизации колчеданных месторождений предполагает тщательное изучение текстурных и вещественных особенностей руд, отражающих специфические геотектонические, палеогеографические и физико-химические условия.

ГЛАВА 8. МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РУДНЫХ ФАЦИЙ КОЛЧЕДАНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Краткие сведения о минеральном составе первичных руд колчеданных месторождений Урала помещены в табл. 12. Приведенный список включает 100 минералов, в том числе: сульфиды – 44, арсениды – 3, стибниты – 2, сульфоарсениды – 11, сульфостибниты – 9, теллуриды – 11, сульфотеллуриды – 4, селениды – 1, самородные элементы – 4, интерметаллиды – 1, оксиды – 8, сульфаты – 2. В сравнении с данными из минералогических справочников по другим колчеданным месторождениям мира на уральских месторождениях пока не установлено 18 минералов (табл. 13), выявление которых является одной из задач Уральской региональной минералогии.

Авторы проанализировали распределение и эволюцию состава относительно редких минералов (Te, Au, Ag, Sn, Ni, Co, Cr) в различных рудных фациях. При описании минералов, содержащих теллур, золото и серебро, принята следующая последовательность: сначала теллурсодержащие (в том числе, и Au–Ag), затем самородные элементы, сульфиды и сульфосоли.

8.1. Минералы теллура

Наиболее широко теллуровая минерализация распространена на колчеданных месторождениях уральского типа, значительно меньше – на месторождениях типа куроко и редко – на месторождениях кипрского типа. Минералы теллура присутствуют во всех рудных фациях, но особенно много их обнаружено в палеогидротермальных сульфидных трубах месторождения Яман-Касы [Масленников и др., 1997; Масленников, 1999]. Теллуриды обычны также для сульфидных прожилков рудоподводящих зон и перекристаллизованных крупнозернистых руд [Молошап, Гуляева, 1990]. Гораздо меньше этих минералов встречается в кластогенной и субмаринной гипергенной фациях.

Наиболее распространенными теллуровыми минералами являются алтаит, теллуриовисмутит, вольфскит, колорадоит, сивьянит, гессит, сульфотеллуриды серебра, а также теллурсодержащие блеклые руды, самородный теллур и его оксиды. Среди минералов, находящихся в стадии исследования, отметим мелонит [Еремин и др., 1997] и пильзенит (Bi_4Te_3), краткая характеристика которого дана С. Г. Тесалиной в фондовом отчете по Ивановскому месторождению.

Алтаит (PbTe) – самый распространенный теллурид в рудах колчеданных месторождений Урала. Многочисленные выделения алтаита установлены в Узельгинском, Учалинском, Комсомольском, Красногвардейском, Гайском, Тарньерском, Левихинском, им. III Интернационала, Маукском колчеданных месторож-

Рудные минералы колчеданных месторождений Урала по [Мелнокопчеладные ... 1985; 1988; 1992; Контарь, Либарова, 1997; Минералогия ... 1990; 1991] с дополнениями авторов и С. Г. Тесалиной
Ore minerals of VMS Ural deposits after [Мелнокопчеладные ... 1985; 1988; 1992; Контарь, Либарова, 1997; Минералогия ... 1990; 1991] with additions of authors and S. G. Tessalina

Формации	Сульфиды	Арсениды, стибниды, сульфид-арсениды, сульфосбины	Теллуриды, сульфотеллуриды и селениды	Самородные элементы, интерметаллы	Оксиды, сульфиды
Мелноцинково-колчеданная	Арденит, арсенсульфидит, бердлит, борнит, висмутин, вюрцит, галени, германит, гринокит, дисперит, кипарь, ковеллин, колусит, кубанит, маккинавит, маккинетрит, марказит, мельниковит-пирит, молибденит, муссонит, пенландит, пирит, пирротин, реньерит, станновидит, сфалерит, троилит, халькозин, халькопирит, штромеьерит	Арсенопирит, брейтгаунит, джексонит, иорданит, кипарит, мелегенит, пирарит, прустит, теннанит, тетраэдрит, ульманит, фаматинит, френберит, энарит	Алгаит, бенлеонарит, гессит, голфидит, кадверит, кервеллит, колоралонит, креннерит, лоранит, петтит, сильванит, теллуровисмутит, тетралемит, френберит, фаза Bi-Tes, эмпрессит	Золото, серебро, теллур, чилевит, электрум	Андрит, барит, гематит, ильменит, магнетит, рутил
Золото-колчеданно-полиметаллическая	Арденит, бетехтинит, борнит, галени, германит, гудмундит, дисперит, ковеллин, марказит, молибденит, пирит, пирротин, реньерит, халькозин, халькопирит, штромеьерит, яшанг	Арсенопирит, бурлюнит, германит, джудукунит, дискерзит, кобальтин, леонит, никелит, полибазит, скуттерудит, теннанит, френберит, энарит, хюангит	Алгаит, гессит, кервеллит, кружесит, петтит, раклджит, теллуровисмутит, тетрадимит	Золото, серебро, электрум	Андрит, барит, гематит, куприт, магнетит, рутил
Мелноколчеданная	Борнит, валлерит, галени, ковеллин, кубанит, линнеит, маккинавит, марказит, мельниковит-пирит, миллерит, молибденит, пирит, пирротин, полидимит, сфалерит, халькозин, халькопирит, халькопирротин	Кобальтин	Клаудит	Золото	Гематит, магнетит
Кобальт-медноколчеданная	Валлерит, виоларит, кобальт-пенландит, кубанит, линнеит, марказит, пенландит, пирротин, пирит, полладмит, сфалерит, халькопирит, халькопирротин	Арсенопирит, брейтгаунит, кобальтин, никелит, герселорфит, глауколот	Нильзенит	Золото, самородный висмут	Гематит, ильменит, магнетит, хромит

Список минералов из колчеданных месторождений Мира,
не установленных на колчеданных месторождениях Урала
List of minerals from VMS deposits of the World not detected
on the VMS Urals deposits

1.	<i>Alaskaite</i>	<i>Аляскаит</i>	$AgBi_3S_7$
2.	<i>Argyrodite</i>	<i>Аргиродит</i>	Ag_8GeS_6
3.	Boulangerite	Буланжерит	$Pb_5Sb_4S_{11}$
4.	Bismuthin	Висмутин	Bi_2S_3
5.	Wittichenite	Виттихенит	Cu_3BiS_3
6.	<i>Galenobismutite</i>	<i>Галенобисмутит</i>	$PbBiS_4$
7.	Geocronite	Геокронит	$Pb_{14}(Sb,As)_6S_{23}$
8.	Jamesonite	Джемсонит	$Pb_{41}FeSb_6S_{114}$
9.	Causthalite	Клаусталит	$PbSe$
10.	Cosalite	Козалит	$Pb^2Bi_2S_5$
11.	Loellingite	Леллингит	$FeAsS_2$
12.	<i>Nekrasovite</i>	<i>Некрасовит</i>	$Cu_{26}V_2(Sn,As,Sb)_6S_{32}$
13.	Stannite	Сташнит	Cu_2FeSnS_4
14.	Stibnite	Стибнит	Sb_2S_3
15.	Sylvanite	Сульвалит	Cu_3VS_4
16.	<i>Fukuchilite</i>	<i>Фукучилит</i>	Cu_3FeS_8
17.	<i>Schirmerite</i>	<i>Ширмерит</i>	$PbAgBi_4S_9$
18.	Emplectite	Эмплектит	$CuBiS_2$

Примечание. Выделены минералы, не установленные до настоящего времени на Урале.

Note. Not determined in the Urals until this moment minerals are chosen.

дениях [Минералогия ..., 1991]. Алтаит наблюдается в тесной ассоциации с халькопиритом, сфалеритом, галенитом, теннантитом и теллуридами как в сплошных, так и прожилково-вкрашенных гидротермальных рудах. В рудокластических фациях, интенсивно преобразованных в стадию субмаринного гипергенеза, алтаит обычно не встречается. Определенное положение занимают многочисленные выделения алтаита, обнаруженные в палеогидротермальных трубах месторождения Яман-Касы [Herrington et al., 1998; Масленников, 1999]. В халькопирит-пиритовых трубах алтаит встречается исключительно с теллуrowвисмутитом. В марказит-сфалерит-халькопиритовых трубах он ассоциирует с гесситом, сивланитом, колорадоитом. Мельчайшая вкрапленность алтаита рассеяна в зоне гидротермального друзового халькопирита, инкрустирующего внутреннюю стенку труб. В наиболее наружной части халькопиритовой зоны алтаит обычно частично замещен галенитом, самородным теллуром и его оксидами. Выделения гессита оказываются более поздними по отношению к алтаиту. Выделения алтаита избегают ассоциации с самородным золотом. Как правило, при приближении к золотинам его место занимают галенит и самородный теллур.

По сравнению со стехиометричным алтаитом яман-касинские алтаиты обогащены теллуром. Рассеянные элементы в алтаите обычно представлены Bi, Fe, Cu и иногда Ag (прил. 9).

Теллуrowисмутит (Bi_2Te_3) установлен в рудах Учалинского, Узельгинского, Сибайского, Тарньерского, Гайского, Карабашского и им. III Интернационала колчеданных месторождениях [Минералогия... 1991]. Многочисленные выделения теллуrowисмутита обнаружены в палеогидротермальных халькопирит-пиритовых трубах месторождения Яман-Касы [Herrington et al., 1998; Масленников, 1999]. Идноморфные табличчатые кристаллы теллуrowисмутита обычно встречаются в гидротермальном халькопирите. В некоторых случаях включения теллуrowисмутита наблюдаются в пирротине и пирите. Этот минерал практически не встречается в колчеданно-полиметаллических рудах, богатых сфалеритом и галенитом. Особенно отчетливо это обнаруживается при изучении многочисленных палеогидротермальных труб месторождения Яман-Касы: теллуrowисмутит практически не встречается в полиметаллических трубах, богатых вторичным сфалеритом и галенитом. Его место обычно занимает вольтскит.

Наиболее достоверные данные имеются по сульфотеллуридам висмута и серосодержащим теллуrowисмутитам Сафьяновского месторождения, сформированного в более окислительных условиях по сравнению с месторождениями уральского типа. В последних теллуrowисмутиты обычно содержат микропримеси Au, Ag, Pb и Cu и не содержат серы (см. прил. 9). Теллуrowисмутит из кварцевых жил подрудной толщи Узельгинского месторождения содержит примесь Se [Минералогия Урала, 1991].

Вольтскит ($AgBiTe_2$) определен О. Е. Юшко-Захаровой [1981] в гидротермальных колчеданных рудах Сибайского месторождения, где он образует касмки вокруг зерен алтаита в пирите. Включения вольтскита обнаружены в гессит-штютцитовых касмках вокруг выделений алтаита в колчеданно-полиметаллических палеогидротермальных трубах из месторождения Яман-Касы [Масленников, 1999]. В ассоциации с вольтскитом встречаются более поздние выделения оксидов теллура и галенита. Некоторые зерна вольтскита содержат Cu, Fe, Zn, Pb, Sb (см. прил. 9).

На рудопроявлении Звездном (Баймакский рудный район) несколько пластинчатых выделений вольтскита установлены К. А. Новоселовым в пирит-халькопирит-сфалеритовых рудах, развитых по сульфидным песчаникам. Совместно с гесситом минерал трассирует границу кварца и теннантита.

Колорадоит ($HgTe$) ранее установлен в Узельгинском, Карабашском и Гайском месторождениях [Минералогия... 1990]. Мелкие розовато-серые выделения колорадоита встречаются как в халькопирит-пиритовых, так и в теннантит-галенит-баритовых парагенезисах в ассоциации с алтаитом, гесситом и самородным золотом. По описаниям трудно определить принадлежность колорадоита к каким-либо рудным фациям. Однако на месторождении Яман-Касы выделения колорадоита приурочены к палеогидротермальным марказит-сфалерит-халькопиритовым трубам. Выделения колорадоита занимают интерстиции в друзовых агрегатах халькопирита, инкрустирующего внутреннюю стенку трубы. Колорадоит наблюдается в виде сростков с сульфотеллуридами серебра и продуктами их распада. Здесь же встречаются гессит-штютцит, сальвинит, алтаит и мышьяковисто-теллуrowые сульфосоли серебра и ртути. Выделяются Tl- и Pd-

содержащие разновидности колорадоита (прил. 10) [Масленников, Херрингтон и др., 1997; Масленников, 1999].

Сильванит ($AgAuTe_2$) установлен М. Г. Муталовым [Минералогия....1991] в колчеданном месторождении им. XIX Партсъезда. Рудно-фациальные условия локализации сильванита определены не были. Достоверная находка сильванита сделана в палеогидротермальных марказит-сфалерит-халькопиритовых трубах колчеданного месторождения Яман-Касы [Масленников, Херрингтон и др., 1997]. Крупные выделения кремво-белого сильванита размером до 200 мкм встречаются в гидротермальной халькопиритовой зоне в ассоциации с гесситом-шпютицитом и сульфотеллуридами серебра. В ряде случаев сильванит наблюдается в составе халькопиритовых почек в сфалерите в осевой части канала палеогидротермальных колчеданно-полиметаллических труб. По мере исчезновения теллуридов в минеральных ассоциациях, характеризующих более окислительные условия, место сильванита занимает самородное золото. В сильванитосодержащих трубах самородное золото встречается по отношению к сильваниту в наиболее наружной части халькопиритовой зоны. Формула сильванита близка к стехиометрической. В некоторых сильванитах обнаруживается значительная примесь ртути (прил. 11).

Гессит (Ag_2Te) установлен на Комсомольском, Гайском, Карабашском, Таршнерском, им. III Интернационала, Майском и им. XIX Партсъезда колчеданных месторождениях [Минералогия Урала, 1991]. Гессит встречается как в халькопирит-сфалерит-пиритовых, так и в сфалерит-пиритовых рудах. Отмечается как в ассоциациях с алтаитом, так и с галенитом и блеклыми рудами. Наиболее распространен гессит в прожилково-вкрапленных рудах, например, на Гайском месторождении [Молошаг, Вигоров, 1980].

Гидротермальная придонная фация. Повышенными содержаниями теллура характеризуются гесситы, обнаруженные в палеогидротермальных марказит-сфалерит-халькопиритовых трубах из колчеданного месторождения Яман-Касы [Масленников и др., 1997]. В халькопирит-пиритовых трубах гесситы не встречаются. Так же, как и другие теллуриды, они тяготеют к внутренней и наружной границам гидротермальной халькопиритовой зоны. По формуле они сопоставимы с высокотемпературной γ -фазой $Ag_{1.66}Te$ или Ag_2Te , продуктом распада которой является смесь гессита и шпютицита. «Гессит-шпютицит» ассоциирует с сильванитом, сульфотеллуридами и более поздними сульфосолями серебра (прил. 12).

В кластогенной рудной фации гессит встречается гораздо реже, как реликтовый минерал. На месторождении Яман-Касы он обнаружен в рудокластах палеогидротермальных труб.

В придонной гипергенной фации гессит установлен на Александринском месторождении [Тесалина и др., 2000], а также на месторождениях Таш-Тау и Балта-Тау в Баймакском рудном районе [Зайков, 1997]. Также гессит был встречен в борнит-халькопиритовых рудах колчеданного месторождения им. Шмидта в виде пластинчатых и игольчатых выделений по спайности халькозина [Минералогия.... 1991].

На Майском месторождении, по данным М. Г. Муталова, гессит отмечался вместе с алтаитом, бетехтнитом и штроемейеритом в полиметаллических рудах [Минералогия Урала, 1991]. Однако, находки гессита в

гипергенных сульфидных фациях Майского и им. Шмидта месторождений требуют специального аналитического подтверждения, поскольку микроскопически его выделения практически не отличимы от сульфотеллуридов серебра.

На Александринском месторождении гессит обнаружен в барит-галенит-халькопирит-пиритовых рудах кровли рудного тела. Он представляет собой изометричные выделения в галените в ассоциации с самородным золотом. Состав гессита близок к стехиометрическому. Наблюдается нарастание содержания серебра от 57,3 до 63,5 % по направлению от ядра крупных зерен к их периферии. Из элементов примесей присутствуют S (0,1 %), Sb (0,3 %), Pb (до 1 %), Au (до 1 %), Cd (0,8 %).

На месторождении Таш-Тау в барит-борнит-халькопиритовых рудах присутствуют как гессит, так и яллаит и штрмейерит. Гессит образует выделения размером несколько микрон в агрегатах борнита и трещинах, рассеянных зерна пирита. С гесситом, имеющим повышенные содержания селена (0,9–1,0 %), ассоциируют галенит и энаргит. Яллаит и штрмейерит находятся в сростках размером 10–20 мкм среди барита.

На месторождении Балта-Тау мелкие зерна гессита были обнаружены Н. Холланд в слоистых галенит-сфалеритовых рудах – продуктах придонной моносulfидизации рудокластических рит-митов.

Также гессит был встречен в борнит-халькопиритовых рудах колчеданного месторождения им. Шмидта в виде пластинчатых и игольчатых выделений по спайности халькозина.

В гидротермально-метасоматической фации гессит установлен на Северо-Уваряжском месторождении [Зайков и др., 2001]. Он образует зерна размером десятки микрон в галените полосчатых барит-халькопирит-сфалеритовых руд. Форма зерен вытянутая, неправильная, цвет серовато-голубой с шагреновой поверхностью. Из примесей для него характерны висмут, ртуть, цинк, свинец. По составу (прил. 13) гессит из разных участков рудоносной зоны имеет некоторые отличия: с глубиной количество серебра уменьшается от 69 до 59 % при соответствующем возрастании теллура от 28 до 37 % и мышьяка от 0,01 до 1,1 %.

Группы сульфотеллуридов Ag пока слабо изучена. Нередко они напоминают гессит и без количественного анализа не определены. **Неопределенный сульфотеллурид** ($Ag_{2,92}TeS$) впервые был найден в прожилково-вкрапленных агрегатах галенита и теннантита Гайского месторождения [Молошаг, Вигоров, 1980].

Гидротермальная придонная фация. Значительное количество сульфотеллуридов обнаружено в марказит-сфалерит-халькопиритовых палео-гидротермальных трубах из колчеданного месторождения Яман-Касы. Зерна сульфотеллуридов светло-серого и темно-серого цветов с коричневатым оттенком встречаются в виде отдельных выделений, в сростании с гесситом и колорадоитом, а также в виде жил в силваните и гессите мощностью до 10 мкм. В иммерсии они показывают отчетливую анизотропию с цветовыми эффектами от коричневого до серого.

Сульфотеллуриды, замещающие силванит, имеют переменный состав, варьирующий от $(Au, Ag, Cu)(Te, S)$ до $(Au, Ag, Cu)_4(Te, S)_3$ Сульфотеллуриды, ассоциирующие с гесситом, соответствуют по составу $Ag_4(Te, S)_3$ или приблизительно $Ag_8Te_3S_3$ (прил. 14). Последний близок по

составу к бенлеонардиту $Ag_8(Sb,As)Te_2S_3$ из рудника Бамбола [Stanley et al., 1986]. Однако содержания Sb и As в яман-касинских сульфотеллуридах обычно меньше 0.01–0.2 вес. %. Только в двух определениях содержания As достигали 0.38 и 1.82 вес. %. Возможно, бенлеонардит с месторождения Яман-Касы – новый крайний член теллур-мышьякового изоморфного ряда.

Кервеллеит как новый минерал с формулой $Ag_{5.96}Te_{1.02}S_{0.97}$ или Ag_4TeS был найден на руднике Бамбола (Мексика) в ассоциации с бенлеонардитом [Criddle et al., 1989]. На уральских колчеданных месторождениях минерал установлен авторами на Яман-Касинском и Северо-Уваряжском рудных полях.

Сульфотеллурид серебра, сходный по составу с кервеллеитом, встречается в палсогидротермальных марказит-сфалерит-халькопиритовых трубах Яман-Касинского месторождения. Обычно это мелкие голубовато-серые включения (менее 5–7 мкм) в наиболее наружной части халькопиритовой зоны. Кервеллеит очень трудно обнаружить в старых шлифах из-за почернения. В течение одного года на его месте возникают глубокие отверстия. Под электронным пучком зерна кервеллеита неустойчивы. Следующая формула кервеллеита рассчитана на 6 атомов: $Ag_{3.54}Cu_{0.13}Fe_{0.13}Te_{1.06}S_{1.13}$. Дефицит Ag (до 3.63) характерен почти для всех обнаруженных ранее кервеллеитов (прил. 15). Этот дефицит уравнивается повышенными содержаниями Fe и Cu. Присутствие Fe открывает возможность для изоморфизма не только Cu^+ , но и Cu^{2+} .

В гидротермально-метасоматической рудной фации большое количество зерен кервеллеита обнаружено на Северо-Уваряжском месторождении в Баймакском рудном районе [Зайков и др., 2001]. Кервеллеит находится в сходной позиции с гесситом – среди зерен галенита. Он установлен на глубине 44.2–44.3 м в среднекристаллической руде, сложной полосами сфалерита, галенита, халькопирита и халькопирита со сфалеритом. Примеси в минерале (см. прил. 15) представлены свинцом (0.2–1.4 %) и цинком (0.24–0.26 %).

Не исключено, что часть сульфотеллуридов, имеющих нестабильный состав, на самом деле является продуктом тончайших сростаний самородного Te, Ag_2Te и Ag_2S . Подобные образования удалось расшифровать для «сульфотеллуридов» свинца, которые, как оказалось, являются графическими сростаниями, иногда тончайшими, галенита PbS и самородного Te.

В связи с этим, дальнейшее изучение минерала имеет важное значение как для понимания условий отложения теллур- и серебросодержащих соединений, так и для региональной минералогии.

Самородный теллур ранее был установлен в блеклых рудах колчеданных месторождений Карабашского рудного поля [Минералогия 1991].

Значительное проявление самородного теллура обнаружено в палеогидротермальных марказит-сфалерит-халькопиритовых трубах из месторождения Яман-Касы [Масленников, Херрингтон и др., 1997]. Самородный теллур встречается вдоль внутренней или вдоль наружной границ гидротермальной халькопиритовой зоны. Как правило, это ярко-белые, частично растворенные кристаллы. Однако в некоторых случаях они при-

обрастают коричневатый и даже черный оттенок. Коричневые выделения теллура характеризуются повышенными содержаниями кислорода (4–13 мас. %). Чистых от примесей выделений теллура мало, почти все агрегаты содержат примесь серы, иногда Bi (прил. 16).

Теллуросодержащие теннантиты были обнаружены на многих колчеданных месторождениях Урала: Учалинском, Узельгинском, Гайском, Таш-Тау, Майском и Александринском [Минералогия..., 1991; Мозгова, Ценин, 1983; Викентьев и др., 2000]. Теллуросодержащие теннантиты – не редкость в палеогидротермальных марказит-сфалерит-халькопиритовых трубах месторождения Яман-Касы. Эти теннантиты встречаются в канале трубок в ассоциации со сфалеритом.

Голдфилдит обнаружен в марказит-халькопирит-сфалеритовых трубах месторождения Яман-Касы. Кристаллики голдфилдита встречаются в каналах трубок в ассоциации с кварцем и марказитом [Масленников, 1999]. Формула обнаруженного голдфилдита $Cu^{+10,23}Te^{-4}Si_3$ соответствует формуле синтетического аналога $Cu_{10,23}Te_{4,12}Si_3$ [Kagur-Moller, 1994]. В отличие от известных природных голдфилдитов, яман-касинские разновидности содержат мало As и Sb (прил. 17). Содержание Te (32,33 мас. %) является самым высоким для природных разновидностей, для которых максимальные содержания Te составляют 24,04 мас. % [Новгородова и др., 1978]. Таким образом, это первая находка конечного члена ряда теннантит-голдфилдит в природе [Maslennikov et al., 2002 in press]. Яман-Касинские голдфилдиты содержат Hg (0,1–0,5 мас. %).

Мелонит (NiTe₂) обнаружен в фации регенерированных руд Пышминско-Ключевского месторождения [Еремин и др., 1997]. Он образует изометричные либо слегка вытянутые включения размером тысячные и сотые доли мм в пирит-халькопиритовой массе. Иногда в ассоциации с мелонитом обнаруживается гессит, который окаймляет зерна мелонита. Проведенный микронзондовый анализ показал, что кроме обычных изоморфных примесей железа и кобальта, в некоторых случаях содержится примесь палладия – до 1,80 мас. %. Причем палладием обогащены именно те выделения мелонита, которые окружены каймой гессита и обнаруживают в своем составе повышенные концентрации кобальта. Как минеральный вид палладийсодержащий мелонит известен исключительно в связи с месторождениями сульфидно-никелевых руд; в частности он установлен на месторождении Камбалда в Австралии.

8.2. Минералы золота и серебра

Полученные результаты характеризуют набор и состав минералов золота и серебра в рудных фациях месторождений золото-колчеданно-полиметаллической и медно-цинково-колчеданной формаций. Наиболее изученными в этом отношении являются месторождения Яман-Касы, Таш-Тау, Александринское, Молодежное. В исследованный набор входят самородное серебро и золото, электрум, а также разнообразные сульфиды и сульфосоли серебра. Все эти минералы в значительной степени концентрируются в золото-колчеданно-полиметаллических месторождениях (тип куроко), встречаясь, однако, и в месторождениях других рудно-формационных типов (табл. 14).

Самородное золото и электрум установлены на многих колчеданных месторождениях Урала [Ярош и др., 1975; Новгородова и др., 1977; Мурзин, Молошаг, 1986]. Положение границы между самородным золотом и электрумом ввиду непрерывности природных составов нечеткое. Ниже будут использованы границы, принятые в справочнике [Минералы ..., 1986] по содержанию Au и Ag (мас. %, соответственно): >66 и <35 – золото; 65–37 и 36–63 – электрум; 36–20 и 62–80 – кюстелит.

Ранее было показано, что каждой минеральной ассоциации руд свойственны золотины определенного состава. Наиболее вы-

Таблица 14

Минералы золота и серебра в рудных фациях колчеданных месторождений

(составил В. В. Зайков с использованием работ «Минералогия Урала», 1990; «Медноколчеданные...», 1991; Масленников, 1999 и др.)

Gold and silver minerals in ore facies of VMS deposits

(composed by V. V. Zaykov using "Минералогия Урала", 1990; «Медноколчеданные...», 1991; Масленников, 1999 et al.)

<i>Минералы</i>	Гидротермально-метасоматическая	Придонная гидротермальная	Субмаринная гипергенная	Континентальная гипергенная
Самородные элементы	++	++	++	++
Au	+	+	++	+
Au-Ag	+			+
Ag				
Теллуриды				
калаверит – AuTe ₂		+		
сильванит – AuAgTe ₄		+		
петцит – Ag ₃ AuTe ₂		+		
гессит – Ag ₂ Te	++	++	++	
вольфскит – AgBiTe ₂	+	+		
креннерит (AuAg)Te ₂				
Сульфотеллуриды				
кервеллит – Ag ₄ TeS	++	+		
бенлонардит – Ag ₅ Te ₃ S ₃		+		
Сульфиды и сульфосоли				
аргентит, акантит – Ag ₂ S	++	+		+
ютепбогардит – Ag ₃ CuS ₂	++	++	+	+
штромейерит – CuAgS	++	+	++	
яллаит – CuAg ₃ S ₂		+		
маккинстриит – (AgCu) ₂ S		+		
фрейбергит –	+	+		
(AgCu ¹⁺ Fe) ₂ (Sb,As) ₄ S ₁₃	+	+		
пирсеит – Ag ₁₂ Cu ₄ As ₂ S ₁₁		+		
штернбергит – Ag ¹⁺ FeS ₃		+		
пираргирит – Ag ₃ SbS ₃		+		
прустит – Ag ₃ AsS ₃	+			
андорит pbAgSb ₃ S ₆		+		
	+			
Селениты				
круксит – (Cu,Ag,Tl) ₂ Se		+		
Галогениды				
хлораргирит – AgCl				++
йодаргирит – AgI				+
эмболит – Ag(Cl,Br)				++
бромаргирит – AgBr				++
перроудит –				+
Hg ₂ Ag ₄ S ₃ (J,Cl,Br) ₄				

Примечания: ++ – часто встречающиеся минералы; + – редкие минералы.

Notes: ++ – minerals to be often found; + – minerals to be rare found.

сокопробное золото характерно для пирит-халькопирит-борнитовых и пирит-халькопирит-кварцевых ассоциаций (830–943). Более низкую пробность имеют беспиритовые ассоциации, например такие, как халькопирит-сфалеритовая и барит-галенит-блекловорудная (720–888) [Минералогия 1990].

Придонная гидротермальная фация. В придонной гидротермальной фации минералы золота и серебра изучены на месторождениях Яман-Касы и Александринском.

Обильное золото обнаружено в палеогидротермальных марказит-сфалерит-пиритовых трубках из месторождения Яман-Касы. Золото заключено в гидротермальном халькопирите или изокубаните в высокотемпературной инкрустации внутренней стенки труб. Обычно с самородным золотом ассоциируют галенит и кубические кристаллы пирита. На участках, где появляется алтаит, самородное золото исчезает. Его место занимает сильванит. Пробность золота находится в очень узких пределах (700–760).

В различных частях палеогидротермальных трубок из Александринского месторождения пробность золота отличается. Золото, заключенное в гидротермальном сфалерите, заполнившем канал одной из трубок, является относительно высокопробным (760–820). Золотины, встреченные в галенит-тешантит-халькопиритовой оболочке трубки, характеризуются более низкой пробностью (660–680) и приближаются к электруму. Следует заметить, что оболочка имеет псевдоморфное происхождение – колломорфный пирит был замещен халькопиритом, тешантитом и галенитом. Наблюдаются признаки аналогичных замещений пирита в соседних рудокластах. Возможно, золото в оболочке труб имеет субмаринное гипергенное происхождение. По крайней мере, как показывают расчеты по электрум-сфалеритовому геотермометру, золото в канале трубки формировалось при более высокотемпературных условиях [Масленников и др., 2000].

Гидротермально-метасоматическая фация. В подрудных метасоматитах Александринского месторождения [Тесалина и др., 2000] золото присутствует в сульфидно-баритовых жилках. Золотины располагаются на контактах зерен пирита с галенитом и баритом, содержат Au от 76,7 до 82,4 %.

Золото с высоким содержанием серебра и электрум широко представлены в полосчатых барит-сфалеритовых и тешантит-баритовых рудах золото-колчеданно-полиметаллических месторождений баймакского (куроко) типа (прил. 18–20).

Наиболее полная характеристика электрума из руд, отнесенных к гидротермально-метасоматической фации, получена по Северо-Уваряжскому золото-колчеданно-полиметаллическому месторождению. Скв. 4324 вскрыты халькопирит-галенит-сфалеритовые и халькопирит-галенит-баритовые руды прожилково-вкрапленные и сплошные полосчатые с включениями расслаиванных серицит-кварцевых метасоматитов. В шлифах установлены электрум, аргентит (?) и самородное серебро как в сульфидной матрице, так и в сульфидно-баритовых жилках.

Общей особенностью вскрытого скважиной рудного тела является субвертикальная ориентировка полосчатости сульфидных агрегатов, баритовых жилок и линзовидных включений метасоматитов, часто парал-

дельная оси зерна. На этом основании сделан вывод, что данное тело, вероятнее всего, представляет собой жильную зону мощностью 3–5 м в рудо-подводящем канале [Зайков и др., 2001]. Вместе с тем, в ряде образцов угадываются реликты рудокластического материала (устное сообщение Масленникова В. В.).

В скв. 4324 на инт. 42,2–42,9 м электрум установлен в полосчатых и брекчиевых барит-сульфидных рудах. Зерна электрума выявлены как в сульфидной матрице, так и в сульфидно-баритовых жилках. Сульфидная матрица представлена темно-серым тонкозернистым барит-сфалерит-пиритовым агрегатом с линзовидными и веретенообразными выделениями халькопирита. Сульфидно-баритовая жилка поперечна по отношению к полосчатости, имеет мощность 2–8 мм. Сульфиды (галенит, сфалерит, халькопирит) сосредоточены в красных частях жилки и облекают наиболее крупные кристаллы барита. Размеры выделений электрума достигают десяти микрон. Сечения зерен электрума изометричны и часто имеют округлую форму. В барит-сульфидной матрице электрум находится в выделениях халькопирит+аргентит (см. прил. 18, анализ 4324-42.3С), или в сростках с аргентитом и самородным серебром (см. прил. 18, анализ 4324-42.3Е). Несколько зерен электрума размером первые микроны были найдены в аргентитовой жилке, которая рассекает зерно халькопирита в барит-сульфидной жилке (см. прил. 18, анализ 4324-42.3А). В этой же жилке барит содержит сростки халькопирита, самородного серебра и электрума (см. прил. 18, анализ 4324-42.3D).

Согласно составам, приведенным в прил. 18, для баритовой жилки характерно присутствие золота (74–81 % Au), для сульфидной матрицы – электрума (63–67 %). Наиболее крупные зерна серебристого золота выявлены в скв. 4324 на инт. 48,6–48,9 м, где они приурочены к границам зерен халькопирита, в сечениях имеют треугольную и вытянутую форму, размеры 50–100 микрон. Содержание золота колеблется от 69,46 до 73,66 %, серебра – 26–27 %; характерно присутствие теллура (0,1–0,2 %) и ртути (0,1–0,4 %). Соответствующий халькопирит содержит до 1,59 % золота. В шлифе 4324/43.6 электрум отличается наиболее высокой концентрацией серебра (51,7 %) и ртути 1,56 % и по составу приближается к кюстелиту.

Кластогенная фация. Золото в интенсивно преобразованных рудокластитах встречается крайне редко. В сульфидных турбидитах на месторождении Яман-Касы золото обнаружено исключительно в пределах рудокластов. Большинство золотоносных рудокластов – это халькопиритовые фрагменты палеогидротермальных труб. Золото в них ассоциирует с оксидами теллура, галенитом и пиритом. В этих же рудокластах иногда встречаются теллуриды, но на удалении от золотин. Другой тип рудокластов, содержащих золото – это марказит-халькопиритовые разности. Золото концентрируется в халькопирите. Пробность золота в рудокластах (730–760) соответствует пробности золота из палеогидротермальных труб.

На Александринском месторождении ситуация другая. Здесь проявлены интенсивные процессы придонного преобразования рудокластитов с возникновением зон выщелачивания и моносульфидного (цинкового и медного) обогащения [Тесалина и др., 1998; Масленников, 1999]. Значительное количество тонкообломочных руд превращено в разновидности придонной гипергенной фации. Более высокой пробностью характеризу-

ется золото в порах выщелоченных пиритовых рудокластов, сцементированных борнитом (860–910). Размеры отдельных золотинок достигают 3–4 мм. Наиболее низкой пробностью (770–530), вплоть до электрума, характеризуются полочатые баритовые и барит-галенит-сфалеритовые руды, развитые на выклинках колчеданных залежей. По крайней мере, часть золотинок относится к электруму. Промежуточную пробность имеет золото из пирит-галенит-борнитовых псевдоморфных прослоев.

В *придонной гипергенной фации* на месторождении Таш-Тау самородное золото находится в виде выделений поперечником от нескольких мкм до 4 мм. Морфология золотинок чрезвычайно сложная: они имеют соттовую или кружевную структуру и включают многочисленные выделения барита, борнита, халькопирита и галенита. По результатам микросондового анализа и микрогеохимического картирования установлено, что золотины имеют сетчатую микроструктуру, обусловленную распределением золота и серебра. Основная масса имеет содержание золота 85–90 % при содержании серебра 10–15 %. В тонких жилках количество последнего компонента увеличивается до 25 % с соответствующим уменьшением Au. Минералы серебра представлены гесситом, ялпаитом и штрмейритом. Гессит образует выделения размером несколько микронов в агрегатах борнита и трещинках, пересекающих зерна пирита.

На месторождении Молодежном в барит-тепшатит-борнит-халькопиритовых рудах средней части кластогенно-гипергенного пласта золото (Au 71–74 %, Ag 24–26 %) слагает зерна размером 10–20 мкм и тончайшие (1–3 мкм) ветвистые жилки в теннантите и пирите. Кроме этого, серебросодержащие минералы представлены прерывистыми пленками толщиной 1–2 мкм, приуроченными к поверхности зерен халькопирита на границе их с баритом, с примерным составом (мас. %): Ag 23–28, Cu 23–25, Fe 2–6, S 34–40. Предполагается, что такая позиция обусловлена электрохимическими процессами, протекавшими на морском дне в зонах вторичного сульфидного обогащения.

На рудопроявлении Утрешнем в барит-полиметаллических рудах, развитых по кластогенным прослоям, электрум образует выделения размером первые микроны в пирите и барите. В пирите установлено четыре типа выделений: одиночные изометричные в виде кристаллов кубического габитуса в краевой части зерен пирита-II, обрастающего «запыленный» пирит-I (содержание Au 55.7–56.1 %, Ag 38–39 %); округлые совместно со сфалеритом и халькопиритом выделения также в краевой части пиритовых кристаллов; сростки V-образной формы в трещинках, залеченных жилками сфалерита и галенита; точечные выделения, совместно с зернами халькопирита, галенита и сфалерита, образующие сыпь в краевых частях пиритовых кристаллов. В барите наблюдаются сростки золото + сфалерит + халькопирит изометричной формы.

Кюстелит на колчеданных месторождениях Урала ранее известен не был. Единичные включения ртутистого кюстелита (мас. %) (Ag 60.66, Au 28.41, Hg 10.98) были обнаружены Р. Херрингтоном и В. В. Масленниковым в тепшатит-баритовой субфации придонного гипергенного выщелачивания на месторождении Балта-Тау. Кюстелит ассоциирует с тепшатитом, галенитом, электрумом и медистым пирситом.

Самородное серебро встречено в первичных рудах колчеданных месторождений Маканского, Гайского, им. III Интернационала, им. XIX Партсъезда в поздних минеральных ассоциациях в парагенезисе с золотом, электрумом, блеклыми рудами и теллуридами. Чаще всего наблюдаются включения в блеклых рудах или электруме [Минералогия Урала, 1990].

В. В. Зайковым и др. [2001] самородное серебро обнаружено в сульфидных прожилках среди баритовых руд и окварцованных каолинизированных андезидацитах Северо-Уваряжского рудопроявления. Самородное серебро установлено в ашилифе 4324/42.3. Зерна находятся в контакте с электрумом или галенитом и имеют размеры десятки микрон в поперечнике. По результатам микрзондовых анализов (прил. 21) минерал содержит 94–95 % серебра и 0.02–0.40 % золота; значимые примеси (десятые доли %) представлены медью, теллуром, кадмием. Появление самородного серебра, вероятно, обусловлено гипергенными процессами.

Акантит (аргентит) (Ag₂S) спорадически встречается в колчеданных месторождениях Урала. Он установлен в рудах Карпушихинского, Ворошиловского, Первомайского и Гайского месторождений. Обычно акантит встречается в барит-полиметаллических, борнитсодержащих рудах в ассоциации со штромейеритом и ялпанитом. На месторождении Бакр-Тау акантит является продуктом разложения штромейерита. Иногда содержит включения серебра [Минералогия Урала, 1990].

В придонной гипергенной фации на Молодежном месторождении акантит установлен в барит-борнит-халькопиритовых рудах кровли рудного тела в ассоциации с гематитом. Зерна размером до 5 мкм имеют изометричную форму и расположены между кристаллами гематита [Зайков, 1997].

В гидротермально-метасоматической фации зерна аргентита (акантита?) установлены на Северо-Уваряжском месторождении. В сульфидных жилках они находятся вблизи зерен электрума в баритовой массе и имеют причудливую мозаичную морфологию. В сульфидной матрице одни зерна аргентита окружают зерна электрума, а другие образуют округлые включения в галените размером до 160 мкм и жилки, рассекающие халькопиритовые зерна. Согласно микрзондовым анализам (см. прил. 21) и микрогеохимической карте, жилки и включения аргентита отличаются по содержанию сурьмы: в первых содержания сурьмы ~0.07, а во вторых меняется от 1 до 2 %. Примеси в аргентите представлены мышьяком (2–6 %), теллуром (0.1–1.1 %), кадмием (0.1–0.7 %).

Штромейерит (Ag₁₂Cu₂S) установлен в борнитсодержащих рудах на многих колчеданных месторождениях Урала: Карабашских (Дзержинское, Первомайское), им. III Интернационала, Майском, Бакр-Тау [Минералогия Урала, 1990] в ассоциации с ялпанитом, теннатитом, тетраэдритом, дигенитом, баритом. Отмечаются признаки замещения штромейерита ковеллитом с образованием акантита.

В придонной гипергенной фации Молодежного месторождения штромейерит присутствует в борнит-галенит-халькопиритовых рудах среди галенитовых прожилков, образуя срастания с халькозинном [Зайков, 1997].

На Александринском месторождении штромейерит встречен в рудах борнит-галенит-халькопиритового состава [Тесалина и др., 2000]. Зерна штромейерита расположены вдоль микротрещин в центральных частях галенитовых прожилков, пересекающих агрегаты халькопирита. Зальбанды этих прожилков часто представлены борнитом. Штромейерит находится в тесном срастании с дигенитом. На контакте зерен дигенита и штромейерита наблюдается либо субмикроскопическое прорастание этих минералов, либо волосовидные выделения штромейерита в дигените.

Теннантиты и тетраэдриты серебросодержащие широко распространены на колчеданных месторождениях Урала, в том числе, на исследованных месторождениях (прил. 22–24). Повышенные содержания Ag отмечаются в Zn-теннантитах Гайского и Учалинского колчеданных месторождений [Мозгова, Цепин, 1983]. Высокие содержания серебра характерны для тетраэдритов (до 4 %) из полосчатых барит-полиметаллических руд Северо-Уваряжского рудопоявления. В сравнении с ними теннантиты из продуктов субмаринного окисления Молодежного месторождения имеют на порядок меньшие концентрации.

Пирсцит ($Ag_{16}As_2S_{11}$) – типичный минерал для колчеданно-полиметаллических месторождений, ранее был встречен в Нижнегалитинском барит-полиметаллическом месторождении на Полярном Урале в ассоциации с теннантит-тетраэдритом и стибнолюцитом [Минералогия Урала, 1991]. На колчеданных месторождениях вулканической ассоциации Южного Урала этот минерал нами установлен впервые.

Придонная гидротермальная фация. Пирсцитподобные сульфосоли выявлены в палеогидротермальных трубках медно-цинково-колчеданного месторождения Яман-Касы. Пирсцит, наряду с другими сульфосолями ртути и серебра, появляется в наиболее наружной части гидротермальной халькопиритовой зоны по мере исчезновения теллуридов серебра, золота и ртути. Как правило, это мельчайшая рассеянная вкрапленность, образовавшаяся на месте зерен теллуридов. Размер проанализированных выделений не превышал 5–7 мкм. Пирсцит содержит значительное количество теллура и поэтому относится к новой теллуровой разновидности.

Придонная гипергенная фация. Пирсцит обнаружен в барит-полиметаллических рудах цинково-колчеданного месторождения Балта-Тау. Мелкие выделения минерала заключены в барите в ассоциации с теннантитом, галенитом и электрумом. По составу выявленные пирсциты отличаются от яман-касинских отсутствием теллура. Приуроченность этого минерала к баритовой субфации субмаринного выщелачивания делает его надежным индикатором относительно окислительных условий минералообразования по сравнению с теллуридами серебра.

Гидротермально-метасоматическая фация. Значительное количество анализов пирсцита получено по зернам из полосчатых халькопирит-галенит-сфалеритовых и халькопирит-галенит-баритовых руд Северо-Уваряжского месторождения. Пирсцит наблюдается в виде тонких (1–5 мкм) жилок среди галенита и образует округлые выделения размером несколько микронов в аллотриоморфнозернистых сфалерит-галенитовых агрегатах. Минерал содержит существенные количества Cu и Cd (прил. 25).

8.3. Минералы олова

Минералы олова выявлены на месторождениях медно-цинково-колчеданной формации (Гайском, Учалинском, Подольском и Молодежном). Они представлены станноидитом, колуситом и моусонитом, приуроченными к рудам *придонной гипергенной фации*. Два первых минерала детально описаны в работах [Пшеничный и др., 1972; Минералогия ..., 1990]. Авторами получены новые данные о моусоните из борнитсодержащих руд Молодежного месторождения.

Колусит – $Cu_6(Sn,As)_2S_8$ – на перечисленных месторождениях встречается только в борнитсодержащих рудах в виде включений в борните, сфалерите, блесклой руде, галените, барите, реже в халькопирите и халькозине. Наиболее изучен колусит Гайского месторождения, который образует несколько типов выделений. Крупные ступчатые или гнездовые скопления имеют размеры от десятых долей миллиметра до 1 мм. В таких зернах колусит образует очень тонкие взаимопрастания с борнитом типа мирмекитов. Рассредоточенные включения колусита размером до 30 мкм имеют изометричную, овальную, чечевицеобразную или каплевидную форму. Вокруг единичных каплевидных включений минерала в борните наблюдаются овальные каемки халькопирита толщиной до 10–15 мкм. Тончайшие прожилки колусита секут зернистые агрегаты борнита, реже других минералов. Мелкие (первые микроны) вкрапления колусита обнаружены на отдельных участках темного сфалерита, а иногда в сростках со станноидитом и моусонитом в борните и блесклой руде.

