

БАШКИРСКИЙ ФИЛИАЛ АКАДЕМИИ НАУК СССР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ

БАШКИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ВСЕСОЮЗНОГО МИНЕРАЛОГИЧЕСКОГО ОБЩЕСТВА

**МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ,
МЕТАМОРФИЗМ
И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ
БАШКИРСКОГО ЗАУРАЛЬЯ**

Уфа — 1974

БАШКИРСКИЙ ФИЛИАЛ АКАДЕМИИ НАУК СССР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ

БАШКИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ВСЕСОЮЗНОГО МИНЕРАЛОГИЧЕСКОГО ОБЩЕСТВА

В. И. Еремеев
23/1/74

МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ,
МЕТАМОРФИЗМ
И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ
БАШКИРСКОГО ЗАУРАЛЬЯ

1292

Уфа — 1974



*Утверждено к печати
РИСО БФАН СССР*

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

*П. В. Аржавитин, И. С. Вахромеев, Г. И. Водорезов,
М. А. Гаррис, Г. Н. Засухин, Ал. Ал. Малахов (отв. редактор),
В. А. Прокин, Г. Н. Пшеничный (зам. отв. редактора),
Б. М. Юсупов; техн. секретарь М. Ю. Аржавитина*

ПРЕДИСЛОВИЕ

Предлагаемый вниманию читателя тематический сборник в основном посвящен различным вопросам и проблемам минералогии, геохимии и геологии месторождений колчеданной формации Башкирского Зауралья. В сборнике помещены также статьи об околорудном и региональном метаморфизме горных пород, вмещающих эти месторождения. Значительное внимание уделено детальной характеристике нерудных минералов гидротермально-метасоматического происхождения, сопровождающих колчеданное оруденение, а также геохимическим особенностям некоторых элементов-примесей и рассеянных элементов в рудах и сульфидных минералах ряда месторождений.

Сделана попытка показать взаимосвязь между калиевым метасоматозом и распределением некоторых химических элементов в эндогенных геохимических ореолах. На примере Сибайского месторождения впервые показана возможность использования геохимических особенностей даек в качестве поисковых критериев на глубокозалегающие рудные тела колчеданного типа и даны рекомендации для внедрения этих критериев в практику поисково-разведочных работ.

Сборник подготовлен специалистами Института геологии, Башкирского территориального геологического управления и других геологических организаций Башкирии в рамках добровольной научно-общественной организации — Башкирского отделения Всесоюзного минералогического общества, существующей при Институте геологии БФАН СССР. Это первый выпуск статей БОВМО.

Решение об организации Башкирского отделения ВМО было принято на общем собрании геологов, минералогов и геохимиков Института геологии Башкирского филиала АН СССР и Башкирского территориального геологического управления, состоявшемся 26 февраля 1969 г. Как самостоятельная организация БОВМО существует с августа 1969 г. после утверждения его Президиумом Совета Всесоюзного минералогического общества (г. Ленинград).

Объективной предпосылкой создания у нас Башкирского отделения ВМО явилось то, что на территории Башкирии, особенно за последние 10—15 лет, наметилось бурное развитие минералогических и минералого-геохимических исследований, которые проводятся сотрудниками Института геологии Башкирского филиала АН СССР, Башкирского территориального геологического управления и некоторых других организаций города и республики. Вырос и укрепился большой отряд специалистов геологов, которые в своих работах на территории Южного Урала широко используют минералого-геохимические исследования или сами ими занимаются.

Отделение общества возглавляется Советом в составе 8 человек: председатель Совета профессор, доктор геол.-минер. наук Ал. Ал. Ма-

лахов, ученый секретарь кандидат геол.-минер. наук Г. Н. Пшеничный, казначей кандидат геол.-минер. наук М. Г. Муталов; члены Совета: профессор, доктор геол.-минер. наук Б. М. Юсупов, доктор геол.-минер. наук И. С. Вахромеев, кандидаты геол.-минер. наук М. А. Гаррис, В. А. Прокин и геолог Ф. Ф. Чебаевский.

Для текущей и ежегодной проверки финансовой деятельности отделения общества избрана ревизионная комиссия в составе: кандидаты геол.-минер. наук Г. Н. Засухин, М. И. Исмагилов и инженер геолог Г. И. Водорезов.

В настоящее время Башкирское отделение ВМО объединяет свыше 50 человек, работающих в Институте геологии БФАН СССР, Башкирском территориальном геологическом управлении и его экспедициях, а также в других производственных и научных организациях. В числе действительных членов общества 5 докторов и 15 кандидатов геолого-минералогических наук.

В соответствии с уставом Всесоюзного минералогического общества основными целями и задачами в деятельности Башкирского отделения ВМО являются:

1. Распространение и пропаганда среди широких слоев населения и учащейся молодежи Башкирии и на сопредельных с нею территориях геолого-минералогических знаний.

2. Содействие развитию естественных производительных сил Башкирии путем всестороннего изучения геологии, минералогии, петрографии территории Башкирии и сопредельных районов, месторождений различных полезных ископаемых и минерального сырья вообще.

3. Активное привлечение ученых и практиков, работающих в области геолого-минералогических наук, к разрешению теоретических и народнохозяйственных задач геологии Южного Урала.

4. Организация широкой помощи членам общества в повышении их научной квалификации, а также содействие применению на практике их научных работ и изобретений.

5. Организация экскурсий на интересные в геологическом отношении месторождения минералов и комплексных полезных ископаемых, а также в минералогические и геологические заповедники.

6. Подготовка к печати и периодическая публикация в виде тематических сборников наиболее интересных материалов по минералогии, геохимии и геологии месторождений различных полезных ископаемых Южного Урала.

Настоящий сборник рассчитан на широкий круг специалистов, работающих в области минералогии, геохимии и геологии месторождений колчеданной и колчеданно-полиметаллической формаций.

ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ МИНЕРАЛЫ ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД СИБАЙСКОГО МЕДНОКОЛЧЕДАННОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Геологическое строение и общие черты зональности гидротермально-метасоматических изменений вмещающих пород Сибайского колчеданного месторождения освещены в литературе (Иванов, 1947; Бородаевская, Перижняк, 1961; Прокин, Рудаков, Солодкий, 1961; Прокин, 1963; Перижняк, 1970). В настоящей статье приводится краткая характеристика минералов, возникших в процессе гидротермально-метасоматических изменений боковых пород.

Сибайское медноколчеданное месторождение располагается на восточном склоне Южного Урала, в восточном крыле одноименной вулканогенной горст-антиклинали. В геологическом разрезе месторождения участвуют следующие толщи (сверху): 1) вулканические брекчии базальтовых порфиритов мощностью до 450 м; 2) дацитовые порфириты мощностью до 250 м; 3) спилиты и их туфобрекчии мощностью до 400 м. Перечисленные породы относятся к ниже-среднедевонской карамалыташской свите.

Простираение пород на месторождении близко к меридиональному, падение восточное под углом 15—60°. В породах второй и третьей толщ залегают согласные и секущие субвулканические тела липарито-дацитовых и липаритовых кварцевых порфиров. Все породы месторождения пересечены дайками диабазов и пироксен-плагиоклазовых порфиритов (Пшеничный, Шигарев, Кулагина, 1971).

Рудные тела расположены в пределах толщи дацитовых порфиритов и частично в подстилающих и покрывающих основных эффузивах. На месторождении выделяются три участка (с севера на юг): Старый Сибай, Новый Сибай и Слепая залежь.

На Старом Сибайе известно несколько небольших согласных и секущих рудных тел, имеющих линзовидную, пластообразную и жилообразную форму. Новый Сибай представлен одним столбообразным рудным телом, состоящим из нескольких неправильных соединенных между собой линз. Последние имеют восточное падение под углом 45—60°. Пластообразная маломощная Слепая залежь расположена согласно с вмещающими породами, следуя замещенному рудой горизонту слоистых туффитов.

Вмещающие породы являются обычно массивными. Местами отмечены сближенные трещины отдельности. В северной части месторождения установлены маломощные зоны расланцевания. На месторождении зафиксированы дорудные и послерудные разрывные нарушения.

Вмещающие породы Сибайского месторождения претерпели гидротермально-метасоматические изменения. Здесь установлены следующие вторичные гипогенные минералы (примерно в порядке их распространенности): хлорит, кварц (халцедон, кварцин), серицит, альбит, кальцит, пренит, пумпеллиит, эпидот, клиноцоизит, гематит, актинолит, сидерит, доломит, барит, гипс, тальк, лейкоксен, сфен, рутил, анатаз, апатит. Кроме того, вблизи рудных тел присутствует вкрапленность сульфидов: пирита, халькопирита, сфалерита, галенита.

По степени изменения вмещающие породы делятся на метасоматические и частично измененные. В метасоматических породах первичные минералы полностью замещены вторичными (за исключением кварца), а в частично измененных породах сохранились реликты полевого шпата, а местами — пироксена.

Среди метасоматических пород выделяются следующие основные минеральные фации: серицит-кварцевая, хлорит-кварцевая и серицит-хлорит-кварцевая. В каждой из перечисленных фаций различаются породы с сохранившейся структурой магматических пород и перекристаллизованные. В последних не сохранилась микроструктура эффузивных и интрузивных пород, за исключением бласто-порфировых выделений кварца.

Расчленение частично измененных пород осложняется тем, что все вулканогенные породы рудоносной карамалыташской свиты как на месторождении, так и за его пределами претерпели региональный метаморфизм пумпеллиит-пренитовой фации с развитием следующего характерного парагенезиса минералов: хлорита, альбита, пумпеллиита, эпидота, пренита. Первые три минерала присутствуют повсеместно, а два последние распространены неравномерно. На фоне регионально метаморфизованных пород развиты околорудные изменения. В основу расчленения частично измененных околорудных пород положен принцип околорудной зональности. Каждая зона носит название того вторичного минерала, который вновь появляется, если двигаться с периферии по направлению к руде. Поскольку более полный ряд частично измененных зон на Сибайском месторождении наблюдается в висячем боку, имеется в виду приближение к руде со стороны висячего бока. Пользуясь вышеуказанным принципом, среди частично измененных околорудных пород Сибайского месторождения выделены следующие зоны: 1 — окварцевания, 2 — гематитизации, 3 — серицитизации.

Метасоматические породы имеют наибольшее распространение в северной части месторождения — на Старом Сибаете. Здесь они слагают зону мощностью 100—300 м, которая имеет восточное падение под углом 60—70°. Средняя часть этой зоны сложена перекристаллизованными метасоматическими породами, а в периферических частях сохранилась структура замещенных эффузивов. На Новом Сибаете метасоматические породы слагают крутопадающую зону мощностью 20—100 м в лежачем боку рудного тела и окаймляют последнее в виде оторочки мощностью от 3 до 30 м. В целом мощность зоны метасоматитов уменьшается в направлении с севера на юг.

Породы серицит-кварцевой минеральной фации развиты главным образом на Старом Сибаете. Они тяготеют здесь к средней части зоны метасоматитов и к более трещиноватым рассланцованным ее участкам. На Новом Сибаете серицит-кварцевые породы встречены вблизи северных и нижних выклиниваний рудного тела. Серицит-кварцевые породы замещают преимущественно кислые эффузивы, реже — базальтовые порфириды и спилиты. В них содержится 10—30% серицита, 60—70% кварца, 5—10% пирита.

Метасоматические породы серицит-хлорит-кварцевой минеральной фации слагают краевые части зоны метасоматитов на Старом Сибее и окаймляют рудное тело на флангах и со стороны висячего бока на Новом Сибее. Мощность этих пород изменяется от 3 до 200 м. Для серицит-кварцевых пород характерна пятнистая текстура, выражающаяся в наличии серовато-зеленых существенно хлоритовых обособлений угловатой формы, сцементированных светлыми серицит-кварцевыми агрегатами. В серицит-хлорит-кварцевых породах с сохранившейся структурой серицит с хлоритом, а иногда с кварцем образует псевдоморфозы по фенокристаллам полевого шпата. Количественное соотношение минералов в метасоматитах данной фации изменяется в широких пределах: серицита — от 3 до 20%, хлорита — от 10 до 40, кварца — от 40 до 60, пирита — до 15%. Местами в них присутствует карбонат — до 20%.

Хлорит-кварцевые породы распространены преимущественно в лежащем боку Ново-Сибайской залежи. Они образуют здесь выдержанную зону мощностью до 50 м. Хлорит-кварцевая минеральная фация является типичным продуктом изменения основных пород, но местами хлорит-кварцевые породы развиваются по дацитовым порфирирам и их обломочным разностям. В хлорит-кварцевых породах хлорит составляет 30—90%, кварц — 10—70%. Местами в них встречается карбонат в количестве 5—30% и пирит — до 20%.

Частично серицитизированные породы образуют ореол вокруг зоны серицитсодержащих метасоматических пород или рудных тел. Ширина этого ореола изменяется от нескольких метров до 50—60 м. Кроме того, серицитизация проявилась в прослоях пирокластических пород и в некоторых зонах тектонических нарушений. Вдоль этих направлений серицитизация распространена на сотни метров от рудных тел. Частично серицитизированными являются преимущественно кислые породы, однако вдоль тектонических нарушений серицитизация проникает в основные породы лежащего и висячего боков. Постоянными минералами серицитизированных пород являются кварц, альбит, хлорит, серицит. Ближе к метасоматическим породам и рудам в зоне серицитизации встречаются кальцит, барит и рудные минералы — пирит, халькопирит, сфалерит. Вблизи наружной границы зоны серицитизации к основным минералам добавляются эпидот, пренит, жильный альбит и гематит.

Начальная стадия серицитизации выражается в появлении «просечек» — очень мелких рассеянных различно ориентированных чешуек серицита среди фенокристаллов полевого шпата. Дальнейшее усиление этого процесса проявляется в развитии чешуек и скоплений серицита в полевошпатовых лейстах, хлоритизированном базисе и в цементе туфов. Количество серицита в частично серицитизированных породах составляет обычно 10—15%. Наблюдениями над взаимоотношениями минералов в шлифах установлено замещение серицитом хлорита, карбоната, пренита, эпидота.

Гематитизированные породы имеют красновато-фиолетовый и сургучно-красный цвет. Они окружают рудные тела почти со всех сторон, за исключением северного фланга месторождения и лежащего бока Ново-Сибайской залежи. Расстояние между рудой и зоной гематитизации изменяется от 5 до 50 м. Мощность гематитизированных пород составляет 10—200 м. В гематитизированных породах присутствуют следующие вторичные минералы: кварц, альбит, хлорит, гематит, кальцит, сфен. В них, а также в последующих наружных зонах отсутствуют сульфиды. Взаимоотношения между вторичными минералами указывают на замещение гематитом альбита, эпидота и хлорита.

Зона окварцованных пород прилегает с наружной стороны к гематитизированным породам. Местами гематитизация и окварцевание развиваются совместно. Мощность окварцованных пород составляет обычно несколько десятков метров. Для окварцованных пород характерен светло-зеленовато-серый цвет, роговикоподобный облик и раковистый излом. На участках интенсивного окварцевания порода состоит в основном из кварца с небольшой примесью альбита и хлорита. Мощность зоны окварцевания составляет несколько десятков метров.

Регионально-метаморфизованные вулканогенные породы на удалении от месторождения состоят из кварца, альбита, хлорита, эпидота, пумпеллиита. Местами в них присутствуют кальцит, а в основных породах также пренит. Вблизи месторождения, особенно в брекчиях диабазовых порфиритов висячего бока, с наружной стороны зоны окварцевания местами наблюдается обогащение пород эпидотом, пумпеллитом или пренитом, однако пока неясно, связано ли это обогащение с процессами рудообразования.

Ниже дается краткое описание гидротермальных минералов боковых пород Сибайского месторождения.

Хлорит относится к самым распространенным метасоматическим минералам. Он отсутствует только в серицит-кварцевых породах и в массивных серноколчеданных рудах. Повышенное количество хлорита наблюдается в метасоматических породах вблизи рудных тел в лежачем боку и на южном фланге месторождения.