Особой чертой состава гайского колусита является присутствие германия (2,7–3,4 %). Кристаллохимическая формула минерала $Cu_{3,23}(Fe_{0,07}Ge_{0,16}Sn_{0,12}V_{0,27}Zn_{0,03}As_{0,49})_{1,05}S_{3,72}$. Гайский колусит отличается отсутствием сурьмы и теллура и несколько пониженными содержаниями (в 1,5–2 раза) олова. Описанный минерал представляет собой новую германийсодержащую разновидность колусита [Пшеничный, 1975].

Станноидит – $Cu_5Fe_3Sn_2S_{12}$ – на Гайском месторождении наблюдается в борнитсодержащих рудах в виде вкрапленности в борните, халькопирите и гипогенном халькозине, а также в сростках с баритом и сфалеритом в зернах до 120×200 мкм. В рудах Учалинского месторождения станноидит также приурочен к борнит-тешаптит-халькозиновой ассоциации в северной части месторождения, а также в интрузии габбро-диорит-порфиоров. Станноидит обнаружен в виде обособленных зерен и сростаний в борните и имеет размеры до 290×400 мкм. Наиболее крупные выделения окружены каймой моусонита.

Состав гайского и учалинского станноидита близок (%): Cu 40, Fe 9, Zn 5, Sn 16–19, S 30 [Минералогия Урала, 1990].

Моусонит – $Cu_6Fe_2SnS_8$ – Гайского месторождения установлен в богатых борнитсодержащих рудах. Размер зерен до 120 х 200 мкм в изометричных сростках со станноидитом в борните, халькопирите и халькозине. На Молодежном месторождении моусонит исследован авторами в образце, отобранном в кровле второго рудного тела. Он представлен борнит-тешаптит-халькопирит-пиритовой рудой, образующей слой мощностью 6–8 см [Зайков, Херрингтон, 1998]. По текстурно-структурным особенностям и положению в колонке эта руда соответствует верхней границе

подзоны субмаринного вторичного сульфидного обогащения. Текстура руды пятнисто-струйчатая по распределению халькопирита, борнита среди обломков пиритовых агрегатов. Присутствуют прожилки и гнезда барита, теннантита.

Моусонит представлен тремя типами зерен, отличающимися по морфологии, составу и ассоциирующим минералам (прил. 26). Первый тип представлен пилковидными, клиновидными и запозистыми индивидами толщиной 2–5 и длиной 5–8 мкм с четкими границами. Все они (порядка 10) приурочены к крупным кристаллам пирита, содержащим выделения борнита, по морфологии сходного с моусонитом, и изометричные включения халькопирита. Пирит сечется жилками барита и теннантита.

Ко второму типу отнесено вытянутое зерно неправильной конфигурации размером 10×20 мкм с пестрыми границами, по-видимому, из-за косога среза пластинчатого индивида. Зерно расположено на границе выделений пирита и теннантита. Для последнего характерно неравномерное мозаичное распределение Sb с колебаниями содержаний от 2.1 до 2.8 % при изменении концентраций Ag (0.1–0.6 %) и Te (0.4–0.8 %). Теннантит сечется прерывистой жилкой золота толщиной 2–4 мкм с соотношением Au/Ag от 2.7 до 3.0 (пробность 730–750). В теннантите содержится вкрапленность изометричных зерен сложного сульфида (близкого курилиту) поперечником 3–5 мкм (Ag 54 %; Se 13 %; Te 12 %; S 17 %).

Третий тип представлен округлыми и дугообразными выделениями в центре концентрически зональных агрегатов пирита совместно с халькопиритом и борнитом. Размеры индивидов порядка 2–4 мкм. Для пирита характерна зональность по распределению мышьяка: от внутренних к внешним зонам его содержание возрастает с 1–2 до 3–5 %. Концентрически зональные агрегаты находятся в баритовой массе, ограниченной выделениями халькопирита. На границе халькопирита и барита располагаются прерывистые четковидные зерна серебросодержащего сульфида (Ag 23–28 %; Cu 32–35 %; Fe 2–6 %; S 34–40 %).

Моусонит под микроскопом сходен с борнитом, имеет светло-коричневую, оранжево-бурую окраску, но отличается сильным двуотражением с цветным эффектом от светло-оранжевого до темно-бурого.

Состав моусонита определен для первого и второго типов выделений. Первый соответствует приведенным [Минералогия ..., 1990] значениям для моусонита Гайского месторождения (%): Cu 41–42, Fe 14–15, Sn 13, S 29–30. Второй сходен по составу с моусонитом Учалинского и Белоусовского (Рудный Алтай) месторождений (%): Cu 43–44, Fe 13–14, Sn 13–14, S 28–29 [Куличихина, Вяльсов, 1970]. Полученные группы анализов отличаются по содержанию серебра (%): для первого – 0.55–0.62; для второго – 0.10–0.16.

На Среднем Урале моусонит установлен на месторождениях им. III Интернационала и Дегтярском [Медноколчеданные ..., 1988]. Здесь этот минерал также ассоциирует со станюидитом.

В колчеданопосных провинциях других регионов [Зайков, Херригтон, 1998] моусонит указан на месторождениях Рудного Алтая (Белоусовском), Тасмании (Маунт-Лайелл), Канады (Нью-Брансуик, Кидд-Крик), Иберийского пояса (Невеш-Корво, Азпалкольяр, Соттель), Японии (провинция Куроко). Во всех этих случаях (за исключением Кидд-Крик) колче-

данные месторождения с признаками оловянной минерализации приурочены к древним сиалическим островным дугам. Геодинамическая позиция месторождений Южного Урала с минералами олова близка к этим структурам. Гайское и Подольское месторождения располагаются в Западно-Магнитогорской палеоостровной дуге, а Учалинское и Молодежное – в Восточно-Магнитогорской. Поэтому присутствие минералов олова в сульфидных рудах островолужных структур Урала с блоками континентальной коры в основании не является случайным.

Образование моусонита на Гайском месторождении Г. Н. Пшеничный [1975] связывает с растворением и переотложением компонентов на самых поздних стадиях колчеданообразования, что соответствует процессам субмаринного окисления.

Следует надеяться, что дальнейшие минералогические исследования руд Молодежного месторождения и других рудных полей Урала приведут к открытию оловосодержащих минералов, ассоциирующих в других провинциях с моусонитом, таких как станнин, некрасовит.

8.4. Минералы никеля и кобальта

Данные минералы более характерны для пирротинсодержащих руд месторождений, залегающих среди ультрамафитов Главного Уральского разлома (кобальт-медно-колчеданная формация). Основные данные об их строении и составе получены по Ишкининскому месторождению. Фациальная принадлежность руд пока недостаточно ясна: они имеют признаки придонных гидротермальных и кластогенных образований, интенсивно нарушенных динамометаморфическими процессами: брекчированными и частично пересотложными (регенерированными). Наряду с месторождениями среди ультрамафитов минералы никеля и кобальта установлены в придонных гидротермальных рудах некоторых медно-цинково-колчеданных месторождений.

Кобальтин. *Придонная гидротермальная фация.* Кристаллы кобальтина обнаружены в палеогидротермальных марказит-халькопирит-сфалеритовых трубах из месторождения Яман-Касы [Масленников и др., 1999]. Друзовые агрегаты кобальтина располагаются на внутренней стенке гидротермальной халькопиритовой инкрустации. Кобальтин является наиболее ранним из аксессуарных минералов. Розовые кристаллы кобальтина обрастают марказитом и замещаются разнообразными минералами теллура, включая самородный теллур. Отличительной особенностью данного кобальтина являются высокие содержания теллура (см. прил. 9).

Значительное количество кобальтина обнаружено в сидерит-пирит-халькопирит-пирротиновых рудах центральной части залежи Озерного месторождения, фациальная природа которых точно не установлена [Исмагилов и др., 1979].

Кластогенная фация. На Дергамышском месторождении в обломочных рудах точечные выделения кобальтина установлены В. В. Зайковым по периферии пирит-марказитовых почек. В изученных агрегатах марказит имеет концентрации кобальта 0,2–0,8%. В окружающих псевдоморфозах пирита по пирротину содержание кобальта довольно

устойчивое (около 1 %) и также присутствуют выделения кобальтина размером первые микроны.

Фация регенерированных руд на колчеданных месторождениях, приуроченных к ультрабазитам, характеризуется более широким спектром минералов кобальта и никеля.

На Ишкининском месторождении [Мелекесева, Зайков, 2001] кобальтин в халькопирит-пирротиновых рудах наблюдается в виде идиоморфных кубических, октаэдрических и пентагон-додекаэдрических кристаллов и их фрагментов. Они представлены метакристаллами в халькопиритовой массе или группируются «гроздьями» в виде полос протяженностью до долей мм, приуроченных к карбонатным прожилкам. Размеры зерен и агрегатов колеблются от 0,1 до 5 мм.

Часто кристаллы кобальтина содержат включения пирротина, халькопирита, магнетита, золота. Кобальтин может выделяться также в виде сплошных агрегатов, и в ассоциации с халькопиритом образует прожилки в пирротине. Иногда наблюдается замещение кобальтина пирротинном, халькопиритом. Ассоциирует с никелином, выступая в роли минерала-хозяина. Он содержит примесь никеля (среднее 4,2 %), железа (среднее 3,6 %), а также небольшую примесь висмута (среднее 0,1 %) и сурьмы (0,1 %). Практически всегда зонален: в центре кристаллов наблюдаются пониженные содержания кобальта (23 %) и повышенные – никеля (до 9–14 %) – $(\text{Co}_{0.66}\text{Ni}_{0.26}\text{Fe}_{0.12})_{1.04}\text{As}_{1.01}\text{S}_2$ %. К периферии содержания кобальта повышаются (до 27 %), а никеля уменьшаются (до 5–6 %) – $(\text{Co}_{0.75}\text{Ni}_{0.16}\text{Fe}_{0.12})_{1.03}\text{As}_{0.96}\text{S}_{1.01}$ (прямая зональность). Также наблюдаются другие типы зональности: обратная (содержания кобальта понижаются от центра к периферии, никеля – возрастают), чередующаяся и асимметричная. Идиоморфизм кобальтина может говорить о его раннем образовании [Рамдор, 1962] и высоких температурах.

Кобальт-пирит $(\text{Fe}_{0.91}\text{Co}_{0.12})_{1.03}\text{S}_2$ установлен С. Г. Тесалиной на Ивановском месторождении в регенерированных рудах [Зайков и др., 1999]. Он образует удлиненные, реже изометричные выделения размером до 10 мкм в пирротине. Содержания кобальта колеблются от 3,5 до 7 %, среднее 5,7 %. Между содержаниями Co и Fe существует обратно-пропорциональная зависимость. Мелкие выделения кобальт-пирита в пирротине, по всей видимости, выделялись одновременно с пирротинном. Кобальт-пирит представляет собой твердый раствор в системе FeS_2 (пирит) – CoS_2 (каттиерит).

В кластогенных рудах Дергамышского месторождения кобальт-пирит установлен в центре метакристаллов пирита среди хлорит-серпентиновой массы. В минерале определены следующие концентрации (%): Co 6,3–7,3; Fe 38,5–39,4; S 52,8–52,9. В пирите содержания кобальта составляют сотые доли процента за исключением внешней каймы (0,5 %).

Пентландит $(\text{Fe,Ni})_9\text{S}_8$ также характерен для фации регенерированных руд и установлен на Ивановском и Ишкининском месторождениях [Зайков и др., 1999]. Он выделяется в виде мелких (размером до 5 мкм) пламенивидных включений, равномерно распределенных в пирротине. Часто минерал приурочен к микротрещинам и ограничениям других сульфидов, а также хромшпинелидов. По соотношению металлов пентландит относится к низкокобальтовому собственно пентландиту, характерному

для типичных пирротиновых руд: содержания кобальта от 1,3 до 2,4 % (1,9 %), никеля 26,8–34,4 % (31,6 %); отношение Ni/Fe – 1,02. Содержания других элементов-примесей незначительны. По данным С. Г. Тесалиной, в рудах Ивановского месторождения с пентландитом ассоциирует кобальт-пентландит. В рудах Пышминско-Ключевского месторождения пентландит и кобальтпентландит также являются основными минералами кобальта [Еремил и др., 1997]. Кобальтпентландит развит в пирит-пирротиновых рудах, где образует изометричные выделения и прожилки. Содержания кобальта меняются от 0,2–1 мас. % в пентландите до 30 мас. % в кобальтпентландите.

Никелин (NiAs) на Ишкининском месторождении встречается в виде зерен неправильной формы и аллотриоморфнозернистых агрегатов размером от долей мм до 2–3 мм в сростаниях. Минерал ассоциирует с кобальтином, в котором находится в виде отдельных мелких зерен-включений, с герсдорфитом в виде крупных агрегатов и с золотом. По химическому составу никелин всегда однороден и соответствует $(Ni_{1,06}Co_{0,01})_{1,07}As_{0,99}$.

Герсдорфит (Ni,Co,Fe)AsS Ишкининского месторождения образует кристаллические агрегаты (до 0,5–1 мм) в ассоциации с никелином, отдельные кристаллы редки. Оптически отличается от кобальтина по цвету: герсдорфит (или промежуточный член ряда кобальтин-герсдорфит) имеет отчетливый светло-голубой оттенок.

Виоларит (FeNi₂S₄) на Ишкининском месторождении представлен двумя разновидностями. Виоларит-I встречается в виде тонких (до 15–20 м) ламелл в халькопирите. В шлифах имеет гладкую и ровную поверхность без трещин. Химический состав характеризуется близкими содержаниями никеля и железа, соответствует $(Fe_{1,54}Ni_{1,48})_{3,02}S_4$.

Виоларит-II (кобальтовый виоларит) образует мелкие (до 0,13–0,15 мм) трещиноватые зернистые агрегаты, пластинки, развиваясь по грануломорфному и пластинчатому пирротину. Вероятно, развивается и по пентландиту (в единичных случаях обнаруживается реликтовая спайность). Значительно обогащен кобальтом (до 16 %) по сравнению с предыдущей разновидностью и с данными С. С. Боришанской [Боришанская и др., 1981], где приводится максимально установленное содержание кобальта в виоларите – 13 %. По составу нестехиомричен – $(Fe_{0,94}Ni_{1,38}Co_{0,81})_{2,19}S_4$.

Минерал группы **линнеита (Me₃S₄)**, обнаруженный в рудах Ишкининского месторождения, точно не диагностирован. Образует тончайшие (до 3 мкм) сильно вытянутые разорванные (пламневидные) ламеллы в халькопирите. Оптически характеризуется розовато-сиреневым мерцающим цветом. «Мерцание» может быть объяснено его тонкозональным стрессом и отличием зон по цвету и отражению. По составу нестехиомричен – $(Fe_{1,05}Ni_{0,40})_{1,45}S_2$, но по соотношению суммы катионов к сере близок к минералам группы линнеита.

8.5. Минералы хрома

Хромитинелиды, как второстепенные рудные минералы, характерны для колчеданных месторождений, связанных с ультрамафитами (Ива-

новское, Ишкининское, Дергамышское). Они присутствуют, главным образом, в фаши регенерированных руд [Мелекесцева и др., 2001].

В пирит-пирротиновых и халькопирит-пирит-пирротиновых рудах Ишкининского месторождения хромшпинелиды представлены идиоморфными кристаллами, которые находятся в пирротине, халькопирите, имеют внешнюю магнетитовую оторочку и соответствуют формуле $(\text{Fe}^{2+}_{0.66}\text{Mg}_{0.41})_{1.01}(\text{Cr}_{1.42}\text{Al}_{0.45}\text{Fe}^{3+}_{0.13})_2\text{O}_4$ – $(\text{Fe}^{2+}_{0.66}\text{Mg}_{0.35})_{1.01}(\text{Cr}_{1.35}\text{Al}_{0.49}\text{Fe}^{3+}_{0.16})_2\text{O}_4$.

В сульфидно-сульфоарсенидных рудах наблюдаются зерна хромшпинелидов, заключенные в кристаллах кобальтина и арсенопирита и образующие полосовидные скопления на границе кобальтина, арсенопирита и халькопирита. Хромшпинелиды также имеют магнетитовую оторочку и соответствуют составу $(\text{Fe}^{2+}_{0.62}\text{Mg}_{0.38})(\text{Cr}_{1.35}\text{Al}_{0.52}\text{Fe}^{3+}_{0.15})_2\text{O}_4$. Внутри и по периферии кристаллов наблюдаются относительно крупные выделения таблитчатых и причудливых очертаний, характеризующиеся повышенными содержаниями FeO и соответствующие формуле $(\text{Fe}^{2+}_{0.88}\text{Mg}_{0.11})_{0.99}(\text{Cr}_{1.41}\text{Fe}^{3+}_{0.55}\text{Al}_{0.04})_2\text{O}_4$.

Хромшпинелиды в обломках серпентинитов в руде также имеют магнетитовую оторочку и соответствуют формуле $(\text{Fe}^{2+}_{0.68}\text{Mg}_{0.32})(\text{Cr}_{1.37}\text{Al}_{0.48}\text{Fe}^{3+}_{0.15})_2\text{O}_4$.

Результаты химического анализа показали следующие вариации содержаний основных компонентов в хромшпинелидах из руды и обломков серпентинитов в руде: Cr_2O_3 – 48.32–53.65 %, FeO – 21–31 %, Al_2O_3 – 11.14–13.91 %, MgO – 5.20–9.91 %. Отмечаются повышенные содержания NiO и CoO (0.10 % и 0.23 % соответственно) в хромшпинелидах, заключенных в арсенопирите, что коррелирует с повышенным содержанием Ni и Co в арсенопирите (6 и 3 % соответственно). Светло-серые выделения в хромшпинелидах отличаются приблизительно равными содержаниями Cr_2O_3 и FeO – 48.01 % и 46.35 % соответственно. Химический состав оторочки кристаллов (95.71% FeO) соответствует магнетиту. В одном зерне хромшпинелида были обнаружены повышенные содержания Ti (0.53 %), причем на геохимической карте титан распределяется по самому краю кристалла хромшпинелида.

Интересны находки хромшпинелидов, расположенных в зонах роста кобальтина и арсенопирита, и хромшпинелидов с развитыми в них зонами роста сульфидов. Хромшпинелиды пересекают зональность кобальтина, но огибаются зональностью в арсенопирите, что может свидетельствовать о существовании специфической генерации хромшпинелидов, кристаллизовавшихся во время процесса сульфидообразования.

Хромшпинелиды руд Ишкининского месторождения, в целом по составу, попадают в поле гипербазитов дунит-перидотитовой формации.

Хромшпинелиды в рудах Ивановского месторождения, по данным С. Г. Тесапиной [Мелекесцева и др., 2001], образуют идиоморфные зерна октаэдрического габитуса часто со структурами разбитой тарелки, размером до 0.5 мм. Они обычно группируются в цепочки, нередко входят в состав перудных прожилков. В одном зерне хромшпинелида обнаружено включение пирротина, который гаснет одинаково с вмещающей пирротиновой матрицей. По периферии хромшпинелиды иногда замещаются маг-

нитом. Состав хромшпинелидов соответствует $(\text{Fe}^{2+}_{0.50}\text{Mg}_{0.50})(\text{Cr}_{1.48}\text{Al}_{0.52}\text{Fe}^{3+}_{0.01})_2\text{O}_4$.

На Дергамышском месторождении кристаллы хромшпинелидов изометричной формы были встречены в прожилково-вкрапленных пиритовых рудах в небольшом количестве, что, вероятно, связано с наименьшей степенью преобразования самого Дергамышского месторождения. Они соответствуют составу $(\text{Mg}_{0.63}\text{Fe}^{2+}_{0.37})(\text{Cr}_{1.14}\text{Al}_{0.68}\text{Fe}^{3+}_{0.18})_2\text{O}_4$, отмечаются повышенные содержания Тi (до 0.55 %).

Хромшпинелиды в рудах из представленных трех месторождений обладают в большей мере сходными чертами и по содержанию Fe^{2+} тяготеют к формуле хромита, лишь хромшпинелиды из руд Дергамышского месторождения более магниськие и соответствуют феррихромпикотиту. Скорей всего, это можно объяснить наименьшей степенью преобразования сульфидных руд этого месторождения, т. к. при процессах регенерации и выветривания магний из хромшпинелидов частично выносятся [Минералы 1967].

8.6. Эволюция минералообразования

Минералогический анализ рудных фаций дает важный материал для развития теории колчеданообразования. Большинство исследователей определяют место в процессах формирования колчеданных месторождений отложившихся составу гидротерм, диагенезу и метаморфизму руд. В связи с утверждением гидротермально-осадочной теории колчеданообразования особый интерес представляет рассмотрение роли и соотношения гидротермальных и экзогенных процессов в эволюции рудогенеза.

Субмаринное гидротермальное минералообразование

Температура гидротерм. В гидротермальных условиях эволюция минералообразования во многом зависит от изменений температуры гидротерм. Последовательное отложение халькопирита и сфалерита возможно вследствие различия температур, при которых достигается насыщение раствора относительно меди и цинка + свинца. Такие температуры составляют 300 °C и 270 °C, соответственно [Solomon M., Walsh, 1979]. При еще более низких температурах отлагаются колломорфный пирит (p-тип) и марказит (менее 210 °C) [Murovechick, Barnes, 1986]. Именно падение температур гидротермальных растворов считается причиной возникновения зональности колчеданных залежей: в нижней части рудные тела обогащены халькопиритом, в верхней – отношение сфалерита к халькопириту возрастает.

Кондуктивное охлаждение палеогидротермальных труб черных курильщиков обусловило их минералогическую зональность по направлению от оболочки к осевому каналу: колломорфный марказит+пирит сменяются сфалеритом и затем халькопиритом. По мере падения температур гидротерм со временем каналы труб заполняются низкотемпературной барит-галенит-сфалеритовой минерализацией.

Падение температуры гидротермальных растворов также имеет принципиальное значение для отложения акцессорной минерализации, в частности, теллуридов и самородного золота [Jaireth, 1991]. В палеогидро-

термальных трубах теллуридные минералы, как правило, отлагались на внутренней или наружной стенке высокотемпературной халькопиритовой зоны на границах резкой смены температур минералообразования [Маеленников, 1999].

Возрастание температур растворов имеет не меньшее значение для эволюции минералообразования. Например, появление пирита с проводимостью n-типа связано с нарастанием в растворе иона S^{2-} за счет диссоциации комплексированного иона S_2^{2-} на ионы S^{2-} . Уменьшение в растворах S_2^{2-} и нарастание ионов S^{2-} приводит сначала к появлению пирита с дефицитом серы (n-тип), а затем пирротина или халькопирита [Ракчеев, 1989]. Условия повторного нагрева, очевидно, возникают при запечатывании пор в оболочке гидротермальных труб с формированием пирита n-типа, ассоциирующего с халькопиритом. Повторный нагрев руд со стороны лежащего бока – неслучайная история разрастающихся колчеданных залежей. При переходе к лежащему боку рудных залежей пириты r-типа постепенно сменяются пиритами n-типа [Типоморфизм..., 1989] или пирротинном. Возникновение подобной зональности может быть объяснено нарастанием температур минералообразования в глубоких частях колчеданной залежи, недоступных для холодной морской воды.

Степень окисленности H_2S и других восстановленных соединений в гидротермальных флюидах определяется с одной стороны объемом окисляющих морских вод, смешивающихся с гидротермальным потоком, с другой стороны – способностью пород к сдерживанию процессов окисления. Несомненно, ярко выраженной буферизирующей способностью к кислороду обладают базальты, содержащие Fe^{2+} , и черные сланцы, насыщенные органическими веществами. Очевидно, нарастающему окислению флюидов почти не препятствуют дациты и риолиты. Важнейшее значение для процессов минералообразования имеет окисление H_2S . В крайне восстановительных условиях при избытке H_2S возможность к образованию сульфидов получают практически все металлы, участвующие в растворе. В этом случае состав руд отражает микроэлементный состав породных комплексов. Поскольку в колчеданосных гидротермах обычно преобладает железо, колчеданные месторождения этого типа должны быть высокожелезистыми. Индикаторными минералами таких месторождений являются пирротин и высокожелезистые сфалериты. Состав аксессуарных минералов в полной мере отражает геохимию пород. Например, месторождения, ассоциирующие с основными и ультраосновными породами, обогащены минералами кобальта и никеля.

В окислительных условиях при дефиците H_2S возможность фиксации металлов в виде сульфидов должна убывать в ряду по степени уменьшения халькофильности элементов (по Гольдшмидту): Ag^+ - Cu^+ - Hg^{2+} - Cu^{2+} - Pb^{2+} - Cd^{2+} - Bi^{3+} - Co^{2+} - Zn^{2+} - Fe^{2+} - Mn^{2+} . Таким образом, из окисленных гидротерм образуются, как правило, маложелезистые барит-полиметаллические месторождения с высоким содержанием Ag , Cu , Pb , Zn , то есть в виде сульфидов фиксируются прежде всего элементы, содержание которых в гидротермах обычно меньше, чем содержание Fe , при этом значительная часть железа рассеивается. По мере увеличения степени гидротермального преобразования пород их буферизирующая способность снижается, место хлоритовых метасоматитов занимают серцит-

кварцевые разности. Кроме сфалерит-халькопирит-пиритовых подрудных жил, появляются галенитовые и теннантитовые. Вероятно, именно эти процессы приводили к эволюции минерального состава рудных залежей в полициклических колчеданных месторождениях: бедные полиметаллами высокожелезистые пиритовые или пирротитовые залежи нижних уровней сменялись на верхних уровнях колчеданно-полиметаллическими залежами с высокими содержаниями халькопирита, галенита, маложелезистого сфалерита, барита и блеклых руд (Гайское, Октябрьское, Узельгинское месторождения Ю. Урала).

Степень окисленности H_2Te (или HTe) имеет важное значение для формирования теллуридной аксессуарной минерализации в рудах. Восстановительные условия гидротерм позволяют сохраниться избыточному количеству восстановленных форм теллура, необходимых для формирования различных теллуридов Au, Ag, Hg, Bi, Pb (Сибайское, Яман-Касы на Южном Урале, Тарис в Иберийском пиритовом поясе), и даже Co и Fe (Маттагам-Лейк в Канаде). В условиях дефицита этих форм формируется лишь теллурид серебра (обычно гессит – Александринское, Таш-Тау месторождения на Южном Урале), обладающий наибольшим сродством к теллуру. При этом Pb, Bi, Hg участвуют в составе сульфидов или сульфосолей, а золото встречается в самородном виде.

Кислотность гидротермальных растворов должна возрастать по мере окисления H_2S , HS^- и CH_4 за счет появления серной кислоты и углекислоты. В соответствии с этим, должна увеличиваться выщелачивающая способность гидротермальных растворов. На начальной стадии происходит разложение неустойчивых силикатов железа и магния, содержащих медь. В дальнейшем разлагаются более устойчивые полевые шпаты, содержащие цинк, свинец и барий. Последовательное разложение силикатов может быть причиной смены формирования медно-железной сульфидной минерализации барит-полиметаллической. Экспериментальные и расчетные данные для околорудных метасоматитов приводятся В. Л. Русиновым [Русинов, 1989] для субмодального интервала температур колчеданосных гидротерм (250–350 °C): 1) кварц-иллит-хлоритовые, хлоритовые, кварц-альбит-эпидот-хлоритовые (pH = 6–7.5); 2) кварц-серицит-карбонат-хлоритовые (pH=5–6.5); 3) кварц-хлорит-серицитовые (pH = 4.5–5); 4) кварц-серицитовые (pH=3–4.5); 5) кварц-пиррофиллитовые (pH = 0–3). Исходя из вышесказанного, можно предполагать, что сульфидные постройки, ассоциирующие с метасоматитами № 1–2 будут содержать больше сульфидов железа и меди, а с метасоматитами № 3–4 будут связаны полиметаллические месторождения. Это подтверждается корреляцией состава руд и подрудных метасоматитов. Вместе с тем, метасоматиты № 5 обычно ассоциируют с выщелоченными серноколчеданными залежами (Гай-3, Куль-Юрт-Тау) [Зайков, 1991]. Появление серноколчеданных руд связывается с повторным выщелачиванием полиметаллов из захороненной залежи и отложением их на верхних уровнях в виде золото-полиметаллических тел (Графское и Троицкое месторождения).

Влияние *длительности жизни гидротермальной системы*. Этот вопрос детально проанализирован Д. В. Гричуком [2000] при термодинамическом моделировании субмаринских гидротермальных систем. Рудные тела с малым сроком формирования существенно обогащены Zn, тогда как

крупные рудные постройки с массой, измеряемой миллионами тонн и длительной историей развития, отличаются повышенными содержаниями меди. Термодинамическое моделирование показало, что при длительной конвективной циркуляции за счет метасоматических явлений в недрах гидротермальных систем происходит разделение тяжелых металлов. Более подвижные Zn и Pb интенсивно выносятся первыми порциями гидротермальных растворов, тогда как Cu задерживается. При длительном функционировании системы благодаря выносу S «из породы подвижность Cu начинает расти, и поздние порции гидротермальных растворов обогащаются медью» [Гричук, 2000, с. 264–265].

Субмаринное гипергенное минералообразование

Смещение гидротермальных флюидов с морской водой может происходить не только в подрудной толще, но и в пределах рудной залежи. Это явление, приводящее к преобразованию минералов, получило название «пригидротермальный гальмиролиз» [Масленников, 1999], в процессах которого, в отличие от собственно гальмиролиза (субмаринного гипергенеза), участвуют как морской O_2 , так и гидротермальный H_2S . Рудные залежи и зоны обогащения, образовавшиеся из смешанных гипогенных и гипергенных растворов, принято также называть мезогенными [Толковый словарь..., 1978], поэтому явление пригидротермального гальмиролиза можно считать разновидностью субмаринного мезогенеза.

Диффузное поступление неокисленных восстановительных гидротерм некоторое время сдерживало процессы субмаринного гальмиролиза. В условиях окисления сероводорода и нарастания кислотности растворов происходило выщелачивание сфалерита и халькопирита и разрушение колчеданных руд [Масленников, Зайков, 1991]. Дезинтеграция руд была тем сильнее, чем более окисленными были гидротермы и чем более продолжительным был процесс придонного преобразования.

Повторному гальмиролизу подвергались рудокластические отложения, расположенные на флангах колчеданных залежей. «Чистые» от примесей рудокластические отложения при повторном гальмиролизе под воздействием гипергенных кислот выщелачивались с образованием пиритовых песчаников. В присутствии основных осадочных примесей (карбонатов, гиалокластитов), нейтрализующих гипергенные кислоты, пирит замещался халькопиритом, сфалеритом или галенитом. В соответствии с правилом Шермана, растворимая соль какого-либо металла может замещать сульфид любого, следующего в ряду за ним металла: $Hg - Ag - Cu - Bi - Pb - Zn - Ni - Co - Fe - Mn$ [Масленников, 1999].

Полное окисление пирита и других сульфидов с образованием лимонита и гидрогематита происходило на флангах рудных залежей в осадках, бедных органическими веществами. В присутствии некоторого количества органических веществ, карбонатов и неустойчивых Fe^{2+} -сметитов образовывался магнетит.

Рудно-фацциальный анализ ряда колчеданных месторождений Урала показал, что особенности минерального состава и соотношение гидротермальной и кластогенной фаций коррелируют с формой рудных залежей. Чем больше рудокластических мелкообломочных отложений присутствует

в залежи, тем более пластообразна ее форма. Выделены следующие морфотипы колчеданных залежей: 1) сульфидные холмы с крутыми склонами, слабо разрушенные; 2) сульфидные холмы с пологими склонами, умеренно разрушенные с преобладанием грубообломочных рудных брекчий; 3) реликтовые сульфидные холмы, микробрекчированные и сильно разрушенные, переходящие в пластообразные залежи с преобладанием мелкообломочного рудокластического материала; 4) пластообразные и лептовидные залежи с преобладанием мелкообломочных рудокластитов и полосчатых продуктов их придонного преобразования.

В этом ряду увеличивается относительный объем субмаринной гипергенной рудной фации, включающей зоны окисления (магнетитовые, гематитовые), выщелачивания (кварцевые, баритовые, пиритовые) и повторного моносульфидного обогащения (халькопиритовые, сфалеритовые, борнитовые, галенитовые, дигенитовые и др.). Постепенно исчезают колломорфные руды, ухудшается сохранность фрагментов труб черных курильщиков и оруденелой фауны. Установлена закономерная смена минералов от неустойчивых в окислительных условиях к более устойчивым.

В слабо и умеренно разрушенных сульфидных холмах первого и второго типов распространены разнообразные, иногда обильные теллуриды золота, серебра, свинца, ртути, висмута. В сильно разрушенных и преобразованных в стадию гальмиролиза рудных залежах (третий тип) золото-содержащие теллуриды неустойчивы, а такие, как силванит, калаверит, креперит, встречаются редко. Их место занимают сульфиды и сульфосоли серебра (ялпаит, штрөмейерит, акантит, маккинстриит, фрейбергит, пираргирит), а также самородное золото. Эти минералы ассоциируют с борнитосодержащими гипергенными рудами. Следует заметить, что теллуриды свинца, серебра и висмута иногда сохраняются на некоторых рудных залежах третьего морфотипа, хотя теллуриды и не являются обычными минералами в классических месторождениях типа куроко [Мацукума, Хорикоси, 1973]. Теллуриды, не устойчивые в окислительных условиях морской воды, встречаются очень редко в колчеданных залежах четвертого типа. Их место обычно занимают сульфосоли (например, буланжерит, бурнонит).

В рудных залежах всех морфотипов встречается кобальтин, но более обычен он для месторождений медно-колчеданной формации. Типоморфными минералами для большинства рудных тел четвертого морфотипа, залегающих в базальтовых толщах, являются сульфиды никеля и кобальта (маккинавит, миллерит, линнсит, пентландит, полидимит), являющиеся более устойчивыми к окислению по сравнению с сульфоарсенидами этих же металлов. Таким образом, по мере увеличения степени гальмиролиза и разрушения сульфидных холмов наблюдается смена мышьяковистых кобальт-никелевых минералов высокосернистыми.

Для залежей третьего типа типоморфной может оказаться и оловянная минерализация (беридтит, колусит, моусонит, станноидит). Для рудных залежей третьего и четвертого типов типичным является молибденит и разнообразные сульфосоли. Очевидно, что в рудах сохраняются минералы – твердые кислоты, характеризующиеся высокими электрохимическими потенциалами [Ракчеев, 1989]. В целом, от сульфидных колчеданных холмов до стратиформных сульфидных месторождений может быть про-

слежена эволюция формирования акцессорных минералов от теллуридов до сульфидов и сульфосолей. Для различных колчеданных месторождений мира установлена прямая корреляция между средним электрохимическим потенциалом акцессорных минералов и степенью разрушения и субмаринного преобразования колчеданных залежей.

Таким образом, эволюция минералообразования при формировании колчеданных месторождений во многом определяется влиянием гипергенных факторов. Развитие модели гидротермально-экзогенных взаимодействий может быть полезно для установления взаимосвязей между различными типами стратиформных сульфидных месторождений.

ГЛАВА 9. УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ КОЛЧЕДАННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УРАЛЬСКОГО ПАЛЕООКЕАНА

9.1. Сравнение колчеданосных структур и сульфидных залежей в древних и современных спрединговых бассейнах

Приведенные данные позволяют сопоставить колчеданные месторождения в спрединговых зонах Южного Урала с сульфидными залежами современных океанов.

В Сакмарской зоне колчеданные месторождения формировались на поздней стадии ее развития, в период накопления риолит-базальтового комплекса. Такая ситуация характерна для задуговых бассейнов и окраинных морей Меланезии, где известны рудоносные риолит-базальтовые серии.

Рудоносная зона может рассматриваться как осевая часть локального рифта, рассекающего базальтовое поднятие. Кроме Яман-Касинского месторождения, рифт вмещает Блявинское, Комсомольское и Разумовское медно-цинково-колчеданные месторождения, а также ряд сульфидных рудопроявлений.

В пределах рифта и среди обрамляющих рифт базальтовых гряд обнаружены джасперитовые слои и линзы – типичные металлоносные отложения низкотемпературных палеогидротермальных полей. Кроме сульфидных и окисно-железистых металлоносных отложений элементом окколорудной породной ассоциации, характерной для колчеданосных рифтов Урала [Масленников, 1991], являются ксенолавокластиты.

В карьере месторождения Яман-Касы были обнаружены только ксенокластолавы риодацитов, содержащие ксенолиты руд и кремнисто-железистых пород. Тем не менее, ксенолавокластиты, ранее относимые к туфобрекчиям смешанного состава и эксплозивным брекчиям, представлены на других колчеданных месторождениях этой же рифтогенной структуры. В частности, они встречены на Комсомольском и Блявинском рудных полях. Кроме обломков эффузивных пород, метасоматитов и рудокластов, в них обнаружены ксенокласты плагиогранитов, свидетельствующие о разрушении малоглубинных дорудных или синрудных магматических очагов. Наличие ксенолавокластитов кислого состава, сходство сульфидных холмов с современными «черными курильщиками» и специфические апо-сульфидные окисные осадки позволяют сопоставлять условия формирования колчеданных месторождений Медногорского колчеданосного района с современными океаническими колчеданосными зонами спрединга, характерными для островодужных или окраинно-морских бассейнов.

По морфологии и строению рудная залежь Яман-Касы сходна с сульфидными сооружениями окраинных морей Меланезии и некоторых океанических рифтов. В бассейне Лау в гидротермальном поле Северном [Лисицын и др., 1992] находится сульфидная постройка, состоящая из покоя с венчающими конусами и трубами. Цоколь имеет ширину 30–50 м, длину 100 м и высоту 1–10 м. В бассейне Манус в гидротермальном поле «Венский лес» располагается сульфидное сооружение в виде пьедестала диаметром 50 м, на котором растут конические постройки [Tufar, 1989].

По минералогическим особенностям руды месторождения Яман-Касы имеют как черты сходства, так и отличия в сравнении с рудами современных сульфидных сооружений. Отметим, во-первых, широкое развитие коллоидных структур и марказита, во-вторых, сростания сульфидов в виде «халькопиритовой болезни» сфалерита и решетчатых структур с реликтами изокубанита или промежуточного твердого раствора. В то же время необходимо отметить, что в сульфидной залежи месторождения Яман-Касы не были обнаружены руды с полостями, окруженными участками концентрически-зонального строения, типичные для современных сульфидных построек. Дендритовидные образования халькопирита, сфалерита, известные в океанических рудах, также не наблюдались в Яман-Касы.

Пригидротермальная фауна, сульфидизированные остатки которой установлены в рудах месторождения Яман-Касы, аналогична экосистемам «черных курильщиков» Тихого океана [Лобь, 1990]. Широко распространены предковые формы вестиментифер *Riftia pachytila*, остатки альвинеллид, конусовидных моноплакофор [Кузнецов и др., 1993]. Выявлены также реликты питчатых бактерий. Примечательно, что сростания в минеральных агрегатах, обнаруженные в сульфидизированной фауне, сходны с наблюдаемыми в современных сульфидных постройках [Сульфиды ..., 1993].

О физико-химических условиях рудообразования на месторождении Яман-Касы можно судить по минералогическим данным. Для океанических гидротермальных полей установлено, что формирование пирит-марказитовых руд происходит либо путем замещения высокотемпературных пирротиновых агрегатов (выше 350 °С), либо из относительно низкотемпературных (порядка 250 °С) гидротерм [Fouquet et al., 1993]. Марказит является преобладающим дисульфидом железа в случае отложения руд при $\text{pH} < 5$ [Mugowchick, Barnes, 1986]. Поскольку в сульфидной залежи Яман-Касы ни пирротин, ни псевдоморфозы марказита и пирита по пирротину не были обнаружены, можно полагать, что отложение пирит-марказитовых руд при формировании сульфидной залежи Яман-Касы происходило при указанных параметрах: температуре ниже 250 °С из растворов с величиной pH менее 5. Но в сфалерит-халькопиритовых рудах имеются признаки более высокотемпературного (300–315 °С) формирования. Об этом можно судить по решетчатым структурам распада твердого раствора. Так как промежуточный твердый раствор может образоваться в интервале 300–500 °С и так же, как изокубанит при медленном охлаждении начинает распадаться с образованием ламелл халькопирита ниже 210 °С [Sabri, 1973], можно полагать, что железо- и медьсодержащие агрегаты кристаллизовались выше этой температуры.

Данные о составе рудообразующих гидротерм месторождения Яман-Касы получены на основании изучения флюидных включений в барите и кварце из биоморфных сульфидных руд [Симонов и др., 1998]. Эксперименты проводились в среднетемпературной микротермокамере и в криокамере. Выяснено, что по составу (преобладает NaCl с незначительным количеством Na_2SO_4 и KCl) и по содержанию солей (5,4–6,9 мас. %) гидротермы Яман-Касы близки растворам современных рудообразующих систем в Средиземно-Атлантическом хребте — САХ (гидротермальные поля Логачев и Брокен Спур) и морской воде [Симонов и др., 1997]. В связи с

этим, достаточно обоснованно можно говорить, что источником рассмотренных гидротермальных рудообразующих растворов Яман-Касы служила, в основном, морская вода. Установленный в результате изучения флюидных включений преобладающий температурный интервал 120–240 °С показывает минимальные значения. С учетом поправки на давление, согласно возможной глубине палеобассейна, температуры рудообразующих растворов Яман-Касы могут составлять 128–246 °С (при глубине 1000 м) и 144–263 °С (3000 м). Пониженные, по сравнению с современными рудообразующими гидротермами, значения температур растворов Яман-Касы объясняются, скорее всего, тем, что в данном случае исследовались фрагменты сульфидизированной фауны, процессы замещения которой происходили на завершающих этапах гидротермальной деятельности. Однако, образцы современных гидротермальных руд отбирались преимущественно из самых активных и, соответственно, более высокотемпературных частей действующих гидротермальных систем.

Изложенные выше данные позволяют сделать заключение, что Яман-Касы обладает большим сходством как по геологическим условиям, так и по особенностям состава и строения руд с современными сульфидными постройками в рифтах окраинных морей.

Холмообразная форма залежи, присутствие рудокластитов, оруденелых вестиментифер, продуктов распада промежуточных твердых растворов меди, железа и цинка, «халькопиритовой болезни» в сфалерите и других признаков, характерных для океанских сульфидных руд, позволили считать рудную залежь месторождения Яман-Касы древним аналогом разрушенного «черного курильщика» [Зайков и др., 1995]. Это предположение подтверждено открытием на месторождении фрагментов типичных палеогидротермальных труб черных курильщиков [Масленников и др., 1997; Масленников, 1999]. Полученные данные по оруденелым высокотемпературным оазисам Урала и других регионов свидетельствуют о крайней степени эндемизма фанерозойской палеогидротермальной биоты месторождения Яман-Касы.

В *Присакмарской зоне* колчеданные залежи по составу рудовмещающих пород и минералого-геохимическим признакам имеют сходство с сульфидными сооружениями Средне-Атлантического хребта, приуроченными к ультрамафитам в борту рифтовых долин [Богданов, 1997]. На гидротермальном поле Логачев (14°45' с. ш.) установлена плашцеобразная залежь, приуроченная к контакту серпентинитов и базальтов. Для руд характерно присутствие пирротина и повышенные содержания Со (до 0,2 %). Подобная ситуация отмечена на гидротермальном поле 24°30' с. ш.

Однако имеются и некоторые отличия в вещественном составе руд и геодинамической позиции. Прежде всего, в рудах Присакмарской зоны преобладает пирротин, что может быть обусловлено присутствием в подрудных отложениях углеродистых осадков и, соответственно, восстановительными условиями рудоотложения. Для руд очень характерны брекчиевые текстуры, возникновение которых связывается с деформациями в меланже. Отличается и изотопия серы: рудам Ишкининского месторождения свойственны δS^{34} в интервале – 2,5 – –6,0 ‰ [Зайков и др., 1999], а для руд поля Логачев в интервале + 3,8 – + 13,8 ‰.

Западно-Мугоджарская и Домбаровская зоны по геологической по-

знии сходны с задуговыми бассейнами на западной окраине Тихого океана. Примером может служить бассейн Лау в северной части Тонга-Кермадекской островодужной системы [Лисицын и др., 1992]. В этой структуре среди толентовых базальтов выявлены сульфидные сооружения сфалерит-халькопирит-пиритового состава сложной морфологии. Наиболее близким аналогом на Урале является колчеданная залежь Жарлы-Аша. Для руд месторождения, по данным Ф. П. Буслаева и др., характерны значения δS^{34} в интервале $-3.4 - +4.3$ ‰, что соответствует изотопии серы сульфидных минералов из месторождений Кипра [Франклин и др., 1984].

Следует предположить, что пластовые тела типа месторождения Лепного, образовавшиеся при разрушении холмообразных сооружений, могут быть выявлены и в современных задуговых бассейнах. Причем, не только в их осевых частях, но и в бортах, закрытых вулканокластическими осадками, подобно рудовмещающей среде месторождения Зимнего. Последнее по терригенным и углеродистым отложениям имеет сходство с гидротермальными полями в рифте Калифорнийского залива (бассейн Гуаймас).

Соотношение колчеданной и железорудной минерализации, проявленной в Западно-Мугоджарской и Домбаровской зонах, позволяет предположить, что они являются элементами единых гидротермальных систем. Это соответствует модели, объединяющей три зоны – тыловую, стволую и фронтальную. Тыловой зоной являются горизонты базальтового слоя на уровне нижней границы области проникновения океанических вод, совпадающей с контактами дайковой серии и габброидов. В этой зоне происходит выщелачивание из базитов водами, нагретыми у магматических камер, главных рудных компонентов – железа, меди, цинка, серы и т. д.

Стволовая часть системы совпадает с пакетами даск диабазов, служивших подводными каналами трещинных излияний. Вдоль таких пакетов, особенно при наличии скринов, осуществлялся подъем гидротермальных растворов. В этой транзитной области формируются преимущественно прожилково-вкрапленные халькопирит-пиритовые руды. Строение стволовой зоны осложняется в случае проникновения вдоль нее магматических тел и, соответственно, термального метаморфизма ранее сформировавшихся руд под воздействием габброидов.

Фронтальная часть системы располагается в кровле подушечных лав и гиаюкласитов. Ее положение определялось физико-химическими барьерами, возникшими в области смешения гидротермальных и холодных придонных вод. На данном фронте формировались холмообразные сульфидные залежи. Низкотемпературные гидротермы обусловили накопление кремнисто-железистых осадков. Пока не ясно, являются ли они «отработанными» сульфидоносными растворами или имеют самостоятельную природу.

Существенным элементом фронтальной части системы служат сульфидные залежи типа «бесси» в конседиментационных депрессиях. Такие рудные тела установлены на Зимнем месторождении, где они сопровождаются марганцеосными осадками.

Важной практической задачей дальнейших исследований является ревизия сульфидных месторождений в офиолитовых зонах Урала на платиноиды. По аналогии с объектами других регионов и геохимическим

данным [Волченко, Коротцев, 1999] в рудах могут быть обнаружены рутений- и родийсодержащие арсениды платины.

Такие работы актуальны не только для Урала, но и для других регионов, где известны колчеданные месторождения среди офиолитов.

9.2. Палеогеографические и палетектонические условия формирования колчеданосных палеогидротермальных полей

Палеогеографическая характеристика бассейнов. Бассейны, в которых формировались палеогидротермальные поля, являются частью Уральского палеоокеана. Судя по геодинамическим реконструкциям, раскрытие палеоокеана началось в ордовике, стадия закрытия охватывает девонский период. Ширина палеоокеана оценена в 1–2 тыс. км [История.... 1984]. Ширина междуговых и задуговых бассейнов реконструируется исходя из предполагаемой скорости спрединга и длительности соответствующего вулканизма. В Западно-Мугоджарской зоне время накопления формации натриевых базальтов, по данным В. Г. Корниевского и К. С. Иванова, охватывает три коподонтовые зоны (верхняя половина эйфелия–низы живета), т.е. 8,4 млн лет. При средней скорости раздвига 5 см/год и 50 %-ной прерывистости ширина бассейна составит около 200 км. Близкие параметры предполагаются для Магнитогорского междугового бассейна, в дельте которого накапливались красноцветные силициты.

Рельеф дна на окраине палеоокеана определялся существованием островных дуг. Судя по отсутствию наземных фаций в риолит-базальтовых комплексах вершины соответствующих вулканов не достигали водной поверхности. Возможно, лишь в период накопления андзит-базальтовой формации вершины островов находились выше уровня моря.

Появление высокотемпературных палеогидротермальных полей во многом определялось батиметрическими условиями развития придонной гидротермальной системы. Считается, что минимальной является 500-метровая толща воды, чтобы предотвратить вскипание на морском дне восходящего одномолярного раствора NaCl (около 5,5 вес. %), имеющего температуру 275 °С [Naas, 1971; Еремил, 1983]. Достижение более высоких температур минералообразования на большинстве колчеданных месторождений Урала позволило оценить минимальную глубину медноколчеданного рудообразования в 1,5 км [Иванов, 1966]. Это предсказание подтверждено расчетами по минимальным глубинам формирования современных черных курильшиков [Краснов, 1987].

Глубина бассейнов, в которых происходило накопление металлогенных отложений, может быть косвенно определена по комплексу признаков, включающих информацию о соотношении с двумя показателями: критической глубине карбонатакопления и уровнем компенсации давления. Критическая глубина карбонатакопления (КГК) – это тот уровень, ниже которого скорость растворения карбоната кальция, поставляемого планктонными организмами, превышает скорость его осаждения, и карбонатные илы сменяются кремнистыми. В современных океанах КГК изменяется с 5,5 км в экваториальной области до почти 3 км в приполярных областях [Геология.... 1980]. Для палеозойских океанов эта цифра оце-

на в 2500–4000 м [История... 1984]. Уровень компенсации давления – глубина, на которой возможны взрывы и образование субмаринной пирокластики. Эти глубины оценены в 500–1000 м [Шопф, 1982]. Шельфовая обстановка с глубинами в первые сотни м устанавливается по широкому распространению терригенно-карбонатных накоплений с богатыми органическими остатками.

На основании этих показателей определено, что в Западно-Мугоджарском задуговом бассейне глубины были ниже уровня карбонатной компенсации, порядка 3000–4000 м. Близкая величина получена для Магнитогорского междугового бассейна, в котором развиты кремнистые отложения с редкими карбонатными пропластками. Давление в период рудообразования оценено Н. А. Андрияновой [Медноколчеданные... 1992] по соотношению замеренных в одних образцах температур декрепитации и гомогенизации по методу В. Б. Наумова и Д. С. Малинина. Максимальные цифры полученных значений равны для поздних минеральных ассоциаций 330–710 бар. По суммарному барическому эффекту в эксперименте декрепитации массивных руд Кундыздинского месторождения В. Н. Василенко получены значения 414–539 бар. Эти данные свидетельствуют о возможных глубинах в интервале от 1000 до 7000 м.

В Западно-Магнитогорской палеоостровной дуге в период колчеданного рудообразования глубины также были около уровня карбонатной компенсации. В рудах Гайского месторождения максимальная величина давления газовой-жидких включений в кварце определена как 600–800 атм. [Пшеничный и др., 1977], что может интерпретироваться как глубина бассейна не менее 2 км [Еремин, 1983].

В Восточно-Магнитогорской дуге, судя по присутствию карбонатных отложений с разнообразной фауной, батиметрическая обстановка была близка к шельфовой. Тем не менее, карбонатные фашии, образующие мощные известняковые банки и платформы, не несут признаков, характерных для рифов. В частности, в них отсутствуют баундстоуны и трейлстоуны, характерные представители рифовых мелководных построек [Уилсон, 1980]. Вместе с тем, широко распространены неотмученные биомикриты, среди которых преобладают мадстоуны, пакстоуны и, наконец, баффлстоуны – индикаторы относительно глубоководных субкаркасных банок багамского типа. Для медно-цинково-колчеданных руд месторождения им. XIX Партсъезда, залегающих среди известняков, давление в кварце оценивается в 80–120 атм. [Пшеничный и др., 1977], что соответствует вполне допустимой глубине палеобассейна на период рудоотложения около 1 км [Еремин, 1983].

К батиметрическим обстановкам близким по глубине к шельфовым, но все же изолированным от поступления аллохтонного шельфового материала, могли быть области накопления черносланцевых отложений в колчеданосных районах Среднего Урала (Карабашском, Дегтярском, Резжевском, Кировоградском, Красноуральском). Вероятно, глубины формирования колчеданосных палеогидротермальных полей в этих районах могли варьировать около известной для современных океанов глубины кислородного минимума (1,4 км ± 500 м) [Мурдама, 1987], благоприятной для накопления осадков, обогащенных органическим веществом. В Сакмарском бассейне и, возможно, в районе Домбаровского задугового бассейна, характеризующихся присутствием как яшмовых, карбонатных, так

и черносланцевых фаций. батиметрические условия, вероятно, были переходными к шельфовым.

Гальмиролитические фации являются индикаторами глубоководных условий осадконакопления [Мурдмаа, 1987]. Эти фации требуют малых скоростей осадконакопления, необходимых для развития процессов подводного выветривания. Яркими представителями гальмиролитических фаций в колчеданосных районах Урала являются госсаниты – продукты субмаринного окисления колчеданных руд и сульфидных взвесей, некоторые разновидности джасперитов – продуктов пригидротермальной палеогипитизации (сметтитизации) гиакокластогенных илов [Телепов, Масленников, 1995].

Палеотектонические условия формирования колчеданосных зон указывают на смену во времени разных режимов [История..., 1984; Зайков, 1991; Масленников, 1991; Зайков и др. 1993]: спрединга в задуговых и междуговых бассейнах; сжатия со сдвиговыми дислокациями в островных дугах; локальных зон раздвига во внутридуговой обстановке. Кроме этого, на локальных участках проявлены просадки над опустошенными магматическими камерами.

Непрерывным условием формирования океанических палеогидротермальных полей является ренцилинг, связанный с обстановками растяжения [Lage, 1977]. Значительный объем высокотемпературных (более 270 °С) флюидов образуется в результате проникновения морской воды по многочисленным субпараллельным расколам вдоль зон спрединга до малоглубинных магматических очагов. Явление ренцилинга обычно связывается с тектоническим режимом растяжения на данном участке земной коры.

Реконструкции зон ренцилинга, проведенные на Урале Э. Н. Барановым [1992], показали, что конвективные ячейки имели в плане эллипсоидальную форму с поперечником от 4–8 до 2–5 км. Их вертикальный размах охватывает интервал около 2 км. Энергетической основой конвективных систем были периферические магматические очаги, которые запечатлены диорит-плагногранитными массивами. Циркуляция морских вод, судя по стратиформности аномалий выпроса и направлению векторов миграции элементов, происходила по «послойным» зонам повышенной проницаемости в вулканогенных толщах в направлении от флангов гидротермальных полей к рудоподводящим каналам – восходящим ветвям систем. В их центральных частях, по данным криометрических исследований В. С. Карпухиной, «преобладают флюиды KCl-состава, а по периферии – NaCl+KCl и NaCl-составов. Солность флюидов изменяется от 3 до 11,7 мас. % экв. NaCl» [Баранов, 1992: с.124].

Палеовулканологическое картирование базальтовых комплексов Западных Мугоджар показало, что излияния натриевых базальтов, вмещающих высокотемпературные (месторождения кипрского типа) и низкотемпературные палеогидротермальные поля, проходили в условиях спрединга. Это достаточно надежно устанавливается по многочисленным накетам параллельных даек диабазов, ископаемым гьярам (поперечным напластованию трещинам, заполненным вулканомиктовыми брекчиями), срезанию крыльев вулканокупольных построек наклонными роями даек по принципу листрических разломов рифтов. В пользу этого указывает

также обилие силлов в осадочной части разреза. Характер спрединга был рассеянный, о чем свидетельствует кулисообразное расположение дайковых росв по простиранию зоны. Такую интерпретацию подтверждают и факты «перескока» осей растяжения в пределах росв.

Анализ распределения даек по разрезу росв показал [История... 1984], что наряду с последовательным внедрением в зону раздвига отдельных даек с двумя активными контактами, проходил процесс разрыва и раздвига ранее внедрившихся тел. Путем сопоставления даек с противоположными зонами закалки установлено, что на одном из изученных отрезков протяженностью 400 м существовало не менее семи локальных зон растяжения («минирифтов») с числом разорванных даек от 5 до 29. Кроме того, около 100 даек с восточными закалками («фоновые») свидетельствуют о том, что ось спрединга располагалась западнее этого участка.

О скорости спрединга можно судить по составу и строению базальтовых лав. В. В. Матвеевым [1983] на материале современных океанов установлено, что при высоких скоростях раздвижения плит изливаются афировые базальты, причем наряду с подушечными базальтами присутствуют пластинчатые потоки и остатки лавовых озер. Скорость спрединга, по его данным, прямо коррелирует с титанистостью лав. При скорости спрединга до 3 см/год содержание TiO_2 не превышает 1,2 %, а в районе Восточно-Тихоокеанского поднятия со скоростью раздвижения плит 12 см/год – 2,68 %. Сопоставление содержания TiO_2 проводится для базальтов с величиной отношения FeO/MgO 1–1,2, близкой к величине этого отношения в первичных толситовых расплавах. Базальты Западно-Мугоджарской зоны по титанистости относятся к высоко спрединговым – скорость спрединга более 5 см/год.

Вторым косвенным показателем скорости спрединга является состав окисно-железистых отложений. На материале по современным океанам К. Бостромом эмпирически выведена формула, устанавливающая зависимость между химизмом металлоносных осадков и скоростью спрединга [Bostrom, 1973]:

$$(Fe+Mn)/Al = 0.59e^{0.53SR},$$

где SR – скорость раздвига.

Несмотря на условность применения для палеозоя формулы, выведенной на современном материале, полученные результаты (5–11 см/год) близки к полученной скорости спрединга данного района по титанистости базальтов [Зайкова, 1991]. Нужно отметить, что правомочность применения этой формулы для мелового периода показана Адахи с соавторами [Adachi et al., 1986] путем сопоставления вычисленных по ней результатов с данными магнитостратиграфии. Таким образом, предполагаемая скорость раздвига для Мугоджарского палеобассейна в девоне была порядка 8 см/год.

Сдвиговые дислокации, свойственные современным островодужным структурам [Шарапов и др., 1984], установлены в Баймак-Бурибайском рудном районе [Зайков, 1991]. Такие дислокации возникают при диагональном направлении движения погружающейся океанической плиты (косой субдукции).

Палеотектонический анализ, проведенный с целью выявления синвулканических дислокаций в период формирования риолит-базальтового комплекса, показал обстановки сдвига и сжатия. Реконструкция выполнена путем сравнения трещинных систем, заполненных дайками, с полями напряжений, которые смоделированы экспериментальным путем [Гзовский, 1975; Бондаренко, Лучицкий, 1985].

В соответствии с подобранной моделью, в Бурибайском блоке в процессе риолит-базальтового вулканизма проявился левосторонний сдвиг с перемещением восточного крыла на север относительно западного. Насыщенная каркасными дайками рифтоподобная зона имеет ширину 2–3 км. Она разбита поперечными структурами с пакетами субширотных параллельных даек. Суммарная ширина пакетов сотни метров.

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 тыловой (относительно перемещения) части блоков, для которых свойственны структуры растяжения, образуются пакеты субширотных даек. Динамика сдвига была прерывистой, что фиксируется по телам «дайка в дайке» и различным взаимоотношениям субмеридиональных и субширотных даек.

Для периода излияний кислых лав баймак-бурибайского комплекса также характерны сдвиговые дислокации, что устанавливается по сочетанию поперечных и продольных к простиранию зоны роса даек риолитов.

Обстановка внутридуговых локальных раздвигов весьма характерна для колчеданосных рудных полей, локализованных в верхней толще риолит-базальтовых комплексов [Масленников, 1991; 1999]. Судя по реконструкциям, образование таких зон раздвига может быть обусловлено крупноамплитудными сдвигами по зонам сложной конфигурации. Подобные структуры, именуемые «пул-апарт» бассейнами [Основы ..., 1995], установлены в зонах изгибов трансформных разломов, где сдвиговые дислокации трансформируются в раздвиговые. На Урале сочетание сдвиговых и раздвиговых дислокаций показано для Бурибай-Макаевского рудного района. Зона раздвига является частью линейной структуры, насыщенной дайками различного состава и параллельной описанной выше зоне сдвиговых дислокаций Бурибайского блока. По простиранию этой линейной структуры фиксируются локальные расширения до 2–3 км, которые являлись в период рудообразования грабнями глубиной 100–200 м [Зайков и др., 1993; Масленников, 1999].

Литолого-фациальное картирование поверхностей и прослеживание колчеданосных зон позволило выявить признаки, подтверждающие раздвиговую и сбросовую природу колчеданосных структур. Многие колчеданные месторождения тяготеют к узким (1–3 км, реже более) и коротким (10–20 км, реже более) линейным структурам, характеризующимся трещинным кислым вулканизмом. Обычно эти структуры реконструируются как небольшие симметричные или асимметричные грабени (Макаевское, Узельгинское рудные поля) или полуграбени (Бурибайское, Сибай-

ское, Александринское рудные поля), осложненные вулканическими куполами, постройками и кальдерами.

Разломы, ограничивающие грабены, не были «сквозными», так как места их выхода на палеоповерхность перекрываются осадками. На участках заполнения террас («карманов») мощность вулканогенно-осадочных горизонтов максимальна. В зонах раздвигов суммарные мощности вулканогенно-осадочных пород снижаются. Разрывы трассируются поясами даек и купольно-даймовых структур, расчленявших вулканогенно-осадочные горизонты и рудные тела на многочисленные фрагменты. «Тупые» выклинки рудных залежей направлены к осевым зонам раздвигов. На Октябрьском месторождении несколько фрагментов сульфидных тел реконструированы в единый рудный холм с точным совпадением границ морфоструктурных и геохимических полей. Таким образом, наблюдаются прямые геолого-структурные признаки зон локальных раздвигов, существовавших в период колчеданообразования и осадконакопления.

Внутридуговые колчеданоносные грабены и полуграбены, образованные в результате локальных раздвигов вмещают специфические фации, которые позволяют отличать их от других обстановок осадконакопления. На колчеданоносных палеогидротермальных полях Южного Урала установлены эдафогенные, ксенолавокластические, гидротермальные и гальмиролитические фации, указывающие на парагенетическую связь колчеданообразования и околорудного осадконакопления с зонами локальных раздвигов [Маслеников, 1996, 1997].

Индикаторными фациями, характеризующими геодинамический режим растяжения в современных сульфидоносных рифтовых долинах, являются эдафогенные, гналокластогенные и высокотемпературные гидротермальные отложения, а также специфические продукты гальмиролиза вулканогенных пород и колчеданных руд [Мурдама, 1987; Лисицын и др., 1990; Fouquet et al., 1993]. Эти фации, формируясь в условиях единого геодинамического режима и будучи парагенетически связаны между собой, образуют осадочную формацию областей океанического рифтогенеза [Грачев, 1987].

Во внутридуговых колчеданоносных зонах локальных раздвигов так же, как и в современных океанических рифтах и задуговых зонах спрединга, встречаются эдафогенные обломочные отложения, образовавшиеся в результате приразломного сейсмогравитационного обрушения коренных вулканогенных, интрузивных и вулканогенно-осадочных пород. Эдафогенный материал концентрировался у подножия и в «карманах» тектонических уступов, а также в трещинах растяжения (гьярах) (Ново-Маканское, Таш-Тауское, Александринское, Бурибайское месторождения).

На некоторых колчеданных месторождениях встречаются рудокластические эдафогенные брекчии, которые, кроме рудокластов, содержат обломки госсанитов, гидротермальных мегасоматитов, кремнистых пелитолитов, апонелитовых микрокварцитов, хлоритолитов и других пород (Молодежное, Таш-Тауское, Яман-Касинское). Подобные рудоносные эдафогенные брекчии распространены на сульфидоносных гидротермальных полях в современных СОХ [Hekimian, Fouquet, 1985]. В целом, находки эдафогенных брекчий на колчеданных месторождениях Урала сравнительно редки, так как приразломный обломочный материал при извержениях

захватывался расплавами и поступал на дно палеобассейна в виде многочисленных ксенолитов в составе ксенокластов. Ксенокластолавы образовывали дайки, купола и лавовые покровы, располагающиеся по простиранию зон локальных раздвигов.

В результате подводного автобрекчирования или десквамации ксенокластов формировались ксенолавокластические отложения, встречающиеся на всех крупных колчеданных месторождениях Южного Урала (Сибайском, Узельгинском, Ташкулинском, Макаевском, Бурибайском, Узельгинском, Талганском, Молодежном, Чебачьем, им. XIX Партсъезда, Гайском, Бакр-Тауском, Александринском и др.). Ксенолавокластиты и ксеногнαιοкластиты ранее принимались за туфоконгломераты, магматогенно-эксплозивные брекчии или туфы смешанного состава. Данные породы состоят из остроугольных лавокластов кислого, среднего, реже основного составов и разнообразных (до 40 разновидностей) многочисленных (до 60 %) ксеногенных обломков колчеданных руд, интрузивных, эффузивных, гидротермально-метасоматических, вулканогенно-осадочных и других пород, слагающих рудовмещающие толщи колчеданных месторождений.

В процессе гравитационной осадочной дифференциации ксеногнαιοкластического материала формировались ксенокластические псевдоконгломераты, тогда как гнαιοкластический и кристаллокластический материал концентрировался в псаммитовой фракции. Ксеногнαιοкластогенные песчаники иногда (Ташкулинское, Октябрьское, Александринское, Узельгинское месторождения) содержат многочисленные поли- и монокристаллические зерна кварца, образовавшиеся при рассыпании ксенолитов кварцитов и плагиогранитов.

«Пестрые» по составу ксенолавокластические фации являются индикаторами глубоких локальных раздвигов и циклических режимов растяжения. Появление разнообразных глыбовых ксенолитов (до 1–3 м в диаметре) может свидетельствовать о значительной ширине зияющих трещинраздвигов, в которые обрушался обломочный материал (Старо-Сибайское, Гайское месторождения). Этим предположениям не противоречат данные по современным океаническим рифтам.

Условия, благоприятные для захвата лавами приповерхностного рыхлого осадочного материала, создаются в современных рифтах, характеризующихся относительно медленным спредингом и быстрым осадконакоплением [Мурдмаа, 1987]. В современных СОХ с высокими скоростями спрединга и низкими скоростями осадконакопления условия для возникновения «пестрых» ксенолавокластических фаций неблагоприятны. Напротив, в рифтах, содержащих осадочное покрытие, появление ксенокластолавоподобных и ксенолавокластических фаций более вероятно. Ксенокластолавы и ксенолавокластиты, очевидно, характерны для задуговых колчеданноосных зон спрединга, покрытых обломочным «чехлом». Автобрекчированные андезиты, встречающиеся, например, на гидротермальных полях хребта Валу Фа (бассейн Лау), содержат многочисленные ксенолиты колчеданных руд, гидротермально измененных дацитов и андезитов [Herzig et al., 1993; Fouquet et al., 1993].

Низкотемпературные кремнисто-железистые палеогидротермальные поля нередко сочетаются с высокотемпературными в локальных зонах

раздвигов на продолжении колчеданосных грабенов. Однако, высокотемпературные палеогидротермальные поля практически не встречаются в зонах рассредоточенного вулканизма, когда внедрения разновозрастных даек рассеяны по большим площадям равнинных вулканических депрессий. В этих обстановках отсутствуют условия, благоприятные для формирования зон реинклинга с глубокими высокотемпературными палеогидротермальными ячейками. Именно в этих обстановках формируются низкотемпературные кремнисто-железистые поля, чаще всего представленные дистальными отложениями яшм и силицитов.

Просадки над опустошенными магматическими камерами, признаки которых отмечены для базальтовых и риолит-базальтовых комплексов, могли быть благоприятными для формирования низкотемпературных палеогидротермальных полей. В Западно-Мугоджарском междуговом бассейне, в днище одной из долин была реконструирована округлая депрессия поперечником 500–800 м, в которой накопление гидротермальных оксидно-железистых отложений сопровождалось обрушением стенок. Процесс обрушения фиксируется по крупноглыбовым конседиментационным брекчиям, сложенным блоками яшм с оползневыми текстурами [Зайкова, 1991]. Для участка характерны тела кварцитов с псевдоморфозами кварца по бариту.

В риолит-базальтовом комплексе просадки над магматическими камерами зафиксированы по периферии базальтовых поднятий. Наиболее изучена такая структура в обрамлении Орловского палеовулкана в Верхне-Уральском рудном районе [Зайков и др., 1993].

Таким образом, формирование высокотемпературных и низкотемпературных палеогидротермальных полей происходило в относительно глубоководных обстановках в условиях растяжения или периодического растяжения и сжатия земной коры. Для высокотемпературных палеогидротермальных полей наиболее характерны обстановки внутридуговых, междуговых и задуговых локальных раздвигов. Низкотемпературные палеогидротермальные поля формировались на более обширных площадях, в том числе связанных с рассредоточенным трещинным вулканизмом.

9.3. Модель формирования колчеданосных палеогидротермальных полей

Признаки сходства древних сульфидных построек из уральских колчеданных месторождений с ныне действующими «черными курильщиками» [Зайков, 1991; Масленников, 1991; Авдонин, 1994] позволяют использовать результаты прямых наблюдений океанологов для создания модели рудной и околорудной седиментации на палеогидротермальных полях Урала.

Для более полного представления седиментологической модели формирования полей целесообразно реконструировать взаимодействие эндогенных и экзогенных процессов в динамике геологического развития локальной рудно-магматической системы. Вещественным выражением последней может быть элементарный гидротермально-эруптивный цикл или вулканопериод. Период формирования одного рудоносного цикла можно подразделить на четыре основных стадии: 1) гидротермального рудо-

отложения и эдафогенного разрушения: 2) полного окисления: 3) эруптивного разрушения: 4) захоронения.

На **первом этапе** происходили рост и разрушение сульфидных труб. История роста труб крайне сложна и включает множество стадий минерализации, нагревания, остывания, запечатывания и гальмиролиза. Тем не менее, несомненное сходство зональности древних и современных сульфидных труб указывает на единство процессов минералообразования независимо от возраста «черных курильщиков». Единая концепция, касающаяся роста и гальмиролиза сульфидных труб, может быть представлена следующим образом.

Разрастание первичной ангидритовой [Наумов, 1983] или опаловой скорлупы, окружающей гидротермальную струю, происходило в двух противоположных направлениях: канал трубы зарастал халькопиритом, изокубанитом, реже пирротинном, затем марказитом, сфалеритом (вюрцитом), баритом или кварцем. Экстерьер трубы обрастал дестритовидным, ботриoidalным или ламинарным колломорфным пиритом при активном участии сульфид-окисляющих и сульфат-редуцирующих бактерий. Предполагается, что трубчатые сульфидные черви могли активно участвовать в процессах бактериальной биоминерализации сульфидных труб, как это предполагается для современных аналогов [Juniper et al., 1992].

При смещении гидротермальных флюидов и морской воды внутри пористых стенок труб происходило замещение колломорфного пирита субгидральным марказитом, марказита халькопиритом, халькопирита борнитом и ковеллином. В зоне взаимодействия гидротермальных флюидов и морской воды, обычно вдоль наружной границы друзовой халькопиритовой зоны, отлагались разнообразные теллуриды [Масленников и др., 1997]. Среди них наиболее распространены сильванит, колорадоит, теллуровисмутит, волынскит, алтаит, штюцит-гессит и теллуrowый кобальтин. По мере старения труб теллуриды замещались сульфотеллуридами и самородным теллуrom. Сильванит замещался самородным золотом, гессит – акантитом, самородный теллур – монооксидом теллура. В это же время пористые участки труб заполнялись опалом и сфалеритом. По мере затухания гидротермальной деятельности колломорфные корки рассыпались или замещались лимонитом и гематитом, подобно тому, как это происходит с современными «черными курильщиками». Под действием окисления и сейсмических толчков трубы обрушались, весь рудокластический материал скапливался в виде холма. Возможно, в этот период происходил гидроразрыв постройки, подобно тому, как это свойственно грязевым вулканам.

При последующем диффузном просачивании гидротермальных растворов рудокласты цементировались гидротермальными сульфидами, участками формировались скрытые трубчатые каналы, проводящие рудопосные флюиды (Александринское, Таш-Тау). По прямым наблюдениям А. П. Лисицына, такой активный сульфидный холм паразитирует по всей поверхности, буквально «дышит» и парит растворами, которые вырываются из боковых отверстий и маркируются скоплениями пригидротермальных организмов. Воздымающийся шлом с частицами пирротина, в меньшей степени, пирита и халькопирита, рассеивался в водной толще с

образованием окисных железистых флоккул, которые очень медленно оседали [Лисицын и др., 1990; Гидротермальные..., 1993].

Вырывающиеся из труб суспензии пирротиновых «дымов» на уральских колчеданных месторождениях не сохранились. Очевидно, часть выпавших в осадок сульфидных частичек окислялась на дне бассейна с соответствующим замещением известковистых осадков оксидно-железистыми и марганцовистыми веществами, например, на Талгашском поле [Телепков, Масленников, 1995]. Лишь в редких случаях отложения дымов, преобразованные в коллоидные пиритовые конкреции и глобулы, сохранялись благодаря бактериальной деятельности (Октябрьское) [Масленников, 1991].

Синхронно с ростом сульфидных холмов происходило их дальнейшее сейсмогравитационное обрушение с образованием шлейфа коллоидальных и турбидитовых сульфидных отложений. Рудокластические отложения при повторном гальмиролизе подвергались интенсивному растворению в морской воде. В зависимости от состава примесных осадков процессы растворения и минералообразования при повторном гальмиролизе рудокластических отложений протекали по-разному.

Примесь гиалокластогенного материала катализировала процессы замещения пирита халькопиритом. Увеличение pH в сульфидно-осадочных смесях объясняет обогащение сфалеритом или халькопиритом по сравнению с «чистыми» рудокластитами. Примеси сульфидов и органических веществ создавали благоприятные условия для природного синтеза смектит-хлоритов. В том случае, когда примесные рудокласты имели пиритовый состав, гиалокластогенный материал подвергался интенсивному окварцеванию. В случае смешения сульфидов с углеродистыми осадками на флангах рудных залежей происходило концентрирование сфалерита и галенита [Largo, 1977]. При избытке органических веществ возникали фрамбониды пирита, запечатлевшие результаты жизнедеятельности сульфат-редуцирующих бактерий [Скрипченко, 1972].

На *втором этапе* развития колчеданопосных палеогидротермальных полей образовывались автохтонные «железные шпаны» – продукты окисления кровли рудных залежей (Молюдежное поле). Однако, стадия полного окисления сульфидных холмов, отмеченная в современных океанах (например, поле ТАГ), на многих колчеданных месторождениях проявилась очень слабо (Чебачье поле) или не проявилась совсем. Автохтонные госсаны – характерный признак месторождений кипрского и оманского типов [Constantinou, Govet, 1972; Robertson, Hudson, 1973; Fleet, Robertson, 1980].

Полное окисление пирита и других сульфидов с образованием лимонита и гидрогематита происходило на флангах колчеданопосных полей в осадках, небогатых органическими веществами. В присутствии некоторого количества органических веществ, карбонатов и неустойчивых Fe²⁺-смектитов образовывался магнетит. В этот же период окислялись фрамбониды пирита, сульфат-редуцирующие бактерии сменялись железобактериями, которые участвовали в дальнейшем окислении сульфидов и разложении примесного гиалокластического материала [Телепков, Масленников, 1995].

В настоящее время на удалении от современных сульфидных холмов формируются железистые селадонит-нонтронитовые холмы, покры-

тые оксидно-железисто-марганцевыми корками (зона Галапагосского рифта). Реже на базальтовом основании встречаются кремнисто-железистые постройки, образовавшиеся в связи с низкотемпературной гидротермальной деятельностью. Сметитовые постройки на Урале не сохранились в результате окислительного диагенеза сметитов и выделения кварца и гематита [Телепов, Масленников, 1995].

На *третьем этапе* развития гидротермально-вулканогенного цикла новые мощные тектонические процессы растяжения морского дна привели к образованию уступов и зияющих трещин-грядов, заполнявшихся эдафогенным обломочным материалом. Синхронно с этим силикатный расплав, поступающий из магматического очага по открытым расколам, взаимодействовал с морской водой, дезинтегрировался и перемещался к поверхности, захватывая обвалившиеся обломки интрузивных, эффузивных, вулканогенно-осадочных пород и руд, в том числе оксидно-железистых образований.

Текущая по поверхности морского дна лава, по-видимому, также разрушала остатки рудных холмов и поглощала рудокласты и оксидно-железистый материал нижней частью движущегося потока [Масленников, Зайков, 1991]. Признаки происходивших в этот период процессов можно найти на Таш-Тауском, Левихинском, Ташкулинском, Западно-Озерном, Молодежном и других колчеданных месторождениях Урала.

Интенсивные сейсмотектонические толчки, сопровождавшие извержения, приводили к взмучиванию глинистых и оксидно-железистых илов с образованием мутьевых облаков в районах вулканической активности. Облака этого типа выпадали в осадок в периоды затухания вулканической деятельности (Октябрьское месторождение).

Четвертый этап соответствует захоронению колчеданных залежей. Наиболее сложные процессы происходили в то время, когда рудное тело прорывалось и перекрывалось лавой, поступавшей из раздвигов. Консолидация экструзивно-эффузивных тел сопровождалась аутометасоматическими преобразованиями, с которыми связаны процессы выщелачивания и переотложения сульфидного вещества из ксенорудокластов. Именно в этот период сформировались сульфидные, кварц-гематитовые и перудные оторочки вокруг ксенолитов пород и руд, а также кварц-сульфидные сегрегации и псевдоморфозы этих минералов по перудным включениям [Масленников, 1991].

В предложенной модели намечены лишь основные элементы взаимосвязи седиментогенеза и гальмиролиза, которые могут быть использованы в литолого-фациальной классификации колчеданосных палеогидротермальных полей.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные исследования базируются на материалах по геологической позиции, стратиграфии, вещественному составу колчеданных залежей палеоокеанических структур Урала. Эти сведения получены геологоразведочными и геологосъемочными экспедициями, геологическими службами горнодобывающих предприятий, научно-исследовательскими коллективами институтов РАН и ВУЗов и лично авторами. Весь этот материал проинтерпретирован с учетом сведений о сульфидном оруденении в океанических рифтах.

Рудно-формационный анализ проведен, в основном, на примере месторождений Южного Урала. Объектами исследований явились медно-колчеданные, медно-цинково-колчеданные, золото-колчеданно-полиметаллические, кобальт-медно-колчеданные залежи, приуроченные к следующему геодинамическим обстановкам: спрединговым бассейнам окраинных морей и задуговым бассейнам, палеостровным дугам и сутурным зонам.

При определении геодинамических обстановок использованы новые данные по геохимии редких и редкоземельных элементов, составу расплавленных включений в минералах; учтены результаты глубинного сейсмического зондирования. Эти параметры сопоставлялись с результатами исследований современных рудоносных зон в акватории Мирового океана и на активных континентальных окраинах.

Рассмотрено соотношение рудных формаций, выделенных по главным полезным компонентам – металлам – с рудно-формационными типами, выделенными на основании эталонных месторождений (кипрский, бесси, уральский, куроко). Показано, что в рудных формациях разнообразие минеральных типов месторождений определяется процессами разрушения и гальмиролитического преобразования придонных построек. Это дало основание считать, что типы «кипрский» и «бесси» относятся к одной рудной формации. Их главное отличие заключается в том, что пластовые залежи типа бесси образовались при переотложении продуктов разрушения сульфидных холмов кипрского типа. Это сопровождалось обогащением рудных пластов марганцевой минерализацией.

Выделена и охарактеризована кобальт-медно-колчеданная формация сутурных зон. Она ранее включалась в кипрский тип, но ее важной особенностью является приуроченность не к базальтам офиолитовой ассоциации, а к тектоническим пластинам альпинотипных гипербазитов. Это, с одной стороны, сближает исследованные месторождения с сульфидными рудами среди ультраосновных пород Срединно-Атлантического хребта. С другой стороны, обогащенность минералами никеля и кобальта может быть обусловлена влиянием регенерационных процессов при позднепалеозойской коллизии.

В качестве следующего по масштабу за формацией подразделения авторы используют категорию «минеральный тип месторождений». Новизна подхода заключается в том, что оценивается не минеральный состав руд в целом по месторождению, а состав колчеданных залежей одного литолого-стратиграфического уровня. Основанием для такого

подхода послужила концепция палеогидротермальных полей, разработанная авторами.

В медно-колчеданной формации выделено три минеральных типа: халькопирит-пиритовый, магнетит-сфалерит-халькопирит-пиритовый и халькопирит-магнетит-пиритовый. Первому соответствует сульфидный холм месторождения Жарлы-Аша, второму – пластовые залежи Летнего рудного поля, третьему – слонстые руды Зимнего месторождения. В медно-цинково-колчеданной формации главные залежи принадлежат к халькопирит-сфалерит-пиритовому типу, их примером является месторождение Учалинское. К этому же типу принадлежат две верхние Ново-Сибайские залежи. Второй – халькопирит-магнетит-пирротит-пиритовый тип – представлен нижними залежами Сибайского и Узельгинского месторождений. К третьему – пиритовому – типу отнесена залежь № 2 Гайского месторождения, расположенная на нижнем уровне рудоотложения. Подобная группировка характерна и для золото-колчеданно-полиметаллической формации. Преобладающими являются золото-барит-сфалерит-халькопиритовые руды, за ними следуют халькопирит-сфалерит-пиритовые, а завершают ряд – пиритовые. Специфической особенностью залежей пиритового состава в обеих формациях является ассоциация с пиррофиллитсодержащими метасоматитами, возникшими при повторном метасоматозе околорудных гидротермально измененных пород.

Принципы рудно-фациального анализа разработаны на основе объемного картирования рудных залежей, детального исследования текстурно-структурных особенностей, минералогических и геохимических особенностей руд. Дано определение рудных фаций, под которыми понимаются промышленно значимые минеральные скопления со сходными текстурно-структурными и вещественными признаками, свойственными близким процессам минералообразования. Рудные фации являются элементами рудоносных систем и в залежах минерального сырья образуют закономерные сочетания. Они слагают рудные тела или части рудных тел, отличающихся от другой части этого же тела важными генетическими признаками, которые отражают специфические условия минералообразования.

Сформулированы основные положения рудно-фациального анализа применительно к гетерогенным колчеданным залежкам палеоокеанических структур. Они включают: обоснование способов выделения рудных фаций и субфаций на основании текстурно-структурного, минералогического, геохимического картирования сульфидных залежей; определение комбинаций фаций и субфаций, их пространственного и временного соотношения в постройках из различной геодинамической обстановки и с различной степенью преобразования; определение геохимических отличий однотипных минералов в различных фациях и субфациях, что может быть использовано в поисковых и технологических целях.

Проанализированы строение и минералогия главных рудных фаций колчеданных месторождений: гидротермальной придошной, гидротермально-биогенной, кластогенной, гипергенной придошной, гидротермально-метасоматической, регенерированных руд. Получены новые данные по отличиям рудных фаций на основании изучения минералов золота и серебра, теллура, олова, никеля и кобальта, хрома.

В гидротермальной придонной фации описаны гидротермальные трубы на месторождениях цинково-медно-колчеданной формации. Среди труб выделены 4 типа по преобладающему минеральному составу наружной оболочки: пиритовые, марказитовые, сфалеритовые и халькопиритовые. Первый и второй тип по зональности аналогичны трубам черных курильщиков, формирующихся в срединно-океанических хребтах. Третий и четвертый имеют черты сходства с черными и белыми курильщиками из зон задугового спрединга.

Обосновано выделение фации регенерированных руд в месторождениях сутурной зоны Главного Уральского разлома. Преобразование руд заключается не только в интенсином динамометаморфизме, но и в переотложении с образованием пегматоидных структур. Близкие характеристики имеют колчеданные руды в контактах гранитоидных интрузий и даек значительной мощности.

Дана рудно-фациальная типизация колчеданных залежей, основанная на сопоставлении их морфологии с распределением рудных фаций. Выделенные рудно-фациальные типы образуют единый генетический ряд, отражающий степень разрушения сульфидных построек и полноту переотложения и придонного преобразования рудокластических отложений. Дальнейшее подразделение на подтипы целесообразно проводить по минеральному составу металлоносных отложений, образующих внешние ареалы палеогидротермальных полей с колчеданными залежами.

Задачи рудно-формационных исследований

1. Определение соотношения месторождений медно-цинково-колчеданной и золото-колчеданно-полиметаллической формаций. Не исключено, что эти формационные типы являются звеньями одного ряда сульфидных построек, по-разному преобразованных при гальмиролизе. Этот ряд начинается с холмообразных построек и завершается пластовыми дистальными рудами. Такая ситуация уже установлена для месторождений кипрского и бесси типов, отнесенных нами к одной медноколчеданной формации. Аналогичная ситуация может быть свойственна и некоторым залежам, относимым к уральскому и куроко типам. Например, Александринские колчеданные залежи в Восточно-Магнитогорской палеостроительной дуге могут относиться не к формации куроко, а являться переотложенным и преобразованным месторождением уральского типа.

Возможный путь решения проблемы заключается в сопоставлении строения и состава фрагментов сульфидных холмов, диагностированных на месторождениях и относимых сейчас к типам куроко и уральскому. Для этой цели удобны холмы относительно простого строения, слабо нарушенные процессами повторного синрудного метасоматоза и последующими дислокациями. К таким объектам относятся вскрытые постройки месторождений Яман-Касы, Таш-Тау, Александринского, отчасти Сафьяновского. В будущем начнется отработка месторождений Юбилейного, Подольского, Чебачьего, Западно-Озерного, Ново-Шемурского где также присутствуют рудные холмы.

2. Рудно-формационный анализ месторождений в сутурных зонах. Ввиду того, что в этих структурах неоднозначна связь минерализации с

вмещающими породами и значительны преобразования руд. определить принадлежность колчеданных залежей к рудным формациям затруднительно. Это было показано на примере месторождений Главного Уральского разлома. В будущем, используя опыт петрологических и минералого-геохимических исследований слабо нарушенных рудных полей, необходимо установить принадлежность сульфидных объектов сутурных зон к рудным формациям. Эти заключения будут полезны при прогнозировании и поисках медных месторождений в слабо обнаженных сутурных зонах восточных зон Урала и других регионов. Каждой рудной формации свойственны индивидуальные прогнозно-поисковые признаки.

3. Изучение микростратиграфии, палеонтологии и петрологии рудовмещающих отложений. Эти исследования позволят определить продолжительность рудообразования в отдельных рудных полях и районах, установить принадлежность руд к определенным вулканическим формациям. Палеонтологические работы должны включать изучение пригидротермальной фауны и бактериальных остатков, что позволит оценить роль бактериального хемосинтеза при формировании руд. Петрологические исследования потребуют проведения прецизионных анализов (IC-PMS, ионный микроанализ и др.) пород и минералов, изучения расплавленных включений в минералах. Это даст возможность четче сопоставить рудовмещающие отложения складчатых поясов с осадочно-вулканогенными отложениями современных рудоносных бассейнов.

4. Анализ соотношения колчеданных месторождений с месторождениями иных рудных формаций, в первую очередь полиметаллических, марганцевых, железорудных, золоторудных, пиррофиллитовых. Такие сопоставления дадут возможность определить природу металлогенической специфики рудоносных зон различного геодинамического типа и возраста.

Первостепенным вопросом для генетических построений является соотношение колчеданных и марганцевых руд. Для изученных рудных районов с медно-цинково-колчеданной формацией характерно два варианта взаимоотношений. По первому, марганецсодержащие железисто-кремнистые постройки локализуются на более высоком стратиграфическом уровне среди яшм, перекрывающих вулканы (Сибайское рудное поле). Подобные объекты имеют промышленное значение и разрабатываются. Не решен вопрос имеется ли связь (генетическая или парагенетическая) между гидротермальными растворами, обусловивших колчеданное и марганцевое рудообразование. Нет ответа на вопрос: поставляют ли марганец «отработанные» растворы, из которых на более глубоких горизонтах отложились сульфидные руды, или кремнисто-железистые постройки с марганцем порождены особыми низкотемпературными фланговыми гидротермами.

Второй вариант взаимоотношений заключается в том, что марганцевые минералы непосредственно ассоциируют с колчеданными рудами в умбритах кровли рудных тел. Происхождение этой минерализации связывается с процессами придонного гальмиролиза сульфидных руд и вулканокластике. Подобное взаимоотношение свойственно и пластовым месторождениям медно-колчеданной формации, близких типу Бесси (Зимнее).

На этом объекте пиритовые руды, пронизанные силлами базальтов, сочетаются с родонитовыми породами.

Пока не уделялось достаточно внимания сульфидной минерализации на железорудных месторождениях, кроме оценки ее влияния на металлургический передел и качество металла. Однако количество сульфидов в железных рудах выходит далеко за рамки аксессуарной минерализации. Значительные сульфидные прослои установлены на скарно-магнетитовых месторождениях Магнитогорском и Круглогорском, сидеритовом Бакальском. Требуется исследование процессов формирования сульфидов на объектах такого типа.

Относительно соотношения золоторудной и сульфидной минерализации в сутурных зонах имеются следующие предпосылки. В ряде рудных районов установлено сочетание колчеданных и золоторудных месторождений, например: Маукское – Каганское, Карабашская группа – Золотая гора, Мелендьевское – Круглогорское. Требуется оценки возможное влияние регенерации сульфидных руд на формирование золото-родингитовых тел с уникальной аурикупритовой минерализацией и золото-магнетитовых руд.