По оптическим свойствам выделяются три разновидности хлорита: 1) бесцветный или слабозеленоватый весьма низкодвупреломляющий, почти изотропный; 2) зеленый или буровато-зеленый низкодвупреломляющий; 3) ярко-зеленый высокодвупреломляющий. Хлорит первой разновидности развит преимущественно в метасоматитах и в серицитизированных породах вблизи рудных тел. Ореол распространения бесцветного хлорита почти совпадает с ореолом пиритизации. Иногда эти минералы образуют колломорфные текстуры. Почти мономинеральные хлоритовые породы в лежачем боку Нового Сибая состоят из бесцветного хлорита. Зеленый низкодвупреломляющий хлорит широко распространен на удалении от рудного тела во всех зонах частично измененных пород. Ярко-зеленый высокодвупреломляющий хлорит встречен среди колчеданных руд вблизи контакта с вмещающими породами.

Оптические свойства хлоритов приведены в табл. 1.

Таблица 1

Оптические свойства хлоритов

№ образцов	№ скважин	Глубина, м	Название породы	Цвет хлорита в шлифе	Nm	Двупреломление
T-1519	470	450	Хлоритовая порода (в 1 м от руды в лежачем боку)	Бесцветный	1,611	0—0,001
T-1624	472	128,5	Хлоритизированный диабазовый порфирит (в 1 м от руды в висячем боку)	Светло-зеленый	1,608	—
T-1194	южный карьер	сев. борт гор. 309 м	Хлоритизированные брекчии диабазовых порфиритов (в 20 м от руды в висячем боку)	Зеленый	1,617	0,003
1-1710	472	377,2	Включения и прожилки в руде	Ярко-зеленый	1,672	0,012

Средний химический состав и типичные анализы первичных и измененных пород Сибайского месторождения

1	Колич. анализов	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	S	H ₂ O	ппп	Сумма
	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
1. Кварцевые порфиры																
Средний состав	8	72,62	0,25	12,37	0,69	3,67	0,08	1,52	0,94	4,33	0,72	0,07	0,31	0,20	1,95	99,72
Проба Т-1252	—	72,20	0,25	13,80	0,14	3,10	0,08	1,90	0,13	5,70	0,23	0,07	0,22	—	1,50	99,32
2. Кварцевые порфиры окварцованные																
Проба Т-447/393	1	78,50	0,19	11,30	—	2,83	0,06	0,10	0,80	4,68	0,16	0,05	0,25	—	0,70	99,62
3. Кварцевые порфиры гематитизированные																
Средний состав	2	74,05	0,20	10,82	3,21	1,34	0,08	0,72	2,35	2,70	0,56	0,04	0,14	—	2,35	98,58
Проба Т-1454	—	74,00	0,18	10,50	4,13	1,85	0,03	0,63	1,80	4,30	0,77	0,05	0,24	—	2,10	100,23
4. Кварцевые порфиры серицитизированные																
Средний состав	7	71,41	0,29	12,89	2,03	3,21	0,06	2,24	0,94	1,76	1,11	0,03	1,05	0,30	3,27	100,59
Проба 29	—	68,88	0,43	13,95	1,59	5,10	0,10	2,82	0,54	3,52	1,08	0,10	0,08	0,24	2,19	100,62
5. Хлорит-серицит-кварцевые породы с карбонатом																
Средний состав	7	70,37	0,29	13,14	0,65	4,12	0,06	2,30	1,69	0,39	1,15	0,04	0,18	0,24	4,06	98,68
Проба Т-447	—	67,24	0,32	15,34	0,86	4,35	0,04	2,39	3,07	0,44	1,30	0,05	0,46	—	3,14	99,00

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
6. Хлорит-серицит-кварцевые породы без карбоната																
Средний состав	9	67,56	0,25	13,79	(5,62)	0,00	0,12	2,39	0,36	0,30	1,82	0,06	3,10	—	4,86	100,23
Проба Т-1244	—	70,88	0,32	12,94	0,00	5,22	0,04	4,75	0,00	0,08	1,48	0,08	0,13	—	2,88	98,80
7. Серицит-кварцевые породы																
Средний состав	7	70,67	0,24	11,11	(5,93)	0,00	0,02	0,54	0,12	0,16	2,39	0,04	4,86	1,40	5,23	102,71
Проба Т-1228	—	70,43	0,24	11,20	(4,80)	0,00	0,00	0,45	0,13	0,19	2,60	0,00	6,13	—	5,83	102,00
8. Базальтовые порфириды																
Средний состав	9	50,43	0,57	14,18	3,68	7,06	0,18	6,54	6,63	2,84	0,51	0,04	1,06	3,13	4,26	101,14
Проба 31	—	49,91	0,38	13,95	1,45	8,93	0,18	8,52	7,92	2,50	0,36	0,02	0,02	—	5,35	99,49
9. Туфы базальтовых порфиритов серицитизированные																
Проба Т-1685	1	50,20	0,06	15,60	1,60	9,50	0,33	11,10	3,30	1,16	0,88	0,02	0,08	—	7,50	101,29
10. Кварц-хлоритовые породы																
Средний состав	7	48,89	0,22	13,71	2,52	16,46	0,18	9,32	0,65	0,06	0,05	0,04	0,18	—	7,32	99,60
Проба Т-1630	—	45,20	0,08	15,80	2,08	12,70	0,45	14,60	0,15	0,08	0,06	0,07	—	—	8,20	99,83

Примечание 1. Пробы Т-447, Т-1244, Т-1630 анализировались в химлаборатории Южно-Уральского геологического управления, аналитик М. Н. Старосельцева; пробы Т-477/393, Т-1223, Т-1252, Т-1454, Т-1635 анализировались в центральной химлаборатории треста Уралцветметразведка, аналитик Е. Г. Бабичева. Пробы 29,31 анализировались в центральной лаборатории Уральского геологического управления.

Места отбора проб: 29—скв. 143, глуб. 59,60—60,10 м; 31—скв. 158, глуб. 66,60—67,00 м; Т-477—южный карьер, восточный борт, глуб. 60—70 м, на расстоянии 2—3 м от руды в висячий бок; Т-477/393—скв. 477, глуб. 393 м; Т-1228—скв. 631, глуб. 136 м; Т-1244—скв. 631, глуб. 387—389 м; Т-1454—скв. 609, глуб. 62,0—62,7 м; Т-1630—скв. 520, глуб. 546,0—547,0 м; Т-1685—скв. 472, глуб. 124—125 м.

2. В скобках показано содержание сульфидного железа.

Анализы хлоритовых пород, состоящих на 90—95% из бесцветного хлорита, показывают содержание закиси железа в пределах 12—17%, окиси магния 9—15% (табл. 2). Следовательно, хлориты первой и второй разновидности относятся к группе железисто-магнезиальных (рипидолит), что подтверждается термическим и рентгено-структурным анализом пробы Т-1519. Полученная кривая нагревания близка к кривой, приведенной Н. Н. Куреком (1954) для хлоритов железисто-магнезиального ряда. Бесцветные хлориты приближаются к магнезиальным ряда прохлорит — корундофиллит. Ярко-зеленые хлориты, содержащиеся в руде, являются железистыми (тюрингит).

Вторичный кварц присутствует среди всех метасоматических и частично измененных пород. Выделяются три основные морфологические разновидности вторичного кварца: изометричные зерна, удлинено-зазубренные выделения и стебельчатые агрегаты. Первая разновидность присутствует в метасоматических породах, вторая — в зоне окварцевания, а стебельчатый кварц приурочен к прожилкам и отдельным зернам пирита среди метасоматитов. Вытянутые и изогнутые кристаллы в субпараллельных стебельчатых агрегатах располагаются перпендикулярно граням кристаллов или прожилкам пирита.

Наряду с кварцем, в измененных породах встречаются кварцин и халцедон. Первый широко развит в миндалинах брекчий диабазовых порфиритов надрудной толщи, вблизи контактов ее с рудными телами. Тонковолокнистые радиально-лучистые агрегаты кварца заполняют всю миндалину или часть ее. Волокна имеют положительное удлинение. Радиально-лучистые агрегаты с отрицательным удлинением, относящиеся к халцедону, встречаются обычно в угловатых пустотках среди кварцевых порфиров и реже среди базальтовых порфиритов.

Серицит. Выделяются три морфологические разновидности этого минерала: тонкочешуйчатая, розетковидная, таблитчатая.

Тонкочешуйчатый серицит типичен для наиболее серицитизированных пород. Отдельные чешуйки имеют величину 0,003—0,03 мм. В серицит-кварцевых породах с сохранившейся структурой эффузивов, когда серицит полностью замещает фенокристаллы плагиоклаза, последние при беглом взгляде с объективами малых увеличений кажутся «неугасающими». Это объясняется тем, что при вращении столика микроскопа во всякий данный момент значительное количество чешуек серицита находится в положении просветления.

Розетковидные агрегаты серицита встречаются в серицит-кварцевых, хлорит-серицит-кварцевых и частично серицитизированных породах. Величина отдельных чешуек в них составляет 0,04—0,1 мм.

Таблитчатый серицит встречается только в присутствии пирита. Субпараллельные агрегаты гексагональных чешуек образуют таблички, развивающиеся по контакту кристаллов пирита. Размеры отдельных табличек серицита в поперечнике составляют 0,1—0,2 мм. Таблитчатый серицит является более молодым по сравнению с тонкочешуйчатым, что доказывается развитием идиоморфных его кристаллов по контакту пирита и тонкочешуйчатого серицита.

Оптические свойства серицита приведены в табл. 3.

Химические анализы серицит-кварцевых пород (см. табл. 2) показывают присутствие окиси натрия, не превышающее 0,2—0,5%, и окиси магния в количестве 0,17—0,77%. Отношение содержания окиси калия к окиси натрия в этих породах изменяется от 5 до 10. Кривая нагревания серицита из пробы Т-1733 фиксирует два эндоэффекта при температурах 150° и 650° и один экзоэффект при температуре 475°. Последний соответствует окислению пирита. Характер полученной кривой близок к кривым нагревания риддерских серицитов, приведенных Н. Н. Куреком

Оптические свойства серицита

№ образцов	Место взятия	N_g	N_p	Двупреломление
T-1733	Лежачий бок Старого Сибая	1,587	1,555	0,032
T-1697	Скв. 472, гл. 282,5 м	—	—	0,029
Данные С. Н. Иванова (1947)	—	1,581	1,551	0,030

(1954). Термический анализ серицит-кварцевых пород из образца T-1229 указывает на принадлежность серицита к гидрослюде. Эндозффект при температуре 570° отвечает точке преобразования кварца. Проба T-1229 была подвергнута также рентгено-структурному анализу. Сравнение полученной рентгенограммы с эталонными показало сходство ее с рентгенограммой шилкинита (гидрослюды). Оптические, химические, термические и рентгено-структурные данные позволяют относить серицит к калиевой гидрослюде, близкой к фенгиту.

Альбит распространен во внешних зонах ореола околорудных изменений. Выделяются три разновидности альбита: 1) регионально распространенный, замещающий полевой шпат фенокристаллов и лейст во всех эффузивных и пирокластических породах, 2) лучистый, 3) мелко-таблитчатый «чистый».

Альбит первой разновидности встречается во всех породах месторождения, за исключением метасоматитов. Он наследует форму кристаллов замещенного плагиоклаза. А. Х. Ивановым и М. В. Ереминой выполнено более 30 определений оптических констант плагиоклазов на столике Федорова. Подавляющее большинство определений показало альбит № 3—5, sdвойникованный по карлсбадскому и альбитовому законам. В единичных случаях встречен альбит-олигоклаз.

Лучистый альбит развит только в основных породах, преимущественно среди вулканических брекчий базальтовых порфиритов надрудной толщи. Эта разновидность альбита представлена сноповидными и радиально-лучистыми агрегатами кристаллов альбита. Нередко эти агрегаты соединяются между собою, образуя своеобразную сеть в основной массе породы. Часто можно наблюдать, как сноповидные агрегаты лучистого альбита образуются около лейст плагиоклаза. Последние являются как бы осью сноповидного образования. При обильном развитии лучистый альбит распространяется внутрь миндалин. Он характеризуется отрицательным удлинением. В шлифах встречаются примеры замещения лучистого альбита карбонатом, кварцином, серицитом.

Мелко-таблитчатый альбит присутствует среди гематитизированных и окварцованных пород. Реже он встречается в хлорит-серицит-кварцевых породах с сохранившейся первичной структурой. Под микроскопом данный альбит отличается чистотой и прозрачностью. Он присутствует преимущественно в цементе брекчий или в миндалевидных пустотках. Обычно идиоморфные таблички альбита величиной 0,05—0,2 мм образуют гилидиоморфнозернистый агрегат с кварцем.

К а л ь ц и т присутствует во всех породах месторождения, за исключением серицит-кварцевых, но распределение его весьма неравномер-

ное. Наибольшее количество этого минерала фиксируется в зоне перехода от метасоматических пород к частично измененным.

Кальцит присутствует в породах в форме неправильных грубоизометричных зерен и скелетных кристаллов. Изометричные зерна имеют различную величину, но преобладают кристаллы размером 0,1—0,5 мм. Контуры этих зерен зазубренно-извилистые. В случае замещения фенокристаллов плагиоклаза зерна кальцита принимают форму последних. Скелетные кристаллы встречаются во внешних зонах частично измененных пород: гематитизированных и регионально-метаморфизованных. Макроскопически данный кальцит обнаруживается в породе по наличию серовато-белых пятен величиной до 3—5 см. Под микроскопом скелетные зерна представляют узорчатоизвилистые неправильные пятна, включающие лейсты альбита, сферолиты и зерна кварца. При повороте столика микроскопа все части карбонатного обособления, иногда изолированные, угасают одновременно.

Пренит встречается в частично измененных основных эффузивах и туфах. Наиболее обогащены пренитом низы надрудной толщи вулканических брекчий базальтовых порфиритов. Пренит наблюдается в виде трех морфологических разновидностей: 1) крупнотаблитчатый радиально-лучистый, 2) мелкотаблитчатый, 3) скелетный.

Крупнотаблитчатый пренит более охотно развивается в цементе брекчий диабазовых порфиритов, где он иногда является преобладающим минералом. Длина отдельных кристаллических индивидов достигает 1,5—2 мм. Показатели преломления пренита, определенные иммерсионным способом в шлифах, приведены в табл. 4.

Таблица 4

№ шлифов	Место взятия	Ng	Np	Ng—Np
1634	скв. 152, гл. 126,0 м	—	—	0,023
1666	скв. 109, гл. 60,0 м	1,643	1,623	0,020
1812	скв. 191, гл. 158,0 м	1,644	1,624	0,020

Оптические константы указывают на принадлежность крупнотаблитчатого пренита к безжелезистой или маложелезистой разновидности.

Вторая разновидность пренита встречается обычно в миндалинах, где он присутствует в виде розетковидных агрегатов. Отдельные таблички имеют величину 0,01—0,05 мм. Двупреломление мелкотаблитчатого пренита, определенное в шлифах при помощи компенсатора Берека, составляет 0,029. Высокое двупреломление указывает на некоторое содержание железа в мелкотаблитчатом прените.

Скелетные кристаллы пренита встречаются среди основных пород рудовмещающих толщ и в плагиоклазовых порфиритах, распространенных к востоку от месторождения. Данный пренит прорастает фенокристаллы плагиоклаза по спайности в виде субпараллельных тонких пластинок, имеющих одинаковую оптическую ориентировку, т. е. представляющих скелет единого кристалла пренита. При дальнейшем развитии процесса пренитизации пластиночки соединяются в общий кристалл.