5. Определение причин, влияющих на количественные характеристики рудных формаций, в том числе факторов, влияющих на масштаб месторождений и продуктивность рудных полей в различных геодинамических структурах. Такие вопросы требуют термодинамического моделирования гидротермальных систем с оценкой влияния нескольких факторов: температуры гидротерм, длительности функционирования систем, глубины рудоотложения, давления.

6. Создание количественных моделей рудных формаций, которое должно базироваться на термодинамическом моделировании гидротермальных и гипергенных процессов. При построении моделей необходимо учитывать фактор преобразования сульфидных залежей при подводном разрушении, переотложении и гальмиролитическом преобразовании. Базовая информация, с которой должны сопоставляться расчетные характеристики, должна включать результаты объемного картирования месторождений, минералого-геохимических и термобарогеохимических исследований.

Задачи рудно-фациального анализа

1. Совершенствование типизации фаций на основе решения дискуссионных вопросов о генезисе различных типов руд. Трудности заключаются в том, что некоторые близкие по природе фации и субфации связаны постепенными переходами, а некоторые руды различного генезиса обладают близкими свойствами (конвергенция признаков). Например, руды кластогенной фации непосредственно переходят в гипергенную, палеогидротермальные трубы превращаются в ряде случаев в рудоподводящие каналы (кондуиты). Продукты субмаринного гипергенеза в виде барит-сульфидных руд, развитых по кластогенным рудам, имеют черты сходства с гидротермально-метасоматическими и жильными образованиями.

2. Объемное фациальное и минералого-технологическое картирование рудных тел по мере отработки месторождений. В настоящее время

таких работ очень мало, поскольку геологическая служба рудников имеет другие производственные задачи, а научные исследования ограничены из-за отсутствия средств на тематические работы. В лучшем случае (на фоне преобладающего «штуфного» минералого-геохимического метода) соответствующие исследования сейчас происходят в связи с получением материалов для кандидатских диссертаций и заканчиваются по завершении таковой. Задачей геологических факультетов, в первую очередь Уральского региона, является координация усилий по организации систематического минералого-технологического мониторинга разрабатываемых месторождений.

3. Минералогические исследования, направленные на идентификацию минералов благородных и редких металлов, в том числе платиноидов. Находка палладийсодержащего мелонита и известные факты концентраций платины в пирротиновых рудах дают основание надеяться на новые практически значимые открытия. Необходимо продолжить сопоставление рудных фаций с технологическими сортами руд, что необходимо для минералого-технологического картирования рудных тел.

4. Литологические исследования рудовмещающих отложений. Для фациального анализа околорудных осадков важной задачей является исследование вклада диагенетических процессов в формирование пород с аномальными концентрациями цветных и благородных металлов. Необходимо установить тенденции геохимической дифференциации диагенитов и оценить значение разных факторов (гидротерм, гальмиролиза и др.) для накопления железорудных и марганцеворудных концентраций. Это позволит разработать новые литологические критерии прогнозирования месторождений цветных и черных металлов.

5. Изучение особенностей субэвралного гипергенеза колчеданных руд и вмещающих пород позволит отличить преобразования вмещающих пород вблизи окисляющегося рудного тела от площадной коры выветривания. Решение этой задачи даст возможность установить локальные и региональные факторы минералогических различий гипергенной зональности колчеданных месторождений, выявить типоморфные особенности вторичных минеральных парагенезисов. Необходимо построить физико-химические модели зон окисления для различных типов колчеданных месторождений. Полученные данные должны быть использованы при сопоставлении продуктов континентального и субмаринного гипергенеза.

6. Исследования в области экологической геологии целесообразно ориентировать на прогнозирование поведения токсичных элементов колчеданных руд для различных климатических зон. Необходимо провести экспериментальное моделирование и термодинамические расчеты в реальных системах с сульфидными фазами при катализирующем и буферизирующем влиянии минералов вмещающих пород. Изучение характера, направленности и динамики биокосных взаимодействий в ряду: бактерии – минеральный субстрат, позволят развить модель геотехнических систем в колчеданопосных районах.

CONCLUSION

These investigations are based on materials of geological setting, structure and composition of the massive sulphide bodies of paleoceanic structures of the Urals. This information is obtained by exploring and geologic-survey expeditions, geologic services of mines, research collectives of the institutes of RAS and high schools and the authors themselves. All these data have been interpreted using information about sulphide mineralization in oceanic rifts.

Ore-formation analysis is mainly carried out on an example of the South Urals deposits. The objects of investigation are copper-sulphide, copper-zinc-sulphide, gold-sulphide-polymetallic and cobalt-copper-sulphide ore bodies. They are restricted to spreading basins of the marginal seas and back-arc basins, to paleoisland arc and suture zones.

At definition of geodynamic situations new data on geochemistry of rare and rare-earth elements, composition of melting inclusions in minerals are used; the results of deep seismic sounding are taken into account. These parameters were compared to results of studies of modern ore bearing zones in the World Ocean and active continental margins.

The relation between ore formations chosen on the main economic components and ore-formation types chosen on the basis of standard deposits (Cyprus, Besshi, Urals, Kuroko types) are inspected. It's shown that in ore formations the variety of mineral types of deposits is defined by processes of destruction and halmyrolysis transformation of sea floor edifices. It gave the reason to consider Cyprus and Besshi types belong to the same ore formation. Their main distinction is that sheet ore bodies of Besshi type were formed by redeposition of destruction products of the Cyprus type mounds. This process was accompanied by enrichment of ore beds in manganese mineralization.

Cobalt-copper-sulphide formation of suture zones is picked out and described. Previously it was included into Cyprus type but its important feature is restriction to tectonic plates of alpine-type ultrabasites rather than to basalts of ophiolitic association. On the one hand, it draws together investigated deposits and sulphide ores hosted among base rocks of MAR. On the other hand, enrichment in nickel and cobalt minerals may be caused by influence of regeneration processes of Late Palaeozoic collision.

The authors use a category «mineral types of fields» as more detail formational division. The approach novelty consists in estimation not mineral composition of ores the deposit as a whole but composition of massive sulphide bodies of the certain lithologic-stratigraphic level. The concept of paleohydrothermal fields created by the authors served as the base for this approach.

Three mineral types are selected in copper-sulphide formation: chalcopyrite-pyritic, magnetite-sphalerite-chalcopyrite-pyritic and chalcopyrite-magnetite-pyritic. Mound of Zharly-Asha deposit corresponds to the first type, to the second one – sheet ore bodies of Letnee ore field, to the third one – layered ores of Zimnee deposit. The main massive sulphide ore bodies belong to chalcopyrite-sphalerite-pyritic type in copper-zinc-sulphide formation and their example is Uchaly deposit. Two upper bodies of Novo-Sibay deposit belong to the same type too. The second chalcopyrite-magnetite-pyrrhotite-pyritic type is represented by lower ore bodies of the Sibay and Uzel'ga deposits. Ore body № 2 of Gay deposit located on lower level of mineralization has been assigned to

the third pyritic type. Similar grouping is characteristic also for gold-sulphide-polymetallic formation. Gold-barite-sphalerite-chalcopyrite ores are predominant, then chalcopyrite-sphalerite-pyrite type is and pyrite type closes the succession. Specific feature of pyrite deposits in both formation is association with pyrophyllite-bearing metasomatites appeared by the repeat metasomatism of near ore altered rocks [Зайков, 1991].

The principles of ore-facies analysis have been worked out from volumetric mapping of ore bodies, study in detail of texture-structural features, mineralogical and geochemical features of ores. Determination of ore facies as economic mineral gatherings with similar texture-structural and material features, peculiar to like mineral forming processes is given. The ore facies are members of ore-bearing systems. They form ore bodies and parts of ore bodies differed from the other part of the same body by important genetic features that reflect specific conditions of mineral forming.

The fundamental tenets of ore-facies analysis applied to heterogeneous massive sulphide bodies of paleoceanic structures are formulated. They include: a substantiation of separation ways of ore facies and subfacies on the base of texture-structural, mineralogical and geochemical mapping of sulphide bodies; definition of facies and subfacies combinations, their spatial and temporary setting in edifices from various geodynamic situations and various transformation degree; the determination of geochemical distinctions of one-type minerals in various facies and subfacies that can be used in the prospecting and technological purposes.

Structure and mineralogy of the main ore facies of massive sulphide deposits have been analysed: of sea floor hydrothermal, hydrothermal, biogenic, clastogenic, sea floor hypergene, hydrothermal-metasomatic and regenerated ores. The new data on distinctive properties for ore facies are obtained by the way of investigation of gold and silver, tellurium, tin, nickel and cobalt, chrome minerals.

The hydrothermal tubes are described on zinc-copper-sulphide formation deposits in sea floor hydrothermal facies. Four tube types are distinguished by predominant mineral composition of outer shell: pyritic, marcasitic, sphaleritic and chalcopyritic. The first and second types are similar in zonality to the tubes of the black smokers forming in MOR. The third and fourth ones have similarity to black and white smokers from zones of back arc spreading.

Separation of regenerated ore facies in deposits of suture zone of the Main Urals Fault is justified. The transformation of ores consist not only in intensive dynamic metamorphism but also in redeposition and formation of pegmatoid textures. Massive sulphide ores in contacts of granitoid intrusions and dykes of considerable thickness have the close characteristics.

Ore-facies typification of massive sulphide bodies based on comparison between their morphology and distribution of ore facies is given. The distinguished ore-facies types form a unified genetic sequence that reflects degree of destruction of sulphide edifices and entirety of redeposition and sea floor transformation of oreclasts. The further division into subtypes is expedient to make by mineral composition of metalliferous deposits forming exterior areas of massive sulphide-bearing paleohydrothermal fields.

The tasks of ore-formation investigations

1. Determination of relation between deposits of copper-zinc-sulphide and gold-sulphide-polymetallic formations. It is not inconceivable that these formation types are the links of the same succession of sulphide edifices transformed under submarine halmyrolysis. This succession begins with mound-like edifices and ends by bedding distal ores. Similar situation has been yearly found for the deposits of Cyprus and Besshi types referred by us to the same copper-sulphide formation. The similar situation can be peculiar to some ore bodies referred to the Urals and Kuroko types too. For example, it is possible that massive sulphide bodies of Alexandrinka deposit (East-Magnitogorsk paleoisland arc) can be referred not to Kuroko formation but to be redeposited and transformed deposit of the Urals type.

The possible way to solve the problem is comparison of structure and composition of fragments of sulphide mounds diagnosed on deposits that are being referred to Kuroko and Urals types. For this purpose the mounds are suitable of relatively simple structure, slightly transformed by processes of repeat synore metasomatism and subsequent dislocations. To such objects are referred opened edifices of Yaman-Kasy, Tash-Tau, Alexandrinka, partly Salyanovka deposits. In the future the mining of Yubileinoe, Podol'skoe, Chebach'e, Zapadno-Ozyernoie and Novo-Shemurskoe deposit where mounds are present too will begin.

2. Ore-formation analysis of deposits in suture zones. Cause in these structures the linkage between mineralization and host rocks is ambiguous and transformations of ores are significant it's difficulty to definite ore formations of these massive sulphide bodies. It was shown on an example of the deposits of the Main Urals Fault. In the future it is necessary to determine what ore formations objects of suture zones belong to using experience of petrologic and mineral-geochemical studies of weakly disturbed ore fields. These conclusions will be useful at forecasting and searching of copper deposits in badly exposed suture zones of east zones of the Urals and other regions. Each ore formation has individual forecast-searching indicators.

3. Analysis of microstratigraphy, palaeontology and petrology of ore hosted depositions. These investigations will allow determining ore formation continuance in separate ore fields and areas, to define belonging of ores to the determined volcanic formations. Palaeontological works must include study of near-hydrothermal fauna and bacterial relics that will allow estimating a role of bacterial chemosynthesis in ore forming. Petrologic researches will require precision analyses (IC-PMS, ionic microanalysis etc.) of rocks and minerals, analysis of melt inclusions in minerals. It will enable to compare ore hosted deposition of folded belts with sedimentary-volcanic depositions of modern ore-bearing basins more precisely.

4. Analysis of relations between massive sulphide deposits and deposits of other ore formations first of all polymetallic, manganese, iron-ore, gold, pyrophyllite. Such confrontations will enable to determine a nature of metallogenic specificity of ore-bearing zones of various geodynamic type and age, related features of one-type ore facies on different deposits.

Prime question for genetic constructions is the relationship between massive sulphide and manganese ores. Two alternatives of mutual relations are characteristic for the studied ore areas with copper-zinc-sulphide formation. In the first case manganiferous ferriferous-siliceous edifices occur at the higher stratigraphic level among jaspers overlapping volcanites (Sibay ore field). The similar objects are industrially important and exploited. The question whether there is a connection (genetic or paragenetic) between the hydrothermal solutions that have stipulated massive sulphide and manganese ore formation is not solved. There is no answer on the question: whether manganese is supplied by «spent» solutions from which at the more deep levels the sulphide ores were deposited or siliceous-ferriferous edifices with manganese are caused by the special solutions such as low-temperature flanking hydrotherms.

The second alternative of mutual relation consists in the fact that the manganese mineralization immediate associates with massive sulphide ores in umbrites of ore body roofs. The genesis of this mineralization is related to processes of sea floor halmyrolysis of sulphide ores and volcanoclasts. Such mutual relation is also peculiar to sheet bodies deposits of copper-sulphide formation close to the Besshi type (Zimnee). On this object pyrite ores penetrated by basalt sills are combined with rhodonite rocks.

It didn't put much attention to sulphide mineralization on iron-bearing deposits besides the estimation of its influence on metallurgic revision and metal quality. However the sulphide quantity in iron ores is more then accessory mineralization and significant sulphide sheets are on scarn-magnetite deposits – Magnitogorskoe and Kruglogorskoe, siderite one – Bakalskoe. It's necessary to study the processes of sulphide forming on such type objects.

There are the following presupposition relatively of relation of gold and silver mineralization in suture zones. The combination of sulphide and gold-bearing deposits is determined in some ore districts, for example: Maukskoe – Kaganskoe, Karabash group – Zolotaya gora, Melent'evskoe – Kruglogorskoe. The possible influence of sulphide ore regeneration on forming of gold-rodingite bodies with unique auricupride mineralization and gold-magnetite ores.

5. Determination of causes having influence on the quantitative characteristics of ore formations including factors that affect on the scale of ore deposits and productivity of ore fields in various geodynamic structures. Such questions require thermodynamic modelling of hydrothermal systems with estimation of role of the several factors: temperatures of hydrotherms, duration of systems operation, depth of ore deposition, pressure.

6. Creation of qualitative models of ore formation also must be based on thermodynamic modelling not only hydrothermal but hypergene processes too. It's necessary to account the factor of transformation of ore deposits by submarine destruction, redeposition and halmyrolitic transformation. Base information from which the calculated characteristic must be correlated has to include the results of volume mapping, mineralogic-geochemical and termobarogeochemical researches.

The tasks of ore-facies analysis

1. Perfection of facies typification by solving debatable questions about genesis of various types of ores. The problems consist in that some close in na-

ture facies and the subfacies connect by gradual transfer and some ores of various genesis have close properties (convergence of features) in natural objects. For example, oreclastic facies directly pass into hypergene one, paleohydrothermal tubes sometimes turn into ore-feeding channels (conduits). The products of submarine hypergenesis as barite-sulphide ores formed after clastic ores have similar features with hydrothermal-metasomatic facies.

2. Volumetric facies and mineral-technological mapping of ore bodies in the process of exploiting of deposits. Now it is not enough such works as the geologic service of ore mines has other tasks and the scientific studies are limited of the absence of financing for thematic works. At its best (on predominant «lump» mineralogical-geochemical method background) corresponded researches take place in connection with obtaining of materials for Ph.D. theses and are ended after its completion. The task of geologic faculties, first of all of the Urals region, is the coordination of efforts on organisation of systematic mineralogical-technological monitoring of exploiting deposits.

3. Mineralogical studies directed on identify of noble and rare metals minerals including elements of platinum group. A find of palladium-containing melonite and famous facts of platinum concentrations in pyrrhotite ores give the base to hope on new practically significant discoveries. It is necessary to continue correlation of ore facies and technological sorts of ores that need for mineralogical-technological mapping of ore bodies.

4. Lithological studies of ore hosted rocks. For facies analysis of near-ore deposits the main problem is to study of contribution of diagenetic processes in forming of rocks with anomalous concentrations of non-ferrous and noble metals. It's necessary to define the tendencies of geochemical differentiation of iron-manganese bearing diagenites and estimate role of the different factors (hydrotherms, halmyrolysis etc.) on accumulation of ferriferous and manganese deposits. It will allow to elaborate new lithological criteria for forecasting of non-ferrous and ferrous metals.

5. The research of subaerial hypergenesis of massive sulphide ores and hosted rocks will allow distinguishing transformations of hosted rock near oxidised ore body from area of weathering crust and near-ore metasomatism. The solution of this problem will enable to define local and regional factors of mineralogical distinctions in hypergene zonality of massive sulphide deposits, to reveal typomorphic features for secondary mineral paragenesis; to create physico-chemical model of oxidation zone for the various types of massive sulphide deposits. The data obtained will be used in correlation between products of continental and submarine hypergenesis.

6. The investigations in the area of ecological geology are expedient to orient on forecasting of behaviour of toxic elements that include into composition of massive sulphide ores for various climatic zones. It's necessary to amass efforts on experimental simulation and thermodynamic accounts in real systems with sulphide phases and in presence of catalyst and buffering operation of minerals of hosted rocks. The research of bioinert interaction in a line: bacteria – mineral substratum, determination of nature, directionality and dynamics of these interactions will allow developing model of geotechnical systems in massive sulphide ore districts.

ЛИТЕРАТУРА

- Аваллани Г. А., Габашвили Н. В., Абакели Н. М.* Фации марганцевых руд Чиатурского месторождения и условия их образования // Симпозиум Международной ассоциации железистых рудных месторождений. 1976. Т. 3. С. 31–34.
- Авдонин В. В.* Гидротермально-осадочные породы рудоносных вулканогенных комплексов. М.: МГУ. 1994. 184 с.
- Авдонин В. В.* Реликты черных курильщиков в рудах колчеданных месторождений // Металлогения складчатых систем с позиции тектоники плит. Екатеринбург: УрО РАН. 1996. С. 148–152.
- Авдонин В. В., Круляков В. В., Пономарева И. Н., Титова Е. В.* Полезные ископаемые Мирового океана. М.: Изд-во МГУ. 2000. 160 с.
- Багин В. И., Багина О. А., Богданов Ю. А. и др.* Железо в рудоносных осадках депрессии Бауэр и Восточно-Тихоокеанского поднятия // Геохимия, 1975. № 3. С. 431–452.
- Баранов Э. Н.* Эндогенные геохимические ореолы колчеданных месторождений. М.: Наука, 1987. 295 с.
- Баранов Э. Н.* Конвективные системы колчеданных месторождений (свидетельства и следствия) // Металлогения современных и древних океанов. М.: ЦНИИРИ, НТК «ГЕОЭКСПЕРТ». 1992. С. 119–129.
- Белгородский Е. А.* Куросанские месторождения золото-серебряного типа на Южном Урале // Металлогения древних и современных океанов–98. Миасс: ИМин УрО РАН. 1998. С. 140–143.
- Белосуд Е. В., Новоселов К. А., Зайков В. В.* Первые данные о минералогии зоны гипергенеза Александринского медно-цинково-колчеданного месторождения (Урал) // Уральский минералогический сборник № 6. Миасс: ИМин УрО РАН. 1996. С. 166–178.
- Белосуд Е. В., Новоселов К. А., Беккер К.* Минералы свинца в зонах окисления слепых колчеданных залежей Александринского и Западно-Озерного месторождений // Металлогения древних и современных океанов-2000. Открытие, оценка, освоение месторождений. Миасс: ИМин УрО РАН. 2000. С. 154–162.
- Бескин С. М., Марин Ю. Б.* О полигенности редкометалльной минерализации в гранитовых рудно-магматических системах // Зап. ВМО. 1998. № 2. С. 41–54.
- Бетехтин А. Г.* О генетических типах марганцевых месторождений // Изв. АН СССР, сер. геол., 1944. № 4. С. 3–46.
- Бобахов А. С.* Эндогенная динамическая система Южно-Уральской островной дуги. М.: Недра. 1991. 180 с.
- Богданов Ю. А.* Гидротермальные рудопроявления рифтов Срединно-Атлантического хребта. М.: Научный мир. 1997. 167 с.
- 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.
- Боришанская С. С., Виноградова Р. А., Крутов Г. А.* Минералы никеля и кобальта. М.: Изд-во МГУ. 1981. 222 с.
- Бородаевская М. Б., Кривош А. И., Ширай Е. П.* Основы структурно-формационного анализа колчеданосных провинций. М., 1977. 153 с.
- Бортников Н. С.* Парагенетический анализ минеральных ассоциаций в рудах гидротермальных месторождений цветных и благородных металлов: Автореф. ... докт. геол.-мин. наук. М.: ИГЕМ. 1995. 54 с.
- Ботвинкина Л. Н.* Генетические типы отложений областей активного вулканизма. М.: Наука. 1974. 318 с.
- Бочкарев В. В., Суриш Т. П.* Вулканогенные формации и геодинамическое развитие Учалино-Александринской и Режевской зон Урала. Екатеринбург: Наука. 1993. 80 с.

Брусницын А. И. Родонитовые месторождения Среднего Урала (минералогия и генезис). СПб.: Изд-во С.-Петербург. ун-та, 2000. 200 с.

Буслаев Ф. И. Изотопный состав серы пирита Узельгилского месторождения // Всесоюзный симпозиум по стабильным изотопам в геохимии. М., 1982. Т. 2. С. 437–439.

Буслаев Ф. П., Моложаев В. П., Исмаилов М. И., Колотов С. В. Зональность рудных тел и парагенетический анализ руд // Медноколчеданные месторождения Урала: Условия формирования. Екатеринбург: УрО РАН, 1992. 307 с.

Бучковский Э. С. Сульфидное оруденение, связанное с ультраосновными интрузиями западного крыла Магнитогорского мегаэпиклинория на Южном Урале // Геология, минералогия и геохимия сульфидных месторождений Южного Урала. Уфа: Институт геологии БФ АН СССР, 1970. С. 114–125.

Василевский М. А., Окрусин В. М., Стефанов Ю. М. Минеральные фации глубинности оруденения современной эпохи вулканических областей // Бюллетень вулканологических станций. 1977. № 53. С. 111–119.

Вахрамеев И. С. Геолого-структурные позиции рудных месторождений в надвиговых зонах континентальной земной коры. Уфа: БНЦ УрО РАН, 1992. 124 с.

Вахрамеев И. С. Палеовулканическая структура и перспективы колчеданности Сибайского рудного поля // Геология и минерально-сырьевые ресурсы республики Башкортостан. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 1994. С. 58–59.

Веселов А. А., Плавдушин В. Г. О некоторых деталях олигоценовой трансгрессии в связи с последовательностью формирования рудоносных фаций Никопольского марганцевого месторождения // Литология полезных ископаемых, 1968. № 6. С. 140–143.

Викентьев И. В., Бельнская Ю. А., Агеев Б. И. Александринское колчеданно-полиметаллическое месторождение (Урал, Россия) // Геол. рудн. месторожд., 2000. Т. 42. № 3. С. 248–274.

Вклад Урала в горное производство России за 300 лет / Ред. В. С. Хохряков. Екатеринбург: Изд-во УГГА, 2000. 679 с.

Войткевич Г. В., Кизильштейн Л. Я., Холодков Ю. А. Роль органического вещества в концентрации металлов в земной коре. М.: Недра, 1983. 160 с.

Волченко Ю. А., Коротеев В. А. Эпигенное платиниометальное оруденение Урала // Металлогения древних и современных океанов–99. Рудоносность гидротермальных систем. Миасс: ИМин УрО РАН, 1999. С. 28–32.

Вулканизм Южного Урала / И. Б. Серавкин, А. М. Косарев, Д. Н. Салихов и др. М.: Наука, 1992. 189 с.

Вулканогенная металлогения Южного Урала / И. Б. Серавкин, С. Е. Знаменский, А. М. Косарев и др. М.: Наука, 1994. 160 с.

Гаррелс Р., Крайст Ч. Растворы, минералы, равновесия. М.: Мир, 1968. 368 с.

Гаськов И. В., Дистанов Э. Г., Миронова И. Ю., Чекалин В. М. Колчеданно-полиметаллические месторождения верхнего девона северо-западной части Рудного Алтая. Новосибирск: Наука, 1991. 121 с.

Генезис эндогенных рудных месторождений / Ред. В. И. Смирнов. М., 1968. 717 с.

Геология и минеральные ресурсы Мирового океана / Ред. И. С. Грамберг. Варшава: Intermotgeo, 1990. 756 с.

Геология океана. Геологическая история океана / Ред. А. И. Лисицын. М.: Наука, 1980. 464 с.

Геология, минералогия и геохимия Абейсаз-Бактрауского рудного поля / Д. Н. Салихов, И. Б. Серавкин, С. Ш. Юсупов и др. Уфа: УНЦ РАН, 1997. 162 с.

Геологическая позиция и состав Сафьяновского меднорудного месторождения на Среднем Урале / В. А. Коротеев, Р. Г. Язева, В. В. Бочкарев и др. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 1997. 54 с.

Геологическое картирование вулканоплутонических поясов / Ред. И. В. Межеловский, А. Ф. Морозов. М.: Роскомнедра, 1994. 301 с.

Геохимическая и металлогеническая специализация структурно-вещественных комплексов / Ред. Н. В. Межеловский, Г. С. Гусев. М.: 1999. 540 с. (МИР РФ РосГео).

Гзовский М. В. Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975. 536 с.

Гидротермальные системы и осадочные формации срединно-океанических хребтов Атлантики / А. П. Лисицын, Ю. А. Богданов, П. В. Воробьев и др. М.: Наука, 1993. 256 с.

Гидротермальные сульфидные руды и металлоносные осадки океана / С. Г. Краснов, Г. А. Черкашев, А. И. Айнемер и др. СПб: Недра, 1992. 278 с.

Главные рудные геолого-геохимические системы Урала / Ред. А. М. Дымкин. М.: Наука, 1990. 269 с.

Глубинное строение, тектоника, металлогения Урала / В. М. Нечухин и др. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1986. 107 с.

Горжевский Д. И., Козеренко В. Н., Константинов Р. М. Магматические и рудные формации. М.: Недра, 1986. 211 с.

Горная энциклопедия / Гл. ред. Е. А. Козловский. М.: Сов. энциклопедия. Т. 1, 1984. 560 с.; Т. 2, 1986. 575 с.; Т. 3, 1987. 592 с.; Т. 4, 1989. 623 с.; Т. 5, 1991. 541 с.

Грачев А. Ф. Рифтовые зоны Земли. М.: Недра, 1987. 285 с.

Греинер С. Г. Атлас вулканических обломочных пород колчеданных рудных полей Южного Урала. М.: Наука, 1976. 144 с.

Гричук Д. В. Термодинамические модели субмаришских гидротермальных систем. М.: Научный мир, 2000. 303 с.

Давыдов Ю. В. Рудовмещающие фациальные системы стратиформных свинцово-цинковых и медных месторождений Якутии // Геология и геофизика, 1992. № 1 (373). С. 70–76.

Динамика развития рудно-магматических систем зон спрединга / В. Н. Шаратов, В. А. Акимцев, В. И. Доровской и др. Новосибирск: Наука, 2000. 414 с.

Еремин Н. И. Дифференциация вулканогенного сульфидного оруднения. М.: МГУ, 1983. 256 с.

Еремин Н. И., Дергачев А. Л., Сергеева Н. Е., Позднякова Н. В. Типы массивных колчеданных месторождений вулканической ассоциации // Геол. рудн. месторожд., 2000. № 2. С. 177–190.

Еремин Н. И., Сергеева Н. Е., Шицаков В. Б. О находке палладийсодержащего мелонита в медноколчеданных рудах Пышминско-Ключевского месторождения на Урале // Докл. РАН, 1997. Т. 355. № 6. С. 795–797.

Жабин А. Г. Оптогенная минералов: агрегаты. М.: Наука, 1979. 261 с.

Жабин А. Г. Особенности рудных тел гидротермально-осадочной фации рудоотложения // Геол. рудн. месторожд., 1977. № 1. С. 51–69.

Жабин А. Г., Шарфман В. С., Самсонова И. С. Реконструкция обстановки девонского вулканогенно-осадочного сульфидоотложения // Геол. рудн. месторожд., 1974. Т. XIII. № 2. С. 60–75.

Железисто-кремнистые формации докембрия. Генезис железных руд / Я. Н. Белевцев, В. М. Кравченко, Д. А. Кулик и др. Киев: Наукова Думка, 1991. 216 с.

Заварицкий А. И. Колчеданное месторождение Блява на Южном Урале и колчеданные залежи вообще // Тр. Геол. ин-та АН СССР, 1936. № 5. С. 26–66.

Зайков В. В. Вулканизм и сульфидные холмы палеоокеанических окраин (на примере колчеданосных зон Урала и Сибири). М.: Наука, 1991. 206 с.

Зайков В. В. Гидротермально-осадочное рудообразование в палеоостроводужных структурах Урала // Геодинамика и металлогения Урала. Свердловск: ИГГ АН СССР, 1991а. С. 39–43.

Зайков В. В. Строение и рудные фации медно-цинково-колчеданного месторождения Таш-Тау (Баймакский рудный район, Урал) // Уральский минерал, сборник. № 5. Миасс: ИМин УрО РАН, 1995. С. 197–216.

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. 33–52.

Зайков В. В. Применение рудно-фациального анализа для изучения полигенных месторождений полезных ископаемых // Петрография на рубеже XXI века. Итоги и перспективы. Сыктывкар: КНЦ УрО РАН, 2000. Т. II, С. 177–179.

Зайков В. В., Бушмакин А. Ф., Юминов А. М., Зайкова Е. В., Зданович Г. Б., Таиров А. Д. Геоархеологические исследования исторических памятников Южного Урала: задачи, результаты, перспективы // Уральский минералогический сборник № 9. Миасс: ИМин УрО РАН, 1999. С. 186–205.

Зайков В. В., Зайкова Е. В. Минералогия и металлогенез осадочных океанических рифтов. Екатеринбург: УрО РАН, 1994. 118 с.

Зайков В. В., Коротеев В. А. Основные вопросы металлогении Магнитогорско-Муголжарского вулканического пояса // Палеовулканологические карты и металлогения Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1985. С. 83–89.

Зайков В. В., Кулецов Ю. В., Тесалина С. Г., Гильмаев В. А., Мелекесцева И. Ю., Беккер К., Чуринов Е. И. Минералы золота и серебра в гидротермально-метасоматических рудах Северо-Уваряжского колчеданно-полиметаллического месторождения (Западно-Магнитогорская палеоостровная дуга, Урал) // Уральский минералогический сборник № 11. Миасс: ИМин УрО РАН, 2001. С. 140–159.

Зайков В. В., Масленников В. В. О придонных сульфидных постройках на колчеданных месторождениях Урала // Докл. АН СССР, 1987. Т. 293. № 1. С. 181–184.

Зайков В. В., Масленников В. В. Черные курильщики и палеогидротермальные поля в рюпит-базальтовых комплексах Урала // Новые направления в изучении колчеданных месторождений. Новочеркасск: НГТУ, 1997. С. 71–85.

Зайков В. В., Масленников В. В., Зайкова Е. В. Придонные сульфидные постройки и металлогенез осадков как элементы модели колчеданных месторождений уральского типа // Рудообразование и генетические модели эндогенных рудных формаций. Новосибирск: Наука. Сибирское отделение, 1988. С. 107–117.

Зайков В. В., Масленников В. В., Зайкова Е. В. Вулканизм и металлогенез осадочных девонской островодужной системы Южного Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 1993. 146 с.

Зайков В. В., Тесалина С. Г., Мелекесцева И. Ю., Оже Т., Оржевиль Ж.-Ж., Татарко И. И. Сульфидные месторождения в ультрамафитах Уральского палеоокеана // Металлогения древних и современных океанов–2000. Открытие, оценка, освоение месторождений. Миасс: ИМин УрО РАН, 2000. С. 53–57.

Зайков В. В., Тесалина С. Г., Оже Т., Беккер К., Бушман Б., Белогуб Е. В. Минералы никеля и кобальта в сульфидных залежах среди офиолитов Главного Уральского разлома // Уральская летняя минералогическая школа–1999. Под знаком платины. Екатеринбург: УГГА, 1999. С. 156–158.

Зайков В. В., Херрингтон Р. Моусонит из продуктов субмаринного окисления Молодежного медно-колчеданного месторождения (Южный Урал) // Уральский минералогический сборник № 8. Миасс: ИМин УрО РАН, 1998. С. 40–48.

Зайков В. В., Шадлу Г. Н., Масленников В. В., Бортников И. С. Сульфидная залежь Яман-Касы (Южный Урал) – древний «черный курильщик» Уральского палеоокеана // Геол. рудн. месторожд., 1995. Т. 37. № 6. С. 511–529.

Зайкова Е. В. Кремнистые породы офиолитовых ассоциаций (на примере Муголжар). М.: Наука, 1991. 134 с.

Закис А. С., Белогуб Е. В. Необычная друзовая минерализация на Александринском медно-цинково-колчеданном месторождении // Металлогения древних и современных океанов–2000. Открытие, оценка, освоение месторождений. Миасс: ИМин УрО РАН, 2000. С. 145–148.

Засухин Г. Н. Геохимические особенности пиритов эндогенного ореола Подольского медноколчеданного месторождения // Вопросы минералогии, геохимии и генезиса полезных ископаемых Южного Урала. Уфа: БФАН СССР, 1982. С. 63–69.

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. Ред. П. Ф. Сопко. Уфа: Институт геологии БФ АН СССР, 1975. С. 105–110.

Злотник-Хоткевич А. Г. Древние и современные колчеданные руды: черты сходства и отличия // Зап. ВМО, 1987. Ч. 116. Вып. 5. С. 574–585.

Иванов К. С. Основные черты геологической истории (1,6–0,2 млрд. лет) и строения Урала: Дисс. ... докт. геол.-мин. наук, 1998. 252 с.

Иванов С. Н. Опыт изучения геологии и минералогии колчеданных месторождений. Сибайское месторождение. Свердловск: УрАн СССР, 1947. Т. 2. 109 с.

Иванов С. Н. Обсуждение некоторых современных вопросов образования колчеданных месторождений Урала // Вопросы геологии и происхождения колчеданных месторождений Урала. Свердловск, 1959. С. 7–78. (Труды Горно-геол. ин-та. Вып. 43).

Иванов С. Н. О происхождении главных вулканоплутонических ассоциаций эвгеосинклиналей и их металлогении // Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск: ИГТ УрАн СССР, 1969. С. 15–29.

Иванов С. Н. Особенности гидротермального рудообразования под сушей и морем // Докл. АН СССР, 1966. Т. 169. № 1. С. 177–180.

Иванов С. Н., Ефимов А. А., Минкин И. Н. и др. Природа Уральской эвгеосинклинали // Докл. АН СССР, 1972. Т. 206. № 5. С. 1177–1180.

Иванов С. Н., Коршевский В. Г., Беляшина Г. П. Реликты рифтовой океанической долины на Урале // Докл. АН СССР, 1973. Т. 211. № 4. С. 939–942.

Иванов С. Н., Рокачев С. А. Еще раз о сульфидных обломках в надрудных толщах и о генезисе колчеданных месторождений Урала // Геол. рудн. месторожд., 1970. Т. X. № 6. С. 122–129.

Иванов С. Н., Рокачев С. А. Происхождение сульфидных обломковидных обособлений в надрудной толще колчеданного месторождения им. XIX Партсъезда на Ю. Урале // Геол. рудн. месторожд., 1966. № 6. С. 66–79.

Изучение офиолитовых комплексов при геологическом картировании / *Абакумова Л. Н., Березнер О. С., Гусев Г. С. и др.* М.: Роскомнедра, Геокарт, МАНПО, 1994. 254 с.

Исмаилов М. И. Некоторые черты минералогии и генезиса Дергамышского медно-кобальтового месторождения // Геолого-минералогические особенности меднорудных месторождений Южного Урала. Уфа: ИГи БФ АН СССР, 1962. С. 74–97.

Исмаилов М. И., Носинов В. П., Васильева Г. П. Зональность рудоотложения на Озерном колчеданном месторождении (Южный Урал) и некоторые условия происхождения его пирротитовых руд // Проблемы физико-химической петрологии. М., 1979. Т. 2. С. 184–200.

Исмаилов М. И., Полуэктов А. Т. Геологическая структура и условия локализации рудных тел колчеданного месторождения Летнее // Геология и генезис рудных месторождений Южного Урала. Уфа: ИГи БФ АН СССР, 1978. С. 3–12.

История развития Уральского палеоокеана. / Ред. *И. П. Золотницкий, В. В. Матвеевков*. М.: ИО АН СССР, 1984. 164 с.

Кабанова Л. Я., Зайков В. В. Пикриты и марманил-бониниты палеоостроводужной системы Южного Урала // Типы магматизма Урала. Свердловск: УрО АН СССР, 1987. С. 108–110.

Карпухина В. С., Наумов Б. В., Баранов Э. Н., Копонкова И. П. Состав расплавов кислых вулканитов Верхнеуральского рудного района (Южный Урал) по данным изучения включений в кварце // Докл. РАН, 1998. Т. 358. № 1. С. 100–103.

- Карта глубинного строения земной коры Урала м-ба 1:1 000 000 / Ред. Н. Г. Берлянд. Ленинград: ВСЕГЕИ, 1983.
- Карта теплового потока и гидротермального оруденения в Мировом океане / Ред. И. С. Грамберг. Л.: ВСЕГЕИ, 1988. 151 с.
- Кашицев Г. И., Зайков В. В. Пикриты ультраосновного состава Мугоджар (Южный Урал) // Геохимия магматических пород современных и древних активных зон. Новосибирск: Наука, 1987. С. 121–127.
- Ковалев А. А., Ушаков С. А. Колчеданное рудообразование в зоне рифтогенеза на дне океана // Тектоника плит и полезные ископаемые. М.: МГУ, 1985. С. 159–175.
- Ковалев К. Р., Гаськов И. В., Акимцев В. А. Колчеданное рудообразование древних вулканических областей и современных спрединговых зон. Новосибирск: Наука, 1993. 63 с.
- Колотов С. В., Глыба В. Г. Редкие минералы Молодежного медно-колчеданного месторождения // Ежегодник–1989. Институт геологии и геохимии УрО АН СССР. Свердловск: УрО РАН, 1990. С. 78–80.
- Колчеданные месторождения Баймакского рудного района / Ред. П. Ф. Солко. М.: Наука, 1973. 224 с.
- Колчеданные месторождения Урала / А. Н. Заварицкий, В. А. Заварицкий, Т. Н. Шадлул и др. М.: Изд-во АН СССР, 1950. 328 с.
- Контарь Е. С. Структурная позиция колчеданных месторождений Среднего и Северного Урала // Советская геология, 1980, № 7. С. 22–31.
- Контарь Е. С. Колчеданные руды в геологической истории Земли // Геология и минералогия подвижных поясов. Екатеринбург: Уралгеолком, 1997. С. 79–97.
- Контарь Е. С., Либарова И. Е. Металлогения меди, цинка и свинца на Урале. Екатеринбург: Уралгеолком, 1997. 233 с.
- 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, м-б 1:1 000 000. Екатеринбург: Департамент природных ресурсов по Уральскому региону, 2001. 133 с.
- Коптеева В. В. Позднеирендыкские мелководные отложения и осадочно-тектонические брекчии в Ирендыкской зоне Магнитогорского прогиба // Геосинклинальный вулканизм Урала и колчеданность вулканогенных формаций. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1980. С. 112–130.
- Кориневский В. Г. Геологическая история палеоокеанических бассейнов Южного Урала: Автореф. докт. ... дис. геол.-мин. наук. М., 1988. 47 с.
- Кориневский В. Г. Эффузивы Урала. Свердловск: Изд-во Урал. ун-та, 1987. 144 с.
- Кориневский В. Г. Возраст рудовмещающей толщи Блявинского медноколчеданного месторождения на Урале // Советская геология, 1991, № 7. С. 24–27.
- Кормилицын В. С. Рудные формации и процессы рудообразования. Ленинград: Недра, 1973. 328 с.
- Коротеев В. А., Дианова Т. В., Кабанова Л. Я. Среднелазейский вулканизм Восточной зоны Урала. М.: Наука, 1979. 130 с.
- Коротеев В. А., Дианова Т. В., Кориневский В. Г. Вулканические фации Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1986. 205 с.
- Коротеев В. А., Зоневичкин И. П., Шарначев В. П. и др. Офиолиты Южного Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1985. 80 с.
- Краснов С. Г. О минимальных глубинах формирования массивных сульфидных руд на дне океана // Докл. АН СССР, 1987, Т. 296, № 5. С. 1188–1191.
- Крейтер В. М. Поиски и разведка месторождений полезных ископаемых. М.: Госгеолтехиздат, 1960. Ч. 1. 332 с.
- Кремнисто-железистые отложения колчеданосных районов / Ред. В. В. Зайков, В. В. Масленников. Свердловск: УрО АН СССР, 1989. 185 с.

- Кривцов А. И.* Палеовулканизм эвгеосинклинальных зон Урала и колчеланообразование. М.: Недра, 1979. 168 с.
- Кривцов А. И., Макеева И. Т.* Итоги науки и техники. Рудные месторождения. Рудообразующие процессы. М.: ВИНТИ, 1984. Т. 14. 148 с.
- Критерии прогнозной оценки территорий на твердые полезные ископаемые. / Ред. Д. В. Рунквист. Л.: Недра, 1986. 751 с.
- Кузнецов А. П., Масленников В. В., Зайков В. В.* Пригидротермальная фауна Силурийского палеоокеана Южного Урала // Изв. РАН, сер. биол., 1993. № 4. С. 525–534.
- Кузнецов А. П., Масленников В. В., Зайков В. В., Собоцкий В. А.* Фауна сульфидных гидротермальных холмов Уральского палеоокеана (средний девон) // ДАН СССР, 1988. Т. 303. № 6. С. 1477–1481.
- Кузнецов В. А., Дистанов Э. Г., Оболенский А. А., Сотников В. И., Шаронов В. Н.* Геолого-генетические модели рудных формаций // Генетические модели эндогенных рудных формаций. Новосибирск: Наука. Сибирское отделение, 1983. С. 5–14.
- Кузьмин М. И., Альмухамедов А. И.* Особенности вещественного состава коры Уральского палеоокеана на примере офиолитов Южных Мугоджар // Геохимия магматических пород современных и древних активных зон. Новосибирск: Наука, 1987. С. 148–157.
- Кузьмин М. И., Кабанова Л. Я.* Борнитовые серни Южного Урала: геолого-петрографическое описание, особенности состава, проблемы генезиса // Потенциальная рудоносность, геохимические типы и формации магматических горных пород. Новосибирск: Наука, Сибирское отделение, 1991. С. 156–173.
- Кулешов Ю. В.* Распределение золота и серебра в южном холме месторождения Таш-Тау // Металлогения древних и современных океанов–2001. История месторождений и эволюция рудообразования. Миасс: ИМиП УрО РАН, 2001. С. 139–143.
- Кулешов Ю. В., Зайков В. В.* О строении рудоподводящих каналов в сульфидных холмах месторождения Таш-Тау (Баймакский рудный район. Южный Урал) // Металлогения древних и современных океанов–98. Руды и генезис месторождений. Миасс: ИМиП УрО РАН, 1998. С. 84–88.
- Куличихина Р. Д., Вяльсов Л. П.* О находке моуссонита в СССР // Докл. АН СССР, 1970. Т. 192. № 2. С. 410–413.
- Курило М. В., Добрянский И. А., Матвеев В. Ф.* Микрофации в Дюпечком бассейне и их генетическая сущность // Докл. АН СССР, 1988. Т. 301. № 3. С. 693–696.
- Лисицын А. П., Богданов Ю. А., Гурвич Е. Г.* Гидротермальные образования рифтовых зон океана. М.: Наука, 1990. 256 с.
- Лисицын А. П., Малахов О. Р., Богданов Ю. А., Соколов С., Зоненштейн Л. П., Гурвич Е. Г., Муравьев К. Г., Иванов Г. В.* Гидротермальные образования северной части бассейна Лау (Тихий океан) // Изв. РАН, сер. геол., 1992. № 4. С. 5–24.
- Любец Н.* Оазисы на дне океана. Гидрометеоздат, 1990. 156 с.
- Львов Б. К.* Формационные основы металлогенического анализа. Санкт-Петербург: СПбГУ, 1997. 144 с.
- Макигьян И. Г.* Главные промышленные семейства и типы руд // Зап. ВМО. 1950. Ч. 79. Вып. 4. С. 241–267.
- Масленников В. В.* Генетическая и геохимическая характеристика вулканогенно-осадочных пород на Сибайском медно-колчеланном месторождении // Геохимия осадочных формаций Урала. Свердловск. СГИ, 1988. С. 80–87.
- Масленников В. В.* Литологический контроль медноколчелансных руд (на примере Сибайского и Октябрьского месторождений Урала). Свердловск: УрО РАН СССР, 1991. 139 с.
- Масленников В. В.* Типы колчеланоносных палеогидротермальных полей Южного Урала // Металлогения складчатых систем с позиций тектоники плит. Екатеринбург: УрО РАН, 1996. С. 152–162.