Пумпеллит является распространенным вторичным минералом. Он присутствует в породе либо в виде тонкозернистого агрегата, либо в виде друз и радиально-лучистых сростков. Первая разновидность

широко развита в основной массе породы. Иногда тонкозернистый пумпеллит образует псевдоморфозы по фенокристаллам плагиоклаза. Размеры отдельных кристаллов пумпеллита в тонкозернистых разностях не превышают 0,02 мм. Пумпеллит второй разности встречается в миндалинах и в цементе обломочных пород. Игольчатые кристаллы пумпеллита достигают 0,3 мм. Пумпеллит обладает четким плеохроизмом от густозеленого (по удлинению) до оранжево-желтого цвета. Показатель преломления N_p , определенный иммерсионным способом в призматическом кристалле пумпеллита из шлифа № 1332 (скв. 656), равен 1,700. Двупреломление пумпеллита из шлифа № Т-1370, измеренное компенсатором Берека, составляет 0,015.

Эпидот и клиноцоизит встречаются в основных, средних и кислых породах всех зон частично измененных пород, но отсутствуют в метасоматических породах. Повышенное содержание эпидота фиксируется в верхней части рудоносной толщи кварцевых порфиров вблизи контакта с брекчиями базальтовых порфиритов и вдоль контактов с дайками диабазов.

Обычной формой выделений эпидота и клиноцоизита являются зерна неправильной и призматической формы величиной 0,02—0,3 мм, развивающиеся в цементе обломочных пород и в основной массе эффузивов. В основных породах нередко присутствуют очень мелкие (0,003—0,02 мм) равномерно распределенные сферические бурые полупрозрачные зерна, относящиеся, возможно, также к эпидоту.

Гематит присутствует в двух разновидностях — тонкораспыленной и кристаллической. Более распространена первая разновидность. В слабогематитизированных породах гематит наблюдается в виде цепочек точечных зерен в микротрещинах. Усиление гематитизации приводит к образованию разветвленной сети гематитовых прожилочков и равномерно распыленного пигмента в основной массе породы. Нередко гематит избирательно замещает основную массу спилитов, а лейсты и фенокристаллы замещаются другими минералами. Иногда можно видеть скопления гематита вокруг фенокристаллов кварца и кварцевых сферолитов. В обломочных породах встречаются обломковидные и прожилковидные кварц-гематитовые обособления величиной до 5 см. Кристаллический гематит в виде пластинок величиной до 2 мм встречается вдоль трещин.

Химические анализы гематитизированных пород не показывают значительного увеличения железа, а лишь переход его из закисной в окисную форму.

Широкое развитие гематитизации в пределах рудного поля и за его пределами указывает на наличие региональной гематитизации, возможно, сингенетической вулканическим процессам. Отличием околорудной гематитизации от других ее видов является наличие кварц-гематитовых прожилков и проявление экзоэффекта на кривых обезвоживания при температуре 510—540°.

Актинолит изредка встречается среди регионально-метаморфизованных пород основного состава. Этот минерал присутствует в виде единичных различно ориентированных тонких призматических кристаллов длиной 0,05—0,15 мм. Они имеют слабый плеохроизм в бледно-зеленых тонах и типичные для амфиболов разветвляющиеся острые концы.

Сидерит встречается в серицитизированных и гематитизированных породах в южной части месторождения. В направлении от руды сидерит появляется там, где исчезает пирит. Железистые карбонаты присутствуют также в колчеданных рудах Ново-Сибайской залежи, вблизи ее лежащего бока. Сидерит имеет светло-желтоватый и светло-серый цвет. Железистые карбонаты присутствуют в породе в виде от-

дельных зерен, цепочек зерен и прожилков. Иногда сидеритовые прожилки пересекают выделения кальцита. По данным С. Н. Иванова, химанализ мономинеральной пробы сидерита из скв. 138 с глубины 269 м показал содержание железа в пределах 47,4%, кальция — 0,77, магния — 0,58%. Наличие этого минерала фиксируется термическими эффектами при температурах 590°, 670° и 815°.

Д о л о м и т установлен только в колчеданной руде Ново-Сибайской залежи. Термический и химический анализ пробы Т-1507 ($MgO=13,42\%$) показал принадлежность карбоната к доломиту.

Б а р и т присутствует среди серицитизированных и пиритизированных брекчий вблизи южного выклинивания Ново-Сибайской залежи. Он образует скопления в средней части пиритовых прожилков, а иногда наблюдается в виде самостоятельных прожилковидных выделений мощностью 0,1—2 мм. Баритовые обособления состоят из мелкотаблитчатых и радиально-лучистых агрегатов. Показатели преломления барита, определенные в иммерсии, составляют: $N_g=1,643$, $N_p=1,631$, двупреломление — 0,012 (обр. Т-1719). Судя по невысоким показателям преломления, барит является стронцийсодержащим.

Г и п с известен среди кварц-хлоритовых пород лежащего бока Ново-Сибайской залежи на глубинах 150—400 м вблизи тектонического нарушения (скв. 101, 229). Выделения гипса встречаются в виде прожилков мощностью до 10 мм. Прожилки состоят из субпараллельно-волоконистых агрегатов, располагающихся перпендикулярно зальбандам.

Т а л ь к встречен только среди медноколчеданных руд Нового Сибая вблизи контакта с основными породами лежащего бока. Он присутствует здесь в виде зеленовато-серых тонкочешуйчатых обособлений величиной до 2 см. Такие обособления, как правило, окружены каймой крупнокристаллического карбоната. С тальком ассоциирует магнетит, встречающийся в виде мелких сростков с пиритом. Показатель преломления талька по оси N_m , определенный в иммерсии, составляет 1,589 (обр. Т-1591, скв. 299). С этого же образца были отобраны пробы для термического и рентгено-структурного анализа. В результате термического анализа получена кривая нагревания, на которой зафиксирован четкий экзотермический эффект при температуре 950°, характерный для талька. Экзотермический эффект при температуре 440° соответствует окислению пирита. Полученная рентгенограмма аналогична эталонной рентгенограмме талька.

Л е й к о к с е н широко распространен среди всех зон частично измененных пород и в краевых частях зон метасоматитов. Обычными формами выделений лейкоксена являются хлопьевидные агрегаты, нередко приуроченные к псевдоморфозам хлорита по темноцветному минералу.

С ф е н в небольших количествах встречается среди серицитизированных и гематитизированных кварцевых порфиров. Выделения сфена обычно имеют величину 0,05—0,1 мм. Они состоят из одного или нескольких кристаллов таблитчатой формы. Иногда встречаются сростки правильных клиновидных кристаллов, контур которых в срезе шлифа имеет форму зубьев пилы.

Р у т и л изредка встречается среди метасоматических пород: серицит-кварцевых, серицит-хлорит-кварцевых и кварц-хлоритовых. Он присутствует в виде единичных удлиненно-призматических кристаллов размерами до 0,02—0,2 мм. Реже встречаются сагенитообразные прорастания рутилом кварца. Сеточки игольчатых очень мелких кристаллов встречаются также в халькопирите среди массивного колчедана.

А н а т а з присутствует в виде изометричных равномерно распределенных зерен величиной 0,02—0,1 мм в серицитизированных и серицит-хлорит-кварцевых породах. Зерна анатаза нередко имеют четырехугольные сечения с округленными углами.

Апатит как вторичный минерал встречается в перекристаллизованных серицит-кварцевых породах, где он ассоциирует с пиритом. Обычно апатит присутствует в виде отдельных мелких (0,02—0,03 мм) зерен или их скоплений. В руде изредка встречаются зеленовато-серые кристаллы апатита величиной до 5 мм. Наименьший показатель преломления, определенный в зерне апатита в образце Т-1348, составляет 1,533. Следовательно, данный минерал относится к фтор-апатиту. Учитывая, что содержание фосфора в первичных и измененных породах одинаково, можно предполагать, что описанный апатит образовался за счет перекристаллизации первичного акцессорного апатита.

Суммируем данные о возрастных взаимоотношениях между вторичными минералами. В регионально-метаморфизованных породах присутствует устойчивый парагенезис минералов — альбит + кварц + хлорит + пумпеллит. Последний, как кальцийсодержащий минерал, часто ассоциирует с эпидотом, пренитом или кальцитом. Парагенезисы минералов регионального метаморфизма замещаются минералами околорудного метасоматоза. Наиболее часто они замещаются следующими минералами (последующие замещают предыдущие): кальцит, гематит, мелкотаблитчатый «чистый» альбит, бесцветный хлорит, железистый карбонат, серицит, барит.

Вопрос о принадлежности к продуктам околорудных гидротермальных изменений лучистого альбита, сфена, крупнозернистых агрегатов пумпеллита и пренита является нерешенным.

Вышеприведенный ряд замещений свидетельствует о направленности гидротермально-метасоматического процесса, в котором минеральные ассоциации внешних зон замещались минералами внутренних зон. В целом процесс околорудного гидротермального метасоматоза наложен на региональный метаморфизм пумпеллит-пренитовой фации.

ЛИТЕРАТУРА

Бородаевская М. Б., Перижняк Н. А. Условия локализации колчеданного оруденения в пределах Сибайского рудного поля (Южный Урал). — Тр. ЦНИГРИ, вып. 40, 1961.

Иванов С. Н. Опыт изучения геологии и минералогии колчеданных месторождений, т. 2, Сибайское месторождение. Свердловск, Изд. УФАН СССР, 1947.

Курек Н. Н. и др. Измененные околорудные породы и их поисковое значение. М., Госгеолтехиздат, 1954.

Перижняк Н. А. Фации вулканогенных пород Сибайского медноколчеданного месторождения. — Тр. ЦНИГРИ, вып. 92, 1970.

Прокин В. А., Рудаков В. М., Солодкий Н. Н. Гипогенная зональность околорудных измененных пород колчеданных месторождений Сибай, Куль-Юрт-Тау и Бакр-Тау. — «Вопросы геохронологии и геохимии докембрия и палеозоя Южного Урала и восточной части Русской платформы». Уфа, Изд. БФАН СССР, 1961.

Прокин В. А. Условия образования первичной зональности Сибайского колчеданного месторождения (Южный Урал). — «Конференция. Проблемы постмагматического рудообразования», т. 1. Прага, 1963.

Пшеничный Г. Н., Шигарев В. Г., Кулагина М. В. Дайки Сибайского колчеданного месторождения, их петрография, петрохимия и возрастные взаимоотношения (Южный Урал). — «Петрология горных пород, вмещающих сульфидные месторождения Южного Урала». Уфа, Изд. БФАН СССР, 1971.

Г. Н. ПШЕНИЧНЫЙ, М. А. СЕРЕДИНА,
М. С. БОБРОВА

ХЛОРИТЫ ЮБИЛЕЙНОГО МЕДНОКОЛЧЕДАННОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ И ИХ ВЗАИМООТНОШЕНИЯ С ОРУДЕНЕНИЕМ (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

1292
Юбилейное месторождение относится к числу типичных месторождений колчеданной формации Южного Урала. Вместе с тем для него характерны свои специфические черты состава и строения руд, морфологии рудных тел и характера околорудных гидротермально-метасоматических изменений. Месторождение является продуктом деятельности сложного многостадийного гидротермально-метасоматического процесса. В рудных телах нашими исследованиями выделены следующие главные парагенетические минеральные ассоциации: 1) хлорит-пиритовая, 2) кварц-серицит-пиритовая, 3) кварц-пирит-халькопиритовая иногда с хлоритом и другими нерудными минералами, 4) барит-пирит-сфалеритовая с кальцитом или другими нерудными минералами, 5) кварц-баритовая жильная с рассеянной вкрапленностью сульфидов, 6) тальк-пиритовая жильная иногда с серицитом и хлоритом, 7) послерудная жильная кварц-карбонатная ассоциация.

Перечисленные минеральные ассоциации последовательно выделялись во времени, нередко накладываясь друг на друга в пространстве, чем и обусловлена длительность и стадийность процесса рудообразования. Стадии минералообразования во времени сменялись перерывами, для которых характерны проявления внутрирудного метаморфизма различной интенсивности.

Вмещающие породы месторождения претерпели интенсивные околорудные изменения, обусловленные метасоматическим воздействием рудообразующих процессов. При этом выявляется отчетливое зональное строение околорудного ореола гидротермально-измененных пород, обусловленное сочетанием различной миграционной способности петрогенных элементов при процессах метасоматоза и стадийностью самих метасоматических изменений.

Принципиальная схема метасоматической зональности от рудных тел к периферии, по результатам наших исследований, может быть представлена в следующем виде: 1) рудный метасоматит (сплошные и прожилково-вкрапленные руды), 2) серицит-кварцевые метасоматические породы, 3) хлорит-серицит-кварцевые метасоматиты, 4) хлорит-кварцевые метасоматиты, 5) хлорититы, 6) тальк-карбонатные метасоматиты,



7) окварцованные породы с хлоритом и эпидотом, 8) серицитизированные породы, 9) ожелезненные и гематитизированные породы.

Далее следуют внешние зоны регионально-метаморфических изменений: 1) актинолит-хлоритовая, 2) эпидот-пумпеллитовая, 3) пренит-пумпеллит-хлоритовая.

Особенностью Юбилейного месторождения является то, что среди нерудных минералов во вмещающих породах хлориты занимают ведущее положение. При этом отчетливо различаются две их генетические группы: хлориты регионально-метаморфического происхождения и гидротермально-метасоматические хлориты, распространенные в пределах контура окolorудных изменений и в рудах. Хлориты первой генетической группы сравнительно равномерно распространены за пределами месторождения преимущественно в породах основного и среднего составов. По мере приближения к рудным телам и усиления интенсивности гидротермально-метасоматических изменений эти хлориты постепенно исчезают и на смену им появляются широко распространенные хлориты гидротермально-метасоматического происхождения. Под микроскопом хлориты 1-й группы отличаются зелеными и буровато-зелеными тонами с аномальными чернильно-синими и оливково-бурыми цветами интерференции. Двупреломление очень низкое и не превышает 0,003—0,005. $N_m = 1,624$. Плеохроизм слабый в голубовато-зеленых тонах. Эти хлориты выполняют промежутки между зернами плагиоклазов, развиваются по вулканическому стеклу, пироксенам, роговой обманке и в миндалинах основных пород, замещают эпидот и пумпеллит.

Несравненно больший интерес в связи с выяснением условий формирования месторождения и дальнейшей разработкой поисковых признаков на слепые рудные тела колчеданного типа представляют хлориты гидротермально-метасоматического происхождения, которые и явились предметом нашего исследования.

Взаимоотношения хлоритов обеих генетических групп очень сложны, часто противоречивы и требуют дальнейшего изучения.

Большинство исследователей колчеданных месторождений Южного Урала процессы регионального метаморфизма считают дорудными. Однако полученные в последнее время материалы свидетельствуют о том, что зеленокаменные изменения пренит-пумпеллитовой фации на колчеданных месторождениях Южного Урала завершились позднее гидротермально-метасоматических процессов, в результате которых сформировались колчеданные руды и окружающие их ореолы окolorудных изменений (Пшеничный, Кулагина, Середина, 1970).

Для определения химического состава хлоритов, изучения их физических и оптических свойств, а также выяснения минеральных ассоциаций нами проведено петрографическое изучение рудовмещающих пород и исследованы 22 мономинеральные фракции хлоритов, выделенных из образцов, отобранных в различных участках окolorудного ореола. Мономинеральные фракции выделялись из протолок различных классов крупности путем разделения их в тяжелых жидкостях с последующим очищением под бинокулярным стереоскопическим микроскопом при помощи стальной иглы. Чистота мономинеральных фракций хлоритов, не считая примесей кварца, содержание которого определялось химически, составляет 93—99,5%.