Масленников В. В. Гальмиролиз и реактивность компонентов околорудных осадков как факторы литолого-минералогической зональности колчеданосных палеогидротермальных полей // *Металлогения древних и современных океанов–97*. Миасс: ИМин УрО РАН, 1997. С. 52–61.

Масленников В. В. Седиментогенез, гальмиролиз и экология колчеданосных палеогидротермальных полей. Миасс: ИМин УрО РАН, 1999. 348 с.

Масленников В. В., Беккер К., Херрингтон Р., Стенли К., Тесалина С. Г. Состав, позиция и условия образования теллурического кобальтина и палладиеносного колорадоита в палеогидротермальных трубах из колчеданного месторождения Яман-Касы (Южный Урал) // *Материалы Уральской летней минерал. школы–99*. Екатеринбург: Изд. УГГГА, 1999. С. 159–161.

Масленников В. В., Зайков В. В. Колчеданосные палеогидротермальные поля окраинно-океанических структур Урала (классификация, рудные фации, модель развития). Миасс: ИМин УрО РАН, 1998. 92 с.

Масленников В. В., Зайков В. В. О разрушении и окислении сульфидных холмов на дне Уральского палеоокеана // *Докл. АН СССР*, 1991. Т. 319. № 6. С. 1434–1437.

Масленников В. В., Котляров В. А. Микроструктуры кварц-гематитовых пород Сибайского и Октябрьского медноколчеданных месторождений (Южный Урал) // *Минералы месторождений и зон техногенеза рудных районов Урала*. Свердловск: УрО АН СССР, 1990. С. 73–82.

Масленников В. В., Тесалина С. Г., Беккер К., Херрингтон Р., Масленникова С. П. Состав и закономерности локализации минералов золота и серебра в палеогидротермальных трубах Яман-Касинского медно-цинково-колчеданного месторождения (Южный Урал) // *Металлогения древних и современных океанов–2000*. Открытие, оценка, освоение месторождений. Миасс: ИМин УрО РАН, 2000. С. 128–136 с.

Масленников В. В., Херрингтон Р., Буслаев Ф. П., Стенли К. Самородный теллур, теллуриды и сульфотеллуриды в сульфидных трубах «черного курильщика» Яман-Касинского медно-цинково-колчеданного месторождения // *Уральский минералогический сборник № 7*. Миасс: ИМин УрО РАН, 1997. С. 53–68.

Масленников В. В., Шпанская А. Ю., Литтл К. О вестиментиферах, альвинелидах и палеоэкологии гидротермальных оазисов Уральского палеоокеана // *Металлогения древних и современных океанов–97*. Информационные материалы. Миасс: ИМин УрО РАН, 1997. С. 150–160.

Матвеевков В. В. Морфология лав и петрология базальтов срединно-океанических хребтов с разными скоростями спрединга // *Геотектоника*, 1983. № 3. С. 26–36.

Материалы к путеводителю по колчеданным месторождениям Южного Урала / Ред. *В. В. Зайков*. Миасс: ИМин УрО РАН, 1998. 81 с.

Мацукума Т., Хорикоси Е. Обзор месторождений Куроко в Японии // *Вулканизм и рудообразование*. М.: Мир, 1973. С. 129–151.

Медноколчеданные месторождения Урала. Геологические условия размещения / Ред. *В. И. Смирнова*. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1985. 288 с.

Медноколчеданные месторождения Урала. Геологическое строение / Под ред. *В. И. Смирнова*. Свердловск: ИГиГ УНЦ АН СССР, 1988. 240 с.

Медноколчеданные месторождения Урала. Условия формирования / Под ред. *С. Н. Иванова, В. А. Прокина*. Екатеринбург: УрО РАН, 1992. 307 с.

Мелекесцева И. Ю., Зайков В. В. Кобальт–никелевая минерализация Ишкининского медно–колчеданного месторождения (Южный Урал) // *Уральская минералогическая школа–2001 «Геохимия, минералогия и минералогия техногенеза»*, 2001. <http://www.usmga.ru/minschool/2001/tes2001/Melekeseva.html>

- Мелекесцева И. Ю., Зайков В. В., Тесалина С. Г., Оже Т.* Хромшпиннелиды в сульфидных рудах в ультрамафитах Главного Уральского разлома // Уральский минералогический сборник № 11. Миасс: ИМин УрО РАН, 2001. С. 180–190.
- Металлогеническая карта Урала / Ред. *Д. В. Рункеист, В. М. Волков, В. И. Смирнов*. Л.: ВСЕГЕИ, 1984.
- Металлогения Казахстана. Рудные формации: Месторождения руд меди / Гл. ред. *Каюпов А. К.* Алма-Ата: Изд-во Наука Каз. ССР, 1978. 192 с.
- Металлогения рядов геодинамических обстановок островных дуг / *Ширай Е. П., Фидатов Е. И., Гусев Г. С. и др.* М.: МПР РФ, 1999. 436 с.
- Минералогия Урала: Элементы. Карбиды. Сульфиды / Гл. ред. *И. И. Юшкин*. Свердловск: УрО АН СССР, 1990. 390 с.
- Минералогия Урала: Арсениды и стибниты. Теллуриды. Селениды. Фториды. Хлориды и бромиды / Гл. ред. *И. И. Юшкин*. Свердловск: УрО АН СССР, 1991. 214 с.
- Минералы. Справочник / Гл. ред. *В. Ф. Чухров*. М.: Наука, 1967. Т. II, Вып. 3. С. 81–88.
- Минералы благородных металлов: Справочник / *О. К. Юшко-Захарова, В. В. Иванов, И. И. Соболева и др.* М.: Недра, 1986. 272 с.
- Минеральные ресурсы Учалинского горно-обогатительного комбината / Ред. *И. Б. Сервакин, К. А. Антопенко*. Уфа: Баш. кн. изд-во, 1994. 328 с.
- Миронов Ю. В., Ельянова Е. А., Зорина Ю. Г., Мирлин Е. Г.* Вулканизм и океанское колчеданообразование. М.: Научный Мир, 1999. 176 с.
- Мозгова И. П., Цетин А. И.* Блеклые руды. М.: Наука, 1983. 280 с.
- Молоша, В. П., Вигоров Б. Л.* Новые данные по минералогии Гайского месторождения // Минералы горных пород и руд Урала. Свердловск, 1980. С. 11–15.
- Молоша, В. П., Гуляева Т. Я.* Особенности локализации и состав теллуридов в рудах колчеданных месторождений Урала // Материалы к минералогии Урала. Свердловск: УрО АН СССР, 1990. С. 5–15.
- Мурдома И. О.* Фацции океанов. М.: Наука, 1987. 303 с.
- Мурзин В. В., Молоша, В. П.* К вопросу о типоморфизме золота колчеданных месторождений Урала // Геохимия и минералогия первичных и вторичных ореолов. Свердловск, 1986. С. 100–107.
- Новгородова М. И., Цетин А. И., Дмитриева М. Т.* Новая изоморфная серия в блеклых рудах // Зап. ВМО, 1978. Вып. 107. С. 100–101.
- Новгородова М. И., Шенелев В. М., Цетин А. И.* Золотосодержащие минеральные ассоциации в медноколчеданных месторождениях Южного Урала // Геол. рудн. месторожд., 1977. № 2. С. 63–76.
- Новоселов К. А., Белогуб Е. В.* Зона окисления Летнего медно-колчеданного месторождения (Южный Урал) // Металлогения древних и современных океанов–2001. Миасс: Геотур, 2001. С. 156–163.
- Ново-Учалинское медно-цинково-колчеданное месторождение Южного Урала / Ред. *И. С. Вахромеев, Г. П. Пивенцкий*. Уфа: УНЦ РАН, 1999. 391 с.
- Овчинников Л. Н.* Полезные ископаемые и металлогения Урала. М.: Геоинформмарк, 1998. 413 с.
- Овчинников Л. Н., Лутков Р. И.* Геохимические типы и зональность колчеданного оруденения Урала. М.: Наука, 1983. 184 с.
- Овчинников Л. Н., Баранов В. Д.* Некоторые аспекты колчеданной металлогении // Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, 1978. Т. XII. С. 89–97.
- Основы металлогенического анализа при геологическом картировании / *Г. С. Гусев, В. В. Зайков, Е. В. Зайкова и др.* М., 1995. 468 с. (Роскомнедра, геокарт, МАНПО).
- Основы формационного анализа эндогенной металлогении Алтае-Саянской области / *Кузнецов В. А., Дистанов Э. Г., Оболенский А. А. и др.* Новосибирск: Наука, Сибирское отделение, 1966. 153 с.

Палеозойский вулканизм и колчеданные месторождения Южного Урала / Под ред. Г. Ф. Яковлева. М.: Изд-во МГУ, 1968. 291 с.

Нейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого // Геотектоника. 1969. № 4. С. 5–23.

Неримзяк Н. А. Строение Сибайского палеовулкана и медно-колчеданное оруденение в истории его развития: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М., 1971. 22 с.

Петровская Н. В. Ассоциации рудообразующих минералов, элементы строения рудных тел и некоторые черты генезиса Сибайского медно-колчеданного месторождения (Южный Урал): Тр. ЦНИИРИ. М., 1961. Вып. 40. С. 56–103.

Пирожок П. И., Злотник-Хоткевич А. Г. Новые данные о генезисе Учалинского колчеданного месторождения // Докл. АН СССР. 1978. Т. 242. № 2. С. 390–393.

Попов В. В. Региональные факторы образования крупных концентраций колчеданных руд на Урале // Геол. рудн. месторожд., 1997. Т. 39. № 5. С. 465–475.

Попов В. Е., Краснов С. Г., Айнемер А. И., Черкашев Г. А. Современные вулканогенно-осадочные сульфидные руды и их древние аналоги // Зап. ВМО. 1985. Вып. 4. Ч. 114. С. 410–427.

Порошин Е. Е. Петрология геосинклинальных базальтоидов Тагил-Магнитогорского мегасинклиналия: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Л., 1987. 18 с.

Придонные гидротермальные постройки колчеданопосных районов / Ред. В. А. Коротеев, В. В. Масленников. Свердловск: УрО РАН, 1988. 119 с.

Продукты разрушения гидротермальных построек в колчеданопосных районах / Под ред. В. В. Зайкова, В. В. Масленникова. Свердловск: УрО АН СССР, 1991. 228 с.

Прокин В. А. Закономерности размещения колчеданных месторождений на Южном Урале. М.: Недра, 1977. 174 с.

Прокин В. А., Боговявленская О. В., Масленников В. В. Условия нахождения фауны на медно-колчеданных месторождениях Урала // Геол. рудн. месторожд., 1985. № 1. С. 114–117.

Прокин В. А., Ярош Н. Я., Рудницкий В. Ф. Модель формирования колчеданных месторождений уральского типа // Генетические модели эндогенных рудных формаций. Новосибирск, 1983. Т. 2. С. 102–108.

Путеводитель к полевым геологическим маршрутам на территории Южного Урала. Проблемной комиссии Геосинклинальный процесс и становление земной коры / Вализер Н. М., Зайков В. В., Зайкова В. В. и др. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1985. 86 с.

Пуртов В. К., Егорова Л. Г., Кошляров В. А. Экспериментальная характеристика системы базальт– P_2O_5 – K_2O – $NaCl$ – SiO_2 при температурах 600–800 °С и давлении 1 кбар // Уральский минералогический сборник № 6. Миасс: ИМИП УрО РАН, 1997. С. 149–161.

Пучков В. Н. Палеозойские доорогенные формации западного склона Урала // Геотектоника, 1976. № 5. С. 24–35.

Пучков В. Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 146 с.

Пучков В. Н., Косарев А. М., Знаменский С. Е., Светланава А. Н., Разуваев В. И. Геологическая интерпретация комплексного сейсмического профиля УРСЕЙС-95 // Геологический сборник № 2. Информационные материалы. ИГ УНЦ РАН. Уфа, 2001. 168 с.

Пшеничный Г. Н. Гайское месторождение Южного Урала. М.: Наука, 1975. 187 с.

Пшеничный Г. Н. Текстуры и структуры руд месторождений колчеданной формации Южного Урала. М.: Наука, 1984. 207 с.

- Пишечный Г. Н., Хайретдинов И. А., Андриянова Н. А.* Температуры и глубины рудообразования на месторождениях колчеданной формации Южного Урала // Основные параметры природных процессов эндогенного рудообразования. Новосибирск, 1977. Т. 2. С. 93–94.
- Пишечный Г. Н., Шабули Т. Н., Вязов Н. Н.* Сульфиды олова, меди и железа – станновит и моусонит в колчеданных сульфидных рудах Южного Урала // Геол. рудн. месторожд., 1972. № 5. С. 106–111.
- Ракчеев А. Д.* Новые физико-химические методы изучения минералов, горных пород и руд. М.: Недра, 1989. С. 91–107.
- Рамдор П.* Рудные минералы и их сростания. М.: Изд-во иностранной литературы, 1962. С. 513–527, 570–587.
- Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты Северной Евразии. Новосибирск: Наука, 1985. 201 с.
- Рона П.* Гидротермальная минерализация областей спрединга в океане. М.: Мир, 1986. 160 с.
- Рудницкий В. Ф.* Основы учения о полезных ископаемых. Екатеринбург: УГГА, 1992. 194 с.
- Рудные и рудоносные формации. М.: Недра, 1983. 174 с.
- Рудные формации Тувы / *Зайков В. В., Лебедев В. И., Тюлькин В. Г. и др.* Новосибирск: Наука Сибирское отделение, 1982. 201 с.
- Рудоносность и геологические формации структур земной коры. / Ред. *Д. В. Рудковист. Л.*: Недра, 1981. 423 с.
- Руженцев С. В.* Краевые офиолитовые аллохтоны. М.: Наука, 1976. 169 с.
- Рудковист Д. В.* Общие принципы построения геолого-генетических моделей рудных месторождений // Генетические модели рудных формаций. Новосибирск: Наука, Сибирское отделение, 1983. С. 14–26.
- Русинов В. И.* Метасоматические процессы в вулканических толщах. М.: Наука, 1989. 214 с.
- Рыкус М. В.* Вулканизм и металлогения Домбаровского палеовулканического пояса Южного Урала. Уфа: БНЦ УрО РАН, 1992. 172 с.
- Сазонов В. Н., Осоробников В. Н., Коротеев В. А., Поленов Ю. А.* Месторождения золота Урала. Екатеринбург: Изд-во УГГА, 2001. 622 с.
- Салыхов Д. И., Серавкин И. Б., Юсупов С. Ш.* Геология, минералогия и геохимия Абейсаз-Бакртауского рудного поля, 1997. 162 с.
- Семенов В. Б.* Малахит. Свердловск: Средне-Уральское кн. изд-во, 1987. Т. 1. 239 с. Т. 2. 159 с.
- Семенов И. В.* Палеоокеанический спрединговый вулканизм Урала и реконструкция параметров Уральского палеозойского океана. Екатеринбург: УрО РАН, 2000. 362 с.
- Серавкин И. Б.* Вулканизм и колчеданные месторождения Южного Урала. М.: Наука, 1986. 268 с.
- Серавкин И. Б.* Проблемы и некоторые результаты изучения колчеданных месторождений Южного Урала // Геологический сборник № 2. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 2001. С. 133–151.
- Серавкин И. Б., Знаменский С. Е., Косарев А. М.* Разрывная тектоника и рудоносность Башкирского Зауралья. Уфа: Полиграфкомбинат, 2001. 318 с.
- Серавкин И. Б., Родичева З. А.* Кракинско-Медногорский палеовулканический пояс. Уфа: БНЦ УрО АН СССР, 1990. 53 с.
- 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: ИМир УрО РАН, 2000. С. 174–181.
- Симонов В. А., Зайков В. В., Масленников В. В.* Физико-химические условия формирования рудообразующей гидротермальной системы черного курильщика

Яман-Касы (Уральский палеоокеан) // Металлогения древних и современных океанов-98. Руды и генезис месторождений. Мнасс: ИМин УрО РАН, 1998. С. 32-36.

Симонов В. А., Ковязин С. В., Колмогоров Ю. П. Условия формирования магматических комплексов колчеданных комплексов месторождений Яман-Касы и Блявинское (Южный Урал) // Металлогения древних и современных океанов-2001. История месторождений и эволюция рудообразования. Мнасс: Геотур, 2001. С. 240-247.

Симонов В. А., Лисицын А. П., Богданов Ю. А., Муравьев К. Г. Физико-химические условия современных гидротермальных рудообразующих систем (черные курильщики) в Центральной Атлантике // Геология морей и океанов. М., 1997. С. 182.

Скрипченко Н. С. Вулканогенно-осадочное рудообразование. М.: Недра, 1966. 291 с.

Скрипченко Н. С. Гидротермально-осадочные сульфидные руды базальтоидных формаций. М.: Наука, 1972. 217 с.

Скрипченко Н. С. Гидротермально-осадочные полиметаллические руды известково-сланцевых формаций. М.: Недра, 1980. 215 с.

Спичев В. И. Сравнительная характеристика степени преобразованности колчеданных месторождений Весенее и Таш-Яр // Вулканизм и рудообразование. Уфа, 1982. С. 58-65.

Сопоставление условий образования и размещения колчеданных месторождений Южного Урала, Малого Кавказа и Рудного Алтая / *П. Ф. Сопко, И. Б. Серавкин, А. С. Бобохов, А. М. Косарев.* Уфа: БФАН СССР, 1986. 134 с.

Среднепалеозойский вулканизм Башкирского Зауралья и связь с ним колчеданного оруденения. / Ред. *П. Ф. Сопко.* Уфа: БФ АН СССР, 1983. 207 с.

Стратиграфия и корреляция среднепалеозойских вулканогенных комплексов основных медно-колчеданных районов Южного Урала / *Маслов В. А., Черкасов В. Л., Тищенко В. Т.* Уфа: ИГ УНЦ РАН, 1993. 217 с.

Страхов И. М. Проблемы геохимии современного океанского литогенеза. М.: Наука, 1976. 300 с.

Стрижов В. В., Масленников В. В. Об изотопном составе углерода, кислорода и серы в девонских металлоносных отложениях Уральского палеоокеана и современных оврах хребта Хуан-де-Фука // Продукты разрушения гидротермальных построек в колчеданноносных районах. Свердловск: УрО АН СССР, 1991. С. 199-210.

Структурный и магматический контроль колчеданного оруденения Башкирии / *П. Ф. Сопко, А. С. Бобохов, И. Б. Серавкин и др.* М.: Наука, 1975. 227 с.

Структурно-минералогические критерии метаморфогенного оруденения / *Н. Н. Добрецов, А. А. Меляховецкий, И. В. Ащепков и др.* Новосибирск: Наука. Сибирское отделение, 1987. 167 с.

Сульфиды Восточно-Тихоокеанского поднятия / *В. В. Авдонин, Р. В. Голева, В. Т. Дубинчук и др.* М.: ВИМС, 1993. 154 с.

Сурин Т. Н. Метасоматоз и колчеданное рудообразование (Верхне-Уральский рудный район). Екатеринбург: УрО РАН, 1993. 103 с.

Сурин Т. Н. Петролого-минералогические исследования магматитов Восточно-Магнитогорского пояса (Южный Урал). Мнасс: Институт минералогии УрО РАН, 1997. 309 с.

Тектоника Урала: (объяснительная записка к тектонической карте Урала масштаба 1:1000 000). М.: Наука, 1977. 120 с.

Теленков О. С., Масленников В. В. Автоматизированная экспертная система типизации кремнисто-железистых отложений палеогидротермальных полей Южного Урала. Мнасс: ИМин УрО РАН, 1995. 200 с.

Тесалина С. Г., Масленников В. В., Оржеваль Ж.-Ж. Минералы золота и серебра в рудных фациях Александринского медно-цинково-колчеданного месторож-

ления (Южный Урал) // Металлогения древних и современных океанов—2000. Открытие, оценка, освоение месторождений. Миасс: ИМин УрО РАН, 2000. С. 140–145.

Тесалина С. Г., Масленников В. В., Трофимов О. В. Особенности строения и состава залежи кластогенных руд Александринского медно-колчеданного месторождения // Уральский минералогический сборник № 3. Миасс: ИМин УрО РАН, 1994. С. 131–140.

Тесалина С. Г., Масленников В. В., Сурин Т. И. Александринское медно-цинково-колчеданное месторождение. Миасс: ИМин УрО РАН, 1998. 228 с.

Типоморфизм минералов: Справочник / Под ред. *И. В. Чернышевой*. М.: Недра, 1989. 560 с.

Типы рудоносных фаций / Под ред. *В. К. Чайковского*. М.: Наука, 1978. 222 с.

Толковый словарь английских геологических терминов / Под ред. *М. Гери, Р. Мак-Афи мл., К. Вульфа*. М.: Мир, 1978.

Уэлсон Дж. Л. Карбонатные фации в геологической истории. М.: Недра, 1980. 463 с.

Учалинское медно-цинково-колчеданное месторождение Уральского типа / *И. Б. Серавкин, С. Е. Знаменский, В. Н. Скуратов и др.* Уфа: БНЦ УрО РАН, 1992. 175 с.

Филатов Е. И., Ширай Е. П. Формационный анализ рудных месторождений. М.: Недра, 1988. 144 с.

Фирсов В. Я., Мартынова В. И. Медь Урала. Екатеринбург: УГТУ-УПИ, 1995. 296 с.

Формирование земной коры Урала / *С. И. Иванов, В. П. Пучков, К. С. Иванов и др.* М.: Наука, 1986. 248 с.

Франклин Дж. М., Найдон Дж. У., Санкстер Д. Ф. Колчеданные месторождения вулканической ассоциации // Генезис рудных месторождений. М.: Мир, 1984. Т. 2. С. 39–252.

Фролова Т. И., Бурикова Н. А. Геосинклиальный вулканизм. М.: МГУ, 1977. 280 с.

Хайретдинов И. А. Введение в электрогеохимию. М.: Наука, 1980. 180 с.

Хан И. С. Уровни колчеданного оруденения в Домбаровской рудной зоне // Продукты разрушения гидротермальных построек в колчеданносных районах. Свердловск: УрО РАН СССР, 1991. С. 100–114.

Червяковский Г. Ф. Среднелазейский вулканизм восточного склона Урала. М.: Наука, 1972. 258 с.

Черных Е. И. Древнейшая металлургия Урала и Поволжья. М.: Наука, 1970. 180 с.

Шарапов В. П., Симбирева Н. Г., Бондаренко И. М. Структура и геодинамика сейсмофокальной зоны Курило-Камчатского региона. Новосибирск: Наука, 1984. 199 с.

Шарфман В. С. Палеовулканологические реконструкции. М.: Недра, 1989. 215 с.

Штоков Е. Ф., Митропольский А. Ю. Металлогенические исследования в морях и океанах. Итоги науки и техники. Серия «Рудные месторождения», Т. 17. М.: ВИНТИ, 1987. 146 с.

Шонф Т. Палеоокеанология. М.: Мир, 1982. 311 с.

Штейнберг Д. С. О химической классификации эффузивных горных пород. Труды Института геологии УФАИ СССР. Свердловск: ИГ УФАИ СССР, 1964. Вып. 72. 100 с.

Юшко-Захарова О. Е., Воробьева М. С., Дубинина Л. С. Диагностика редкоэлементных минералов из колчеданных руд Южного и Среднего Урала // Диагностика и диагностические спектры минералов. М., 1981. С. 119–131.

Язев Р. Г. Геохимические критерии для формационного анализа меленовых комплексов Уральской эвгеосинклинали. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1985. 63 с.

Язев Р. Г., Бочкарев В. В. Геология и геодинамика Южного Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. 204 с.

Язев Р. Г., Бочкарев В. В. Сейсмофокальные палеозоны в геологической истории Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 2000. С. 105–120 с.

Ярош П. Я. Диагенез и метаморфизм колчеданных руд на Урале. М.: Наука, 1973. 240 с.

Ярош П. Я., Буслав Ф. П. Структуры руд и история формирования рудных агрегатов Узельгинского месторождения. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1985.

Ярош П. Я., Буслав Ф. П., Нестеренко В. С. О полосчатой текстуре руд Гайского месторождения // Ежегодник-1976. Ин-т геол. и геохим. УНЦ АН СССР. Свердловск, 1977. С. 125–126.

Ярош П. Я., Покровский И. В., Нестеренко В. С. Распределение серебра в самородном золоте Гайского колчеданного месторождения (Южный Урал) // Ежегодник-1974. Институт геологии и геохимии УНЦ АН СССР. Свердловск, 1975. С. 92–94.

Adachi M., Yamamoto K., Sugisaki R. Hydrothermal cherts and associated siliceous rocks from the Northern Pacific; their geological significance as indication of ocean ridge activity // *Sediment. Geol.* 1986, V. 47, № 1, P. 215–216.

Barriga F.J.A.S., Carvalho D., Ribeiro A. Introduction to the Iberian Pyrite Belt. In: Barriga F.J.A.S., Carvalho D. eds, *Geology and VMS Deposits of the Iberian Pyrite Belt*. Society of Economic Geologists Guidebook Series, 1997. V. 27, P. 1–20.

Bodou S., Valenta R. Primary and tectonic features of the Currawong Zn-Cu-Pb (-Au) massive sulfide deposit, Benambra, Victoria, implications for ore genesis // A special issue on the metallogeny of the Tasman fold belt system of eastern Australia. *Economic geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists*. 1995, 90, 6, P. 1694–1721.

Boström R. The origin and fate of ferromanganese active ridge sediments // *Stocholm Contrib. Geol.* 1973, V. 27, P. 149–243.

Cabri L. J. New data on phase relations in the Cu-Fe-S system // *Econ. Geol.* 1973, V. 68, № 4, P. 443–454.

Constantinou G., Govett G. J. S. Genesis of sulfide deposits, ocher, and amber of Cyprus. *Inst. mining, metallurgy trans.*, 1972, V. 81, Sec. B, P. 403–422.

Cook Nigel, J., Hoefs Jochen. Sulphur isotope characteristics of metamorphosed Cu-(Zn) volcanogenic massive sulphide deposits in the Norwegian Caledonides // *Chemical Geology*, 1997, 135, 3–4, P. 307–324.

Cook T. L., Stakes D. S. Biogeochemical Mineralization in Deep-Sea Hydrothermal Deposits // *Science*, 1995, V. 267, P. 1975–1979.

Cooke B. J., Godwin Colin I. Geology, mineral equilibria, and isotopic studies of the McDame tungsten skarn prospect, north-central British Columbia // *Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists*, 1984, 79, P. 826–846.

Criddle A. J., Chisholm J. E., Stanley C. J. Cerveleite, Ag_4TeS_8 , a new mineral from Bambolla mine, Mexico, and description of photo-chemical reaction involving cervelleite, acantite and hessite // *Eur. J. Mineral.*, 1989, № 1, P. 371–380.

Embley R. W., Jonasson I. R., Perfit M. R. et al. Submersible Investigation of an Extinct Hydrothermal system on the Galapagos Ridge: Sulfide mounds, Stockwork zone and Differentiated Lavas // *Can. Mineral.*, 1988, V. 26, P. 517–539.

Fleet A. J., Robertson A. H. F. Ocean-ridge metalliferous and pelagic sediments of the Semail Nappe, Oman // *J. Geol. Soc.*, 1980, V. 137, Pt. 4, P. 403–422.

Fouquet Y., Wafik A., Cambon P. et al. Tectonic Setting and Mineralogical and Geochemical Zonation in the Snake Pit Sulfide Deposit (Mid-Atlantic Ridge at 23° N) // *Econ. Geol.*, 1993, V. 88, P. 2018–2036.

Geodynamics and Metallogeny: Theory and Implications for Applied Geology. Moscow: GEOKART, 2000. 559 p. (editors N. V. Mezhelevsky, A. F. Morozov, G. S. Gusev, V. S. Popov).

Graham U. M., Bluth G. J., Ohmoto H. Sulfide-sulfate chimneys on the East Pacific Rise, 11° and 13° N latitude. Part 1: Mineralogy and Paragenesis // *Can. Mineral.*, 1988, V. 26, P. 487–504.

Haas J. L. The effect of salinity on the maximum thermal gradient of a hydrothermal system at hydrostatic pressure // *Econ. Geol.*, 1971, № 66, P. 940–946.

Halbach P., Pracejus B. Geology and Mineralogy of Massive Ores from the Central Okinawa Trough, Japan // *Econ. Geol.*, 1993, V. 88, P. 2210–2225.

Hamilton W. The uralides and the motion of the Eurasian and Siberian platforms // *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1970, V. 81, № 9, P. 2553–2576.

Hannington M. D., Scott S. D. Mineralogy and Geochemistry of Hydrothermal Silica-Sulfide-Sulfate Spire in the Caldera of Axial Seamount, Juan de Fuca Ridge // *Can. Mineral.*, 1988, V. 26, P. 603–625.

Haymon R. M. Growth history of hydrothermal black smoker // *Nature*, 1983, V. 301, P. 695–698.

Hekinian R., Fouquet Y. Volcanism and metallogenesis of axial and off-axial structures on the East Pacific Rise near 13°N // *Econ. Geol.*, 1985, V. 6, № 1, P. 1–14.

Herrington R. J., Maslennikov V. V., Spiro B., Zaykov V. V., Little C. T. S. Ancient vent chimney structures in palaeozoic massive sulphides of the Urals // Modern ocean floor processes and the geological Record. London: Geological Society, Special Publications, 148, 1998, P. 241–258.

Herzig P., Hannington M., Fouquet Y. et al. Gold-Rich Polymetallic Sulfides from the Lau Back Arc and Implication for the Geochemistry of Gold in Sea-Floor Hydrothermal Systems of the Southwest Pacific // *Econ. Geol.*, 1993, V. 88, № 8, P. 2182–2209.

Herzig P. M., Hannington M. D., Scott S. D., Rona P., Thompson G. Gold-rich seafloor gossans in the Troodos ophiolite and on the Mid-Atlantic Ridge // *Econ. Geol.*, 1991, V. 86, P. 1747–1755.

Jairath S. Hydrothermal geochemistry of Te, Ag₂Te and AuTe₂ in epithermal precious metal deposits // *EGRU Contribution*, 1991, V. 37, P. 1–21.

Jung Wolfgang. Die Sedimentationsverhaeltnisse waehrend des Oberrotliegenden und Zechsteins im SE-Harzvorland (einige Bemerkungen zu Arbeiten von E. Kautzsch und B. Steinbrecher) // *Zeitschrift fuer Angewandte Geologie*, 6, 12, 1960, P. 598–604.

Juniper S. K., Fouquet Y. Filamentous iron-silica deposits from modern and ancient hydrothermal sites // *Canadian Mineralogist*, 1988, V. 26, P. 859–869.

Juniper S. K., Jonasson I. R., Tunncliffe V., Southward A. J. Influence of a tube-building polychaete on hydrothermal chimney mineralization // *Geology*, 1992, V. 20, P. 895–898.

Karup-Møller S. Phases and phase reaction in Cu-Te-S system at temperature between 350 C and 900 C // *N. Jb. Miner. Abh. Stuttgart*, 1994, V. 166, № 2, P. 113–136.

Koroteev V. A., Boorder H., Necheukhin V. M., Sazonov V. N. Geodynamic setting of the mineral deposits of the Urals // *Tectonophysics*, 1997, № 276, P. 291–300.

Kotlyar V. N. Ore facies in magmatic complexes // *International Geological Congress, Abstracts-Congres Geologique Internationale, Resumes*, 23, 1968, P. 197–198.

Kuznetsov A. G., Zlotnik-Khotkevich A. G., Chekalin V. M. Formation conditions of ore-bearing facies and detrital ores of the Korbalikh polymetallic pyrite deposits, Altai

- ore range (Rudnyi Altai Mts.) // *Lithology and Mineral Resources*, 1994, 29, 2, P. 165–176.
- Large R. S.* Chemical evolution and zonation of massive sulfide deposits in volcanic terrains // *Econ. Geol.*, 1977, V. 72, P. 549–572.
- Little C. T. S., Herrington R., Maslennikov V. V., Morris N. J., Zaykov V. F.* Silurian hydrothermal-vent community from the southern Urals, Russia // *Nature*, 1997, V. 385, № 9, P. 146–148.
- Little, C. T. S., Maslennikov, V. V., Morris N. J., Gubanov A. P.* Two palaeozoic hydrothermal vent communities from the Southern Ural Mountains, Russia // *Palaentology*, 1999, V. 42, № 6, P. 1043–1078.
- Love L. G.* Micro-organisms and presence of syngenetic pyrite // *Qu. J. Geol. Soc. London*, 1958, 113, (452), P. 429–438.
- Love L. G.* Biogenic primary sulfide of the Permian Kupfershifer and Marl Slate // *Econ. Geol.*, 1962, 57 (3), P. 350–366.
- Maslennikov V. V., Herrington R. J., Stanley C. J.* Tellurium mineralization in zoned sulphide chimneys from the Silurian Yaman-Kasy copper-zinc massive sulphide deposit (South Urals) // *Can. Mineral.*, 2002 (in press).
- Maslennikov V. V., Zaykov V. V., Zaykova E. F.* Paleohydrothermal fields and ore formation conditions at massive sulphide deposits in the Uralian paleocean // *Metallurgy of geodynamic structures of Russia*, Moscow: GEOKART, 2000, P. 339–358.
- Mann S., Spark N. H. C. et al.* Biomineralization of ferrimagnetic grigite (Fe₃S₄) and iron pyrite (FeS₂) in magnetotactic bacterium // *Nature*, 1990, V. 343, P. 258–261.
- Murowchick J. B., Barnes H. L.* Marcasite precipitation from hydrothermal solutions // *Geochim. Cosmochim. Acta.*, 1986, V. 50, P. 2615–2629.
- Oudin E., Constantinou G.* Black smoker chimney fragments in Cyprus sulphide deposits // *Nature*, 1984, V. 308, P. 349–353.
- Paradis S., Jonasson I. R., Le Cheminant G. M., Watkinson D. H.* Two Zinc-Rich Chimneys from Plume Site, Southern Juan de Fuca Ridge // *Can. Mineral.*, 1988, 26, P. 637–654.
- Prokin V. A., Bustaev F. P.* Massive copper-zinc sulphide deposits in the Urals. In: *Ore geology reviews*, 1999, № 14, P. 1–69.
- Robertson A. H. F., Hudson J. D.* Cyprus umbers: Chemical precipitates on a Tethyan ocean ridge // *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1973, V. 18, № 1, P. 93–101.
- Rona P. A., Scott S. D.* A Special Issue on Sea-Floor Hydrothermal Mineralization: New Perspectives // *Econ Geol.*, 1988, V. 88, № 8, P. 1935–1976.
- Scott S. D.* Small chimneys from Japanese Kuroko deposits // In *Seminars on Sea-floor Hydrothermal Systems* (R. Goldie, T. J. Bottrill) *Geosci. Can.*, 1981, 8, P. 103–104.
- Seafloor Hydrothermal Systems: Physical, Chemical, Biological and Geological Interactions* Geophysical Monograph 91, American Geophysical Union, 1995, 500 p.
- Solomon M., Walshe D.* The formation of massive sulphide deposits on sea floor // *Econ. Geol.*, 1979, V. 69, P. 947–973.
- Spadea P., Kabanova L., Scarrow J. H.* Petrology, geochemistry, and geodynamic significance of Mid-Devonian boninitic rocks from the Baimak-Buribai area (Magnitogorsk zone, Southern Urals) // *Ofioliti*, 1998, 23 (1), P. 17–36.
- Stanley C. J., Criddle A. J., Chisholm J. E.* Benleonardite a new mineral from the Bambolla mine, Moctezuma, Sonora, Mexico // *Mineral. Mag.*, 1986, V. 50, P. 681–686.
- Steinbrecher B.* Die petro- und erfazielle Differenzierung der Kupferschieferzone in der Fdderitzer Mulde // *Zeitschrift fuer Angewandte Geologie*, 5, 1959, P. 201–204.
- Tessalina, S. G., Zaykov, V. V., Orgeval J.-J., Auge, T., Omenetto, P.* Mafic-ultramafic hosted massive sulphide deposits in Southern Urals (Russia) //

Mineral Deposits at the Beginning of the 21st Century. Piestrzynski et al (eds), Proceeding of the joint biennial SGA-SFG meeting, Krakow, Poland, 2001. P. 353-356.

Tompson G., Humphis S. E., Schroeder B., Sulanowska M., Rona P. Active vents and massive sulfides at 26°N (TAG) and 23°N (Snakepit) on the Mid-Atlantic Ridge // *Can. Mineral.*, 1988. V. 26. P. 697-711.

Tufar W. Modern hydrothermal activity, formation of complex massive sulfide deposits and associated vent communities in the Manus back-arc basins (Bismarck Sea, Papua New Guinea) // *Osterraische Geologische Gesellschaft Mitteilungen*, 1989. V. 82. P. 183-210.

Tunnicliffe V. The biology of hydrothermal vents: ecology and evolution // *Oceanology and marine biology an annual review*, 1991. V. 29. press 19. P. 319-407.

Volk P. Integration of remote sensing and geophysical data application to exploration on pyrite ore facies in SW Spain // *ESA SP. European Space Agency Special Publication*. 258, 1986. P.21-27.

Von Damm K. L. Seafloor hydrothermal activity black smoker chemistry and chimneys // *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 1990. V. 18. P. 173-204.

Zhabin A. G. Contrasting facies ore aggregates // *International Geology Review*. 27, 1, 1985. P. 45-60.

Приложение I

Сведения о геологоразведочных и эксплуатационных работах на колчеданных месторождениях Урала
 Information about geological exploration and exploitation works in the massive-sulphide deposits of the Urals

Рп	№	Месторожде- ние	М	Год откр.	Геологоразведочные работы			Разработка месторождения					
					начало	завер- шение	кол-во сква- жин	глубина скважин (м)	сеть	способ	начало	завер- шение	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	
1	1.2	Тарльерское	2	1965	1965	1973		до 600	200×100	открытый			
2	2.1	Валенторское		1958	1959	1969	106 492		50×50 50×30				
4	4.8	Красногвардей- ское	3	1915	1925	1960	163 15 25	до 520. глуб. разв. 800–900	50×50 (поверх.) 100×200 (подз.)	подземный	1932		
4	4.14	Ольховское	2	1917	1917	1937	450 670	450 670	25×30 (подз.) 40×50	открытый подземный	1937	1971	
4	4.15	III Интерна- ционал	2	1904	1916	1932	715 950	715 950	25–70×30–70 един. скв.	открытый подземный	1929		
5	5.3	Левихинская группа	3	1916	1925	1937	60–1500	60–1500	100×100, 50×50, до 23×25	подземный	1927		
5	5.4	Ново- Шайтанское	2	1950	1950	1981		глуб. разв. до 800	50×50	подземный			
5	5.6	Ломовская группа	2	1948	1947	1956		глуб. разв. до 750	50×50	подземный	1951		
10	10.1	Блявинское	3	1929	1933	1939	195	сред. 156 70–486	50×50	подземный открытый	1937		
10	10.2	Комсомольское	3	1955	1955	1988	174	сред. 564 158–1603	С: 94×86 В: 44×55	подземный			
10	10.4	Яман-Касы	2	1937	1937	1941	30	105–231	50×50	открытый	1992		
11	11.1	Детлярьское	3	1888	1931	1971			В: 50×42 СГ: 80×60	подземный	1914		

Продолжение приложения 1

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
14	14.1	Учалинское	4	1939	1956				С1: 80-100× 100-120 В: 40-50×50-60 С1: 33×47 36×53	открытый подземный	1959 1996	1999
15	15.1	Озерное	2	1960	1961	1971	82	гл. разв. до 550				
15	15.5	Узельгинское	4	1964	1965	1973	327	сред. 498 150-122,5		подземный	1991	
15	15.7	Молодежное	3	1961	1961	1981		сред. 212 60-847		открытый подземный	1982 1991	
16	16.3	Александрин- ское	2	1960	1960	1965		глуб. разв. до 248		открытый	1996	
17	17.2	Сибайское	4	1913	1913	1959	378	глуб. разв. до 640		открытый подземный	1940	
18	18.6	Таш-Таш	1	1958	1959	1972			100×100	открытый	1993	
18	18.7	Бакр-Таш	1	1915	1915	1936			40-60×50-80	открытый	1990	1997
19	19.2	Октябрьское	2	1966	1966	1978			80×40	открытый	1976	
19	19.2	Маганское	1	1956	1956	1961		ср. 365	50×25-30	открытый	1961	1980
19	19.3	Подольское	4	1971	1974	1979	301	610-900	50×50 до 50×30	подземный подземный		
19	19.4	Бурбайское	2	1929	1929	1953	150	80-300	С1: 75×75 С2: 100×100	открытый	1942	1971
20	20.1	Гайское	4	1950	1950	1979		100-1800	30-70×30-70 50×50 (центр) 100×100 (фланг) 100×200 (фланг)	открытый открытый подземный	1960	

Окончание приложения 1

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
21	21.1	Джузункое	2	1958	1959	1970	385			открытый подземный		
23	23.2	Летнее	2	1969	1970	1974	225	55-420	В: 50x50 СГ: 100x50	открытый подземный		
23	23.3	Осеннее	2	1967	1969	1977	366	сред. 194 150-1231	до 25x20-25 25x10-15	открытый подземный		
23	23.4	Весенне- Аралчицкое	3	1964	1966	1972	264	глуб. разв. до 800	В: 50x50 СГ: от 100x50 до 100x100	подземный		
25	25.1	Султановское	2	1950	1950	1959	761	глуб. разв. до 250	100x200 до 500x200	открытый		

Примечание. Рн – рудный район. № см. на рис. 1. № месторождений соответствуют рис. 15, 18, 20. М – масштаб месторождения по запасам руды: 1 – мелкие (0,5-2 млн. т), 2 – средние (2-10 млн. т), 3 – крупные (10-60 млн. т), 4 – гигантские (более 60 млн. т)

Note. Рн – ore district. № see in fig. 1. Numbers of deposits correspond to fig. 15, 18, 20. М – deposit scale by ore reserves: 1 – small (0,5-2 mln. t), 2 – middle (2 – 10 mln. t), 3 – large (10 – 60 mln. t), giant (more than 60 mln. t).

Приложение 2

Характеристика рудных районов Тагильской и Магнитогорской металлогенических зон
 Characteristic of ore districts of Tagil and Magnitogorsk metallogenic zones

№	Рудный район	№ м-н	К-во м-н	Запасы руд		Cu+Zn		Cu		Zn		Cu **		Zn		S		Pb
				тыс. т	% от общ	тыс. т	% от общ	тыс. т	%	тыс. т	%	тыс. т	%	тыс. т	%	тыс. т	%	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16			
Тагильская зона																		
1	Ивдельский	UR	5	59524	3.4	1660	2.9	0.8	589	1.5	800	2.0	11399	30.8				
2	Карпинско-Павловский	KU	1	1609	0.1	81	0.1	1.4	90-362	1.2-1.6	13-478	0.2-4.8	1000-3000	38.4				
3	Кабанский	UR	4	10000	0.6	360	0.6	0.8	13	9.9	10	7.4	49					
4	Красноуральский	UR	15	120000	6.8	3470	6.1	0.6	160	1.6	200	2.0	4256	38.0				
5	Кировоградский	UR	8	59650	3.4	1939	3.4	1.2	373	2.1	450	3.5	1836	23.6				
6	Маукский	CY	1	4443	0.3	141	0.2	0.9	11-248	1.2-2.6	20-304	0.8-7.1	416-1440	20.5-47.2				
7	Юлукский	CY	2	1000	0.1	105	0.2	2.0	994	2.6	1045	2.2	14719	40.7				
8	Ивановский	CY	2	3187	0.2	80	0.1	2.0	80-350	1.6-4.4	40-364	2.0-2.3	1000-4491	30.08-46.2				
9	Ишкинск-кий	CY	1	1000	0.1	40	0.1	2.0	71	1.6	70	1.7	1370	28.0				
10	Мелногор-ский	UR	4	55142	3.1	1889	3.3	0.9	70	1.0	35	0.5	2000	28.0				
11	Дегтярский, Полевской	UR	4	78660	4.5	3933	6.9	0.9	45-504	1.0-2.6	95-712	0.4-5.6	740-13883	41.3-42.3				
12	Карабал-ский	UR	7	53846	3.0	1500	2.6	0.9	417	1.5	473	1.7	11907	42.8				
13	Мясский	KU	1	1500	0.1	100	0.2	0.4	700	1.3	800	1.5	20461	38.0	1.0			
14	Учалинский	UR	2	225953	12.8	9542	16.8	0.3	30	2.0	70	4.7	405	27.0	0.6			
									2307	1.1	7234	3.2	101445	44.5	0.16			
									1050-1257	1.0-1.1	2896-4339	2.6-3.7	50000-51445					

Окончание приложения 2

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
15	Верхне-уральский	UR	8	179758	10.2	6900	12.1	0.8	2970	1.8	3932	2.4	52000	33.9	0.11-
16	Александринский	KU	1	9820	0.6	559	1.0	0.8	19-1023	1.7-3.9	112-2031	0.2-3.9	2949-29066	31.9-35.0	0.24
17	Сибайский	UR	3	115016	6.5	2927	5.1	0.7	1166	1.0	1841	1.5	67551	40.8	
18	Баймакский	KU	10	10470	0.6	1047	1.8	0.4	30-1106	1.5	587	3.4	10000-47551	30.5	0.96
19	Бурибайский	UR	8	216762	12.3	6857	12.1	1.6	8-43	0.7-6.8	14.7-70	1.4-5.7	1554		
20	Гайский	UR	1	469288	26.6	10041	17.7	2.0	4209	1.9	2711	1.2	84157	38.6	0.03-
21	Теренсайский	KU	2	10600	0.6	657	1.2	0.9	30-1701	1.5-6.0	6-1059	0.4-3.0	186698	36.2-42.3	0.11
22	Ашебутакский	KU	2	6000	0.3	200	0.4	0.8	6816	1.6	3225	0.8	5204	42.3	0.6
23	Долбаровский	UR	4	29854	1.7	1372	2.4	2.5	323	3.1	334	3.4	2800	27.0	
									104-219	2.8-3.3	163-170	2.1-4.6			
									220	2.7	280	3.5			
									864	3.5	400	1.4	10189	37.9	
									217-367	2.7-4.5	57-324	0.2-2.4	2323-5554	35.2-40.0	

Примечание. Таблица составлена с использованием данных В. Я. Фирсова и В. Н. Мартыновой [1995], Е. С. Коптаря и Л. И. Либаровой [1997], В. В. Попова [1997], монографий [Медноколчеданы ... 1985, 1988, 1992; Минеральные ... 1994; Материалы ... 1998]

* – типы рудных районов; UR – уральский, KU – курако, СУ – кипрский и кобальт-медно-копелеваный. ** – для запасов; числитель – суммарные запасы, знаменатель – минимум и максимум; для содержания; числитель – среднее, знаменатель – минимум и максимум.