Химический состав хлоритов представлен в табл. 1. Пересчет химических анализов на кристаллохимические формулы произведен по кислородному методу (по 14 кислородам на «сухое» вещество) с последующим определением в структуре количественной роли ОН-групп. При вычислении химических формул с учетом результатов микроскопиче-

Химический состав хлоритов Юбилейного месторождения

№ п.п.	N проб	Содержание компонентов в %															Сумма
		SiO ₂ св.	SiO ₂ сил.	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	P ₂ O ₅	K ₂ O	Na ₂ O	S сульфидн.	Fe сульфидн.	ппп (H ₂ O+)	
1	Г-769	24,75	23,08	0,63	17,31	2,72	8,13	0,13	11,94	сл.	0,11	1,12	сл.	0,95	0,82	7,53	99,22
2	8828	17,97	25,75	0,24	15,52	0,75	5,60	0,26	22,75	сл.	0,06	сл.	сл.	0,38	0,33	9,23	99,12
3	Г-1014	3,75	28,84	0,12	15,92	1,97	3,75	0,11	27,69	сл.	0,02	н.о.	сл.	3,65	3,18	10,03	99,03
4	969	0,74	30,83	сл.	16,64	1,18	5,74	0,14	30,48	н.о.	0,01	н.о.	сл.	1,10	0,95	11,73	99,54
5	Г-537	1,62	30,30	0,57	17,52	1,67	4,98	0,14	29,29	0,42	0,12	сл.	сл.	0,69	0,60	11,59	99,51
6	Г-1056	н.о.	29,68	0,40	17,58	2,05	4,78	0,19	28,03	0,85	0,63	сл.	сл.	2,08	1,81	10,98	99,06
7	Г-1024	н.о.	30,97	0,52	19,20	1,32	3,59	0,05	30,67	сл.	0,02	н.о.	сл.	0,42	0,36	11,98	99,10
8	Г-945	1,68	28,40	сл.	17,15	2,99	7,50	0,17	26,92	сл.	0,14	н.о.	сл.	1,61	1,40	11,16	99,12
9	5493	н.о.	28,98	0,63	22,26	1,20	6,38	0,13	27,11	н.о.	0,02	сл.	сл.	0,18	0,16	11,76	99,22
10	9300	5,98	26,07	0,39	18,56	1,20	16,25	0,32	18,19	0,70	0,06	сл.	сл.	0,54	0,47	10,32	99,05
11	10564	32,70	18,00	0,27	12,62	0,88	11,5 ¹	0,15	12,94	н.о.	0,05	сл.	сл.	1,62	1,40	6,95	99,12
12	5492	н.о.	28,09	0,30	19,87	1,53	13,57	0,18	22,63	н.о.	0,02	сл.	сл.	0,87	0,76	11,38	99,28
13	Г-898	9,35	26,66	0,25	19,60	1,15	5,77	0,13	25,53	н.о.	0,08	сл.	сл.	сл.	сл.	11,10	99,62
14	Г-876	0,54	27,49	0,50	19,02	2,41	8,74	0,17	25,15	сл.	0,12	н.о.	сл.	1,99	1,73	11,24	99,10
15	10682	0,36	27,33	0,34	19,89	1,44	18,11	0,25	19,64	н.о.	0,07	сл.	сл.	0,39	0,34	11,23	99,39
16	Г-1094	н.о.	27,98	0,44	20,72	1,28	7,69	0,10	26,11	н.о.	0,02	н.о.	сл.	1,85	1,61	11,36	99,16
17	Г-744	1,27	27,94	0,44	20,88	1,70	6,72	0,11	26,23	сл.	0,17	сл.	сл.	1,34	1,17	11,30	99,27
18	Г-747	18,71	23,09	0,48	18,00	1,22	7,51	0,11	20,21	сл.	0,09	сл.	сл.	0,27	0,24	9,65	99,58
19	Г-610	сл.	27,95	0,93	21,67	1,45	8,91	0,13	25,08	0,42	0,02	н.о.	сл.	0,30	0,26	11,90	99,02
20	5811	0,56	26,85	0,26	20,57	1,39	10,18	0,14	24,39	сл.	0,01	сл.	сл.	1,87	1,63	11,33	99,18
21	Г-599	10,75	23,80	0,76	19,50	1,94	11,47	0,14	20,01	сл.	0,08	сл.	сл.	0,49	0,43	10,34	99,71
22	Г-953	н.о.	26,20	0,40	23,15	2,86	15,11	0,26	18,85	н.о.	0,09	сл.	сл.	0,51	0,44	11,57	99,44

- Примечание. 1. Для удобства изложения материала далее в тексте статьи, в других таблицах и на графиках под № проб понимаются порядковые номера в табл. 1. В таблице пробы расположены в порядке последовательности уменьшения в кристаллохимических формулах количества атома Siiv.
2. Под значением «сл.» для компонентов SiO₂ св., CaO, K₂O, Na₂O понимается процентное содержание последних ниже 0,2, для TiO₂ — ниже 0,01.

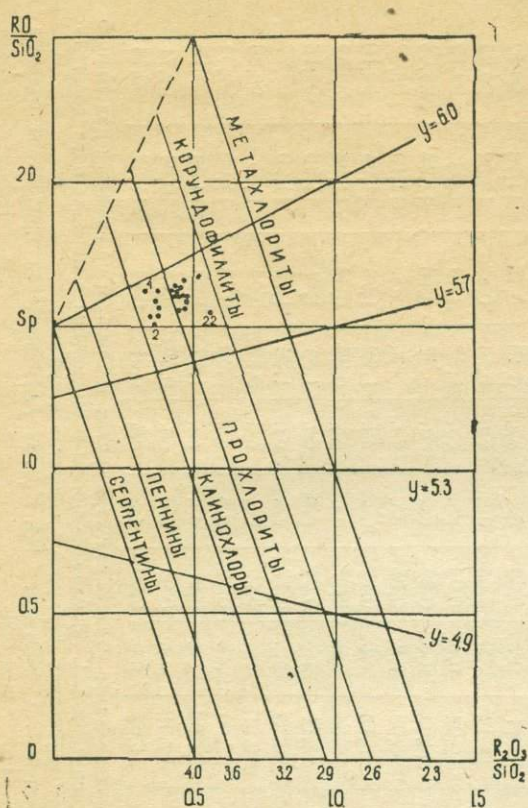


Рис. 1. Классификационная диаграмма на кристаллохимической основе (по Д. П. Сердюченко, 1953) хлоритов Юбилейного месторождения.

ского изучения анализировавшихся проб хлоритов в расчет не вводились содержания TiO_2 , CaO , P_2O_5 , K_2O , Na_2O , S , сульфидного железа, связанные с механическими примесями других минералов (лейкоксен, карбонаты, апатит, серицит, пирит). Содержания последних, как правило, незначительны (см. табл. 1). В расчет также не вводилась свободная кремнекислота (кварц), которая определялась путем фазового химического анализа.

Несколько сложнее решается вопрос с окисью марганца. Марганец часто входит в качестве изоморфной примеси в октаэдрические слои хлоритов. Однако на Юбилейном месторождении во вмещающих породах, в том числе и богатых хлоритом, периодически встречаются корочки и налеты окислов марганца. Содержания MnO в пробах хлоритов невелики и колеблются от 0,05 до 0,32%. Если этот марганец ввести в формулы хлоритов, то последние не могут быть отнесены к марганцесодержащим. В связи с изложенным марганец услов-

но также не вводился в расчет формул.

Кристаллохимические формулы хлоритов приведены в табл. 2. Для более детальной характеристики и установления минеральных видов были вычислены классификационные коэффициенты. При этом за основу нами была принята классификация хлоритов на кристаллохимической основе Д. П. Сердюченко (1953), как наиболее полная и получившая максимальное признание в СССР, хотя наряду с ней существуют и другие широко известные классификации хлоритов (Иванова, 1949; Ней, 1954; Foster, 1962; Кебезинскас, 1965).

По полученным координатам (классификационным коэффициентам) все пробы хлоритов нанесены на специальную классификационную диаграмму Д. П. Сердюченко (рис. 1). Как видно из диаграммы, все точки хлоритов (за исключением пробы 1) образуют очень кучный рой, располагаясь в поле клинохлоров и прохлоритов. Точки на диаграмме занимают почти все поле от линии, разграничивающей пеннины и клинохлоры, до линии, разграничивающей прохлориты и корундофиллиты. По положению точек на классификационной диаграмме, а также по содержанию в кристаллохимических формулах Si_{IV} изученные хлориты разделяются на следующие 4 подгруппы:

- 1) клинохлоры — пробы 1, 2, 3, 4, (5, 6);
- 2) клинохлор-прохлориты — пробы (5, 6) 7, 8;
- 3) прохлориты — пробы 9, 10, 11, 12, 13, 14, 15, 16, 17, 18, 19, 20;
- 4) прохлорит-корундофиллиты — пробы 21, 22.

Таким образом, более половины всех проб (12 из 22, или 54, 5%)

Кристаллохимические формулы и классификационные коэффициенты хлоритов

№ проб	Коэффициенты атомов								Сумма		Классификационные коэффициенты			
	Si	Al _{IV}	Al _{VI}	Fe ³⁺	Fe ²⁺	Mg	OH	O	катионов	анионов	$\frac{RO}{SiO_2}$	$\frac{R_2O_3}{SiO_2}$	$f = \frac{FeO}{RO}$	Y
1	3,10	0,90	1,83	0,27	0,91	2,39	6,73	10,63	9,40	17,36	1,06	0,49	0,28	5,40
2	3,05	0,95	1,21	0,07	0,55	4,01	7,28	10,36	9,84	17,64	1,50	0,37	0,12	5,84
3	3,05	0,95	1,03	0,16	0,33	4,36	7,05	10,48	9,88	17,53	1,54	0,35	0,07	5,88
4	3,03	0,97	0,96	0,08	0,47	4,46	7,71	10,15	9,98	17,86	1,63	0,33	0,10	5,98
5	3,0	1,0	1,04	0,13	0,41	4,33	7,70	10,15	9,89	17,85	1,59	0,37	0,08	5,89
6	3,0	1,0	1,09	0,16	0,40	4,22	6,95	10,52	9,87	17,47	1,54	0,38	0,09	5,87
7	2,97	1,03	1,14	0,09	0,29	4,38	7,67	10,16	9,90	17,83	1,57	0,38	0,06	5,90
8	2,91	0,09	0,97	0,23	0,64	4,10	7,66	10,17	9,94	17,83	1,63	0,39	0,13	5,94
9	2,88	1,12	1,43	0,08	0,52	3,90	7,52	10,24	9,93	17,76	1,57	0,47	0,12	5,93
10	2,87	1,13	1,28	0,10	1,50	2,99	7,59	10,20	9,87	17,79	1,56	0,44	0,33	5,87
11	2,85	1,15	1,21	0,11	1,53	3,05	7,30	10,40	9,90	17,70	1,61	0,43	0,33	5,90
12	2,85	1,15	1,22	0,12	1,15	3,42	7,70	10,15	9,91	17,85	1,60	0,44	0,25	5,91
13	2,83	1,17	1,28	0,09	0,51	4,03	7,85	10,07	9,91	17,92	1,61	0,43	0,11	5,91
14	2,83	1,17	1,13	0,19	0,75	3,85	7,72	10,14	9,92	17,86	1,62	0,42	0,16	5,92
15	2,82	1,18	1,24	0,11	1,55	3,02	7,70	10,15	9,92	17,85	1,62	0,43	0,34	5,92
16	2,81	1,19	1,26	0,10	0,65	3,91	7,61	10,20	9,92	17,81	1,62	0,43	0,14	5,92
17	2,81	1,19	1,28	0,13	0,57	3,92	7,57	10,22	9,90	17,79	1,60	0,46	0,13	5,90
18	2,79	1,21	1,36	0,11	0,76	3,64	7,78	10,11	9,87	17,89	1,58	0,48	0,17	5,87
19	2,78	1,22	1,33	0,10	0,74	3,72	7,10	10,45	9,89	17,55	1,60	0,47	0,17	5,89
20	2,75	1,25	1,24	0,11	0,87	3,73	7,75	10,13	9,95	17,88	1,66	0,47	0,19	5,95
21	2,69	1,31	1,29	0,18	1,08	3,37	7,81	10,10	9,92	17,91	1,67	0,51	0,24	5,92
22	2,67	1,33	1,45	0,22	1,29	2,87	7,88	10,06	9,83	17,94	1,55	0,56	0,31	5,83

являются типичными прохлоритами. По присутствию в тетраэдрических слоях Al_{IV} все пробы относятся к алюмохлоритам, которые следует называть алюмо-клинохлоры и т. д. (см. табл. 2).

Несомненный интерес представляет поведение в описываемых хлоритах глинозема и характер его распределения в тетраэдрических и октаэдрических структурных слоях. Из табл. 3 видно, что общее количество атомов глинозема в хлоритах колеблется в значительных пределах — от 1,93 до 2,78 (за исключением пробы 1, которая ниже будет рассмотрена особо). Однако в распределении глинозема между октаэдрическими и тетраэдрическими структурными слоями наблюдается отчетливая тенденция к равномерности, что находит свое отражение в незначительном диапазоне колебаний отношений $Al_{IV} : Al_{VI}$ (от 0,78 до 1,12). Если из рассматриваемых проб исключить пробы 2, 9, 10 и 18, где наблюдается существенное преобладание Al_{VI} над Al_{IV} , то в оставшихся 17 пробах отношение $Al_{IV} : Al_{VI}$ колеблется только от 0,91 до 1,12, т. е. в еще более узких рамках.

От описанных выше хлоритов значительно отличается проба 1, что отчетливо видно по положению ее на классификационной диаграмме хлоритов (см. рис. 1) и из таблиц 1 и 2. Для этого хлорита характерно максимальное количество атомов кремния ($Si=3,10$) и алюминия ($Al=2,85$), минимальное количество атомов магния ($Mg=2,39$) и самая низкая сумма катионов шестерной координации в октаэдрических слоях ($V=5,40$). Отличается и характер распределения в тетраэдрических и октаэдрических слоях пробы 1. Здесь уже наблюдается резкое преобладание алюминия в шестерной координации и $Al_{IV} : Al_{VI}=0,49$ (см. табл. 3).

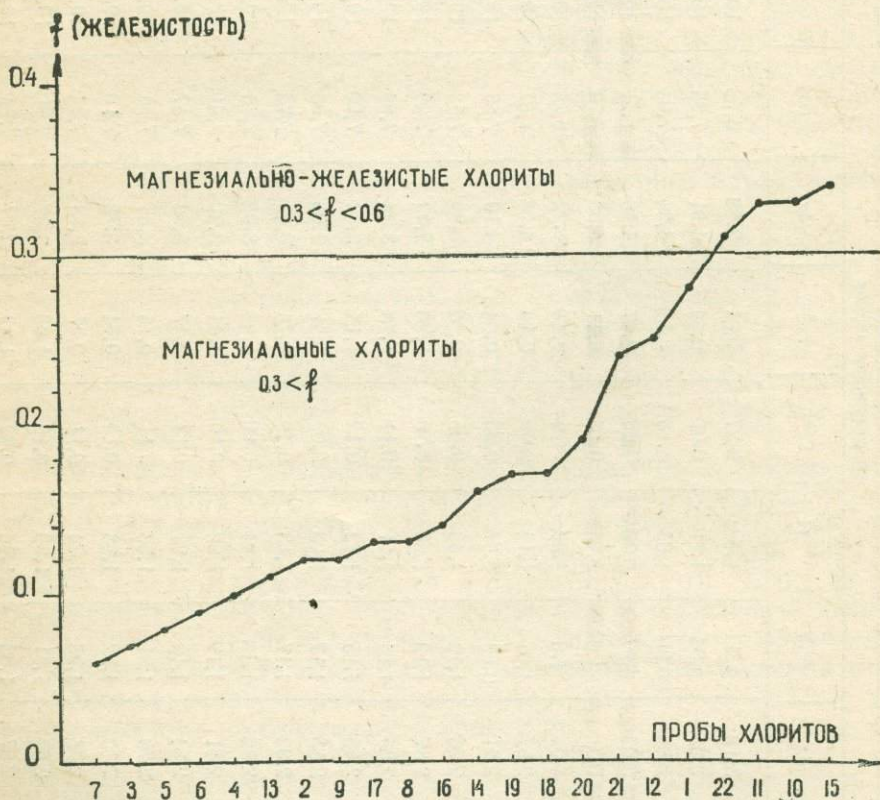


Рис. 2. График изменения коэффициента железистости в хлоритах Юбилейного месторождения.