Note. Table is compiled using data of V. Ya. Firsov and V. N. Martynova [1995], E. S. Koptar and L. I. Libarova [1997], V. V. Popov [1997], monographs [Медноколчеданы ... 1985, 1988, 1992; Минеральные ... 1994; Материалы ... 1998]

* – types of ore districts; UR – uraian, KU – kurako, SU – cyprus and cobalt-massive-sulphide. ** for reserves; in numerator – the summary, in denominator – minimum and maximum, for contents; in numerator – the average contents, in denominator – minimum and maximum contents.

Приложение 3

Характеристика колчеданных месторождений Магнитогорско-Муголжарской палеострувуидной системы
Characteristic of massive-sulphide deposits of Magnitogorsk–Mugodzharская paleoisland arc system

№	Месторождение	Тип *	Категория запасов	Запасы										Запасы руды тыс. т
				Cu		Zn		S		Cu+Zn		тыс. т		
				тыс. т	сол., %	тыс. т	сол., %	тыс. т	сол., %	тыс. т	сол., %			
3	4	5	6	7	8	9	10	11	12					
6. Маукский район														
6.1	Маукское	СУ	A+B+C1 C2	49 217	1.55 1.63	51.3 18.3	1.73 1.38	872 498	28.02 37.5	100.3 40.0	3114 1329			
7. Юлукский район														
7.1	Юлукское	СУ		35	2-3	5				40	1000			
8. Ивановский район														
8.1	Ивановское	СУ		35	1.4-1.8	5				40	2187			
8.2	Дергамышское	СУ		35		5				40	1000			
9. Ишкенинский район														
9.1	Ишкенинское	СУ		35	0.5-1.5	5	0.4		16-27	40	1000			
10. Мелногорский район														
10.1	Блява	UR	A+B+C1 C2	212.2 42.4	1.48 0.86	21.3 73.3	1.1 1.87	6133 2027	41.4 42.6	233.5 115.7	14387 4920			
10.2	Комсомольское	UR	A+B+C1 C2	476.2 28.1	1.43 1.53	684.4 28.0	0.4 2.97	13276.3 607	41.27 37.19	1160.6 56.1	30342 1745			
10.3	Разумовское	UR		80		100		1000		180	2000			
10.4	Яман-Касы	UR	A+B+C1 C2	41.6 3.7	2.56 2.96	90.2 7.6	5.56 6.08	686 54	42.27 43.2	131.8 11.3	1623 125			

Продолжение приложения 3

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
12. Карабалыкский район											
12.1	Сев.Держинское	UR									
12.2	Держинское и Южное	UR		190.6	1.5	172.7					8595
13. Миасский район											
13.1	Мелештвевское	KU		35		65		500		100	1500
14. Учалынский район											
14.1	Учалыское	UR	A+B+C1 C2	1225.6 31.4	1.08 1.33	4240.8 98.6	3.73 4.17	50513 932	44.47 39.45	5466.4 130	113591 2362
14.2	Н.-Учалыское	UR		1050		2896		43000		3946	110000
15. Верхнеуральский район											
15.1	Озерное	UR	A+B+C1 C2	156.3	2.87 4.29	-	-	2940 9		156.3	5797 42
15.2	Новое	UR		18.7		112		240		130.7	42793
15.3	Зап. Озерное	UR		366.7		295.7		14530		662.4	19137
15.4	им. XIX Партсъезда	UR		721	3.9	509	2.66	6692	34.6	1200	
15.5	Узельинское	UR	A+B+C1 C2	1003.4 20.6	2.13 2.21	1962.8 67.9	0.23 0.19	28508 558	35 19.22	2966.2 88.5	74891 2558
15.6	Талганское	UR		112.9		112		10700		224.9	2887
15.7	Молодежное	UR	A+B+C1	344.3	2.56	552.1	0.52	4677.2	31.87	896.4	15909
15.8	Чебачье	UR		245.2		329.2		5265		574.4	14231
16. Александринский район											
16.1	Александринское	KU	A+B+C1 C2	159.8	4.4 4.31	198.9	5.48 2.82	960 65	26.44 34.57	358.7	3632 188
16.2	Камешный плес	KU		30		70				100	3000
16.3	Сабановское	KU		30		70				100	3000
17. Сибайский район											
17.1	Бакр-Узяк	UR		30		50		1000		80	3000
17.2	Сибайское	UR	A+B+C1 C2	1082.7 23.7	1.57 1.41	1714.2 26.5	0.38 0.5	46738 813	40.83 31.11	2796.9 50.2	109707 2309

Продолжение приложения 3

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
18. Баймакский район											
18.1	Тубинская гр.	KU		60		140				200	
18.2	Куль-Юрт-Тау	KU		30	1.85	70				100	
18.3	Графское. Троицкое	KU		30	1.6-3.5	70				100	
18.4	Баймакское	KU		30	1.7-7	70				100	
18.5	Семеловское	KU	A+B+C1	38.8	6.79	11.9	2.08			50.7	571
18.6	Таш-Тау	KU	C2	4.6	4.3	2.8	2.58			7.4	108
18.7	Бакр-Тау	KU	A+B+C1	36		55.1	5.71		17	91.1	965
18.8	Юлалы	KU	C2	30	4.44	70	1.34			100	990
18.9	Майское	KU		10.5		43.4				53.9	990
18.10	Балта-Тау	KU		11.1		65.6				76.7	1052
18.11	В. Семеновское	KU		8.4		58.8				67.2	1248
19. Бурбайский район											
19.1	Бурбай	UR	A+B+C1	90.1	3.83	53	1.66	1239	39.5	96.34	3177
19.2	Юбилейное	UR	C2	0.3	1.28				12.8	0.3	68
19.3	Макаевское	UR	A+B+C1	1655	1.45	1059	0.97	46783	43.8	2714	106812
19.4	Октябрьское	UR	A+B+C1	85.1	6.04	25.1	1.78	509	36.15	110.2	1408
19.5	Подольское	UR	A+B+C1	391.6	4.17	193.7	2.06	3492	37.16	584	9398
19.6	Вост. Подольское	UR	C2	59.6	3.38	44.3	2.52	431	24.4	103.9	1761
19.7	Сев. Подольское	UR	A+B+C1	1701.3	2.27	1079.1	0.36	32442	37.68	2780.4	80778
		UR	C2	0.017	1.22	13.1	0.22	1415	31.39	13.1	3337
		UR		155.3		63.9		2000		164.2	5563
		UR				134.4		1659		289.7	4460
20. Гайский район											
20.1	Гайское	UR	A+B+C1	6057.9	1.59	2912.8	0.76	148531	39.04	8970.7	380490
		UR	C2	758.4	0.85	312	0.35	38167	42.98	1070.4	88798
21. Терексайский район											
21.1	Джусейнское	KU	A+B+C1	193.1	3.34	122.9	2.13	2447	42.34	316	5780
		KU	C2	26	2.26	40.5	3.52	457	39.72	66.5	1152
21.2	Баручий Лог	KU		103.7		170.1		1313		273.8	3668

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
22.1	Исиртужинское	KU		30		70					3000
22.2	Зап. Ашебугакское	UR		30		70					3000
22. Ашебугакский район											
23.1	Зимнее	KU		35		5		600			2000
23.2	Летнее	СУ	A+B+C1	205.6	3.4	66.2	1.5	2127	35.17	271.8	6047
			C2	11.2	2.18	20.5	0.93	185	35.1	31.7	527
23.3	Осеннее	СУ	A+B+C1	247.2	4.46	50.9	0.24	2077	38.54	298.1	6411
			C2	33.6	6.34	6.3	0.22	246	41.79	39.9	895
23.4	Весенне-Арчалинское	UR	A+B+C1	345.1	2.65	310.4	2.39	5209	40.01	655.5	13008
			C2	21.6	2.24	13.7	1.42	345	35.68	35.3	966
23. Домбаровский район											
25. Кулашакский район											
25.1	Султановское	UR	A+B+C1	114	2.43	50	1.1	3582	40.85	164	8598
			C2	9	2.83	5	0.6	272	41.94	14	713
25.2	Касаргинское	UR		80		100		2000		180	5000
	Итого			203		155		5854		358	14311
26. Амурский район											
26.1	Амурское	BS		-	0.05	140	3.7			140	3784
27. Айдырлинский район											
27.1	Айдырлинское	KU		110		140		2000		250	5000

Примечание. Таблица составлена с использованием данных В. Я. Фарсова и В. Н. Мартыновой [1995], Е. С. Конгара и Л. И. Либаровой [1997], В. В. Полова [1997], монографий [Медноколчеданье..., 1985, 1988, 1992; Минеральные..., 1994; Материалы..., 1998]

* - типы рудных районов: UR – уральский, KU – куроко, СУ – кипрский и кобальт-медно-колчеданный, BS – месторождений соответствуют рис. 8, 9.

Приведенные в таблице данные носят ориентировочный характер из-за различий в детальности геолого-разведочных работ, методах подсчета запасов. Данные по части месторождений получены путем экстраполяции.

Note: Table is compiled using data of V. Ya. Farsov and V. N. Martynova [1995], E. S. Kongar and L. I. Libarova [1997], V. V. Polov [1997], monographs [Медноколчеданье..., 1985, 1988, 1992; Минеральные..., 1994; Материалы..., 1998]

* - types of ore districts: UR – uraltian, KU – куроко, СУ – cyprus and cobalt-massive-sulphide, BS – beshi. The numbers of deposits correspond to fig. 8, 9.

The table data have approximate character of the differences in details of geological-exploration works and methods of reserves calculation. The data of some deposits have got by the way of extrapolation.

Приложение 4

Параметры типовых колчеданных месторождений Урала
The parameters of typical Urals massive sulphide deposits

Масштаб месторождений	Кол-во	Cu		Zn		S		Руда Зап., тыс. т
		Зап., тыс. т	Сод. %	Зап., тыс. т	Сод. %	Зап., тыс. т	Сод. %	
Уральский тип								
Гигантские	6	2100 1050-6816	1,4 0,9-2,3	2400 1059-4339	1,3 0,2-4,2	80000 33857-186698	39,0 31,1-44,5	170000 84115-469288
Крупные	10	400 194-1024	2,1 0,9-4,2	500 81-2031	1,3 0,2-3,0	8300 1440-13883	33,8 19,2-47,2	21000 11159-39456
Средние	29	140 90-350	3,0 1,1-4,4	150 13-416	2,3 0,2-7,1	2600 416-4491	37,2 13-45	4400 2962-9574
Мелкие	21	50 9-85	4,3 1,2-6,0	50 18-98	4,0 1,8-6,1	630 200-1290	40,5 36,2-43,2	1300 710-1748
Курокотип								
Средние	3	160 104-219	3,6 2,3-4,4	180 163-199	3,5 2,1-5,5	2000 102,5-2904	35,8 26,4-42,3	4800 3668-6932
Мелкие	20	25 8,4-43,4	7,9 4,3-10,5	50 14,7-65,6	5,1 2,1-7,5	270 120-450	31,3 17-38,4	11000 679-1248
Кипрский тип								
Средние	4	190 71-281	3,3 1,6-6,3	70 57-87	1,0 0,2-1,7	2000 1370-2323	36,0 28,0-41,8	6100 4443-7306

Примечание: в числителе – средние значения, в знаменателе – минимальные и максимальные.
Note: in numerator – the average contents, in denominator – minimum and maximum contents.

**Средний химический состав (мас. %) и содержания микроэлементов Магнитогорской
палеостровной дуги**

The average chemical composition of Paleozoic igneous rocks from the

Эл-ты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	51.58	55.26	59.92	65.89	67.14	73.65	49.12	68.54	71.37	75.96	51.71	56.40
TiO ₂	0.86	0.79	0.76	0.51	0.62	0.34	0.59	0.48	0.40	0.26	0.86	0.76
Al ₂ O ₃	17.42	17.37	16.67	15.26	15.10	13.16	12.91	15.07	14.07	12.37	17.06	17.23
Fe ₂ O ₃	4.27	3.10	2.81	2.18	2.27	1.56	3.86	1.30	1.36	0.95	3.35	2.89
FeO	7.71	6.87	6.22	4.71	4.22	2.58	6.99	3.71	2.97	1.98	7.02	6.70
MnO	0.20	0.18	0.17	0.15	0.12	-7	0.21	0.10	-8	-5	0.17	0.17
MgO	6.27	4.69	3.34	1.98	1.66	0.88	13.71	2.27	1.62	1.14	6.73	4.59
CaO	7.80	7.05	5.85	4.41	2.37	1.56	10.24	2.32	2.49	1.63	9.65	6.70
Na ₂ O	3.31	4.02	3.70	4.08	5.62	5.30	1.97	5.13	4.91	4.93	2.80	3.87
K ₂ O	0.45	0.53	0.44	0.74	0.74	0.83	0.34	0.96	0.76	0.67	0.53	0.52
P ₂ O ₅	0.13	0.14	0.12	-9	0.14	-6	-7	0.12	-9	-6	0.13	0.17
N	275	85	100	28	17	174	15	14	229	124	123	65
Li	10	-	<10	12	<10	10	<10	10	<10	15	23	14
Cs	-	-	3.2	2.9	-	-	-	3.6	3	-	3.9	3.3
Rb	2.6	3	3.5	3.8	4	6	5.4	6	9	11	12	19
Ba	250	55	50	83	40	45	<100	44	100	68	750	810
Sr	127	148	81	101	52	90	126	146	102	61	210	195
Co	25	24	14	12	10	9	57	6	7	4	20	18
Ni	17	8	5	5.5	3	3	129	7	6	5.5	31	22
Cr	20	14	9	7.5	5	5	856	15	14	14	75	53
V	239	198	90	96	42	44	221	57	30	23	173	145
Pb	5.8	8.7	8.1	8	5	8	<5	<5	4.5	4.6	6	5.3
Zn	171	120	136	192	130	60	181	110	69	86	165	191
Cu	88	73	102	60	<30	30	41	<30	30	39	120	80
Zr	50	55	79	107	92	110	20	102	100	96	50	82
Sn	2	3	3.4	<2	2	8	2.9	2	2.8	2.9	2.7	2.1
Sc	46	20	28	27	15	15	29	13	11	18	34	21
Ga	12	16	14	13	13	12	11	11	13	13	14	14
Hf	4.8	-	8.9	7.5	-	-	-	-	-	-	-	-
Ta	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Nb	12	8	6	6	5	6	1.9	7	6	5	5	5.7
Th	<2	2	2	<2	<2	<2	<2	3	<2	2	<2	<2
U	<2	2	2.5	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2
Y	25	32	35	19	42	50	<10	60	51	39	35	40
n	55	14	18	14	10	28	11	10	48	35	28	30

Примечание: 1-10 — александринский (карамальташский) комплекс: 1-6 — толентовая серия (1 — базальты и диабазы, 2 — андезитобазальты, 3 — андезиты, 4 — субвулканические гибридные андезиты и андезидациты, 5 — дациты, 6 — риодациты и риолиты), 7 — крупнопорфировые пироксеновые (бонинитоподобные) базальты, 8-10 — известково-щелочная серия (8 — дациты, 9 — риодациты, 10 — риолиты); 11-19 — улутауский комплекс: 11 — базальты и диабазы, 12 — андезитобазальты и лейкодиабазы, 13 — андезиты, 14-16 — субвулканические и экструзивно-субвулканические породы с выраженными признаками гибридизма (14 — андезиты, 15 — андезидациты, 16 — дациты), 17-19 — кислые вулканы (17 — дациты, 18 — риодациты, 19 — риолиты); 20-24 — курсанский комплекс: 20 — базальты, 21 — андезитобазальты, 22 — андезиты, 23 — дациты, 24 — риодациты; N — количество химических анализов, n — количество определенных микроэлементов. Прочерк — не определялось

Приложение 5

(г/т) в магматических породах рудоносных комплексов Восточно- (по Сурину Т. Н. [Геохимическая ..., 1999]).

Eastern Magnitogorsk island arc by T. Сурин [Геохимическая..., 1999])

Эл-ты	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
SiO ₂	60.61	61.24	62.91	66.83	67.21	72.11	75.72	50.28	54.36	59.74	66.46	72.47
TiO ₂	0.57	0.43	0.47	0.37	0.56	0.37	0.27	0.84	0.75	0.71	0.57	0.29
Al ₂ O ₃	16.95	16.20	17.48	15.13	15.22	13.85	13.05	16.44	16.80	14.94	15.35	12.76
Fe ₂ O ₃	2.65	2.65	2.21	1.91	2.47	2.07	1.17	5.28	3.43	3.57	3.20	1.60
FeO	5.48	5.43	3.58	4.7	3.60	2.33	1.67	6.20	6.13	4.86	2.76	2.20
MnO	0.15	0.14	0.16	0.15	-9	-8	-5	0.15	0.15	0.14	0.11	-5
MgO	3.33	3.97	2.34	2.19	2.09	1.84	0.91	7.19	5.42	3.98	1.49	1.45
CaO	5.71	6.06	4.80	4.12	3.24	2.48	1.15	8.95	8.52	6.65	3.41	2.34
Na ₂ O	3.54	3.40	4.20	3.61	4.30	3.66	4.63	3.31	2.93	3.85	4.16	3.46
K ₂ O	0.85	0.42	1.68	0.88	1.06	1.14	1.33	1.04	1.29	1.34	2.33	3.32
P ₂ O ₅	0.16	-6	0.17	0.12	0.16	-7	-5	0.31	0.23	0.23	0.17	-6
N	144	29	55	8	35	275	99	26	16	9	9	5
Li	<10	-	<10	-	<10	<10	<10	-	-	-	-	-
Cs	2.8	3.4	2.9	3	4.2	3.7	6.9	-	-	-	-	-
Rb	26	4	20	18	18	20	25	29	36	25	40	27
Ba	850	620	-	680	880	980	833	140	140	250	205	-
Sr	167	153	190	210	200	140	140	210	330	270	310	96
Co	8	15	12	10	8	7	5	19	11	5	8	-
Ni	7	6	5	5	5	5	6	11	7	6	5	-
Cr	24	9	11	12	12	10	18	25	24	43	70	-
V	90	96	140	50	35	27	30	295	350	95	80	-
Pb	5.1	4.5	4	5.4	5	5.7	4.2	-	-	-	-	-
Zn	193	86	150	86	158	128	66	-	-	-	-	-
Cu	37	<30	<30	<3	<30	<30	<30	-	-	-	-	-
Zr	125	110	77	75	123	113	118	45	80	135	280	-
Sn	2.1	2.3	<2	3.1	2.3	3.5	2.9	-	-	-	-	-
Sc	23	8.2	7.2	15	14	14	7.1	25	35	40	28	-
Ga	12	13	12	14	12	14	11	11	15	18	15	-
Hf	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ta	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Nb	4.1	7.7	2.5	4	3.7	4.7	6.8	5	6	5	5	-
Th	2	3	<2	<2	2	4.1	3.3	-	-	-	-	-
U	<2	<2	<2	<2	<2	<2	2.3	-	-	-	-	-
Y	40	35	43	40	45	48	50	14	22	10	20	-

Note: 1-10 – Alexandrinsky (Karamalytash) complex: 1-6 – tholeiitic series (1 – basalts and diabases, 2 – andesibasalts, 3 – andesites, 4 – subvolcanic hybrid andesites and andesidasites, 5 – dacites, 6 – rhyodacites and rhyolites), 7 – large porphyric pyroxene (boninite-like) basalts, 8-10 – calc-alkaline series (8 – dacites, 9 – rhyodacites, 10 – rhyolites); 11-19 – Ulutau complex: 11 – basalts and diabases, 12 – andesibasalts and leucobasalts, 13 – andesites, 14-16 – subvolcanic and extrusive-subvolcanic rocks with distinct indication of hybrid origin (14 – andesites, 15 – andesidasites, 16 – dacites), 17-19 – acid volcanics (17 – dacites, 18 – rhyodacites, 19 – rhyolites); 20-24 – Kurosan complex: 20 – basalts, 21 – andesibasalts, 22 – andesites, 23 – dacites, 24 – rhyodacites; N – number of chemical analyses, N – number of trace elements determinations. Dash – not determined.

Приложение 6
Представительные анализы распределения редкоземельных элементов в магматических породах рудоносных комплексов
Восточно-Магнитогорской палеостроинной дуги (по Т. Н. Сурину [Геохимическая ..., 1999])

Distribution of REE in Paleozoic igneous rocks of ore-bearing complexes from the Eastern Magnitogorsk island arc (after T. N. Surin [Геохимическая ..., 1999])

Элемент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
	5256/ 492	5069/ 397	2749/ 425	2593/ 607	5059/ 637	5019/ 341	5069/ 650	5502/ 1086	5904/ 771.7	5903/ 575	5909/ 288.5	5902/ 85	5906/ 317	5904/ 662.5
La	4.4	3.9	5.1	7.1	7.3	9.8	19.8	2.0	9.3	9.8	18.0	11.0	17.0	12.0
Ce	9.0	12.8	10.5	16.6	17.2	21.0	33.0	4.0	22.0	24.0	34.0	27.0	44.0	27.0
Pr	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Nd	-	-	-	-	-	-	-	3.6	12.0	15.0	18.0	14.0	22.0	14.0
Sm	1.7	1.8	2.3	3.1	2.6	4.3	5.5	1.2	2.9	4.0	3.9	3.4	5.2	2.7
Eu	1.2	1.04	0.46	1.30	0.62	2.10	3.02	0.37	1.10	1.30	1.00	0.94	1.10	0.61
Gd	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Tb	0.6	0.56	0.67	0.70	0.94	0.84	0.97	0.34	0.53	0.90	0.58	0.62	1.10	0.51
Dy	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ho	0.7	0.60	0.94	1.05	1.28	1.40	1.45	-	-	-	-	-	-	-
Er	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Tm	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Yb	2.5	2.0	2.1	2.7	3.6	4.3	3.8	1.0	1.7	3.3	1.6	2.2	3.8	2.2
Lu	0.33	0.40	0.28	0.49	0.47	0.72	0.54	0.17	0.26	0.52	0.23	0.36	0.61	0.39

Примечание: 1—8 — каравайташский комплекс; 1—5 — образования толентово-серии (1 — мелкопорфировый базальт, 2 — мелкопорфировый андезит, 3 — афирмовый андезит, 4 — кварцевый андезитидит гибридный, 5 — афирмовый базокварцевый дацит), 6—7 — образования палингеной известково-щелочной серии (6 — мелкопорфировый кварц-плагиоклазовый дацит, 7 — крупнопорфировый кварц-плагиоклазовый риоданит), 8 — бонинитоидный крупнопорфировый пироксеновый базальт, 9—14 — улутауский комплекс: 9 — пироксен-плагиоклазовый базальт, 10 — плагиоклазовый андезитобазальт, 11 — мелкопорфировый андезит (обломок в туфе), 12 — крупнокварцевый андезит гибридный, 13 — плагиодацит, 14 — кварц-плагиоклазовый риодит. Под порядковыми номерами указаны номера образцов. Прочерк — не определено.

Note: 1—8 — Karalytash complex: 1—5 — toleitic series (1 — small porphyritic basalt, 2 — small porphyritic andesite, 3 — aphyric andesite, 4 — quartz hybrid andesidite, 5 — aphyric quartz dacite), 6—7 — palingenic calc-alkaline series (6 — small porphyritic quartz-plagioclase dacite, 7 — large porphyritic quartz-plagioclase rhyodacite), 8 — boninite-like large porphyritic pyroxene basalt, 9—14 — Ulutau complex: 9 — pyroxene-plagioclase basalt, 10 — plagioclase andesite (fragment in tuft), 11 — small porphyritic andesite, 12 — large quartz hybrid andesite, 13 — plagiodacite, 14 — quartz-plagioclase rhyolite. The lower headline is sample number. Dash — not determined.

Приложение 7

Содержание породообразующих окислов и редких элементов пород Магнитогорско-Мугодарской палеостроvolужной системы (мас. %)

NN проб	The composition of rock-forming oxides and trace elements of Magnitogorsk-Mugodarsk paleoisland system rocks										
	BT-09 туфит базальтовый	BT-10	BT-17 дацит окре- ненный	BT-18 адезит зеленый	BT-19 адезит красный	BT-20 аде- зит серый	BT-21A дацит, дайка	BT-21B адезит окре- ненный	SH-01 ролит, дайка	SH-02 габро, дайка	SH-03 габро, дайка
Порода	баймак-бурбайский										
Комплекс	карьер Балла-Тау										
Место взятия	ручей Шанхай										
SiO ₂	53.1	74.2	57.9	55.9	56.1	66.9	61.6	71.9	51.8	52.8	
TiO ₂	0.59	0.18	0.39	0.33	0.38	0.38	0.26	0.29	0.52	0.50	
Al ₂ O ₃	18.63	9.82	17.34	17.29	18.13	13.69	15.18	13.28	15.24	14.00	
FeO	5.10	0.11	2.09	1.51	4.89	2.09	0.98	2.81	8.77	7.08	
Fe ₂ O ₃	1.99	6.05	3.05	4.87	1.24	1.55	5.28	1.21	3.11	0.84	
MnO	0.14	0.01	0.14	0.16	0.13	0.21	0.20	0.10	0.23	0.26	
MgO	5.95	1.90	4.07	2.97	4.27	4.70	2.64	1.61	8.20	9.11	
CaO	3.65	0.05	3.05	4.27	1.39	1.68	9.36	0.45	1.91	4.65	
Na ₂ O	1.32	0.29	1.79	1.91	4.46	1.96	0.39	5.97	2.98	4.03	
K ₂ O	1.96	1.03	3.00	3.31	1.15	1.73	0.98	лч	0.44	лч	
P ₂ O ₅	0.17	0.14	0.14	0.12	0.15	0.16	0.06	0.12	0.11	0.09	
ш.п.п.	6.96	6.97	6.33	5.87	7.49	4.78	3.06	1.79	6.07	5.61	
Сумма	99.53	100.83	99.31	98.56	99.80	99.29	99.99	99.53	99.39	98.98	
Zr	44	21	22	27	30	32	30	74	26	28	
Cr	94	106	лч	лч	лч	лч	лч	лч	97	249	
Ni	лч	лч	лч	лч	лч	лч	лч	лч	лч	лч	
Ba	1095	798	815	958	1124	363	202	20	222	20	
Sr	269	18	147	123	110	167	1649	20	80	46	

Продолжение приложения 7

NN проб	SH-04	SH-05	SH-06	SY-01	SY-02	SY-03	SY-04	SY-05	SY-06	SY-07	SY-10
	лапил, дайка	риолит, дайка	диорит, дайка	лапил	риолит	базальт	базальт	риолит	риолит	риолит	риолит
Порода	карамылгашский										
Комплексе	баймак-бурбайский										
Место	ручей Шапхай										
взятия	Сибайский карьер										
SiO ₂	66.8	73.5	52.6	68.6	82.4	45.8	48.3	71.1	76.9	75.4	77.0
TiO ₂	0.64	0.24	0.59	0.33	0.17	0.60	0.63	0.20	0.20	0.18	0.21
Al ₂ O ₃	13.02	12.97	15.52	13.40	7.08	16.82	17.99	11.62	10.75	9.88	10.71
FeO	4.46	1.16	5.38	3.60	1.92	8.03	7.52	2.54	1.98	1.83	0.96
Fe ₂ O ₃	2.43	1.48	3.22	1.68	0.68	4.32	4.11	0.82	0.72	1.20	2.17
MnO	0.18	0.05	0.21	0.12	0.07	0.18	0.19	0.07	0.03	0.08	0.03
MgO	1.70	0.78	7.22	1.21	0.49	7.89	7.32	0.79	0.52	0.68	0.46
CaO	3.78	0.45	3.75	1.97	1.13	7.28	2.94	3.49	0.56	2.16	0.48
Na ₂ O	3.58	6.43	4.01	4.57	2.97	2.09	5.77	0.75	5.77	5.32	5.65
K ₂ O	нч	0.05	нч	0.58	0.38	нч	нч	3.18	нч	нч	нч
P ₂ O ₅	0.13	0.12	0.12	0.18	0.13	0.06	0.11	0.11	0.09	0.10	0.15
п.п.п.	2.27	2.17	6.58	2.81	1.64	6.40	5.87	4.79	2.30	2.63	1.93
Сумма	99.02	99.40	99.19	99.04	99.11	99.54	100.72	99.49	99.84	99.44	99.76
Zr	73	70	35	51	38	27	29	93	94	77	79
Cr	нч	нч	84	нч	нч	нч	нч	нч	нч	нч	нч
Ni	нч	нч	нч	нч	нч	нч	нч	нч	нч	нч	нч
Ba	23	43	13	92	59	34	36	228	17	17	21
Sr	175	43	165	311	47	530	120	37	29	42	30

Продолжение приложения 7

NN проб Шорода	SY-11	SY-12	SY-13	SY-14	SY-16	SY-17	КМ-01	КМ-02	КМ-03	КМ-04	КМ-05
	лапил зеленый	Н/В/ базальт зеленый	базальт, дайка	гидроксид, гидроксид	гидроксид, гидроксид	базальт	лапил	андезит	базальт	базальт	гидроксид- стит
Комплекс	Карамалыташский										
Место взятия	Сибайский карьер						Карамалыташский вулкан				
SiO ₂	66.5	48.4	47.0	47.3	56.7	47.8	64.4	56.3	48.4	49.7	69.8
TiO ₂	0.18	0.58	1.86	0.35	0.31	0.47	0.48	0.58	0.50	0.60	0.42
Al ₂ O ₃	12.51	15.20	16.69	13.40	12.24	15.82	12.80	15.03	16.03	15.22	12.52
FeO	2.19	8.72	6.32	5.82	2.12	5.91	4.56	5.49	4.09	4.15	2.07
Fe ₂ O ₃	1.19	2.51	2.98	2.89	5.52	4.21	2.40	3.44	6.75	7.65	3.46
MnO	0.13	0.17	0.17	0.13	0.17	0.43	0.12	0.13	0.15	0.14	0.10
MgO	0.79	7.07	8.51	4.66	2.95	8.31	2.70	5.12	4.66	4.55	0.82
CaO	5.99	6.07	9.21	11.71	5.06	4.20	1.69	3.23	9.97	9.19	3.13
Na ₂ O	0.34	4.23	3.11	1.40	2.38	3.41	3.63	3.99	3.70	3.67	5.08
K ₂ O	3.45	нч	0.18	нч	2.68	1.06	0.59	0.16	нч	нч	нч
P ₂ O ₅	0.12	0.10	0.26	0.10	0.11	0.08	0.19	0.13	0.13	0.05	0.25
H ₂ O+	7.19	6.34	3.09	10.96	10.01	8.62	6.12	5.51	4.82	4.17	2.12
Сумма	100.52	99.37	99.33	98.77	99.21	100.32	99.69	99.13	99.24	99.05	99.78
Zr	77	23	189	6	9	20	48	24	20	24	30
Cr	нч	76	272	нч	нч	224	нч	нч	нч	нч	нч
Ni	нч	нч	138	нч	нч	нч	нч	нч	нч	нч	нч
Ba	193	27	69	60	278	240	123	62	22	17	30
Sr	38	76	413	42	72	85	73	100	52	43	35

Окончание приложения 7

NN проб	К.М-06 рнолит	К.М-07 рнолит	РГ-02	РГ-03	РГ-04 платиногранит	РГ-07	К.Т-20 туффит	К.Т-08 лапил
Порода								
Комплекс	баймак-бурбайский							
Место взятия	Богачевский массив							
SiO ₂	77.3	84.2	72.4	71.0	73.5	71.9	53.8	64.2
TiO ₂	0.30	0.21	0.27	0.26	0.26	0.26	0.32	0.38
Al ₂ O ₃	10.32	8.59	13.31	13.58	13.12	13.64	15.52	15.96
FeO	0.78	0.74	1.14	1.04	0.86	1.06	3.29	3.65
Fe ₂ O ₃	2.72	0.59	1.58	1.71	1.52	1.72	2.96	0.96
MnO	0.03	0.02	0.05	0.04	0.03	0.02	0.14	0.10
MgO	0.34	0.15	1.30	1.27	0.99	1.21	5.67	3.51
CaO	0.46	0.45	1.35	1.49	1.57	1.39	12.36	0.27
Na ₂ O	5.69	4.77	5.63	5.29	5.50	5.24	0.67	6.58
K ₂ O	нч	нч	0.64	0.23	0.13	0.23	нч	нч
P ₂ O ₅	0.15	0.16	0.15	0.09	0.17	0.10	0.13	0.14
ш.ш.п.	1.80	0.69	1.38	3.29	2.21	1.57	4.28	3.96
Сумма	99.92	100.55	99.21	99.30	99.87	98.38	99.17	99.68
Zr	400	73	106	92	79	110	нч	92
Cr	нч	нч	нч	нч	нч	нч	123	нч
Ni	нч	нч	нч	нч	нч	нч	нч	нч
Ba	23	20	150	125	229	210	20	21
Ст	33	10	104	162	188	177	21	33

Примечание. 1) коллекция Р. Херрингтона; 2) анализы выполнены в лаборатории Музея Естественной Истории,

Лондон; 3) нч – ниже предела чувствительности; но – не определялось.

Note. 1) collection of R. Herrington; 2) analyses were carried out in laboratory of Natural History Museum, London; 3) nч

– less than detection limit; но – not determined.

Приложение 8

Содержание редких и редкоземельных элементов в породах Магнитогорско-Муголжарской палеостроvolужной системы
 The composition of trace and rare earth elements of Magnitogorsk-Mugodzarskaya paleoland arc system rocks (ppm) (n/r)

	BT-09	BT-10	BT-17	BT-18	BT-19	BT-20	BT-21A	BT-21B	SH-01	SH-02
Li	21.52	16.78	14.77	17.06	11.39	20.37	15.77	7.95	1.77	8.95
Be	0.42	0.09	HO	0.27	0.24	0.40	0.19	0.29	0.35	0.18
B	HO	HO	HO	1.18	HO	HO	HO	HO	HO	1.95
Ti	2854.64	1850.87	1016.40	2132.21	1882.44	2122.49	2103.10	1451.52	1622.24	2761.27
V	136.00	51.94	133.45	142.25	151.00	143.23	91.99	167.01	36.74	111.12
Mn	HO	HO	55.09	HO	HO	HO	HO	HO	HO	HO
Co	21.38	22.89	20.70	21.18	18.50	22.35	19.23	11.32	4.31	44.05
Ni	40.45	19.30	31.01	21.21	18.74	21.48	45.90	48.56	1.01	41.80
Zn	713.64	77.67	262.60	135.15	131.63	5236.02	525.49	204.62	60.66	113.87
Ga	64.29	16.71	24.55	50.70	56.14	65.10	24.25	21.19	10.33	21.85
Ge	5.33	3.34	2.38	3.16	3.64	3.40	2.05	5.15	1.92	5.28
As	12.46	6.02	127.80	6.84	7.32	15.47	4.52	14.90	2.33	2.80
Se	HO	HO	HO	HO	HO	HO	HO	HO	HO	HO
Rb	25.93	HO	9.79	32.19	35.21	15.64	27.34	15.58	HO	4.79
Sr	HO	HO	17.37	136.98	121.06	110.18	129.59	HO	23.50	82.22
Mo	HO	HO	5.65	HO	HO	HO	HO	HO	HO	0.04
Ru	HO	HO	HO	HO	HO	HO	HO	HO	HO	HO
Cd	0.10	0.08	3.10	HO	0.02	2.04	1.47	8.27	0.88	0.11
Sn	0.39	HO	HO	HO	0.28	0.39	HO	HO	HO	0.51
Sb	8.51	2.74	23.84	0.99	1.26	4.73	0.84	5.33	HO	HO
Te	HO	HO	0.13	HO	HO	HO	HO	0.19	HO	HO
Cs	0.46	HO	0.38	1.55	1.33	0.26	0.65	0.26	HO	HO

Продолжение приложения 8

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Ba	НЧ	53,63	НЧ	НЧ	НЧ	НЧ	НЧ	НЧ	НЧ	НЧ
W	1,30	Ю	1,37	Ю	Ю	Ю	Ю	Ю	Ю	Ю
Tl	0,99	Ю	3,13	0,38	0,47	0,63	0,15	0,05	Ю	Ю
Bi	НЧ	НЧ	НЧ	НЧ	НЧ	НЧ	НЧ	НЧ	НЧ	НЧ
Y	23,33	4,74	1,51	5,68	10,58	6,95	13,66	12,50	Ю	Ю
Zr	24,25	8,47	10,12	23,45	40,24	24,90	15,78	14,12	12,92	14,42
Nb	11,96	0,68	0,30	3,10	2,36	2,07	3,91	3,69	8,52	3,18
La	11,32	0,70	0,45	1,39	3,20	2,87	2,34	7,06	2,64	2,54
Ce	20,99	1,85	1,13	4,87	8,55	7,83	7,63	16,78	7,37	5,75
Pr	3,01	0,37	0,23	0,62	1,21	1,06	0,99	1,50	1,11	0,93
Ho	13,51	1,66	0,95	2,81	5,52	4,72	4,48	6,12	4,95	4,49
Sm	3,56	0,63	0,32	0,94	1,57	1,40	1,48	1,61	1,56	1,51
Lu	1,23	0,27	0,11	0,42	0,56	0,67	0,52	0,64	0,38	0,74
Gd	4,15	0,76	0,30	1,09	1,78	1,52	1,86	2,24	1,90	2,04
Tb	0,74	0,20	0,11	0,25	0,37	0,31	0,42	0,40	0,41	0,44
Dy	4,35	0,99	0,40	1,31	2,06	1,59	2,55	2,26	2,48	2,60
Ho	0,93	0,25	0,13	0,31	0,48	0,35	0,59	0,50	0,59	0,61
Er	2,56	0,66	0,31	0,78	1,36	0,87	1,69	1,44	1,74	1,68
Tm	0,37	0,12	0,07	0,14	0,22	0,14	0,26	0,23	0,29	0,26
Yb	2,15	0,74	0,41	0,83	1,40	0,83	1,57	1,48	1,87	1,65
Lu	0,38	0,18	0,13	0,19	0,28	0,19	0,31	0,29	0,38	0,32
Hf	1,88	0,23	0,16	0,98	1,22	0,89	0,72	0,42	2,22	0,83
Ta	15,47	1,36	1,15	4,44	2,83	1,75	6,78	1,60	2,55	2,27
Pb	8,15	2,13	69,12	0,82	1,72	0,93	2,07	35,55	Ю	Ю
Th	1,64	Ю	Ю	0,58	0,40	0,43	0,49	0,66	0,40	0,11
U	0,33	0,18	1,08	0,08	0,18	0,16	0,25	0,29	0,31	0,18

Приложение 8

	SH-03	SH-04	SH-05	SH-06	SY-01	SY-02	SY-03	SY-04	SY-05	SY-06
12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
Li	7.62	2.07	1.02	4.79	5.48	6.41	14.38	11.33	4.75	4.68
Be	0.31	0.23	0.50	0.15	0.14	0.07	HO	HO	0.39	0.22
B	HO	HO	HO	HO	HO	HO	HO	HO	HO	HO
Ti	1888.38	3279.57	1353.45	3075.51	2662.94	948.00	3094.84	3302.99	1030.66	927.42
V	6.33	114.01	24.70	12.18	113.33	4.70	3.77	0.04	8.02	5.32
Mn	HO	HO	HO	HO	HO	HO	HO	HO	HO	HO
Co	1.50	11.37	3.52	28.90	28.97	0.55	44.17	42.80	0.73	0.46
Ni	1.10	2.49	1.94	35.20	59.82	0.58	25.50	22.44	1.13	0.69
Zn	112.88	168.60	43.26	645.04	133.44	75.60	107.47	126.55	126.20	84.77
Ga	17.70	12.54	13.20	15.11	13.47	8.37	16.87	13.37	30.34	12.37
Ge	4.57	3.94	1.74	4.39	3.65	2.06	5.42	5.05	2.88	2.02
As	8.89	1.62	1.10	1.94	2.04	4.20	24.87	19.15	4.40	1.98
Se	HO	HO	HO	HO	HO	HO	HO	HO	HO	HO
Rb	7.99	HO	HO	HO	HO	5.32	HO	HO	42.60	HO
Sr	HO	HO	HO	137.32	HO	47.46	HO	105.74	38.92	25.25
Mo	HO	0.15	HO	HO	0.01	HO	0.01	0.06	0.22	HO
Ru	HO	HO	HO	HO	HO	HO	HO	HO	HO	HO
Cd	0.10	0.38	HO	0.77	0.04	HO	HO	HO	HO	0.03
Sn	0.07	0.07	HO	HO	HO	HO	HO	HO	0.38	0.03
Sb	4.33	HO	HO	HO	HO	HO	2.68	0.97	2.33	HO
Te	HO	HO	HO	HO	HO	HO	HO	HO	HO	HO
Cs	HO	HO	HO	HO	HO	HO	HO	HO	1.01	HO
Ba	HO	23.93	44.20	13.24	HO	53.15	44.06	38.72	219.08	8.92

Продолжение приложения 8

12	13		14		15		16		17		18		19		20		21		22	
	ИЮ	ИЮ	ИЮ	ИЮ	ИЮ	ИЮ	ИЮ	ИЮ	ИЮ	ИЮ	ИЮ	ИЮ	ИЮ	ИЮ	ИЮ	ИЮ	ИЮ	ИЮ		
W																				
Tl																				
Bi																				
Y	34.23		24.12		14.62		12.28		10.96		23.55		10.07		13.50		26.42		6.73	
Zr	34.17		52.12		74.87		35.77		25.51		22.76		12.75		11.87		60.44		61.92	
Nb	2.04		6.64		8.33		3.54		2.18		0.95		0.51		0.35		2.44		2.27	
La	2.69		5.69		4.76		3.25		2.04		2.03		0.77		1.46		3.39		1.82	
Ce	7.81		13.28		10.50		7.24		4.84		5.56		2.42		4.14		9.70		5.77	
Pr	1.40		2.03		1.51		1.12		0.79		0.92		0.44		0.83		1.65		1.11	
Ho	7.68		9.61		6.42		5.15		3.75		4.62		2.25		4.50		8.48		6.06	
Sm	3.07		2.98		1.86		1.65		1.29		1.71		1.02		1.66		2.92		1.90	
Lu	1.02		0.94		0.50		0.59		0.40		0.52		0.42		0.60		0.72		0.35	
Gd	4.24		3.63		2.17		2.00		1.62		2.54		1.41		2.31		3.63		1.37	
Tb	0.90		0.73		0.44		0.41		0.35		0.57		0.34		0.47		0.72		0.27	
Dy	6.06		4.48		2.67		2.34		2.10		3.84		2.01		2.84		4.45		1.43	
Ho	1.38		0.97		0.60		0.54		0.48		0.93		0.47		0.65		1.04		0.38	
Er	4.12		2.83		1.77		1.51		1.36		2.95		1.32		1.83		3.25		1.26	
Tm	0.63		0.43		0.30		0.24		0.22		0.47		0.22		0.27		0.54		0.24	
Yb	4.05		2.68		1.95		1.50		1.36		3.02		1.37		1.64		3.66		1.83	
Lu	0.69		0.46		0.38		0.30		0.28		0.55		0.28		0.32		0.70		0.42	
Hf	1.42		1.68		2.25		1.06		0.74		0.77		0.38		0.38		2.18		2.18	
Ta	1.60		2.16		2.29		1.94		1.45		1.21		1.59		1.37		1.55		1.40	
Pb	3.37		0.16		HO		0.57		0.53		2.59		0.27		0.34		2.45		0.59	
Th	0.26		0.56		0.86		0.20		0.07		0.04		HO		HO		0.37		0.17	
U	0.27		0.34		0.44		0.19		0.12		0.14		0.06		0.06		0.38		0.25	