Приведенные константы позволяют определить хлорит пробы 1 как глиноземистый алюмо-клинохлор. Высокоглиноземистые хлориты на Урале встречаются редко. Близкие по составу высокоглиноземистые хлориты описаны Е. К. Лазаренко (1954) и А. И. Белковским (1970) из кварцевых и кварц-карбонатных жил среди зеленокаменных пород восточного склона Среднего Урала (прохлорит), а также из кварцевых жил среди пород альбит-эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма Среднего Урала (рипидолит).

Очень характерной константой является железистость (f), значение которой для хлоритов Юбилейного месторождения колеблется от 0,06 до 0,34. По этому признаку хлориты можно разделить на магнезиальные и магнезиально-железистые с граничной величиной $f=0,30$. На рис. 2 приведен график изменения железистости в хлоритах, где по оси ординат показаны значения железистости, а по оси абсцисс размещены все пробы хлоритов в порядке последовательного увеличения их железистости. Из графика видно, что среди изучаемых хлоритов наблюдается ряд непрерывного и постепенного перехода от крайнего члена магнезиальной группы хлоритов (проба 7, $f=0,06$) до крайнего справа члена магнезиально-железистой группы (проба 15, $f=0,34$).

Характерно, что количественно магнезиальные хлориты резко преобладают над магнезиально-железистыми (18 проб из 22, или 82%). В

Т а б л и ц а 3

Особенности распределения Al в тетраэдрических и октаэдрических слоях хлоритов

№ проб	Количество атомов			Al _{IV} : Al _{VI}
	Al	Al _{IV}	Al _{VI}	
1	2,73	0,90	1,83	0,49
2	2,16	0,95	1,21	0,79
3	1,98	0,95	1,03	0,92
4	1,93	0,97	0,96	1,01
5	2,04	1,0	1,04	0,96
6	2,09	1,0	1,09	0,92
7	2,17	1,03	1,14	0,91
8	2,08	1,09	0,97	1,12
9	2,55	1,12	1,43	0,78
10	2,41	1,13	1,28	0,89
11	2,36	1,15	1,21	0,95
12	2,37	1,15	1,22	0,94
13	2,45	1,17	1,28	0,91
14	2,30	1,17	1,13	1,03
15	2,42	1,18	1,24	0,95
16	2,45	1,19	1,26	0,95
17	2,47	1,19	1,28	0,93
18	2,57	1,21	1,36	0,89
19	2,55	1,22	1,33	0,92
20	2,49	1,25	1,24	1,01
21	2,60	1,31	1,29	1,02
22	2,78	1,33	1,45	0,92

группе магнезиальных хлоритов высокий процент проб с очень низкой железистостью. Так, в 15 пробах из 18 (всего 83%) $f \leq 0,2$.

Таким образом, на Юбилейном месторождении, где минеральные ассоциации руд, характеризующие полиметаллическое оруденение, имеют крайне незначительное развитие, распространены преимущественно магнезиальные хлориты (клинохлоры, клинохлор-прохлориты, прохлориты и прохлорит-корундофиллиты), а магнезиально-железистые хлориты (прохлориты и прохлорит-корундофиллиты) имеют подчиненное значение. Аналогичную картину мы наблюдаем на Октябрьском и Узельгинском медноколчеданных месторождениях. На первом все 3 изученные нами пробы хлоритов относятся к магнезиальным ($f=0,04-0,05$), а на Узельгинском месторождении из двух проб одна относится к магнезиальным ($f=0,04$), а вторая к магнезиально-железистым хлоритам ($f=0,46$). По оптическим и кристаллохимическим константам бесцветные

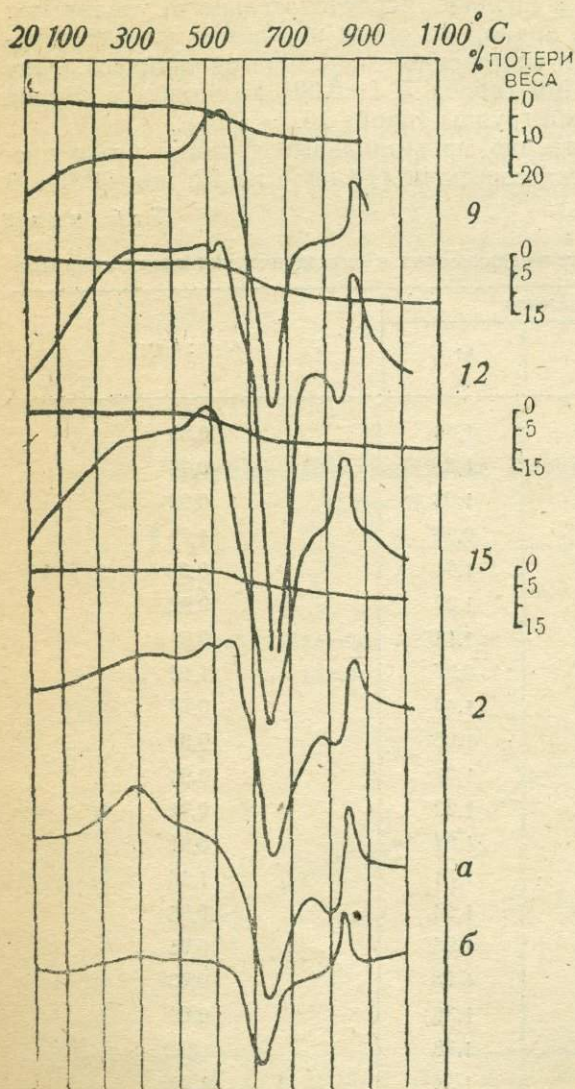


Рис. 3. Дифференциальные кривые и кривые обезвоживания хлоритов Юбилейного месторождения.

хлориты этих месторождений относятся к клинохлору (2 пробы), и прохлориту (1 проба).

Отсюда следует, что выводы М. И. Исмагилова и М. З. Исмагиловой (1971), сделанные в результате изучения хлоритов баймакских золото-полиметаллических месторождений, о том, что для колчеданных месторождений Южного Урала характерны магнезиально-железистые хлориты, а баймакских золото-полиметаллических месторождений — магнезиальные хлориты, а также о том, что «хлориты баймакских золото-колчеданных и золото-полиметаллических месторождений четко указывают на иные, не типичные для южноуральских колчеданных, физико-химические условия образования», следует считать ошибочными.

Для всех описываемых проб хлоритов в термической лаборатории ИГ выполнен термический анализ (аналитик Г. С. Алибаева) и получены дифференциальные кривые нагревания и кривые обезвоживания. На рис. 3 приведены наиболее характерные термограммы, представляющие группу клинохлора (образец 2 — магнезиальная разность) и группу прохлорита (образцы 9 и 12 — магнезиальная разность

и образец 15 — магнезиально-железистая разность). Сравнивая полученные кривые нагревания с эталонными кривыми клинохлора (а) и прохлорита (б) по В. П. Ивановой (1949), следует отметить их очень высокую сходимость. Для всех кривых характерен четкий и глубокий эндотермический эффект в интервале температур 550—570°C. У магнезиально-железистых и магнезиальных разностей с повышенной железистостью (проба 12 $f=0,25$) появляется небольшой, но отчетливо выраженный второй эндотермический эффект при температуре от 800—810°C до 830—840°C. Затем на всех термограммах следует четкий и острый экзотермический эффект с максимумом при температурах 850—880°C.

Потери веса по кривым обезвоживания на всех термограммах, в том числе и на тех, что представлены на рис. 3, с высокой сходимостью соответствуют ппп (H_2O), по данным химических анализов (см. табл. 1 и рис. 3).

Под микроскопом все гидротермальные хлориты слабо окрашены в очень бледные зеленоватые и голубовато-зеленоватые тона или бесцветные.

У хлоритов группы клинохлора под микроскопом обнаруживается криптоточешуйчатое и микролистоватое строение. Оптические константы, определенные методом кольцевого экранирования, следующие: $N_g=1,5860$; $N_p=1,5810$; $N_g-N=0,005$ (проба 2). Иногда проявляется едва заметный плеохроизм.

Более широко представленные прохлориты имеют микролистоватое строение. Реже они образуют крупноточешуйчатые или розетковидные скопления с оливково-бурыми или реже серыми интерференционными окрасками. Для них характерны следующие оптические константы: $2V=30-35^\circ$, угасание прямое, удлинение отрицательное, $N_g=1,6090-1,6005$; $N_p=1,6060-1,5965$; $N_m=1,6040-1,5980$; $N_g-N_p=0,003-0,004$ (пробы 11, 12).

Крупномасштабное минералогическое картирование керна, а также результаты микроскопического изучения пород показывают, что среди гидротермальных хлоритов можно выделить: 1) предрудные, 2) внутрирудные и 3) послерудные хлориты.

Предрудные хлориты являются, вероятно, преобладающими на месторождении и во времени связаны в основном с отложением минералов хлорит-пиритовой минеральной ассоциации. В пространстве эти хлориты почти полностью слагают тела хлорититов, в ассоциации с которыми постоянно наблюдается рассеянная вкрапленность правильных кристалликов пирита пентагондодекаэдрического и реже кубического габитуса. Они также играют существенную роль в составе хлорит-кварцевых и хлорит-серицит-кварцевых метасоматитов.

Внутрирудные хлориты во времени связаны с отложением продуктивных рудных минеральных ассоциаций: кварц-пирит-халькопиритовой и частично барит-пирит-сфалеритовой. Достоверно оценить количественную роль этих хлоритов на месторождении трудно, но она, вероятно, значительна. Эти хлориты иногда в значительном количестве встречаются в составе хлорит-кварцевых и хлорит-серицит-кварцевых метасоматитов.

Послерудные хлориты, пожалуй, наименее распространены на месторождении. Во времени они в основном связаны с отложением жильных тальк-пиритовой и послерудной кварц-карбонатной ассоциаций.

Послерудные хлориты часто интенсивно замещают рудные минералы: халькопирит, частично сфалерит и в меньшей степени пирит — вплоть до полного их съедания, что отчетливо наблюдается при микроскопическом изучении руд.

Различать макроскопически разновременные хлориты, особенно в случаях их наложения друг на друга в пространстве, часто довольно

трудно, что связано с влиянием неоднократно проявившихся внутрирудных и послерудных тектонических подвижек и процессов метаморфизма.

Зависимости химического состава хлоритов от времени их образования на данной стадии изучения месторождения не установлено. Не совсем ясной также представляется и зависимость химического состава хлоритов от их положения в пространстве по отношению к рудным телам. Однако некоторые детали представляют интерес.

Все пробы хлоритов, отобранных в рудных телах (пробы 3, 4, 6), представлены магнезиальными клинохлорами с очень низкой железистостью ($f=0,07-0,10$). Хлориты из хлоритовых тел относятся к магнезиальным клинохлорам и прохлоритам (пробы 5, 9, 12).

Прохлорит-корундофиллиты (пробы 21 и 22) встречены в приконтактовой зоне с рудными телами со стороны их лежащего бока в ореоле густой сульфидной минерализации. Большинство магнезиально-железистых хлоритов (пробы 11, 15, 22, т. е. 3 пробы из 4) приурочено к приконтактовым зонам с рудными телами со стороны их висячего и лежащего боков. В то же время в ряде случаев проявляется явная тенденция к увеличению железистости хлоритов по мере движения от рудных тел к периферии. Однако для однозначного утверждения этого положения необходимо провести еще дополнительные исследования, в том числе и на других месторождениях.

ВЫВОДЫ

1. На Юбилейном месторождении различаются две генетические группы хлоритов: 1) регионально-метаморфического происхождения и 2) гидротермально-метасоматические. Последние по химическому составу подразделяются на 4 подгруппы: 1) клинохлоры; 2) клинохлор-прохлориты; 3) прохлориты; 4) прохлорит-корундофиллиты.

2. Все гидротермальные хлориты относятся к алюмо-хлоритам, среди которых установлен ранее неизвестный на колчеданных месторождениях Южного Урала высокоглиноземный алюмо-клинохлор.

3. По времени образования среди гидротермальных хлоритов выделяются дорудные (предрудные), внутрирудные и послерудные.

4. Для колчеданных месторождений Южного Урала, так же как и для баймакских золото-колчеданных и золото-полиметаллических месторождений, характерны магнезиально-железистые и магнезиальные разновидности хлоритов с преобладанием последних.

ЛИТЕРАТУРА

- Белковский А. И. Высокоглиноземистый хлорит из кварцевых жил восточного склона Среднего Урала. — Зап. Всес. мин. об-ва, ч. 99, вып. 3, 1970.
- Иванова В. П. Хлориты. — Тр. ГИН АН СССР, серия петрогр., вып. 120, № 35, 1949.
- Исмагилов М. И., Исмагилова М. З. Хлориты околорудных измененных пород баймакских золото-полиметаллических месторождений (Южный Урал). — «Вопросы геологии восточной окраины Русской платформы и Южного Урала», вып. 13, 1971.
- Кебезинская К. Б. Статистический анализ хлоритов и их парагенетические типы. М., «Наука», 1965.
- Лазаренко Е. К. Нерудные минералы в колчеданных залежах Среднего Урала. — Уч. зап. Львовск. ун-та, т. 31, серия геол., вып. 7, 1954.
- Пшеничный Г. Н., Кулагина М. А., Середина М. А. Взаимоотношения пренито-пумпеллитовой фации регионального метаморфизма и околорудных гидротермально-метасоматических изменений на колчеданных месторождениях Южного Урала. — «Полезные ископаемые Башкирии, их размещение и условия формирования». Материалы к научной сессии ИГ и БТГУ. Уфа, 1970.
- Сердюченко Д. П. Хлориты, их химическая конституция и классификация. — Тр. ГИН АН СССР, вып. 140, минералого-геохимическая серия (№ 14), 1953.
- Neu M. H. An new review of the chlorites. Mineral. Mag., v. 30, p. 277, 1954.
- Foster M. D. Interpretation of the composition and a classification of the chlorites. Geol. Surv. Profess. Paper, 414-A, 1962.

ЖЕЛЕЗИСТЫЙ ХЛОРИТ ИЗ ГРАНИТОВ ТИРЛЯНСКОГО МАССИВА

При маршрутном изучении Урал-Тау в гранитах Тирлянского массива был обнаружен редко встречающийся в таких условиях и наиболее характерный для метаморфизованных железистых осадочных образований высокожелезистый хлорит. На Южном Урале хлорит такого состава до сих пор не был описан, и его детальная характеристика может иметь минералогический интерес.

Изученный минерал находится в кварцевом прожилке, рассекающем граниты Тирлянского (Барангуловского) массива зоны Урал-Тау. Прожилок имеет неправильную форму, неровные ограничения, малую мощность (до 10 см) и прослеживается на 5—6 м. По характеру образования он приурочен к трещине разрыва. Хлорит в этом прожилке располагается вдоль его зальбандов, где он распределен неравномерно и образует мелкие маломощные прерывистые линзовидные выделения по контакту с вмещающей породой. Размеры таких выделений не превышают по мощности 0,5 см и 2—3 см по длине. Кроме того, хлорит местами в мельчайших червеобразно изогнутых выделениях («гельминтах») включен также в кварц призальбандовой части прожилка.

Хлорит представлен в виде мелких и сравнительно толстых таблитчатых кристаллов и реже червеобразных выделений. Размеры таблитчатых выделений по ширине и высоте примерно одинаковы и составляют 0,05—0,1 мм, а длина червеобразно изогнутых кристаллов достигает 0,2—0,3 мм. Таблички и «гельминты» хлорита в поперечных сечениях имеют ясно выраженные гексагональные очертания.

Хлорит отличается матово-черным цветом, хрупкостью, обладает совершенной спайностью по (001). В шлифах нормальной толщины и естественном неполяризованном свете хлорит зеленый с буроватым оттенком. Характеризуется сильным плеохроизмом от темно-зеленого по Ng и Nm до светло-зеленоватого по Np. Удлинение положительное, минерал оптически отрицательный, угол оптических осей очень мал и точно не определяется. Показатели преломления хлорита, установленные в иммерсии методом кольцевого экранирования, составляют $N_g = N_m = 1,663$; $N_p = 1,653$; $N_g - N_p = 0,010$ и характерны для железистого хлорита.

Для детального изучения на электромагнитном сепараторе с последующей проверкой под бинокулярным микроскопом была отобрана номинеральная фракция хлорита.

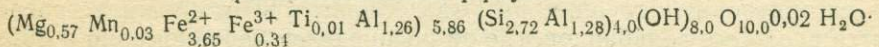
Химический анализ хлорита (аналитик З. В. Евдокимова) и расчет на кристаллохимическую формулу на основе 14 кислородов по методу Д. П. Сердюченко (1953) приведены в табл. 1.

Химический состав хлорита

Компоненты	Вес, %	Молекулярные колич. (x 10 ⁰)	Атомные колич. кресто- рода (x 1000)	Атомные колич. катио- нов (x 1000)	Кoeffи- циенты
SiO ₂	23,90	397,22	795,44	397,72	2,72
TiO ₂	0,10	1,25	2,50	1,25	0,01
Al ₂ O ₃	18,87	185,10	555,30	370,20	2,54
Fe ₂ O ₃	3,96	24,79	74,37	49,58	0,34
FeO	38,28	532,77	532,77	532,77	3,65
MnO	0,33	4,65	4,65	4,65	0,03
MgO	0,38	83,83	83,83	83,83	0,57
			2048,86	1440,00	9,86
CaO	сл.	—	—	—	—
Na ₂ O	сл.	—	—	—	—
K ₂ O	сл.	—	—	—	—
H ₂ O ⁺	10,58	587,25	(587,25)	(1174,50)	8,02
H ₂ O ⁻	0,12				
Сумма	99,52				

Общий делитель 2048,86:14=146,3.

Кристаллохимическая формула:



При расчете кристаллохимической формулы на основе 18 (O,OH) сумма катионов с шестерной и четверной координацией также несколько ниже теоретических 10,0 и равна 9,84.

По химическому составу с учетом оптических свойств минерал относится к подгруппе железистых хлоритов. Общая железистость его

$$\frac{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MnO}}{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MnO} + \text{MgO}} = 0,875 \text{ (в ат. колич.)}$$

По данным спектрального анализа (аналитик К. Т. Вильданова), изученный хлорит отличается сравнительно высоким содержанием меди (0,1%), цинка (0,1%), свинца (0,15%). Установлены примеси никеля (0,0004%), кобальта (0,0003%), серебра (0,00006%), олова (0,0001%), ванадия (0,0003%), иттрия (0,001%).

Термический анализ хлорита выполнен Г. С. Алибаевой на установке ТУ-1м в интервале температур 20—1050°C со скоростью нагрева 80—100 град./мин. На кривой ДТА четко выражены один сильный эндотермический эффект с максимумом при 575°C, связанный с выделением конституционной воды, и один широкий экзотермический эффект в интервале 200—500°C, обусловленный окислением двухвалентного железа (рис. 1). Кривой нагревания хорошо соответствует кривая потери веса, по которой выделение основной массы конституционной воды протекает в интервале 450—575°C. При этом потеря веса в хлорите за счет выделения конституционной воды, полученная термовесовым методом, равна 6,5%, что на 3,5% ниже определенного химическим анализом. Это может

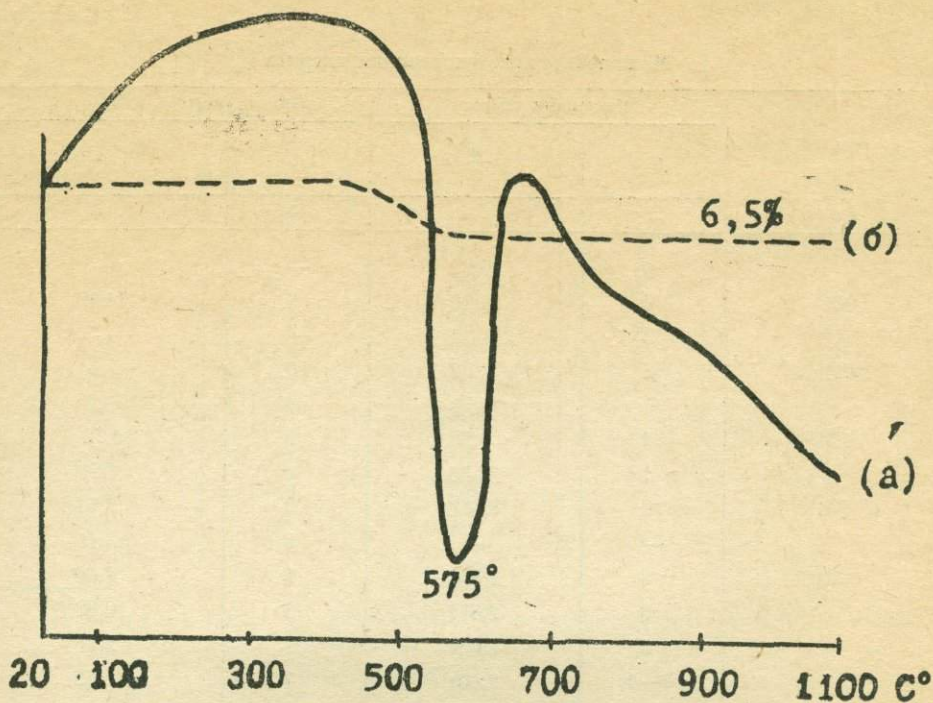
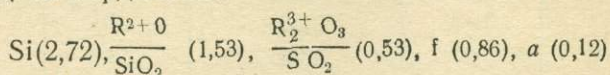


Рис. 1. Дифференциальная кривая нагревания (а) и кривая потери веса (б) хлорита.

быть связано, по Ю. И. Половинкиной и В. П. Ивановой (1953), с окислением двухвалентного железа за счет кислорода гидроксильной группы, освобождающейся при дегидратации. По расчету этой реакции, на окисление в хлорите 35% закисного железа может уходить 3,5% конституционной воды, которая, вероятно, не регистрируется при определении потери веса. В целом кривая ДТА и кривая потери веса имеют вид, аналогичный кривым нагревания и обезвоживания железистых хлоритов (Иванова, 1949).

Для этого хлорита в рентгеноструктурной лаборатории Института геологии БФАН СССР К. М. Ямалеевым и Н. С. Садреевой была получена дебаграмма, на которой четко фиксируются базальные отражения 001, 002, 003 и другие, характерные для хлоритов (табл. 2). По В. И. Михееву (1957), для железистых хлоритов характерно понижение интенсивности отражений 001 и 003 по сравнению с 002 и 004, что и наблюдается в изученном хлорите.

Сопоставление оптических свойств, химического состава, термической и рентгенометрической характеристики описанного хлорита с литературными данными говорит о том, что этот минерал принадлежит к высокожелезистой разновидности, наиболее близкой к тюрингиту (А. Н. Винчелл и Г. Винчелл, 1953; Иванова, 1949; Кепежинская, 1965; Михеев, 1957). По классификационной диаграмме М. Хейя (Дир и др., 1966) этот хлорит попадает в поле дафнита группы тюрингитов. По коэффициентам Д. П. Сердюченко



описываемый хлорит является глиноземным и железистым и определяется как прохлорит.

Межплоскостные расстояния хлорита

hkl	Изученный хлорит		Турингит (Михеев, Сальдау, 1965)	
	l	$\frac{d}{n} \alpha$	l	$\frac{d}{n} \alpha$
1	2	3	4	5
001	5	16,29	—	—
	4	14,10	5	14,10
	3	8,53	—	—
002	8	7,02	10	7,1
	1	5,10	3	5,2
003	4	4,68	6	4,72
	1	3,85	4	3,91
004	10	3,533	9	3,54
	—	—	1	3,11
005	3	2,866	2	2,89
	3	2,814	5	2,82
	5	2,659	1	2,67
	3—4	2,601	7	2,62
	—	—	4	2,57
006	4—5	2,491	5	2,47
	4—5	2,430	7	2,41
	5	2,291	6	2,28
	1	2,240	2	2,23
	1	2,093	1	2,07
007	10	2,026	8	2,02
	5	1,897	6	1,89
	2	1,843	2	1,83
	1	1,767	—	—
	2	1,720	5	1,72
	3—4	1,669	3	1,67
	3—10	1,569	—	—
060	3—10	1,559	8ш*	1,558
	6	1,521	6	1,523
	—	—	1	1,479
0.0.10	2	1,428	—	—
	1	1,412	2	1,411
	10	1,391	6	1,394
400	—	—	1	1,356
	5	1,338	5	1,338
	1	1,314	1	1,332
	3—4	1,303	3	1,301
	1	1,280	1	1,285
	1	1,228	2	1,228
	1	1,214	1	1,218
	—	—	—	—

1	2	3	4	5
0.0.12	2	1,200	3	1,196
	2	1,174	3	1,177
	2	1,151	1	1,151
	—	—	1	1,140
	1	1,129	3	1,132
	5—6	1,101	4	1,104
	4—5	1,044	6	1,048
	1	1,036	1	1,037
0.0.14	2	1,029	1	1,033
	2	1,012	6	1,016
	5—6	0,998	—	—
	2	0,986	—	—
	—	—	—	—

Примечание. Условия съемки: Fe — антикатод, Mn — фильтр, $\lambda\alpha$ — 1,933, D — 57,3 мм, d — 0,4 мм.

* Широкая линия.

Вопрос о генезисе и времени образования железистого хлорита в кварцевом прожилке среди гранитов Тирлянского массива пока остается открытым. Выполнение открытых полостей хлоритом и кварцем происходило скорее всего уже после альбитизации и мусковитизации вмещающих гранитов, так как тонкие прожилковидные выделения и кристаллы мусковита секутся кварцевым прожилком. Образование прожилковидных выделений хлорита и кварца при этом могло быть связано как с деятельностью обогащенных железом постмагматических гидротермальных растворов, так и с гидротермальными растворами метаморфического происхождения.

ЛИТЕРАТУРА

- Винчелл А. Н., Винчелл Г. Оптическая минералогия. М., ИЛ, 1953.
 Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. М., «Мир», 1966.
 Иванова В. П. Хлориты. — Тр. Ин-та геологич. наук. АН СССР, вып. 120, петрограф. сер. (№ 35). М., Изд. АН СССР, 1949.
 Кежежинская К. Б. Статистический анализ хлоритов и их парагенетические типы. М., «Наука», 1965.
 Михеев В. И. Рентгенометрический определитель минералов. М., Госгеолтехиздат, 1957.
 Михеев В. И., Сальдау Э. П. Рентгенометрический определитель минералов, т. 2. Л., «Недра», 1965.
 Половинкина Ю. И., Иванова В. П. О некоторых хлоритах и гидрослюдах Кривого Рога. — «Вопросы петрографии и минералогии», т. 2. М., Изд. АН СССР, 1953.
 Сердюченко Д. П. Хлориты, их химическая конституция и классификация. — Тр. ГИН АН СССР, вып. 140, 1953.

М. Ю. АРЖАВИТИНА, П. В. АРЖАВИТИН

О ЦЕОЛИТЕ ЮБИЛЕЙНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

На колчеданных месторождениях Южного Урала цеолиты неоднократно отмечались многими исследователями среди гидротермально-измененных пород (Панеш и др., 1967; Исмагилов, Исмагилова, 1972; Нечеухин, 1969 и др.). На Юбилейном месторождении цеолиты встречены нами впервые в отложениях баймак-бурибайской свиты среди андезитодацитовой толщи, которая больше других подверглась гидротермальным изменениям.

Макроскопически цеолиты беловато-серые, иногда с едва заметным голубоватым оттенком. Блеск стеклянный с характерным перламутровым отливом. Они образуют пластинчатые и радиально-лучистые агрегаты, которые достигают 3—4 мм в длину.

Под микроскопом цеолиты бесцветны, обладают сравнительно хорошо выраженной спайностью по двум направлениям. В лучистых агрегатах они имеют волнистое угасание, а в пластинчатых с: $N_g=30-32^\circ$. Минерал двусосный, отрицательный, $2V=35^\circ$, удлинение положительное, $N_g=1,513$; $N_p=1,507$; $N_g-N_p=0,006$ (при дневном свете).

На кривой нагревания монофракции цеолита (рис. 1) имеется тройной эндотермический эффект с максимумами 150° , 280° и 455° . При этом потеря воды составляет около 7%.

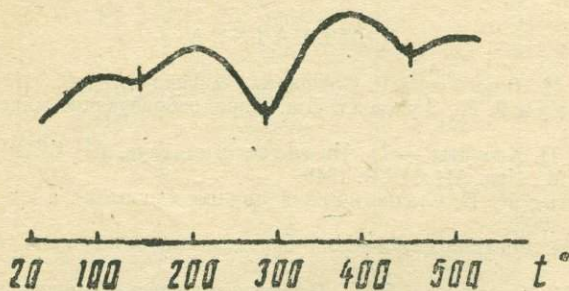


Рис. 1. Дифференциальная кривая нагревания ломонтита. Аналитик Г. С. Алибаева (ИГ БФАН СССР).

Рентгенометрические исследования породы проводились в камере $d=114,6$ мм нефилтрованным железным излучением. Анализ дебаеграмм (табл. 1) и сравнение их с эталонами (Дир и др., 1966; Михеев, 1957) показывает, что кроме цеолита в образце присутствуют кварц, альбит, серицит, алатит, хлорит, элидот, анатаз, что подтверждается при петрографическом описании шлифов (табл. 2).

Межплоскостные расстояния цеолита Юбилейного месторождения

Проба 1*		Ломонтит **		Ломонтит по В. И. Михееву (1957)		Проба 1*		Ломонтит**		Ломонтит по В. И. Михееву (1957)		Проба 1*		Ломонтит**	
l	$\frac{d}{n} \alpha$	l	$\frac{d}{n} \alpha$	l	$\frac{d}{n} \alpha$	l	$\frac{d}{n} \alpha$	l	$\frac{d}{n} \alpha$	l	$\frac{d}{n} \alpha$	l	$\frac{d}{n} \alpha$	l	$\frac{d}{n} \alpha$
8	9,366	ос	9,42	10	10,0	6	2,418	ср	2,42	6	2,43	3	1,468	олш	1,46
3	7,420			10	9,0	5	2,318	сл	2,34	4	2,36	5	1,427		
8	6,831	с	6,81	6	7,2	3	2,629			2	2,26	4	1,378	срслш	1,37
		с	6,20		6,6	3	2,257	сл	2,27	2	2,26	6	1,367		
2	5,237					2	2,299			2	2,17	2	1,359		
3	5,049	сл	5,04	2	5,0	4	2,163	срш	2,15	6	2,17	2	1,345		
4	4,727	оосл	4,73			7	2,141					2	1,337		
4	4,592			4	4,6	3	2,115					5	1,325	оосл	1,32 (?)
3	4,466	сл	4,46			3	2,069	оосл	2,06	2	2,08			оосл	1,31 (?)
3	4,211			7	4,29	2	1,975	осл	1,97	2	1,99	3	1,298	оосл	1,296
8	4,126	ос	4,16			4	1,942	осл	1,94	4	1,95	2	1,284	оосл	1,27 (?)
7	4,024			8	4,07	3	1,873	оосл	1,86 (?)	4	1,187	3	1,258		
6	3,847					4	1,857					4	1,250	оосл	1,25
7	3,656	осл	3,67	8	3,56	3	1,841					7	1,225	оосл	1,22
7	3,489	с	3,49	6	3,40	5	1,807	срсл	1,808					осл	1,21
9	3,313	ос	3,32			3	1,758	оосл	1,748	2	1,76	6	1,195	оосл	1,176
6	3,248	оослш	3,20	6	3,24	10	1,701			2	1,70	2	1,156	осл	1,157
5	3,168			4	3,13	2	1,663					2	1,148		
5	3,117					1	1,651	оосл	1,657			3	1,113		
6	3,005	ср	3,02	4	3,02	5	1,627			6	1,62	4	1,077		
6	2,851	сл+	2,87	6	2,85	3	1,613	сл	1,618			1	1,059		
4	2,777	сл+	2,77	4	2,79	2	1,592			2	1,593	3	1,045		
4	2,712					2	1,581					3	1,040		
4	2,664					5	1,556			2	1,566	2	1,032		
4	2,609					6	1,537	ср	1,536			2	1,012		
6	2,550	оосл	2,56	4	2,59	4	1,514	сл	1,51	4	1,524	3	0,987		
5	2,497	оосл	2,52					оослш	1,49 (?)	2	1,492				
5	2,451														

Примечание. Образец снят на дифрактометре УРС-50ИМ, 5mA, 25 кВ, Fe—антикатод.