Продолжение приложения 8

23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33
Tl	ИО 110	ИО 110	0,47	ИО 110	ИО 110	ИО 110	ИО 110	ИО 110	ИО 110	ИО 110
Bi	ИО 10,01	3,14	18,84	ИО 110	ИО 110	ИО 110	ИО 110	ИО 110	ИО 110	ИО 110
Y	38,37	26,69	51,32	8,47	145,20	6,58	4,65	5,20	19,61	11,29
Zr	1,59	1,66	1,73	0,36	11,48	4,60	5,46	7,40	24,87	14,42
Nb	3,43	0,84	3,11	0,75	7,43	0,45	0,36	0,20	1,41	0,51
Ta	9,61	2,74	8,78	2,21	21,01	1,16	1,27	0,42	1,46	1,04
Ce	1,67	0,52	1,52	0,44	3,33	0,24	0,23	1,13	4,35	2,84
Pr	8,60	2,64	7,68	2,27	15,43	1,10	1,09	1,24	0,85	0,53
Ho	2,55	0,85	2,57	1,00	4,11	0,55	0,55	0,63	4,67	2,67
Sm	0,53	0,18	0,70	0,42	1,47	0,28	0,17	0,20	1,90	1,11
Lu	1,94	0,70	3,04	1,42	4,44	0,81	0,73	0,86	1,43	0,32
Gd	0,34	0,17	0,59	0,34	0,78	0,22	0,20	0,24	2,69	1,56
Th	1,79	0,81	3,44	2,02	4,54	1,25	0,99	1,32	0,60	0,36
Dy	0,45	0,23	0,78	0,50	0,94	0,33	0,25	0,34	3,85	2,21
Ho	1,40	0,63	2,42	1,41	2,55	0,89	0,61	0,94	0,89	0,53
Er	0,26	0,12	0,43	0,23	0,37	0,15	0,10	0,16	2,63	1,53
Tm	1,85	0,86	3,00	1,44	2,25	0,94	0,56	0,91	0,41	0,25
Yb	0,40	0,21	0,60	0,30	0,41	0,21	0,14	0,21	2,62	1,51
Lu	1,30	0,90	1,79	0,19	3,65	0,04	0,06	0,18	0,48	0,31
Hf	1,42	1,33	1,42	1,45	3,35	1,27	1,18	1,33	0,98	0,46
Ta	1,67	1,01	1,18	0,35	1,22	ИО 110	ИО 110	ИО 110	1,47	1,58
Pb	0,23	ИО 110	0,21	ИО 110	0,14	ИО 110	ИО 110	ИО 110	0,07	0,40
Th	0,28	0,11	0,27	0,08	0,18	0,16	0,09	0,12	0,03	ИО 110
U									0,34	0,54

Окончание приложения 8

34	35		36		37		38		39		40		41		42		43		44		45		46	
	но	но	но	но	но	но	но	но	но	но	но	но	но	но	но	но	но	но	но	но	но	но	но	но
Tl																								0.043
Pb	11.35	11.94	18.04	25.45	42.73	8.97	8.85	8.85	11.22	8.70	8.70	3.39	9.82	9.82	9.82	9.82	9.82	9.82	9.82	9.82	9.82	9.82	9.82	0.048
Y	12.76	14.40	19.90	58.51	31.12	71.76	40.03	40.03	37.32	30.36	30.36	60.78	9.69	9.69	9.69	9.69	9.69	9.69	9.69	9.69	9.69	9.69	9.69	0.043
Zr	1.67	0.49	1.08	2.53	1.82	7.85	5.66	5.66	6.12	5.91	5.91	6.76	1.72	1.72	1.72	1.72	1.72	1.72	1.72	1.72	1.72	1.72	1.72	0.133
Nb	1.20	1.31	1.82	1.90	2.01	5.32	4.19	4.19	6.40	4.34	4.34	6.32	1.55	1.55	1.55	1.55	1.55	1.55	1.55	1.55	1.55	1.55	1.55	0.030
La	3.10	3.15	4.83	6.13	5.32	12.01	9.98	9.98	14.30	9.93	9.93	13.37	3.82	3.82	3.82	3.82	3.82	3.82	3.82	3.82	3.82	3.82	3.82	0.030
Ce	0.56	0.61	0.88	1.15	1.09	1.74	1.48	1.48	2.05	1.49	1.49	1.84	0.67	0.67	0.67	0.67	0.67	0.67	0.67	0.67	0.67	0.67	0.67	0.027
Pr	2.77	3.19	4.68	6.13	5.93	6.91	6.28	6.28	8.64	6.38	6.38	6.98	3.32	3.32	3.32	3.32	3.32	3.32	3.32	3.32	3.32	3.32	3.32	0.076
Sm	1.14	1.27	1.84	2.43	2.44	1.67	1.66	1.66	2.10	1.66	1.66	1.24	1.14	1.14	1.14	1.14	1.14	1.14	1.14	1.14	1.14	1.14	1.14	0.068
Fu	0.42	0.44	1.06	0.64	0.68	0.46	0.48	0.48	0.53	0.48	0.48	0.30	0.36	0.36	0.36	0.36	0.36	0.36	0.36	0.36	0.36	0.36	0.36	0.038
Gd	1.54	1.77	2.53	3.31	3.80	1.64	1.70	1.70	2.19	1.79	1.79	1.05	1.45	1.45	1.45	1.45	1.45	1.45	1.45	1.45	1.45	1.45	1.45	0.067
Tb	0.36	0.40	0.54	0.74	0.91	0.33	0.34	0.34	0.41	0.35	0.35	0.19	0.31	0.31	0.31	0.31	0.31	0.31	0.31	0.31	0.31	0.31	0.31	0.027
Dy	2.17	2.41	3.36	4.87	6.58	1.78	1.81	1.81	2.22	1.85	1.85	0.88	1.75	1.75	1.75	1.75	1.75	1.75	1.75	1.75	1.75	1.75	1.75	0.053
Ho	0.51	0.56	0.77	1.12	1.61	0.42	0.41	0.41	0.50	0.42	0.42	0.23	0.42	0.42	0.42	0.42	0.42	0.42	0.42	0.42	0.42	0.42	0.42	0.027
Er	1.45	1.57	2.28	3.31	5.16	1.22	1.15	1.15	1.39	1.15	1.15	0.65	1.15	1.15	1.15	1.15	1.15	1.15	1.15	1.15	1.15	1.15	1.15	0.047
Tm	0.24	0.25	0.36	0.53	0.82	0.22	0.19	0.19	0.22	0.19	0.19	0.12	0.19	0.19	0.19	0.19	0.19	0.19	0.19	0.19	0.19	0.19	0.19	0.027
Yb	1.48	1.59	2.28	3.44	5.24	1.41	1.17	1.17	1.41	1.15	1.15	0.78	1.17	1.17	1.17	1.17	1.17	1.17	1.17	1.17	1.17	1.17	1.17	0.048
Lu	0.30	0.32	0.44	0.59	0.89	0.29	0.24	0.24	0.27	0.24	0.24	0.19	0.25	0.25	0.25	0.25	0.25	0.25	0.25	0.25	0.25	0.25	0.25	0.029
Hf	0.42	0.47	0.70	2.18	1.20	2.18	1.40	1.40	1.40	1.12	1.12	1.95	0.31	0.31	0.31	0.31	0.31	0.31	0.31	0.31	0.31	0.31	0.31	0.069
Ta	4.69	1.59	2.09	1.81	1.53	2.42	2.16	2.16	2.05	2.10	2.10	2.06	3.92	3.92	3.92	3.92	3.92	3.92	3.92	3.92	3.92	3.92	3.92	0.096
Pb	1.47	0.95	0.49	0.37	no	0.14	no	no	0.13	0.21	0.21	0.19	0.57	0.57	0.57	0.57	0.57	0.57	0.57	0.57	0.57	0.57	0.57	0.087
Th	0.02	no	0.03	0.29	0.12	0.99	0.52	0.52	0.73	0.54	0.54	0.16	no	no	no	no	no	no	no	no	no	no	no	0.053
U	0.08	0.07	0.13	0.23	0.14	0.44	0.24	0.24	0.41	0.20	0.20	0.16	0.16	0.16	0.16	0.16	0.16	0.16	0.16	0.16	0.16	0.16	0.16	0.051

Примечания. Сведения о месте взятия и геологической позиции проб приведены в приложении 7. пч – ниже предела чувствительности, но – не определялось.

Note. The information about the place of taking and geological setting of probes are content appendix 7. пч – less than detection limit, no – not determined.

Приложение 9

Состав минералов теллура и самородного золота в гидротермальных трубах Яман-Касинского месторождения (мас. %)
 The Te-minerals and native gold composition of the rhyolite hydrothermal chimneys of Yaman-Kasy deposit (wt. %)

№	Название минерала	Au	Ag	Cu	Fe	Bi	Hg	Pb	Co	Te	S	Sb	TI	As	Сумма	Формула
1	Алант	0.00	0.36	0.24	0.15	0.83	0.30	60.12	—	38.18	0.06	0.27	—	0.00	100.51	Pb _{60.12} Te _{1.02}
2	Теллури-висмутит	0.00	0.62	0.00	0.27	50.53	0.00	1.31	—	46.65	0.15	—	—	—	—	Bi _{50.53} Te _{1.11}
3	Теллуристый минерал подобный кервеллиту	0.00	68.26	1.46	0.00	0.00	0.00	0.00	—	24.26	6.48	0.00	—	0.00	100.46	Ag _{16.46} Te _{11.51} S _{1.16}
4	Вольфскит	0.00	17.95	0.00	0.00	35.31	0.00	0.15	0.00	44.33	0.00	0.00	0.00	0.00	97.74	Ag _{17.95} Bi _{35.31} Te _{1.01}
5	Теллуристый кобальтит	0.00	0.00	0.20	0.26	0.00	0.00	0.09	32.93	15.01	20.03	1.71	—	28.18	98.41	Co _{0.09} As _{28.18} Te _{1.21}
6	Ожест теллура	0.00	0.38	0.00	0.00	0.42	0.00	1.57	0.00	84.05	0.34	0.00	—	0.00	96.39	Te _{1.42} Sb _{1.57} Co _{0.09}
7	Самородное золото	81.66	15.20	1.53	0.98	0.28	0.00	0.00	0.00	0.00	0.10	0.00	—	0.00	98.22	Au _{81.66} Ag _{15.20} Cu _{1.53} Fe _{0.98}

Примечание. Анализы 1–3 выполнены К. Стелли, В. В. Масленниковым, Р. Херрингтоном на приборе Camebax SX-50 в Департаменте минералогии Музея Естественной Истории в Великобритании. 4–7 выполнены В. В. Масленниковым и К. Беккером на приборе JEOL IXA – 8900 RI, во Фрайбергской горной академии в Германии.

(0.00) – ниже чувствительности анализа, – не определено.

Note. Analyses 1–3 were carried by K. Stanley, V. V. Maslennikov and R. Herrington with microprobe Camebax SX-50 in Department of Mineralogy of Natural History Museum in Great Britain. The analyses 4–7 were carried V. V. Maslennikov and K. Becker with microprobe JEOL IXA – 8900 RI, in Freiberg Mining Academy in Germany.

(0.00) – less than detection limit, (–) – not determined.

Приложение 10

Состав коллоидов из палеогидротермальных труб месторождения Яман-Касы (мас. %)
 Colloids composition of the paleohydrothermal chimneys of Yaman-Kasy deposit (wt. %)

№№	Номера образцов	Hg	Te	Ti	Pd	Сумма	Кристаллохимическая формула
1	95-01-145	60.35	40.15	0.61	0.31	101.42	Hg ^{0.35} Te ^{1.02}
2	95-01-146	61.14	39.84	0.51	0.41	101.9	Hg ^{0.39} Te ^{1.01}
3	95-01-147	61.02	40.24	0.49	0.28	102.03	Hg ^{0.38} Te ^{1.02}
4	95-01-148	60.33	39.98	0.67	0.19	101.17	Hg ^{0.38} Te ^{1.02}
5	95-01-149	60.64	40.36	0.79	0.08	101.87	Hg ^{0.38} Te ^{1.02}
6	95-01-150	61.40	40.00	0.47	0.20	102.07	Hg ^{0.39} Te ^{1.01}
7	95-01-151	61.23	40.52	0.48	0.07	102.3	Hg ^{0.38} Te ^{1.02}
8	95-01-152	60.13	39.94	0.54	0.16	100.77	Hg ^{0.38} Te ^{1.02}
9	95-01-153	61.25	40.04	0.61	0.32	102.22	Hg ^{0.39} Te ^{1.01}
10	95-02-1.1	59.00	39.82	0.44	0.30	99.56	Hg ^{0.37} Te ^{1.03}
11	98-01-4a	61.04	39.8	-	0.30	101.14	Hg ^{0.39} Te ^{1.01}
12	98-01-5a	61.13	40.17	-	0.28	101.58	Hg ^{0.38} Te ^{1.02}
13	98-01-6a	61.52	40.00	-	0.25	101.77	Hg ^{0.39} Te ^{1.01}
14	98-01-7a	61.22	40.36	-	0.26	101.84	Hg ^{0.38} Te ^{1.02}

Примечание. Анализы выполнены В. В. Масленниковым и К. С. Стелли на микрозонде Camebax SX-50 в департаменте минералогии Музея Естественной Истории в Великобритании.

Прочерк – элемент не определен.

Note. Analyses were carried by V. V. Maslennikov and K. S. Stenly with microprobe Camebax SX-50 in Department of Mineralogy of Natural History Museum in Great Britain.

Dash – element wasn't determined.

Приложение 11

Состав сильванита из палеогидротермальных труб месторождения Яман-Касы (мас. %)
 Sivanite composition of paleohydrothermal chimneys of Yaman-Kasy Deposit (wt. %)

№№	Номера образцов	Au	Ag	Te	Hg	Cu	Сумма	Кристаллохимическая формула
1	95-01-13	23.82	13.14	63.27	0.48	0.18	100.89	Аи _{0.98} Аg _{0.99} Те _{4.03}
2	95-01-14	23.74	13.60	63.17	0.40	0.19	101.10	Аи _{0.98} Аg _{1.02} Те _{4.01}
3	95-01-15	22.88	14.16	62.60	0.43	0.14	100.21	Аи _{0.94} Аg _{1.07} Те _{3.99}
4	95-01-16	22.73	14.36	62.45	0.44	0.22	100.20	Аи _{0.94} Аg _{1.08} Те _{3.98}
5	95-01-27	22.96	13.86	62.86	0.51	0.31	100.50	Аи _{0.95} Аg _{1.05} Те _{4.01}
6	95-01-29	23.01	13.73	63.00	0.63	0.12	100.49	Аи _{0.95} Аg _{1.04} Те _{4.01}
7	95-01-30	23.14	13.87	62.86	0.54	0.16	100.57	Аи _{0.95} Аg _{1.04} Те _{4.01}
8	95-01-32	22.84	14.08	62.71	0.67	0.11	100.41	Аи _{0.94} Аg _{1.06} Те _{4.01}
9	95-01-37	23.09	13.86	63.30	0.41	0.25	100.91	Аи _{0.95} Аg _{1.04} Те _{4.01}
10	95-01-38	22.75	14.70	62.81	0.51	0.22	100.99	Аи _{0.95} Аg _{1.04} Те _{3.97}
11	95-01-39	22.25	14.59	62.70	0.48	0.04	100.06	Аи _{0.92} Аg _{1.07} Те _{3.99}
12	95-01-40	22.84	14.03	62.55	0.40	0.09	99.91	Аи _{0.95} Аg _{1.06} Те _{3.99}
13	95-01-69	23.02	13.16	63.41	0.58	0.13	100.30	Аи _{0.95} Аg _{0.97} Те _{4.05}
14	95-01-71	22.57	14.16	62.95	0.60	0.18	100.46	Аи _{0.95} Аg _{1.02} Те _{4.01}
15	98-16-11.1	24.88	12.01	62.12	0.04	0.62	99.67	Аи _{0.95} Аg _{0.97} Те _{4.03}
16	90-16-14.1	24.36	12.79	62.56	0.09	0.63	100.43	Аи _{0.94} Аg _{0.97} Те _{4.02}
17	90-16-8.2	23.66	12.60	62.91	0.10	0.72	99.99	Аи _{0.99} Аg _{0.96} Те _{4.05}
18	90-16-9.2	23.47	12.57	63.00	0.14	1.16	100.34	Аи _{0.98} Аg _{0.96} Те _{4.06}
19	90-16-10.2	24.23	12.68	62.70	0.01	1.18	100.80	Аи _{1.04} Аg _{0.96} Те _{4.05}
20	90-16-11.1	23.47	12.28	62.19	0.28	0.88	99.10	Аи _{0.99} Аg _{0.95} Те _{4.06}

Примечание. Анализы выполнены В. В. Масленниковым и К. Стэнли на микрозонде Camebax SX-50 в Департаменте минералогии Музея Естественной Истории в Англии.

Note. Analyses were carried by V. V. Maslennikov and K. Stanley with microprobe Camebax SX-50 in Department of Mineralogy of Natural History Museum in Great Britain.

Приложение 12

Состав гессита-штутцита из палеогидротермальных труб месторождения Яман-Касы (мас. %) /
Hessite-stutzite composition of the paleohydrothermal chimneys of Yaman-Kasy deposit (wt. %)

№№	Номера образцов	Ag	Te	S	Cu	Pb	Au	Sb	Сумма	Кристаллохимическая формула
1	98-01-10.a	61.17	38.61	0.10	0.15	0.02	0.73	—	100.78	Ag _{0.96} Te _{0.04}
2	98-01-10.b	61.55	38.80	0.02	0.13	0.06	0.26	—	100.82	Ag _{0.96} Te _{0.04}
3	98-01-10.c	60.66	39.15	0.07	0.00	0.23	0.61	—	100.72	Ag _{0.94} Te _{0.06}
4	98-01-10.d	61.61	39.02	0.03	0.20	0.00	0.00	—	100.83	Ag _{0.95} Te _{0.05}
5	98-01-15n	61.34	39.53	0.05	0.64	0.05	—	—	101.61	Ag _{0.94} Te _{0.06}
6	95-01-86	59.80	39.83	0.11	0.15	0.05	0.05	0.28	100.27	Ag _{0.93} Te _{0.08}
7	95-01-87	60.92	39.96	0.09	0.01	0.09	0.15	0.15	101.37	Ag _{0.93} Te _{0.07}
8	95-01-88	60.44	39.72	0.07	0.06	0.00	0.00	0.31	100.60	Ag _{0.93} Te _{0.07}
9	95-01-89	58.8	41.03	0.09	0.00	0.00	0.00	0.29	100.21	Ag _{0.89} Te _{0.11}
10	95-01-90	60.36	39.68	0.07	0.14	0.03	0.09	0.30	100.67	Ag _{0.93} Te _{0.07}
11	95-01-91	60.24	38.76	0.14	0.14	0.00	0.02	0.22	99.52	Ag _{0.94} Te _{0.06}
12	95-01-92	59.93	38.74	0.16	0.04	0.00	0.00	0.27	99.14	Ag _{0.94} Te _{0.06}
13	95-01-93	59.5	38.15	0.19	0.04	0.02	0.23	0.27	98.40	Ag _{0.95} Te _{0.05}
14	95-01-94	62.29	35.69	1.07	0.09	0.00	0.27	0.12	99.53	Ag _{0.93} Te _{0.07}
15	95-01-95	60.24	39.42	0.11	0.05	0.12	0.09	0.16	100.19	Ag _{0.93} Te _{0.07}
16	95-01-96	59.07	39.15	0.20	0.11	0.00	0.06	0.29	98.88	Ag _{0.93} Te _{0.08}
17	95-01-97	59.09	40.16	0.40	0.11	0.00	0.00	0.28	100.04	Ag _{0.91} Te _{0.09}
18	95-01-101	59.94	39.99	0.15	0.06	0.00	0.17	0.25	100.56	Ag _{0.92} Te _{0.08}
19	95-01-102	59.92	40.45	0.12	0.04	0.04	0.13	0.20	100.90	Ag _{0.91} Te _{0.09}
20	95-01-103	59.15	40.39	0.14	0.14	0.00	0.17	0.27	100.26	Ag _{0.98} Te _{0.01}
21	95-01-104	58.63	41.38	0.46	0.04	0.00	0.00	0.14	100.65	Ag _{0.88} Te _{0.12}
22	95-01-105	60.31	39.22	0.25	0.07	0.00	0.07	0.23	100.15	Ag _{0.91} Te _{0.09}

Примечание: анализы выполнены В. В. Масленниковым и К. Стэнли на микрозонде Camebax SX-50 в департаменте минералогии Музея Естественной Истории в Великобритании. Прочерк – элемент не определен.

Note: Analyses were carried by V. V. Maslennikov and K. Stanley with microprobe Camebax SX-50 in Department of Mineralogy of Natural History Museum in Great Britain. Dash – element wasn't determined.

Приложение 13

Состав гессита из руд Северо-Уварьинского рудопроявления (свх.4324) (мас. %)
 Hesseite composition of Severo-Uvarzhinskoe ore manifestation (hole 4324) (wt. %)

№№	Номера образцов	Au	Ag	Cu	Fe	Zn	Pb	S	Sb	Te	As	Hg	Bi	Сумма
1	45-а2-1	0.03	65.84	1.60	0.00	0.23	0.01	0.99	0.00	28.84	0.01	0.16	0.32	98.03
2	45-а2-2	0.00	69.04	0.61	0.00	0.05	0.14	0.86	0.00	30.27	0.00	0.07	0.00	101.04
3	45-а2-3	0.00	64.08	1.07	0.00	0.14	0.00	0.13	0.00	33.10	0.02	0.00	0.00	98.54
4	48.9а-1	0.00	63.51	0.00	0.00	0.07	0.22	0.03	0.00	37.08	0.64	0.05	0.25	101.85
5	48.9а-2	0.02	60.01	0.00	0.02	0.03	0.11	0.16	0.00	37.50	0.69	0.00	0.00	98.54
6	48.9а-3	0.00	61.33	0.18	0.01	0.03	0.26	0.30	0.00	36.15	0.76	0.23	0.39	99.64
7	48.9с-1	0.02	59.31	0.08	0.03	1.51	1.51	0.36	0.00	37.85	1.08	0.00	0.18	101.94
8	47-1-6	0.08	58.46	0.05	0.00	0.06	0.13	0.02	0.24	39.61	0.00	0.00	0.00	99.26
9	47-1-6-1	0.00	58.77	0.11	0.02	0.08	0.00	0.12	0.24	39.13	0.00	0.00	0.01	99.00
10	47-1-20	0.00	61.23	0.54	0.00	0.16	0.00	1.09	0.24	35.15	0.02	0.00	0.00	98.95
11	47-1-21	0.02	62.54	0.94	0.04	0.19	0.00	1.06	0.24	33.41	0.02	0.00	0.00	98.96
12	44.3-2-10	0.15	62.33	0.16	0.98	0.13	0.15	0.19	0.28	36.63	0.00	0.08	0.05	101.26
13	44.3-2-12	0.03	61.10	0.08	1.07	0.55	0.00	0.41	0.19	36.13	0.00	0.00	0.00	99.74
14	44.3-1-16	0.21	57.85	0.05	0.02	0.18	0.00	0.07	0.21	39.76	0.00	0.03	0.00	99.03
15	44.3-1-17	0.12	58.42	0.12	0.06	0.07	0.13	0.32	0.14	38.10	0.00	0.01	0.00	98.24
16	44.3-1-22	0.13	58.62	0.07	0.00	0.31	0.00	0.08	0.19	37.93	0.14	0.00	0.00	98.10
17	44.3-1-23	0.01	59.51	0.05	0.03	0.43	0.00	0.05	0.24	40.08	0.00	0.06	0.00	100.97
18	44.3-1-75	0.01	61.39	0.29	0.02	0.11	0.00	0.30	0.26	38.88	0.00	0.00	0.00	101.57
19	44.3-1-76	0.03	64.81	0.63	0.08	0.10	0.00	3.07	0.22	31.12	0.00	0.00	0.00	100.58
20	44.3-1-77	0.02	63.03	0.68	0.04	0.15	0.00	1.77	0.26	32.81	0.01	0.00	0.00	99.24
21	41.5-с	0.25	61.46	0.56	0.30	0.06	0.00	0.03	0.24	35.90	0.00	0.71	0.00	100.02

Примечания: анализы выполнены В. В. Зайковым и С. Г. Тесалиной на микрозонде JXA-733 в Институте минералогии УрО РАН в Миассе. Оператор Е. Н. Чурин.
 Note: Analyses were carried by V. V. Zaykov and S. G. Tesalina with microprobe JXA-733 in the Institute of Mineralogy in Miass. Operator E. N. Churin.

Приложение 14

Состав сульфотеллурида серебра, сходного с беленоранитом из палеонидротермальных сульфидных труб месторождения Яман-Касы (мас. %)

The composition of Ag sulfotellurides similar with belenorandite of paleoalhydrothermal chimneys of Yaman-Kasy deposit (wt. %)

№№	Номер образца	Ag	Te	Sb	As	S	Cu	Fe	Au	Hg	Сумма	Кристаллохимическая формула
1	95-01-24	63.61	29.01	0.16	0.00	6.72	0.64	0.52	0.01	0.00	100.67	$Ag_{8.05}Sb_{0.02}Te_{1.10}S_{2.85}$
2	95-01-25	66.17	27.99	0.12	0.00	7.36	0.55	0.37	0.00	0.09	102.65	$Ag_{8.08}Sb_{0.01}Te_{0.99}S_{1.02}$
3	95-01-35	62.99	30.59	0.23	0.00	7.5	0.29	0.14	0.48	0.15	102.37	$Ag_{7.72}S_{0.02}Te_{1.17}S_{3.09}$
4	95-01-84	62.55	29.40	0.10	1.80	5.39	0.24	0.15	0.06	0.73	100.42	$Ag_{8.09}(Sb_{0.01}As_{0.11}Te_{1.25}S_{2.78})$
5	95-01-99	66.82	27.44	0.15	0.00	7.11	0.11	0.06	0.01	0.00	101.7	$Ag_{8.20}(Sb_{0.02})Te_{1.85}S_{2.94}$
6	98-01-26a	63.03	30.11	0.20	1.58	4.29	0.28	0.04	0.00	0.00	99.53	$Ag_{8.17}(Sb_{0.02}As_{0.20})Te_{1.58}S_{1.92}$
7	98-01-27a	65.30	29.30	0.14	0.56	3.50	0.29	0.21	0.00	0.00	99.3	$Ag_{8.90}(Sb_{0.02}As_{0.11})Te_{1.15}S_{1.00}$
8	98-01-28a	64.34	28.71	0.05	0.93	4.53	0.42	0.29	0.00	0.00	99.27	$Ag_{8.50}(Sb_{0.01}As_{0.10})Te_{1.21}S_{2.03}$
9	98-01-29a	63.59	32.54	2.26	0.14	0.37	0.29	0.13	0.00	0.00	99.32	$Ag_{9.42}(Sb_{0.35}As_{0.05})Te_{1.07}S_{0.18}$
10	Theoretical	64.6	19.1	7.2	9.1	0.0	0.00	0.00	0.00	0.00	100	$Ag_{9.02}(Sb_{0.89}As_{1.83})Te_{2.36}S_{1.00}$
11	Vambole-I	64.5	18.7	8.0	7.3	1.4	0.1	0.00	0.00	0.00	100	$Ag_{8.80}(Sb_{0.77}As_{1.43})Te_{2.16}S_{0.64}$

Примечание. Анализы выполнены В. В. Масленишковым и К. Стелли на микрозонде Camebax SX-50 в Департаменте минералогии Музея Естественной Истории в Великобритании.

Note. Analyses were carried by V. V. Maslennikov and K. Stanley with microprobe Camebax SX-50 in Department of Mineralogy of Natural History Museum in Great Britain.

Приложение 15

Состав кернеллента из руд Северо-Уральского рудопроявления (св. 4324) (мас. %)
 Kerrelleite composition of ore of Severo-Ural'skoye ore manifestation (hole 4324) (wt. %)

№ №	Глубина и точки анализов	Au	Ag	Cu	Fe	Zn	Pb	S	Sb	As	Te	Hg	Bi	Сумма	Кристаллохимическая формула
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
1	44.2-5-1	0.01	67.96	2.32	0.04	0.09	0.00	6.07	0.02	0.02	21.29	0.00	0.00	97.82	Ag _{1.78} Cu _{0.22} Hg _{0.99} TeS _{1.15}
2	44.2-5-3	0.08	69.21	2.12	0.01	0.23	0.00	5.64	0.02	0.02	20.32	0.10	0.11	97.86	Ag _{1.65} Cu _{0.21} Zn _{0.06} Hg _{0.25} TeS _{1.10}
3	44.2-5-5	0.08	68.36	2.55	0.02	1.00	0.00	5.71	0.12	0.00	22.17	0.00	0.04	100.05	Ag _{1.65} Cu _{0.27} Zn _{0.10} Hg _{0.36} TeS _{1.02}
4	44.2-5-6	0.05	69.15	2.27	0.00	1.03	0.00	5.58	0.06	0.00	20.15	0.08	0.15	98.52	Ag _{1.66} Cu _{0.23} Zn _{0.11} Hg _{0.37} TeS _{1.10}
5	44.2-5-7	0.00	69.29	2.00	0.04	0.59	0.00	5.66	0.16	0.01	21.96	0.09	0.04	99.84	Ag _{1.70} Cu _{0.16} Zn _{0.03} Hg _{0.35} TeS _{1.02}
6	44.2-5-8	0.09	68.84	3.03	0.02	0.63	0.00	5.85	0.07	0.03	19.76	0.03	0.05	98.40	Ag _{1.66} Cu _{0.16} Zn _{0.06} Hg _{0.45} TeS _{1.17}
7	44.2-5-9	0.02	68.14	3.52	0.02	1.24	0.00	5.84	0.15	0.04	20.99	0.07	0.06	100.09	Ag _{1.86} Cu _{0.23} Zn _{0.11} Hg _{0.24} (Te _{0.95} Sb _{0.01})S _{1.09}
	Среднее	0.05	68.71	2.54	0.02	0.69	0.00	5.76	0.09	0.02	20.95	0.05	0.06	98.94	Ag _{1.86} Cu _{0.23} Zn _{0.11} Hg _{0.24} TeS _{1.08}
8	44.2-2-30	0.00	68.06	2.10	0.04	0.74	0.00	5.43	0.10	0.00	20.63	0.00	0.02	97.12	Ag _{1.88} Cu _{0.20} Zn _{0.08} Hg _{0.16} TeS _{1.04}
9	44.2-2-31	0.00	68.26	2.20	0.02	0.87	0.00	5.71	0.06	0.01	21.21	0.00	0.12	98.46	Ag _{1.78} Cu _{0.21} Zn _{0.06} Hg _{0.08} TeS _{1.07}
10	44.2-2-32	0.00	67.87	1.78	0.04	0.18	0.00	5.66	0.17	0.00	22.76	0.11	0.05	98.62	Ag _{1.96} Cu _{0.15} Zn _{0.01} Hg _{0.66} (Te _{0.95} Sb _{0.01})S _{0.98}
	Среднее	0.00	68.06	2.03	0.03	0.60	0.00	5.60	0.11	0.00	21.53	0.04	0.06	98.06	Ag _{1.78} Cu _{0.16} Zn _{0.03} Hg _{0.25} TeS _{1.03}
11	44.2-3-33	0.00	68.20	1.70	0.03	0.66	0.00	5.82	0.16	0.00	22.80	0.00	0.07	99.44	Ag _{1.51} Cu _{0.15} Zn _{0.06} Hg _{0.27} (Te _{0.95} Sb _{0.01})S _{1.01}
12	44.2-3-34	0.15	69.40	2.01	0.04	0.33	0.00	5.74	0.09	0.00	20.91	0.01	0.00	98.68	Ag _{1.91} Cu _{0.17} Zn _{0.01} Hg _{0.13} TeS _{1.09}
13	44.2-35	0.00	67.52	2.15	0.01	0.22	0.00	5.50	0.13	0.02	21.13	0.00	0.04	96.68	Ag _{1.78} Cu _{0.20} Zn _{0.20} Hg _{0.15} TeS _{0.99}
14	44.2a-1	0.01	67.65	4.40	0.00	0.26	1.42	5.67	0.00	0.00	22.60	0.00	0.00	102.01	Ag _{1.84} Cu _{0.17} Zn _{0.03} Hg _{0.25} TeS _{1.11}
15	44.2a-1-2	0.00	69.36	4.74	0.02	0.24	0.16	5.36	0.00	0.00	21.80	0.03	0.00	101.71	Ag _{1.78} Cu _{0.17} Zn _{0.02} Hg _{0.25} TeS _{0.99}
16	44.2-4-38	0.05	68.63	2.74	0.02	1.44	0.00	5.89	0.19	0.00	20.63	0.04	0.01	99.64	Ag _{1.96} Cu _{0.23} Zn _{0.13} Hg _{0.29} (Te _{0.95} Sb _{0.01})S _{1.12}
	Среднее	0.03	68.46	2.96	0.02	0.52	0.26	5.66	0.09	0.00	21.64	0.01	0.02	99.67	Ag _{1.78} Cu _{0.23} Zn _{0.05} Hg _{0.16} TeS _{1.04}
17	44.3-2-4	0.15	66.24	0.99	0.70	0.05	0.00	6.49	0.14	0.00	24.09	0.02	0.00	98.87	Ag _{1.33} Cu _{0.67} Fe _{0.06} Hg _{0.35} (Te _{0.95} Sb _{0.01})S _{1.06}
18	44.3-2-11	0.00	70.36	1.26	0.87	0.04	0.00	7.69	0.09	0.00	17.71	0.00	0.02	98.04	Ag _{1.65} Cu _{0.14} Fe _{0.11} Hg _{0.12} TeS _{1.12}
19	44.3-2-13	0.04	66.18	1.27	1.20	0.23	0.00	7.42	0.01	0.00	24.21	0.00	0.05	100.61	Ag _{1.78} Fe _{0.11} Cu _{0.16} Zn _{0.02} Hg _{0.46} TeS _{1.22}
20	44.3-2-15	0.16	68.47	1.50	1.07	0.01	0.00	6.08	0.02	0.00	21.93	0.26	0.00	99.50	Ag _{1.66} Cu _{0.14} Fe _{0.11} Hg _{0.14} TeS _{1.11}

Окончание приложения 15

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
Среднее		0.09	67.81	1.25	0.96	0.08	0.00	6.92	0.06	0.00	21.98	0.07	0.02	99.24	(Ag _{3.04} Cu _{1.01} Fe _{0.16} Zn _{0.87} TeS _{2.25})
21	44.3-4-20	0.06	68.96	2.41	0.12	0.27	0.00	5.66	0.14	0.00	21.30	0.05	0.00	98.97	(Ag _{2.96} Cu _{1.02} Zn _{0.82} Fe _{0.16} S _{1.65})
22	81	0.01	69.12	2.18	0.05	0.08	—	0.54	0.14	0.03	21.21	—	—	93.36	(Ag _{2.98} Cu _{1.02} Zn _{0.87} Fe _{0.16} (Te _{0.98} Sb _{0.02})S _{1.61})
23	44.3-4-21	0.03	68.44	2.18	0.10	0.25	0.00	5.53	0.05	0.01	21.29	0.16	0.13	98.17	(Ag _{2.97} Cu _{1.02} Zn _{0.82} Fe _{0.16} S _{1.61})
Среднее		0.03	68.84	2.26	0.09	0.20	0.00	3.91	0.11	0.01	21.27	0.07	0.04	96.83	(Ag _{2.96} Cu _{1.02} Zn _{0.82} Fe _{0.16} (Te _{0.98} Sb _{0.02})S _{1.61})
24	45-2-6	0.00	63.39	1.53	0.00	0.13	0.00	3.36	0.16	0.00	26.83	0.10	0.00	97.50	(Ag _{2.98} Cu _{1.01} Zn _{0.87} Fe _{0.16} (Te _{0.98} Sb _{0.02})S _{1.61})
25	45-2-4	0.22	65.48	1.62	0.03	0.94	0.00	3.94	0.20	0.00	25.99	0.00	0.07	98.49	(Ag _{2.98} Cu _{1.02} Zn _{0.87} Fe _{0.16} (Te _{0.98} Sb _{0.02})S _{1.61})
26	45-2-5	0.02	67.25	1.58	0.06	0.24	0.00	5.66	0.03	0.00	23.01	0.02	0.00	97.87	(Ag _{2.98} Cu _{1.02} Zn _{0.87} Fe _{0.16} (Te _{0.98} Sb _{0.02})S _{1.61})
Среднее		0.03	66.04	1.60	0.03	0.44	0.00	4.32	0.13	0.00	24.50	0.04	0.02	97.15	(Ag _{2.98} Cu _{1.02} Zn _{0.87} Fe _{0.16} S _{1.61})
27	47-1-5	0.00	66.46	1.18	0.01	0.07	0.00	4.27	0.19	0.00	25.50	0.09	0.02	97.79	(Ag _{2.98} Cu _{1.02} Fe _{0.16} (Te _{0.98} Sb _{0.02})S _{1.61})
28	47-1-7	0.13	63.12	1.20	0.06	0.34	0.00	4.88	0.23	0.00	25.98	0.02	0.00	97.96	(Ag _{2.98} Cu _{1.02} Zn _{0.87} Fe _{0.16} (Te _{0.98} Sb _{0.02})S _{1.61})
29	47-1-9	0.01	66.19	0.95	0.02	0.29	0.00	5.11	0.19	0.00	25.05	0.09	0.00	97.90	(Ag _{2.98} Cu _{1.02} Zn _{0.87} Fe _{0.16} (Te _{0.98} Sb _{0.02})S _{1.61})
Среднее		0.05	63.92	1.11	0.03	0.23	0.00	4.75	0.20	0.00	25.51	0.07	0.01	97.88	(Ag _{2.98} Cu _{1.02} Zn _{0.87} Fe _{0.16} (Te _{0.98} Sb _{0.02})S _{1.61})
30	47-2-43	0.00	68.90	1.67	0.11	0.02	—	5.93	0.11	0.05	21.95	—	—	98.74	(Ag _{2.98} Cu _{1.02} Fe _{0.16} (Te _{0.98} Sb _{0.02})S _{1.61})
31	47-2-44	0.02	69.52	1.58	0.05	0.00	—	5.30	0.16	0.06	22.72	—	—	99.41	(Ag _{2.98} Cu _{1.02} Fe _{0.16} (Te _{0.98} Sb _{0.02})S _{1.61})
32	47-2-45	0.00	62.37	1.33	0.18	0.07	—	6.18	0.13	0.05	24.53	—	—	97.84	(Ag _{2.98} Cu _{1.02} Fe _{0.16} (Te _{0.98} Sb _{0.02})S _{1.61})
33	47-2-46	0.00	65.34	2.07	0.32	0.12	—	5.14	0.21	0.03	26.15	—	—	99.38	(Ag _{2.98} Cu _{1.02} Fe _{0.16} Zn _{0.87} (Te _{0.98} Sb _{0.02})S _{1.61})
Среднее		0.00	67.28	1.66	0.16	0.05	—	5.64	0.15	0.05	23.84	—	—	98.83	(Ag _{2.98} Cu _{1.02} Fe _{0.16} (Te _{0.98} Sb _{0.02})S _{1.61})

Примечание: Анализы выполнены В. В. Зайковым на микрозонде Cameca SX-50 в Департаменте минералогии Музея Естественной Истории в Великобритании. Операторы Т. Вильямс и Д. Спрэтт. Проверка – элементы не анализировались.

Note. Analyses were carried by V. V. Zaykov with microprobe Camebax SX-50 in Department of Mineralogy of Natural History Museum in Great Britain. Operators – T. Williams and D. Spratt. Dash – elements wasn't determined.

Приложение 16
Состав самородного теллура из палеогидротермальных труб месторождения Яман-Касы (мас. %)
Native tellurium composition of paleohydrothermal chimneys of Yaman-Kasy deposit (wt. %)

№№ образцов	Ag	Te	S	Pb	Cu	Fe	Au	Вг	Сумма
1	0.73	98.49	0.22	0.11	0.52	0.21	0.00	0.00	100.28
2	0.84	99.00	0.15	0.04	0.23	0.13	0.00	0.00	100.39
3	1.36	97.86	0.26	0.00	0.32	0.17	0.31	0.00	100.28
4	2.03	96.59	1.11	0.08	0.73	0.76	0.00	0.00	101.30
5	2.96	95.17	1.21	0.07	0.40	0.32	0.14	0.10	100.37

Примечание. Анализы выполнены В. В. Масленниковым и К. Стэнли на микрозонде Camebax SX-50 в департаменте минералогии Музея Естественной Истории в Англии.

Note. Analyses were carried by V. V. Maslennikov and K. Stanley with microprobe Camebax SX-50 in Department of Mineralogy of Natural History Museum in Great Britain.

Приложение 17
Состав гольдфилита из палеогидротермальных труб месторождения Яман-Касы (мас. %)
Goldfieldite composition of paleohydrothermal chimneys of Yaman-Kasy deposit (wt. %)

№№ образцов	Cu	Te	S	As	Sb	Fe	Zn	Ag	Hg	Сумма	Кристаллохимическая формула
1	40.49	32.14	25.88	0.20	0.47	0.45	0.00	0.08	0.54	100.25	Cu _{10.64} (As _{30.04} Sb _{30.01} Te _{1.99})S _{12.8}
2	41.42	31.96	25.80	0.19	0.52	0.48	0.01	0.03	0.39	100.8	Cu _{10.27} (As _{30.05} Sb _{30.02} Te _{1.95})S _{12.08}
3	41.26	31.98	26.01	0.24	0.73	0.52	0.00	0.13	0.15	101.02	Cu _{10.16} (As _{30.05} Sb _{30.07} Te _{1.93})S _{12.73}
4	41.74	29.85	25.08	0.94	1.22	0.55	0.02	0.06	0.30	99.76	Cu _{10.46} (As _{30.05} Sb _{30.06} Te _{1.73})S _{12.46}
5	41.01	32.33	26.06	0.00	0.54	0.60	0.17	0.02	0.40	101.13	Cu _{10.15} (Sb _{30.07} Te _{1.99})S _{12.79}
6	41.26	31.09	25.97	0.73	0.97	0.35	0.00	0.07	0.47	100.91	Cu _{10.64} (As _{30.15} Sb _{30.13} Te _{1.82})S _{12.71}
7	41.26	32.33	25.63	0.11	0.52	0.45	0.02	0.13	0.32	101.77	Cu _{10.26} (As _{30.02} Sb _{30.07} Te _{1.91})S _{12.64}
8	40.55	28.87	25.56	1.40	1.24	0.52	0.00	0.22	0.32	98.68	Cu _{10.06} (As _{30.36} Sb _{30.16} Te _{1.61})S _{12.73}
9	40.57	31.21	25.71	0.48	0.74	0.46	0.00	0.24	0.15	99.56	Cu _{10.16} (As _{30.16} Sb _{30.16} Te _{1.99})S _{12.76}
10	40.09	30.97	25.65	0.40	0.79	0.49	0.08	0.09	0.47	99.03	Cu _{10.11} (As _{30.09} Sb _{30.11} Te _{1.89})S _{12.82}

Примечание. Анализы выполнены В. В. Масленниковым и Д. Спраггом на микрозонде Camebax SX-50 в Департаменте минералогии Музея Естественной Истории в Великобритании.

Note. Analyses were carried by V. V. Maslennikov and K. Stanley with microprobe Camebax SX-50 in Department of Mineralogy of Natural History Museum in Great Britain.