*Рентгенометрические исследования выполнены в Институте геологии БФАН СССР под руководством К. М. Ямалева.

**Ломонтит. Kaley, Hanson, 1955. Излучение $\text{CuK}\alpha$, d—камеры 7,1744 см (У. А. Дир, Р. А. Хуан, Дж. Зусман, Породообразующие минералы, т. 4. М., «Мир», 1966).

Пересчет химического состава цеолитизированной породы на нормативный минералогический состав

Окислы	Вес. %	Серицит	Апатит	Кварц	Альбит	Хлорит (делесит)	Эпидот	Анализ	Цеолит	Сумма
SiO ₂	61,08	3,95	—	8,0	4,12	2,31	0,70	—	42,70	61,08
TiO ₂	0,36	—	—	—	—	—	—	0,36	—	0,36
Al ₂ O ₃	17,98	2,36	—	—	1,17	1,19	0,44	—	12,82	17,98
Fe ₂ O ₃	0,73	0,15	—	—	—	0,36	0,22	—	—	0,73
FeO	1,28	0,11	—	—	—	0,97	—	—	0,20	1,28
MnO	0,08	—	—	—	—	—	—	—	0,08	0,08
MgO	1,56	0,08	—	—	—	1,48	—	—	—	1,56
CaO	7,36	—	0,02	—	—	0,07	0,45	—	6,82	7,36
Na ₂ O	0,82	0,11	—	—	0,71	—	—	—	сл.	0,82
K ₂ O	0,62	0,62	—	—	—	—	—	—	сл.	0,62
P ₂ O ₅	0,02	—	0,02	—	—	—	—	—	—	0,02
ППП ₃	7,56	0,35	—	—	—	1,04	0,04	—	6,13	7,56
Сумма _г	99,45	—	—	—	—	—	—	—	—	99,45
H ₂ O ⁻	0,73	—	—	—	—	—	—	—	—	0,73

Примечание. Аналитик А. И. Плеханова (ИГ БФАН СССР).

В связи с тем, что на химический анализ очень трудно было отобрать монофракцию минерала, мы произвели полный силикатный анализ породы, а затем химический состав породы, контролируемый петрографическим описанием, пересчитали на нормативный минеральный состав по Я. С. Висьневскому (см. табл. 2). При этом мы серицит рассчитали по K₂O, альбит по Na₂O (допуская, что К связан только с серицитом, а Na только с альбитом), а хлорит по MgO. Следы К и Na обнаружены в монофракции цеолита, что свидетельствует о том, что К и Na в незначительном количестве присутствуют в цеолите. Кроме того, по данным спектрального анализа (табл. 3), в образце и в монофракции цеолита присутствует Ва в равных количествах, что заставляет предполагать, что он входит только в состав цеолита. Из табл. 2 видно, что описываемый минерал относится к Са-содержащим цеолитам.

Учитывая вышеприведенные данные термического, рентгенометрического, химического анализов и оптические свойства цеолита, его следует отнести к л о м о н т и т у.

Приведенный спектральный анализ монофракции цеолита и цеолитизированной породы показал, что по присутствию в пробах микроэлементов они идентичны и лишь несколько различаются по количественному содержанию Си, Zn, Pb, Со и Ag, которые в монофракции присутствуют в несколько меньшем количестве (см. табл. 3), а Сг в монофракции отсутствует.

Условием образования цеолитов посвящено много работ советских и зарубежных ученых, но наиболее полные и интересные данные, на наш взгляд, получены Д. С. Кумбсом (1963), С. И. Набоко (1963), Э. Э. Сендеровым и Н. И. Хитаровым (1970). По данным этих исследователей, для образования цеолитов необходимы следующие основные условия: умеренно высокие температуры порядка 100—200°C, которые при повыше-

Результаты спектрального анализа ломонтита и цеолитизированной породы (в %)

Элементы	Проба 1	Монофракция цеолита
Cu	0,06	0,03
Zn	0,05	0,03
Pb	0,0003	0,0003
Ni	0,0001	0,0001
Co	0,0003	0,0001
Ag	0,00005	0,00002
Ba	0,06	0,06
Mn	0,08	0,03
Cr	0,001	—
Ti	0,2	0,2
V	0,003	0,003
Zr	0,003	0,003
Sc	0,0003	0,0003
Sr	>0,01	0,01

Примечание. Аналитик
К. Т. Вильданова (ИГ БФАН СССР).

нии концентрации щелочей могут снижаться, присутствие больших количеств щелочей, низкие давления и большой избыток воды, присутствие вулканического стекла как весьма неустойчивого компонента в условиях цеолитовой фации метаморфизма, относительная небольшая глубина образования порядка 70—200 м (по А. Стейнеру, 1953) или несколько большая до 250 м (по С. И. Набоко, 1963). Как показывают наблюдения, цеолиты развиваются преимущественно по кислым вулканическим породам.

На Юбилейном месторождении цеолиты развиты в висячем боку рудной залежи на глубине около 100 м. Мощность зоны цеолитизации около 20 м. Цеолиты цементируют мелкообломочные кристаллокластические туфы андезито-дацитовых порфиритов и развиты по обломкам (в частности по плагноклазу) и по цементу, составляя иногда до 60—70%. Они как бы пронизывают породу, накладываясь на такие вторичные минералы, как серицит, хлорит, эпидот, что свидетельствует о более позднем выделении цеолита. Значительные гидротермальные изменения в зоне цеолитизации свидетельствуют о том, что цеолиты также являются продуктом гидротермальной деятельности, хотя метасоматические изменения проявлены здесь несколько слабее, что связано с некоторым удалением этой зоны от рудной залежи. Очевидно, что данный район не испытывал больших гипсометрических изменений после образования цеолитов, иначе бы такие неустойчивые минералы, как цеолиты, не смогли сохраниться.

ЛИТЕРАТУРА

- Виссьневский Я. С. Универсальные таблицы для пересчета минералогического состава горных пород на химический и химического состава на минералогический. Ташкент, «Наука» Узб. ССР, 1965.
- Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы, т. 4. М., «Мир», 1966.
- Исмагилов М. И., Исмагилова М. З. Цеолит из Майского и Балта-Тауского месторождений. — «Вопросы геологии восточной окраины Русской платформы и Южного Урала», вып. 19. Уфа, Изд. БФАН СССР, 1972.
- Кумбс Д. С. Минеральные фации низких ступеней метаморфизма в Новой Зеландии. — Тр. XXI Международного геол. конгресса, вып. 2, 1963.
- Михеев В. И. Рентгенометрический определитель минералов. М., Госгеолтехиздат, 1957.
- Набоко С. И. Гидротермальный метаморфизм пород в вулканических областях. М., Изд. АН СССР, 1963.
- Печехин В. М. Региональный зеленокаменный метаморфизм вулканогенных пород Баймакского района на Южном Урале. — «Метаморфизм горных пород главной вулканогенной зоны Урала». М., «Наука», 1969.
- Панеш В. И., Наседкина В. Х., Наседкин В. В. Минералого-петрографическая характеристика и особенности дегидратации минералов группы цеолитов. — «Водные вулканические стекла и поствулканические минералы». М., «Наука», 1967.
- Сендеров Э. Э., Хитаров Н. И. Цеолиты, их синтез и условия образования в природе. М., «Наука», 1970.
- Steiner A. Hydrothermal rock alteration at Wairakei, New Zealand. Econ. Geol., 48, 1, 1953.

ПЕРВАЯ НАХОДКА АРАГОНИТА В ТУЛЬСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ НИЖНЕГО КАРБОНА СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ БАШКИРИИ

В северо-западной части Башкирии тульский горизонт нижнего карбона представлен терригенными и терригенно-карбонатными отложениями (Виссарионова, 1959). Ввиду нефтеносности этих образований минералогия всех типов пород тульского горизонта является здесь достаточно хорошо изученной. Однако в литературе, посвященной данному вопросу, нет упоминания о присутствии в этих отложениях арагонита.

Минерал арагонит впервые обнаружен нами в прослое мергеля в керне Арланской скв. 46 (инт. 1219, 5—1223,2 м). Данный прослой, характеризующийся обилием остатков кораллов, брахиопод и другой фауны, содержит, по определениям старшего научного сотрудника Института геологии БФАН СССР Н. М. Кочетковой, комплекс остракод (в частности, *Glyptopleura posneri* Tschig. и *Scrobicula asymmetrica* Kotsch.) тульского возраста.

Описываемый минерал представлен здесь конкрецией эллипсоидальной формы, которая в поперечном сечении имеет максимальную толщину в 2,3 см. Конкреция сложена кристаллическим агрегатом арагонита, имеющим радиально-лучистое строение. Толщина призматических кристаллов арагонита достигает 3 мм. Минерал светло-серый. Твердость его чуть больше твердости кальцита. В соляной кислоте разлагается с бурным выделением углекислоты.

Оптические константы характеризуемого минерала следующие: $n_p = 1,528$; $n_m \approx 1,680$; $n_g = 1,682$; $n_g - n_p = 0,154$; $2V$ — в пределах $15-20^\circ$; погасание кристаллов прямое; удлинение отрицательное; минерал двуосный, оптически отрицательный. Эти константы в основном соответствуют константам арагонита, приводимым в работе У. А. Дира с соавторами (1966).

В лаборатории рентгено-структурного анализа Института геологии БФАН СССР научными сотрудниками К. М. Ямалеевым и В. М. Агишевым были проведены замеры межплоскостных расстояний арагонита из Арланской скв. 46 (табл. 1).

Сопоставление полученных результатов с эталонными размерами (Михеев, 1957) показывает, что анализированный арагонит обладает несколько пониженными значениями межплоскостных расстояний по сравнению с эталоном.

Химический анализ пробы, отобранной из конкреции арагонита, показал следующее содержание компонентов (в %): SiO_2 —2,67; Al_2O_3 —1,00; FeO —0,57; P_2O_5 —0,40; CaO —51,54; MgO (следы); MnO —0,03; K_2O —0,30; Na_2O (следы); CO_2 —40,84; влага—0,50.

Результаты замера межплоскостных расстояний арагонита
из Арланской скв. 46

Арагонит из Арланской скв. 46		Фазы <i>hkl</i>	Арагонит по В. И. Михееву (1957)	
I	$\frac{d}{n^\alpha}$		I	$\frac{d}{n^\alpha}$
10	3,304	111	9	3,391
5	3,013	012	5	3,27
4	2,967	021 β	2	(2,980)
7	2,648	021	8	2,696
7	2,432	200	7	2,478
4	2,321	201,121	7	2,368
5	2,286	022	5	2,327
3	2,143	211	5	(2,189)
4	2,071	202	5	2,100
10	1,944	212	10	1,971
9	1,849	220	8	1,879
7	1,783	203	8	1,811
6	1,714	131	9	1,738
4	1,706	032	5	1,722
2	1,247	323	2	1,261
4	1,226	400	5	1,238

Примечание. Условия съемки: излучение $\text{Cu}(\text{Mn})$; диаметр камеры 57,3 мм; радиус образца ≈ 1 мм; расположение пленки асимметричное; эффективная длина окружности 57,2 мм.

По данным анализа, высокое содержание CaO (51,54%) и CO_2 (40,84%) соответствует составу арагонита. Присутствие же в конкреции остальных компонентов в основном обусловлено тем, что в промежутках между призматическими кристаллами арагонита содержатся тонкодисперсные глинистые примеси, которыми загрязнена исследуемая проба.

Спектральным анализом пробы обнаружено относительно высокое содержание стронция (1%), который является характерной примесью арагонита.

На основе данных химического и спектрального анализа устанавливается формула исследуемого арагонита — $(\text{Ca}_{0,99}\text{Sr}_{0,01})\text{CO}_3$.

Как известно, арагонит является неустойчивой модификацией CaCO_3 и самопроизвольно переходит в кальцит. Стабилизирующее влияние на него оказывает SrCO_3 . Однако содержание Sr в отложениях тувльского горизонта северо-западной части Башкирии обычно низкое. Так, по результатам спектрального анализа в этом горизонте в известковых аргиллитах Арланской скв. 46 и Ново-Хазинской скв. 29 (по 14 пробам) содержание его составляет 0,004—0,007%, а в тувльских мергелях тех же скважин (по 3 пробам) — 0,001—0,003%. В тувльском горизонте минерал арагонит сохранился, видимо, лишь в редких участках карбонатных пород, где скоплением известковых раковин обусловлено относительно высокое содержание Sr. Очевидно, этим и объясняется крайняя редкость

нахождения в тульских отложениях северо-западной части Башкирии и всего Урало-Поволжья минерала арагонита.

ЛИТЕРАТУРА

Виссарионова А. Я. Стратиграфия и фации средне- и нижнекаменноугольных отложений Башкирии и их нефтеносность. М., Гостоптехиздат, 1959.

Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы, т. 5. Несиликатные минералы. М., Изд. «Мир», 1966.

Михеев В. И. Рентгенометрический определитель минералов. М., Госгеолтехиздат, 1957.

МАТЕМАТИЧЕСКО-СТАТИСТИЧЕСКАЯ ОБРАБОТКА ДАННЫХ МИКРОТВЕРДОСТИ И ОТРАЖАТЕЛЬНОЙ СПОСОБНОСТИ ПИРИТА ИЗ ГРУППЫ МАКАНСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Маканское рудное поле располагается в западной части Маган-Гайской структурно-формационной зоны на юге Магнитогорского мега-синклинория. В строении рудного поля принимают участие верхнесилурийские породы баймак-бурибаевской свиты, представленные вулканогенными породами базальтового, андезито-базальтового, андезито-дацитового и дацитового состава, их туфобрекчиями, туфами и прослоями вулканогенно-осадочных образований. Нами изучались пириты из Маганского и Южно-Маганского месторождений, расположенных в пределах Маганской тектонической зоны. Микротвердость определялась в пиритах из рудных тел и метасоматитов их лежачего бока, представленных серицит-кварцевыми, хлорит-серицит-кварцевыми породами.

Изменения микротвердости, отражательной способности и других параметров физических минералов имеют генетическое значение. Так, изучая твердость пиритов, И. Кралик и И. Полицки (Kralik, Policky, 1961), С. Н. Иванов и Е. В. Прахова (1965), С. И. Лебедева (1969), И. В. Давиденко, (1968) и другие установили, что изменения микротвердости пиритов отражают условия образования и уточняют наши представления о процессах рудообразования. На Южном Урале твердость пиритов изучалось на месторождениях Учалы и Сибай Е. В. Праховой (1968, 1969) и Г. Н. Пшеничным (1970).

Нами определялись оба параметра пиритов из Пятой и Шестой залежи Маганского месторождения и рудопроявления Южно-Маганское. Результаты измерений были обработаны математическо-статистическим методом с целью установления зависимости между этими величинами и определения необходимого количества замеров, гарантирующих заданную точность.