Приложение 18

Результаты анализа электрума из руд Северо-Уваржского рудопроявления (скважина 4324)
Electrum analysis results from ores of Severo-Uvazhskoe ore manifestation (hole 4324)

№ точки анализа	Глубина и анализ	Au	Ag	Cu	Fe	Zn	Pb	S	Sb	As	Te	Hg	Cd	Mn	Bi	Сумма	Кристаллографическая формула
1	42.3-1(E)	62.52	34.81	0.86	0.74	0.00	0.00	—	—	0.01	0.06	0.00	—	0.03	0.00	99.03	Аг ₁₀₀ Ау ₈₆ С ₁ С ₁₀₀ Fe ₇₄
2	42.3-2(E)	63.30	35.85	0.98	0.85	0.03	0.00	—	—	0.03	0.08	0.00	—	0.00	0.00	101.11	Аг ₁₀₀ Ау ₈₅ С ₁ С ₁₀₀ Fe ₈₅
3	42.3-3(E)	62.66	35.05	0.88	0.72	0.00	0.00	—	—	0.00	0.05	0.00	—	0.01	0.00	99.38	Аг ₁₀₀ Ау ₈₇ С ₁ С ₁₀₀ Fe ₈₇
4	42.3-5(D)	76.69	21.96	0.07	0.04	0.00	0.00	—	—	0.04	0.05	0.00	—	0.00	0.00	98.85	Аг ₁₀₀ Ау ₃₃
5	42.3-6(D)	80.74	19.64	0.05	0.02	0.00	0.00	—	—	0.00	0.02	0.00	—	0.00	0.00	100.46	(Аг ₁₀₀ Ау ₃₃) ₁₀₀
6	42.3-7(D)	73.95	24.72	0.11	0.10	0.00	0.03	—	—	0.02	0.03	0.00	—	0.03	0.00	99.00	Аг ₁₀₀ Ау ₃₈
7	42.3-8(D)	79.13	20.38	0.11	0.03	0.00	0.00	—	—	0.00	0.05	0.00	—	0.01	0.00	99.71	Аг ₁₀₀ Ау ₃₂
8	42.3-10(C)	66.67	32.81	1.22	0.77	0.26	0.00	—	—	0.00	0.11	0.00	—	0.00	0.00	101.86	Аг ₁₀₀ Ау ₄₅ С ₁ С ₁₀₀ Fe ₈₁
9	43.6-а1	41.62	51.70	0.00	—	0.00	1.30	1.10	0.00	0.00	0.38	1.56	—	—	0.00	97.66	Аг ₁₀₀ Ау ₄₇ Н ₁ Fe ₈₁
10	48.6	69.46	28.64	0.06	0.03	0.08	—	—	—	—	0.25	—	—	—	—	98.52	Аг ₁₀₀ Ау ₄₀
11	48.7б1-1	73.42	27.10	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.05	0.07	0.00	—	0.00	100.73	Аг ₁₀₀ Ау ₄₀
12	48.7б1-2	69.65	26.41	0.05	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.12	0.41	0.00	—	0.00	96.67	(Аг ₁₀₀ Ау ₃₉) ₁₀₂
13	48.7б1-3	73.66	25.46	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.13	0.16	0.00	—	0.00	99.42	Аг ₁₀₀ Ау ₃₉
14	48.7б1-4	70.40	26.55	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.23	0.16	0.00	—	0.00	97.36	Аг ₁₀₀ Ау ₄₁
15	48.7б1-5	70.77	27.04	0.03	0.02	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.19	0.08	0.00	—	0.00	98.16	Аг ₁₀₀ Ау ₄₁

Примечания. 1) Анализ 1-8 выполнен Ю. В. Кулецовым во Фрайбергской горной академии (Германия) на приборе JEOL JXA 8900, оператор К. Беккер. Анализ 9-15 выполнен В. В. Зайковым и С. Г. Тесалиной в Институте минералогии УРО РАН, оператор Е. Н. Чурин.

2) Прочерк – элементы не анализировались. 3) Граница между самородным золотом и электрумом принята 75 % Au (фе).

Note. 1) Analyses 1-8 were carried out by Yu. V. Kuleshov and K. Becker in Freiberg Mining Academy (Germany) with microprobe JEOI JXA 8900. 2) Dash – elements weren't determined. 3) The margin between native gold and electrum is 75 % Au (formula units).

Приложение 19

Состав самородного золота месторождений Таш-Таш и Молодежное по результатам рентгеноспектрального анализа
Native gold composition of Tash-Tash and Molodezhnoe deposits by microprobe analysis

№п/п	Зерна	Кол-во анализов	Au	Ag	Cu	Te	Hg	Se	S	Fe	As	Сумма
1	A	22	80.81	16.71	0.00	0.06	0.05	0.02	0.00	0.00	0.00	97.65
2	A'	5	82.80	16.48	0.15	0.05	0.00	0.00	0.06	0.02	0.04	99.60
3	B	7	89.91	8.96	0.08	0.05	0.08	0.05	0.04	0.03	0.03	99.19
4	B'	5	85.27	12.85	0.07	0.08	0.00	0.02	0.05	0.01	0.02	98.37
5	C	6	81.14	16.44	0.08	0.07	0.01	0.03	0.00	0.00	0.00	97.77
6	Д	4	84.52	12.96	0.19	0.05	0.02	0.04	0.00	0.00	0.00	97.78
7	Е	2	88.19	9.80	0.04	0.00	0.12	0.00	0.00	0.00	0.00	98.15
8	а	1	73.88	25.37	0.50	0.06	0.00	0.00	0.16	0.59	0.02	100.58
9	в	3	73.08	25.57	0.39	0.04	0.00	0.00	0.08	0.21	0.02	99.39
10	с	1	70.96	24.44	0.69	0.08	0.00	0.00	0.26	1.00	0.03	97.47

Примечание: 1-7- золото из месторождения Таш-Таш, 8-10- золото из Молодежного месторождения.
Анализы выполнены В.В. Зайковым на микрозонде Jeol JXA-8900R.L. во Фрайбергской горной академии, оператор К. Беккер (ан. 1-7) и Музее Естественной Истории, Лондон, микрозонд SX-50, оператор Дж. Спратт.
Note: 1-7 – gold from Tash-Tash deposit, 8-10 – gold from Molodezhnoe deposit.
Analyses were carried out by V. V. Zaykov and K. Becker (an. 1-7) with microprobe Jeol JXA-8900R.L. in Freiberg Mining Academy and in Natural History Museum. London, microprobe SX-50, analyst G. Spratt.

Приложение 20

Состав золота из месторождения Балта-Тай (мас. %) Native gold composition of Balta-Tau deposit (wt. %)

№ п/п	Au	Ag	Hg	S	Cu	Fe	Ni	As	Se	Sb	Te	Pb	Bi	Сумма	Au
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
1	70.35	28.16	2.71	0.073	0.074	0.01	0.09	0.024	0.0033	0.00	0.077	0.00	0.00	101.48	Аш.37.А.г.0.41.Н.г.0.02
2	28.41	60.66	10.98	0.00	0.123	0.038	0.016	0.047	0.039	0.00	0.072	0.00	0.00	100.38	Аш.19.А.г.0.74.Н.г.0.07
3	71.16	26.71	2.54	0.035	0.144	0.028	0.007	0.035	0.055	0.026	0.00	0.00	0.00	100.74	Аш.38.А.г.0.41.Н.г.0.02
4	69.45	28.82	2.62	0.064	0.034	0.05	0.00	0.024	0.053	0.00	0.00	0.00	0.00	101.11	Аш.36.А.г.0.42.Н.г.0.02
5	69.68	28.24	2.64	0.016	0.162	0.021	0.043	0.033	0.00	0.00	0.004	0.00	0.00	100.84	Аш.36.А.г.0.42.Н.г.0.02
6	72.07	26.49	2.48	0.00	0.065	0.00	0.023	0.003	0.022	0.00	0.072	0.00	0.00	101.22	Аш.39.А.г.0.39.Н.г.0.02
7	73.15	26.25	2.33	0.00	0.063	0.00	0.033	0.026	0.039	0.042	0.048	0.00	0.00	101.99	Аш.39.А.г.0.39.Н.г.0.02
8	71.74	27.38	2.58	0.018	0.245	0.007	0.036	0.00	0.028	0.00	0.051	0.00	0.00	102.09	Аш.38.А.г.0.40.Н.г.0.02
9	70.74	27.68	2.71	0.00	0.078	0.039	0.016	0.044	0.06	0.00	0.16	0.00	0.00	101.52	Аш.37.А.г.0.41.Н.г.0.02
10	40.20	53.36	6.87	0.00	0.064	0.054	0.00	0.025	0.051	0.00	0	0.00	0.00	100.63	Аш.28.А.г.0.62.Н.г.0.05
11	47.28	48.26	6.00	0.00	0.014	0.00	0.02	0.085	0.039	0.00	0.06	0.00	0.00	101.76	Аш.34.А.г.0.62.Н.г.0.04
12	72.43	25.83	2.66	0.057	0.063	0.00	0.036	0.00	0.034	0.037	0.092	0.00	0.00	101.23	Аш.39.А.г.0.39.Н.г.0.02
13	73.16	25.15	2.44	0.052	0.166	0.016	0.053	0.001	0.052	0.00	0.124	0.009	0.00	101.23	Аш.60.А.г.0.38.Н.г.0.02
14	70.59	27.89	2.43	0.022	0.758	0.072	0.00	0.003	0.032	0.00	0.064	0.00	0.00	101.86	Аш.37.А.г.0.41.Н.г.0.02
15	72.91	25.66	2.50	0.002	0.199	0.054	0.015	0.029	0.024	0.00	0.063	0.00	0.00	101.46	Аш.60.А.г.0.38.Н.г.0.02
16	74.07	24.55	2.50	0.061	0.12	0.027	0.031	0.076	0.029	0.001	0.031	0.087	0.00	101.57	Аш.61.А.г.0.37.Н.г.0.02
17	73.13	24.42	2.50	0.042	0.081	0.011	0.032	0.036	0.033	0.00	0.075	0.039	0.00	100.39	Аш.61.А.г.0.37.Н.г.0.02
18	73.54	24.44	2.63	0.039	0.102	0.028	0.00	0.052	0.059	0.038	0.066	0.00	0.00	100.98	Аш.61.А.г.0.37.Н.г.0.02
19	74.56	24.21	2.85	0.011	0.027	0.00	0.032	0.048	0.02	0.00	0.098	0.00	0.00	101.86	Аш.62.А.г.0.36.Н.г.0.02
20	74.05	24.17	2.22	0.008	0.1	0.00	0.005	0.01	0.018	0.055	0.036	0.00	0.00	100.68	Аш.62.А.г.0.36.Н.г.0.01
21	74.37	24.09	2.58	0.038	0.041	0.036	0.00	0.01	0.037	0.047	0.035	0.096	0.00	101.38	Аш.62.А.г.0.36.Н.г.0.02
22	74.41	23.90	2.47	0.036	0.045	0.039	0.00	0.053	0.00	0.031	0.022	0.00	0.00	101.00	Аш.62.А.г.0.36.Н.г.0.02
23	74.95	23.96	2.35	0.004	0.089	0.00	0.00	0.052	0.039	0.009	0.061	0.00	0.00	101.51	Аш.62.А.г.0.36.Н.г.0.02
24	74.35	24.16	2.60	0.014	0.148	0.014	0.00	0.032	0.033	0.018	0.032	0.00	0.00	101.39	Аш.61.А.г.0.37.Н.г.0.02
25	74.08	24.97	2.57	0.033	0.137	0.00	0.012	0.044	0.051	0.00	0.021	0.036	0.00	101.09	Аш.61.А.г.0.37.Н.г.0.02
26	73.25	24.74	2.64	0.00	0.144	0.051	0.019	0.066	0.064	0.00	0.136	0.00	0.00	101.11	Аш.61.А.г.0.37.Н.г.0.02
27	73.22	25.03	2.47	0.024	0.189	0.026	0.015	0.00	0.021	0.006	0.043	0.00	0.00	101.04	Аш.60.А.г.0.38.Н.г.0.02

Окончание приложения 20

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
28	73.22	24.84	2.55	0.047	0.148	0.016	0.00	0.03	0.045	0.002	0.086	0.00	0.00	100.99	Аш.61А.63.7.Н.602
29	73.54	24.67	2.79	0.041	0.143	0.00	0.001	0.005	0.044	0.00	0.014	0.00	0.00	101.24	Аш.61А.63.7.Н.602
30	73.60	25.01	2.38	0.042	0.159	0.012	0.043	0.055	0.086	0.005	0.056	0.00	0.00	101.44	Аш.60А.63.8.Н.602
31	73.45	25.04	2.52	0.025	0.168	0.00	0.00	0.037	0.036	0.00	0.009	0.00	0.00	101.28	Аш.60А.63.8.Н.602
32	73.44	24.70	2.72	0.00	0.128	0.046	0.03	0.022	0.03	0.013	0.054	0.00	0.00	101.18	Аш.61А.63.7.Н.602
33	73.91	24.71	2.39	0.027	0.154	0.028	0.00	0.078	0.028	0.029	0.065	0.00	0.00	101.42	Аш.61А.63.7.Н.602
34	73.28	24.80	2.63	0.023	0.156	0.07	0.00	0.022	0.037	0.019	0.045	0.00	0.00	101.08	Аш.60А.63.8.Н.602
35	74.20	24.78	2.19	0.021	0.089	0.00	0.023	0.052	0.012	0.044	0.051	0.00	0.00	101.47	Аш.61А.63.7.Н.602
36	74.39	24.43	2.44	0.035	0.129	0.02	0.014	0.00	0.039	0.00	0.00	0.012	0.00	101.51	Аш.61А.63.7.Н.602
37	74.11	24.29	2.45	0.049	0.104	0.005	0.06	0.029	0.036	0.019	0.142	0.00	0.00	101.29	Аш.61А.63.7.Н.602
38	74.44	24.21	2.48	0.039	0.064	0.003	0.013	0.013	0.074	0.021	0.012	0.00	0.00	101.37	Аш.61А.63.7.Н.602
39	74.06	24.19	2.51	0.052	0.068	0.00	0.009	0.007	0.012	0.016	0.013	0.00	0.00	100.94	Аш.61А.63.7.Н.602
40	74.15	24.20	2.50	0.068	0.026	0.00	0.00	0.016	0.053	0.033	0.048	0.00	0.00	101.10	Аш.61А.63.7.Н.602
41	74.64	23.99	2.32	0.046	0.098	0.00	0.008	0.00	0.032	0.00	0.068	0.00	0.00	101.20	Аш.62А.63.3.Н.602
42	74.84	23.68	2.64	0.005	0.08	0.036	0.00	0.013	0.059	0.023	0.009	0.00	0.00	101.39	Аш.62А.63.3.Н.602
43	74.50	23.99	2.61	0.036	0.104	0.012	0.039	0.048	0.009	0.00	0.021	0.036	0.00	101.41	Аш.62А.63.3.Н.602
44	74.45	24.04	2.44	0.018	0.083	0.00	0.00	0.034	0.009	0.00	0.087	0.00	0.00	101.16	Аш.62А.63.3.Н.602
45	74.66	24.18	2.49	0.00	0.092	0.018	0.016	0.071	0.039	0.009	0.032	0.063	0.00	101.66	Аш.62А.63.3.Н.602
46	73.72	24.11	2.47	0.044	0.061	0.026	0.00	0.051	0.048	0.00	0.07	0.00	0.00	100.60	Аш.61А.63.7.Н.602
47	73.85	24.18	2.62	0.056	0.037	0.004	0.019	0.038	0.044	0.021	0.00	0.00	0.00	100.87	Аш.61А.63.7.Н.602
48	73.82	24.48	2.60	0.067	0.056	0.00	0.018	0.00	0.046	0.00	0.023	0.018	0.00	101.12	Аш.61А.63.7.Н.602
49	73.07	24.78	2.43	0.012	0.024	0.018	0.023	0.00	0.034	0.046	0.005	0.224	0.036	100.70	Аш.61А.63.7.Н.602
50	73.24	25.03	2.41	0.010	0.077	0.00	0.00	0.018	0.024	0.002	0.088	0.021	0.00	100.93	Аш.60А.63.8.Н.602
51	72.73	25.60	2.37	0.00	0.077	0.00	0.005	0.055	0.037	0.011	0.062	0.00	0.00	100.95	Аш.60А.63.8.Н.602
52	71.76	26.47	2.54	0.03	0.074	0.037	0.011	0.064	0.067	0.00	0.019	0.192	0.00	101.26	Аш.39А.63.3.Н.602
53	70.52	27.17	2.55	0.036	0.071	0.00	0.042	0.006	0.019	0.00	0.044	0.085	0.00	100.54	Аш.38А.63.4.Н.602
54	70.05	28.58	2.55	0.031	0.082	0.00	0.044	0.048	0.011	0.00	0.133	0.108	0.00	101.64	Аш.36А.63.4.Н.602
55	58.68	37.93	3.61	0.00	0.015	0.00	0.00	0.016	0.072	0.00	0.075	0.00	0.00	100.40	Аш.45А.63.3.Н.602

Примечание. Анализы выполнены В. В. Маслениковым и Р. Херригтоном на приборе Camebax SX-50 в Департаменте минералогии Музея Естественной Истории, Лондон.

Note. Analyses were carried out by V. V. Maslennikov and R. Herrington with microprobe Camebax SX-50 in Department of mineralogy in Natural History Museum, London.

Приложение 21

Результаты анализа арсена и самородного серебра из руд Северо-Уваровского рудопроявления (скважина 4324)
 Arsenite and native silver composition from ores of Severo-Uvarovskoe ore manifestation (hole 4324)

№ п/п	Глубина и точки анализа	Au	Ag	Cu	Fe	Zn	Pb	S	Sb	As	Te	Hg	Cd	Mn	Bi	Сум- ма	Кристаллографическая форму- ла и название минерала
1	42,3-16(Е)	0,73	83,59	2,20	1,52	0,03	0,20	13,45	0,03	0,01	0,22	0,00	0,09	0,00	0,08	102,51	$(Ag_{1,85}Cu_{0,07}Fe_{0,07})_{1,99}S$
2	42,3-19(Е)	0,00	64,12	9,52	0,59	0,10	0,00	16,57	6,20	0,08	0,08	0,00	0,24	0,12	0,00	97,96	$(Ag_{0,98}Cu_{0,25}Fe_{0,02}H_{0,25}(S_{0,87}As_{0,13}))$
3	42,3-31(В)	0,29	65,44	7,95	0,00	0,00	0,00	15,77	1,58	5,64	0,87	0,00	0,09	0,00	0,21	98,34	$(Ag_{1,05}Cu_{0,22}H_{0,12}(S_{0,84}As_{0,14}Sb_{0,02}))$
4	42,3-33(В)	0,00	65,49	8,32	0,14	0,00	0,00	15,82	1,86	5,37	1,08	0,00	0,32	0,03	0,00	98,82	$(Ag_{1,03}Cu_{0,22}H_{0,12}(S_{0,83}As_{0,15}Sb_{0,02}Te_{0,01}H_{0,09}))$
5	42,3-39(А)	0,50	66,94	9,64	0,08	0,00	0,50	15,81	1,22	2,48	0,43	0,00	0,68	0,00	0,00	98,40	$(Ag_{1,15}Cu_{0,28}H_{0,14}(S_{0,92}As_{0,06}Sb_{0,02}))$
6	42,3-22(Д)	0,02	94,11	0,15	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,08	0,17	0,00	0,30	0,11	0,15	95,25	Самородное серебро
7	42,3-23(Д)	0,42	95,04	0,13	0,01	0,01	0,00	0,13	0,00	0,00	0,20	0,00	0,45	0,00	0,00	96,43	Самородное серебро

Примечания: Анализы 1–7 выполнены Ю. В. Кулешовым во Фрайбергской горной академии (Германия) на приборе JEOL JXA 8900, оператор К. Беккер. Анализы 2–5, по всей видимости, соответствуют арсениту, по соотношения между катионами и анионами в них не соответствуют стехиометрии минерала.

Note: 1) Analyses were carried by Yu. V. Kuleshov in Freiberg Mining Academy with microprobe JEOL JXA 8900, analyst K. Becker. Analyses 2-5 correspond to arsenite but the correlation between cations and anions does not correspond to mineral stoichiometry.

Приложение 22

Состав теннангита Молодежного месторождения (образцы 174-12-61)
Tennantite composition of Molodezhnoe deposit (wt. %)

N	n	Зерна	S	Zn	Fe	Cu	As	Se	Ag	Sb	Te	Сумма	Кристаллохимическая формула
1	A-1		27.49	2.03	3.78	44.43	18.30	0.18	0.31	2.42	0.51	99.45	(Cu _{10.02} Fe _{1.02} Zn _{0.52} As _{0.98}) _{12.06} (As _{5.66} Sb _{0.30}) _{3.98} (S _{12.91} Te _{0.06} Se _{0.05}) _{12.99}
2	A-2		27.73	2.30	4.41	44.71	18.51	0.27	0.15	2.08	0.47	100.63	(Cu _{10.01} Fe _{1.02} Zn _{0.52} As _{0.98}) _{12.21} (As _{5.66} Sb _{0.29}) _{3.97} (S _{12.89} Te _{0.06} Se _{0.05}) _{12.99}
3	A-3		27.58	2.20	3.63	45.62	18.32	0.21	0.21	2.58	0.66	101.01	(Cu _{10.05} Fe _{0.97} Zn _{0.50} As _{0.99}) _{12.23} (As _{5.66} Sb _{0.32}) _{3.98} (S _{12.88} Te _{0.06} Se _{0.05}) _{13.00}
4	A-4		27.48	2.11	3.45	45.05	18.45	0.08	0.14	2.46	0.60	99.82	(Cu _{10.04} Fe _{0.98} Zn _{0.51} As _{0.99}) _{12.19} (As _{5.71} Sb _{0.29}) _{4.01} (S _{12.91} Te _{0.06} Se _{0.05}) _{12.99}
5	A-5		27.51	2.33	3.62	45.74	18.57	0.17	0.21	2.57	0.56	101.28	(Cu _{10.05} Fe _{0.97} Zn _{0.51} As _{0.99}) _{12.34} (As _{5.71} Sb _{0.32}) _{4.05} (S _{12.91} Te _{0.06} Se _{0.05}) _{13.00}
6	A-6		27.93	2.53	3.55	43.86	19.42	0.22	0.62	2.45	0.71	101.29	(Cu _{10.01} Fe _{0.97} Zn _{0.52} As _{0.99}) _{11.74} (As _{5.66} Sb _{0.30}) _{4.11} (S _{12.88} Te _{0.06} Se _{0.05}) _{12.99}
7	A-7		27.52	2.52	3.62	45.86	18.40	0.20	0.02	2.51	0.68	101.33	(Cu _{10.05} Fe _{0.97} Zn _{0.51} As _{0.99}) _{12.38} (As _{5.66} Sb _{0.31}) _{4.12} (S _{12.88} Te _{0.06} Se _{0.05}) _{12.99}
8	A-8		27.23	2.22	3.76	45.43	18.52	0.16	0.21	2.44	0.58	100.55	(Cu _{10.01} Fe _{0.97} Zn _{0.52} As _{0.99}) _{12.19} (As _{5.70} Sb _{0.29}) _{4.05} (S _{12.91} Te _{0.06} Se _{0.05}) _{13.00}
9	A-9		27.42	2.37	3.59	45.13	18.46	0.20	0.10	2.79	0.81	100.87	(Cu _{10.01} Fe _{0.97} Zn _{0.52} As _{0.99}) _{12.21} (As _{5.71} Sb _{0.34}) _{4.05} (S _{12.87} Te _{0.06} Se _{0.05}) _{12.99}
10	A-10		27.32	2.28	3.82	44.44	18.07	0.16	0.57	2.24	0.47	99.37	(Cu _{10.04} Fe _{1.02} Zn _{0.51} As _{0.99}) _{12.25} (As _{5.65} Sb _{0.29}) _{3.97} (S _{12.91} Te _{0.06} Se _{0.05}) _{13.00}
11	A-13		27.88	2.27	3.79	45.27	19.00	0.18	0.07	2.31	0.44	101.21	(Cu _{10.04} Fe _{1.02} Zn _{0.51} As _{0.99}) _{12.11} (As _{5.71} Sb _{0.29}) _{4.05} (S _{12.91} Te _{0.06} Se _{0.05}) _{12.99}
12	A-14		27.60	2.34	3.91	45.67	19.30	0.29	0.09	2.32	0.52	102.04	(Cu _{10.01} Fe _{1.02} Zn _{0.52} As _{0.99}) _{12.26} (As _{5.70} Sb _{0.29}) _{4.11} (S _{12.88} Te _{0.06} Se _{0.05}) _{12.99}
13	A-15		27.43	2.28	4.11	45.07	18.86	0.15	0.12	2.28	0.51	100.81	(Cu _{10.01} Fe _{1.02} Zn _{0.52} As _{0.99}) _{12.33} (As _{5.66} Sb _{0.29}) _{4.08} (S _{12.91} Te _{0.06} Se _{0.05}) _{13.00}
	Среднее		27.55	2.29	3.77	45.10	18.63	0.19	0.22	2.42	0.58	100.73	(Cu _{10.01} Fe _{1.02} Zn _{0.52} As _{0.99}) _{12.21} (As _{5.71} Sb _{0.29}) _{4.05} (S _{12.91} Te _{0.06} Se _{0.05}) _{12.99}

Примечание: анализы выполнены В. В. Зайковым на микрозонде Cameca SX-50 в Департаменте минералогии Музея Естественной Истории в Англии. Оператор Л. Спратт.

Note. Analyses were carried out by V. V. Zaykov in Natural History Museum, London, microprobe SX-50, analyst G. Spratt.

Приложение 23

Состав блеклых руд Северо-Уваржского рудопроизведения (скв. 4324) (мас. %)
 Tetramnite and tetrahedrite composition of Severo-Uvazhskoe ore manifestation (hole 4324) (wt. %)

№ п/п	Глубина и точки анализов	Au	Ag	Cu	Fe	Zn	Pb	S	Sb	As	Te	Hg	Cd	Bi	Сумма	Кристаллохимическая формула и название минерала
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
Теннантит																
1	40а3-1	0.00	1.12	41.97	—	7.06	0.08	28.31	2.68	18.31	0.00	0.13	0.00	0.21	99.87	$(\text{Cu}_{0.75}\text{Ag}_{0.25}\text{Fe}_{0.17}\text{Zn}_{0.17})_{11}\text{Te}(\text{As}_{1.5}\text{Sb}_{1.5})_{14}\text{S}_{10}\text{Te}_{10}$
2	48.9с-3	0.00	0.43	43.11	1.56	6.60	0.26	27.94	4.44	19.06	0.00	0.05	—	0.00	103.45	$(\text{Cu}_{1.0}\text{Zn}_{1.0}\text{Fe}_{0.4}\text{Ag}_{0.2})_{12}\text{Te}(\text{As}_{1.5}\text{Sb}_{0.5})_{12}\text{S}_{10}\text{Te}_{10}$
3	41.5-1-4	0.06	1.64	41.34	3.35	4.49	0.00	30.21	0.40	20.60	0.01	—	0.13	—	102.23	$(\text{Cu}_{0.9}\text{Zn}_{0.9}\text{Fe}_{0.3}\text{Ag}_{0.2})_{11}\text{Te}(\text{As}_{1.5}\text{Sb}_{0.5})_{12}\text{S}_{10}\text{Te}_{10}$
4	41.5-1-6	0.02	0.38	42.34	3.60	4.24	0.00	30.71	0.27	20.73	0.02	—	0.26	—	102.57	$(\text{Cu}_{0.9}\text{Zn}_{0.8}\text{Fe}_{0.3}\text{Ag}_{0.2})_{10}\text{Te}(\text{As}_{1.5}\text{Sb}_{0.5})_{12}\text{S}_{10}\text{Te}_{10}$
5	41.5-1-7	0.00	0.11	42.29	3.50	4.31	0.00	29.97	0.21	20.34	0.06	—	0.26	—	101.05	$(\text{Cu}_{0.5}\text{Zn}_{0.2}\text{Fe}_{0.3}\text{Ag}_{0.0})_{11}\text{Te}(\text{As}_{1.5}\text{Sb}_{0.5})_{12}\text{S}_{10}\text{Te}_{10}$
6	41.5-1-13	0.00	1.56	41.11	3.75	5.08	0.00	29.80	0.43	20.36	0.07	—	0.05	—	102.21	$(\text{Cu}_{0.9}\text{Zn}_{1.0}\text{Fe}_{0.3}\text{Ag}_{0.2})_{12}\text{Te}(\text{As}_{1.5}\text{Sb}_{0.5})_{12}\text{S}_{10}\text{Te}_{10}$
Среднее		0.01	0.87	42.03	3.15	5.30	0.06	29.49	1.40	19.90	0.03	0.09	0.14	0.10	102.57	$(\text{Cu}_{0.5}\text{Zn}_{1.0}\text{Fe}_{0.3}\text{Ag}_{0.2})_{11}\text{Te}(\text{As}_{1.5}\text{Sb}_{0.5})_{12}\text{S}_{10}\text{Te}_{10}$
Тетраэдрит																
7	48.7б-1-11	0.00	2.96	40.42	1.52	7.04	0.12	27.79	9.00	12.13	0.00	0.06	0.12	0.24	101.33	$(\text{Cu}_{0.5}\text{Zn}_{1.0}\text{Fe}_{0.3}\text{Ag}_{0.2})_{12}\text{Sb}(\text{As}_{2.5}\text{Sb}_{1.5})_{14}\text{S}_{10}\text{Te}_{10}$
8	48.7б-1-13	0.15	3.00	40.43	1.22	7.27	0.15	27.51	7.71	13.06	0.00	0.00	0.00	0.03	100.55	$(\text{Cu}_{0.6}\text{Zn}_{1.0}\text{Ag}_{0.1}\text{Fe}_{0.2})_{11}\text{Te}(\text{As}_{2.5}\text{Sb}_{0.5})_{12}\text{S}_{10}\text{Te}_{10}$
9	48.9с-2	0.01	2.53	43.25	1.30	8.07	0.01	28.42	6.63	17.95	0.00	0.15	—	0.13	97.36	$(\text{Cu}_{0.3}\text{Zn}_{1.0}\text{Ag}_{0.2}\text{Fe}_{0.2})_{12}\text{Te}(\text{As}_{1.5}\text{Sb}_{1.2})_{12}\text{S}_{10}\text{Te}_{10}$
10	41.5-1-5	0.01	1.54	40.00	1.81	5.93	0.00	28.99	9.41	13.98	0.03	—	0.24	—	101.94	$(\text{Cu}_{0.6}\text{Zn}_{1.0}\text{Fe}_{0.3}\text{Ag}_{0.2})_{11}\text{Te}(\text{As}_{2.5}\text{Sb}_{1.2})_{12}\text{S}_{10}\text{Te}_{10}$
11	44.2-5-40	0.00	2.30	38.25	0.31	7.58	0.00	27.13	19.63	7.64	0.01	0.00	—	0.05	102.9	$(\text{Cu}_{0.5}\text{Zn}_{1.0}\text{Ag}_{0.1}\text{Fe}_{0.3})_{11}\text{Te}(\text{Sb}_{2.5}\text{As}_{1.5})_{12}\text{S}_{10}\text{Te}_{10}$
12	44.2-5-41	0.03	3.55	37.31	0.39	7.39	0.00	26.79	20.25	6.99	0.05	0.06	—	0.02	102.83	$(\text{Cu}_{0.5}\text{Zn}_{1.0}\text{Ag}_{0.1}\text{Fe}_{0.2})_{11}\text{Te}(\text{Sb}_{2.5}\text{As}_{1.5})_{12}\text{S}_{10}\text{Te}_{10}$
Среднее		0.03	2.65	39.94	1.09	7.21	0.05	27.77	12.1	11.96	0.05	0.05	0.12	0.09	103.11	$(\text{Cu}_{0.5}\text{Zn}_{1.0}\text{Ag}_{0.1}\text{Fe}_{0.2})_{11}\text{Te}(\text{As}_{2.5}\text{Sb}_{1.2})_{12}\text{S}_{10}\text{Te}_{10}$

Примечание: анализы выполнены В. В. Зайковым и С. Г. Тесалиной на микрозонде Jeol-733 в Институте минералогии УРО

РАН. Оператор Е. И. Чуриш. Прочерк – элементы не анализировались.

Note. Analyses were carried by V. V. Zaykov and S. G. Tessalina with microprobe JXA-733 in the Institute of Mineralogy in Miass. Operator E. N. Churish. Dash – elements weren't analysed.

Приложение 24

Состав тетраэдрига из руд Северо-Уваржского рудопроизводства (св. 4272) (мас.%)
Tetrahedrite composition of ore from Severo-Uvarzhskoe ore manifestation (hole 4272) (wt.%)

№ п/п	Глубина и точки анализа	As	Ag	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	As	Se	S	Sb	Te	Pb	Сум-ма	Кристаллохимическая формула и название минерала
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
1	164-1-3	0.10	2.89	1.64	0.00	0.01	39.35	6.74	13.23	0.06	28.43	9.68	0.05	0.00	102.18	(Cu _{9.07} Zn _{1.51} Fe _{0.43} Ag _{0.39}) _{11.46} (As _{2.58} Sb _{1.00}) _{7.71} (S _{12.96} Se _{0.01}) _{12.99}
2	164-1-4	0.00	2.82	1.32	0.01	0.01	39.43	6.52	13.10	0.04	28.46	9.70	0.05	0.00	101.46	(Cu _{9.08} Zn _{1.46} Ag _{0.38} Fe _{0.35}) _{11.27} (As _{2.58} Sb _{1.00}) _{7.71} (S _{12.96} Se _{0.01}) _{12.99}
3	164-1-5	0.09	3.03	1.31	0.03	0.01	39.27	6.53	12.94	0.07	28.64	10.13	0.05	0.00	102.10	(Cu _{8.98} Zn _{1.45} Ag _{0.41} Fe _{0.32} Al _{0.01}) _{11.19} (As _{2.58} Sb _{1.00}) _{7.71} (S _{12.96} Se _{0.01}) _{12.99}
4	164-1-6	0.16	2.63	1.37	0.00	0.00	39.44	6.69	13.79	0.02	28.69	9.01	0.00	0.00	101.80	(Cu _{9.01} Zn _{1.49} Fe _{0.36} Ag _{0.33} Al _{0.01}) _{11.22} (As _{2.65} Sb _{1.07}) _{7.71} S _{12.96}
5	164-1-7	0.13	2.16	1.38	0.01	0.02	40.29	6.82	14.00	0.06	28.86	7.78	0.01	0.00	101.52	(Cu _{9.15} Zn _{1.50} Fe _{0.36} Ag _{0.29} Al _{0.01}) _{11.31} (As _{2.70} Sb _{1.02}) _{7.65} (S _{12.96} Se _{0.01}) _{12.99}
	Среднее	0.10	2.71	1.40	0.01	0.01	39.56	6.66	13.41	0.05	28.62	9.26	0.03	0.00	101.82	(Cu _{9.06} Zn _{1.48} Ag _{0.36} Fe _{0.36} Al _{0.01}) _{11.14} (As _{2.66} Sb _{1.01}) _{7.71} (S _{12.96} Se _{0.01}) _{12.99}
6	164-2-12	0.00	3.32	1.20	0.00	0.01	38.95	6.91	12.59	0.07	28.14	10.82	0.00	0.00	102.01	(Cu _{9.07} Zn _{1.50} Ag _{0.45} Fe _{0.32}) _{11.46} (As _{2.65} Sb _{1.11}) _{7.80} (S _{12.96} Se _{0.01}) _{12.99}
7	164-2-13	0.07	3.00	1.18	0.01	0.01	39.01	6.95	13.36	0.11	28.58	9.76	0.00	0.00	102.04	(Cu _{8.94} Zn _{1.55} Ag _{0.46} Fe _{0.31}) _{11.29} (As _{2.66} Sb _{1.17}) _{7.71} (S _{12.96} Se _{0.02}) _{12.99}
8	164-2-15	0.09	3.41	1.15	0.02	0.00	39.19	6.98	12.71	0.11	28.04	10.20	0.03	0.00	101.93	(Cu _{9.15} Zn _{1.58} Ag _{0.47} Fe _{0.31}) _{11.51} (As _{2.52} Sb _{1.24}) _{7.86} (S _{12.96} Se _{0.02}) _{12.99}
9	164-2-16	0.00	3.10	1.17	0.04	0.01	39.29	7.02	12.96	0.06	28.22	10.05	0.02	0.00	101.94	(Cu _{9.13} Zn _{1.58} Ag _{0.47} Fe _{0.31}) _{11.48} (As _{2.53} Sb _{1.22}) _{7.71} (S _{12.96} Se _{0.01}) _{12.99}

Окончание приложения 24

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
10	164-2-17	0.00	2.94	1.33	0.01	0.01	38.80	6.74	13.08	0.08	28.41	9.64	0.03	0.00	101.07	(Cu _{89.95} Zn _{11.51} Ag _{0.40} Fe _{0.35}) _{11.21} (As _{2.56} Sb _{1.16}) _{12.72} (Si _{2.96} Se _{0.01}) _{12.99}
11	164-2-19	0.00	2.99	1.26	0.00	0.00	39.37	6.85	13.05	0.05	28.63	9.88	0.00	0.00	102.08	(Cu _{89.97} Zn _{11.52} Ag _{0.40} Fe _{0.37}) _{11.36} (As _{2.53} Sb _{1.18}) _{12.71} (Si _{2.96} Se _{0.01}) _{12.99}
12	164-2-21	0.00	4.69	1.81	0.01	0.00	37.84	6.02	11.50	0.08	28.19	11.90	0.04	0.00	102.08	(Cu _{87.99} Zn _{11.36} Ag _{0.64} Fe _{0.48}) _{11.27} (As _{2.53} Sb _{1.17}) _{12.71} (Si _{2.96} Se _{0.01}) _{12.99}
13	164-2-22	0.00	4.37	1.65	0.02	0.00	38.32	6.32	11.89	0.08	28.10	11.41	0.06	0.00	102.22	(Cu _{88.95} Zn _{11.43} Ag _{0.60} Fe _{0.42}) _{11.40} (As _{2.53} Sb _{1.19}) _{12.72} (Si _{2.96} Se _{0.01} Te _{0.01}) _{13.00}
	Среднее	0.02	3.48	1.34	0.01	0.00	38.85	6.72	12.64	0.08	28.29	10.46	0.02	0.00	101.91	(Cu _{89.00} Zn _{11.51} Ag _{0.47} Fe _{0.35}) _{11.31} (As _{2.48} Sb _{1.20}) _{12.73} (Si _{2.96} Se _{0.01}) _{12.99}

Примечание: анализы выполнены В. В. Зайковым на микрозонде Cameca SX-50 в Департаменте минералогии Музея Естественной Истории в Англии. Операторы Т. Вильямс и Д. Спратт.

Note: Analyses were carried out by V. V. Zaykov in Natural History Museum, London, microprobe SX-50, analysts T. Williams and G. Spratt.

Приложение 25

Состав пиррита из руд Северо-Уваржского рудопроявления (ств. 4324) (мас. %)
 Pyrite composition of ore from Severo-Uvazhskoe ore manifestation (wt. %)

№ п/п	Глубина и точки анализов	Au	Ag	Cu	Fe	Zn	Pb	S	Sb	As	Te	Cd	Сумма	Кристаллохимическая формула
1	41.5-2-10	0.00	67.41	8.29	0.03	0.03	0.00	17.47	0.00	6.89	0.03	0.65	100.80	(Ag) _{0.02} (Cu) _{0.82} (Zn) _{0.05} (S) _{1.00} (As) _{0.69} (Sb) _{0.00}
2	41.5-2-11	0.13	67.28	8.92	0.03	0.08	0.00	17.43	0.00	6.91	0.00	0.57	101.35	(Ag) _{0.02} (Cu) _{0.82} (Zn) _{0.05} (Fe) _{0.03} (Au) _{0.13} (S) _{1.00} (As) _{0.69} (Sb) _{0.00}
Среднее		0.06	67.34	8.60	0.30	0.05	0.00	17.45	0.00	6.90	0.01	0.00	101.32	(Ag) _{0.02} (Cu) _{0.82} (Zn) _{0.05} (Fe) _{0.03} (Au) _{0.13} (S) _{1.00} (As) _{0.69} (Sb) _{0.00}
3	47-3-18	0.00	59.91	13.65	0.03	0.50	0.00	17.20	0.04	7.34	0.12	0.00	98.79	(Ag) _{0.02} (Cu) _{0.79} (Zn) _{0.05} (Fe) _{0.03} (S) _{1.00} (Te) _{0.12} (Au)
4	47-3-19	0.03	57.79	15.43	0.19	0.23	0.00	17.13	2.33	6.00	0.13	0.00	99.26	(Ag) _{0.02} (Cu) _{0.79} (Zn) _{0.05} (Fe) _{0.03} (S) _{1.00} (Te) _{0.12} (As) _{0.69} (Sb) _{0.00} (Au)
5	47-3-39	0.00	59.77	13.36	0.03	0.74	0.00	17.36	1.92	6.17	0.12	0.00	99.47	(Ag) _{0.02} (Cu) _{0.79} (Zn) _{0.05} (Fe) _{0.03} (S) _{1.00} (Te) _{0.12} (As) _{0.69} (Sb) _{0.00}
6	47-3-40	0.00	59.68	12.01	0.02	0.01	0.00	17.96	1.02	6.45	0.12	0.00	97.27	(Ag) _{0.02} (Cu) _{0.79} (Zn) _{0.05} (Fe) _{0.03} (S) _{1.00} (Te) _{0.12} (As) _{0.69} (Sb) _{0.00} (Au)
7	47-3-41	0.04	58.11	14.27	0.01	0.06	0.00	17.61	0.28	7.17	0.15	0.00	97.70	(Ag) _{0.02} (Cu) _{0.79} (Zn) _{0.05} (Fe) _{0.03} (S) _{1.00} (Te) _{0.12} (As) _{0.69} (Sb) _{0.00} (Au)
8	47-3-42	0.04	60.65	12.08	0.02	0.55	0.00	16.83	3.39	5.19	0.12	0.00	98.87	(Ag) _{0.02} (Cu) _{0.79} (Zn) _{0.05} (Fe) _{0.03} (S) _{1.00} (Te) _{0.12} (As) _{0.69} (Sb) _{0.00} (Au)
Среднее		0.02	59.32	13.47	0.05	0.35	0.00	17.35	1.50	6.39	0.13	0.00	98.58	(Ag) _{0.02} (Cu) _{0.79} (Zn) _{0.05} (Fe) _{0.03} (S) _{1.00} (Te) _{0.12} (As) _{0.69} (Sb) _{0.00} (Au)

Примечание: анализы выполнены В. В. Зайковым на микрозонде Cameca SX-50 в Департаменте минералогии Музея Естественной Истории в Англии. Оператор Д. Спратт.

Note: Analyses were carried out by V. V. Zaykov in Natural History Museum, London, microprobe SX-50, analyst G. Spratt.

Приложение 26

Химический состав и коэффициенты в кристаллохимических формулах моусонита Молодежного месторождения
Chemical composition and coefficients in formulae of mousonite of Molodezhnoye deposit

Компонент	1С-1	1Н2-2	1Н2-3	2-6	2-7
Cu	42.26	41.27	41.49	43.03	43.43
Fe	14.75	15.54	14.64	13.5	12.95
Sn	12.97	12.71	13.14	13.13	13.19
S	29.74	29.85	29.22	28.18	28.36
Ag	—	0.62	0.55	0.16	0.16
Bi	—	0.13	0.00	0.03	0.00
Сумма	99.72	100.12	99.03	98.04	98.08
Коэффициент рассчитан на 17 атомов в соответствии с формулой $Cu_2Fe_2Sn^{+1}S_8$					
Cu	5.75	5.60	5.71	6.03	6.07
Fe	2.28	2.40	2.29	2.15	2.06
Sn	0.94	0.92	0.97	0.98	0.99
S	8.02	8.03	7.98	7.82	7.86
Ag	—	0.05	0.04	0.01	0.01
Bi	—	0.01	0.00	0.00	0.00

Примечание. Типы зерен: первый – 1С-1, 1Н2-2, 1Н2-3; второй – 2-6, 2-7. Анализы выполнены на приборе New Cameca, Музей естественной истории, Лондон. Прочерк – не определялось.

Note. Grain types: the first – 1С-1, 1Н2-2, 1Н2-3; the second – 2-6, 2-7. Analyses were carried out with microprobe New Cameca, Natural History Museum, London. Dash – not determined.

Научное издание

Зайков Виктор Владимирович
Масленников Валерий Владимирович
Зайкова Елизавета Владимировна
Херрингтон Ричард

**Рудно-формационный
и рудно-фациальный анализ
колчеданных месторождений
Уральского палеоокеана**

Рекомендовано к изданию
Ученым советом Института минералогии
и НИСО УрО РАН

ЛР № 020764
от 24.04.98 г.

Технический редактор В. В. Слега
Компьютерная верстка О. Л. Заушицина
Корректор И. В. Силяковская

НИСО УрО РАН № 146(01). Подписано к печати 19.12.2001.
Формат 60 x 80 ¹/₁₆. Гарнитура Гаймс.
Усл. печ. л. 18. Уч.-изд. л. 19,5. Тираж 300 экз.
Заказ № 3.

Отпечатано в информационно-издательской группе
Ильменского государственного заповедника
456317, г. Миасс, Челябинской области
Ильменский заповедник