Всего было произведено 170 замеров микротвердости и 307 — отражательной способности пиритов в полированных шлифах. Измерение микротвердости производилось на микротвердометре ПМТ-3 при нагрузке 200 г и увеличении в 473 раза; отражательной способности — на приборе ПООС-1 (при следующих условиях; напряжение на ФАУ — 1200 в, накал — 9 в, объектив — 9×0,2, окуляр — 8х, щель — 18 мм, длина волны — 546,0Å).

Микротвердость и отражательная способность определялись:

1. У колломорфных пиритов из сплошных рудных залежей. Эти пириты представлены натечными, кружевными и узорчатыми формами.

2. Ранних пиритов, тесно ассоциирующих с серым кварцем и серицитом. Представлены мелкими кубическими кристаллами и их скоплениями в метасоматитах лежачего бока рудных тел.

3. Кубических пиритов из хлорит-пиритовой ассоциации.

4. Пиритов, ассоциирующих с белым кварцем, иногда халькопиритом из прожилков и неправильных образований. Представлены кристаллами в форме кубов и пентагондодекаэдров. Данные микротвердости их обрабатывались отдельно.

Данные замеров были обработаны статистическо-математическим методом по единой схеме для каждой группы пиритов. Применение метода возможно, так как микротвердость пирита почти не зависит от качества полировки (Юшкин, 1971). В качестве примера приводится вычисление для колломорфных пиритов (33 замера микротвердости). Оптимальная величина интервала значений вычислялись по формуле:

$$h = \frac{x_{max} - x_{min}}{1 + 3,2 \log n} = \frac{1311 - 635}{1 + 3,2 \log 33} = 115 \text{ кг/мм}^2.$$

При составлении табл. 1 и графика распределения значений микротвердости был принят интервал, равный 100 кг/мм² (рис. 1).

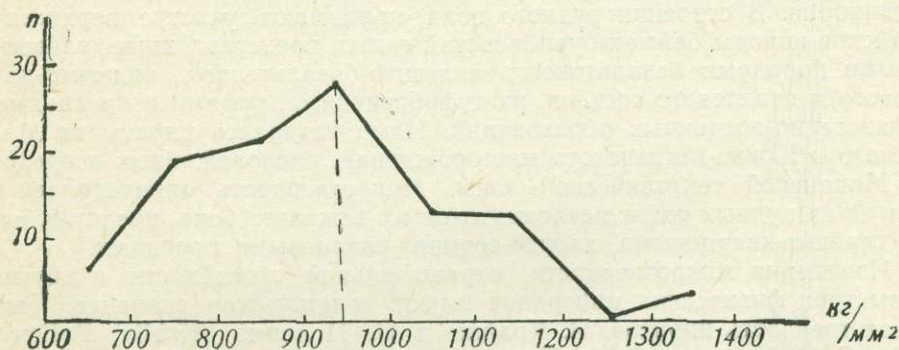


Рис. 1. Кривая распределения значений микротвердости для ксеноморфных пиритов из гидротермально-измененных вулканогенных пород лежачего бока рудных залежей Маканского месторождения.

Таблица 1

Распределение значений микротвердости по вычисленным оптимальным интервалам величин

Интервалы	600— —700	701— —800	801— —900	901— —1000	1001— —1100	1101— —1200	1201— —1300	1301— —1400
Количество случаев (n_i)	2	6	7	9	4	4	0	1
% встреч	6,1	18,2	21,2	27,3	12,1	12,1	0	3,0

Далее была построена кривая распределения значений микротвердости для ксеноморфных пиритов (см. рис. 1). Наиболее вероятное значение их твердости лежит около 950 кг/мм².

Исходя из предположения о нормальном законе распределения значений микротвердости ксеноморфных пиритов была составлена табл. 2.

Среднее арифметическое замеров микротвердости было вычислено по формуле

$$X = \frac{\sum_{i=1}^n x_i}{n} = \frac{30426}{33} = 922,0 \text{ кг/мм}^2.$$

Стандартное отклонение определялось по формуле

$$\sigma = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2}{n-1}} = \sqrt{\frac{745340}{32}} = 152,6 \text{ кг/мм}^2.$$

Значения для функции (F(t)) были найдены в таблице (Шарапов, 1965).

На основании данных значений $F_n(x)$ и $F_t(x)$ были вычерчены кривые теоретического и эмпирического распределения значений микротвердости для ксеноморфных пиритов Маканских месторождений и рудопроявлений (рис. 2). Из табл. 2 и кривых видно, что эмпирическая кривая распределения почти совпадает с кривой теоретического распределения. Максимальное расхождение значений $D_n = F_n(x) - F_t(x) = 0,053$.

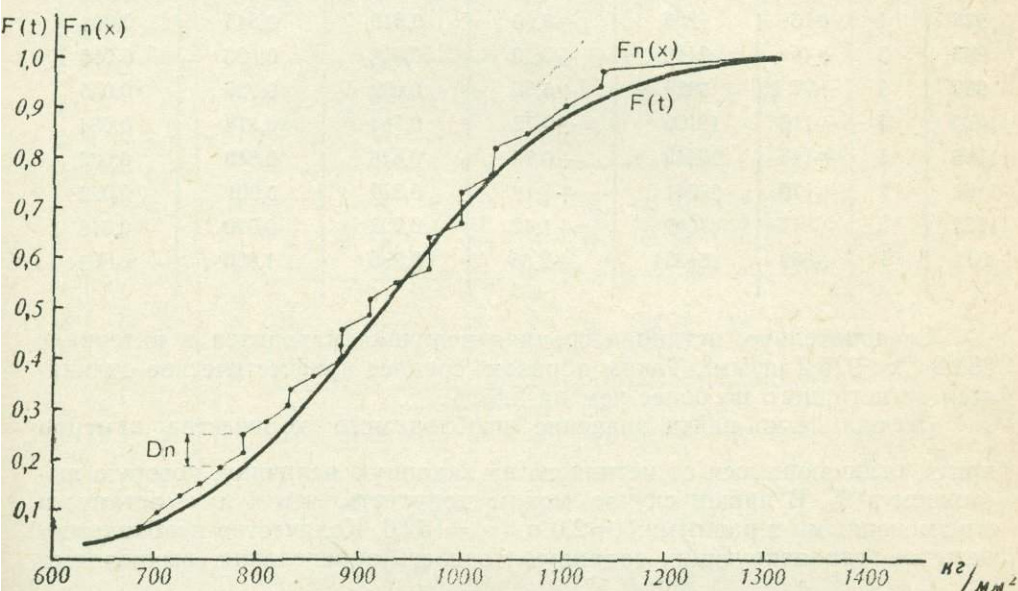


Рис. 2. Кривая теоретического ($F_t(x)$) и эмпирического ($F_n(x)$) распределения значения микротвердости для ксеноморфных пиритов Маканского месторождения.

$D_{n \max}$ — максимальное расхождение значений $= F_t(x) - F_n(x)$.

Из таблицы (Zabransky, Drabant, 1970) следует, что максимальное отклонение, допускаемое при 95% уровне вероятности нормального закона распределения при 33 замерах, равно 0,23. У нас $D_{n \max} = 0,058$, т. е. значительно меньше, поэтому закон распределения выборочной совокупности для ксеноморфных пиритов соответствует нормальному закону распределения значений микротвердости (см. табл. 2).

Доверительный интервал находим по формуле: $\Delta x = \frac{t_{\alpha}}{\sqrt{n}}$.

При $n=33$ коэффициент Стьюдента для 95% уровня вероятности равен 2,0, откуда доверительный интервал будет равен 53,2 кг/мм².

Теоретические и эмпирические значения функций распределения замеров микротвердости ксеноморфных пиритов

X в кг/мм ²	Число замеров	$x_i - \bar{x}$	$(x_i - \bar{x})^2$	t	$F(t)$	$F_n(x)$	Dn
635	1	-287	82369	-1,88	0,030	0,030	0,000
686	1	-236	55696	-1,55	0,061	0,061	0,000
705	1	-217	47089	-1,42	0,078	0,091	0,013
725	1	-197	38809	-1,29	0,099	0,121	0,022
744	1	-178	31684	-1,17	0,121	0,151	0,030
764	1	-158	24964	-1,04	0,149	0,182	0,033
787	2	-135	18225	-0,88	0,189	0,242	0,053
809	1	-113	12769	-0,74	0,200	0,273	0,043
833	2	-89	7921	-0,58	0,281	0,333	0,052
858	1	-64	4096	-0,42	0,337	0,364	0,027
883	3	-39	1521	-0,26	0,397	0,445	0,058
910	2	-12	144	-0,08	0,468	0,515	0,047
938	1	+16	256	+0,10	0,540	0,545	0,005
968	3	+46	2116	+0,30	0,618	0,636	0,018
999	3	+77	5929	+0,50	0,692	0,727	0,035
1032	3	+110	12100	+0,72	0,764	0,818	0,054
1065	1	+143	20449	+0,94	0,826	0,848	0,022
1101	2	+179	32041	+1,17	0,879	0,901	0,022
1139	2	+217	47089	+1,42	0,922	0,970	0,048
1311	1	+389	151321	+2,55	0,995	1,000	0,005

Следовательно, истинная средняя величина находится в интервале $868,8 < x < 975,2$ кг/мм². Таким образом, среднее арифметическое отличается от истинного не более чем на 5,87%.

Отсюда легко найти значение необходимого количества замеров при x , отличающегося от истинного на заданную величину, которую выражаем в %. В нашем случае можно допустить, что t и σ останутся неизменными и равными: $t=2,0$ и $\sigma=152,6$. Количество необходимых замеров, гарантирующих заданную точность определения, вычисляется

Таблица 3

Минимальное количество замеров микротвердости, гарантирующее заданную точность

Разница X от истинного в %	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Δx при $x=922$ в кг/мм ²	9,2	18,4	27,7	36,9	46,1	55,3	64,5	73,5	83,0	9,9
Минимальное количество необходимых замеров	1100	275	122	68	44	31	22	17	14	11

Микротвердость и отражательная способность пиритов из различных минеральных ассоциаций

Ассоциация, морфология пирита	Количество		\bar{X}	σ	v	Dn_{max}	D_{α} 95%	Доверительный интервал при 95% вероятн.	%
	образцов	замеров							
Микротвердость									
									6%
Колломорфный, из сплошных руд	15	33	922,0	152,6	16,4	0,058	0,23	922,0±53,2	31
Кубический, из пирит-серицит-кварцевой ассоциации	32	51	990,1	164,5	16,6	0,017	0,19	990,1±46,1	31
Кубический, из пирит-хлоритовой ассоциации	19	38	945,8	173,5	18,3	0,057	0,21	945,8±56,2	37
Кубический, из прожилковой пирит-кварцевой с халькопиритом	16	29	1156,8	197,8	17,1	0,057	0,25	1156,8±75,2	—
Пентагонально-додекаэдрический, то же . .	7	15	1336,6	99,4	7,4	0,138	0,37	1336,6±54,6	—
Отражательная способность									
									1,5%
Колломорфный, из сплошных руд	15	45	52,30	1,83	3,5	0,131	0,20	52,3±0,55	22
Кубический, из пирит-серицит-кварцевой ассоциации	37	106	51,41	2,46	4,8	0,033	0,14	51,41±0,47	41
Кубический, из пирит-хлоритовой ассоциации	19	54	51,39	2,18	4,3	0,075	0,18	51,39±0,59	23
Кубический, из прожилковой пирит-кварцевой с халькопиритом	16	39	52,42	1,70	3,2	0,124	0,21	52,42±0,54	19
Пентагон-додекаэдрический, то же	7	27	51,74	1,83	3,5	0,142	0,26	51,74±0,70	22

Примечание. v —коэффициент вариации = $\frac{\sigma}{\bar{X}} \cdot 100\%$.

по формуле: $\Delta \bar{X} = \frac{t_s}{\sqrt{n}}$ или после ее преобразования: $n = \left(\frac{t_s}{\Delta \bar{X}} \right)^2$ (табл. 3).

Из таблицы следует, что в нашем случае достаточно произвести 31 замер микротвердости, при этом x не будет отличаться более чем на 6%.

Результаты обработки математическо-статистическим методом значений микротвердости и отражательной способности пиритов из перечисленных выше парагенетических ассоциаций приведены в табл. 4.

Следует отметить, что во всех случаях закономерность распределения замеров микротвердости и отражательной способности подчиняется закону нормального распределения.

В двух последних графах табл. 4 приведены количества минимально необходимых замеров микротвердости (6%) и отражательной способности (1,5%) при условии, что среднее арифметическое не будет отличаться более чем на 6% и 1,5% при их измерении.

На основании микроскопического изучения шлифов и аншлифов и математическо-статистической обработки значений микротвердости и отражательной способности пиритов из залежей Маканского месторождения следует:

1. Значение установленных физических параметров для всех разновидностей пиритов подчиняется нормальному закону распределения.

2. Ранние пириты (пирит-серицит-кварцевая и пирит-хлоритовая ассоциации) имеют близкие значения микротвердости (990 и 945 кг/мм²) и отражательной способности (51,41 и 51,39%).

3. Кубические и пентагонально-додокаэдрические пириты из прожилков различаются по микротвердости, хотя и принадлежат одной парагенетической халькопирит-пирит-кварцевой ассоциации; по отражательной способности эти пириты также отличаются.

4. Установлены минимальные количества замеров, гарантирующие заданную точность выявления достоверных значений микротвердости и отражательной способности пиритов для конкретных парагенетических ассоциаций.

ЛИТЕРАТУРА

Большов Л. Н., Смирнов Н. В. Таблицы математической статистики. М., «Наука», 1968.

Давиденко И. В. Использование плотности, показателей преломления и твердости для суждения о температурах их образования. — «Минералогическая термометрия и барометрия», т. 2. М., «Наука», 1968.

Иванов С. Н., Прахова Е. В. Микротвердость как возможный признак отличия пирита и его зерен главного этапа оруденения в колчеданных месторождениях Урала. Конфер. постмагмат. рудообразования, т. 2. Прага, 1965.

Лебедева С. И. Определение микротвердости минералов. М., Изд. АН СССР, 1963.

Лебедева С. И. Применение метода микротвердости для количественной характеристики типоморфных особенностей рудных минералов. — Тр. Минералог. музея АН СССР, вып. 19, 1969.

Прахова Е. А. О микротвердости пирита из колчеданных месторождений Урала. — «Минералог. сб. Ин-та геологии и геохимии Уральского филиала АН СССР», № 8, 1968.

Прахова Е. В. Строение и формирование агрегатов пирита в колчеданных рудах Урала (на примере Учалинского и других колчеданных месторождений Урала). — «Формирование руд колчеданных месторождений Урала». Тр. ИГГ, вып. 8. Свердловск, Изд. УФАИ СССР, 1969.

Пшеничный Г. Н. Изменение микротвердости пирита под воздействием контактового метаморфизма сульфидных руд послерудной дайкой. — «Вопросы геологии восточной окраины Русской платформы и Южного Урала», вып. 10. Уфа, Изд. БФАН СССР, 1970.

Рыжов П. А., Гудков В. М. Применение математической статистики при разведке недр. М., «Недра», 1966.

Шарапов И. П. Применение математической статистики в геологии. М., «Недра», 1965.

Прахова Е. В., Рокачев С. А. Формирование руд колчеданных месторождений Урала. Свердловск, Изд. УФАН СССР, 1969.

Петровская Н. В., Касьянов А. В. Некоторые черты минералогии и генезиса Учалинского месторождения на Южном Урале. — Тр. ЦНИГРИ, вып. 37, 1960.

Юшкин Н. П. Механические свойства минералов. Л., «Наука», 1971.

Kralik I., Policky I. Mikrotverdot pyritu jako ukazatel jeho genetických podmínek. — «Časopis slensk. musea, vědu přírodní», v.10, № 2, 1961.

Zabransky F., Drabant L. Study of microhardness and mathematic-statistical evaluation of microhardness measurement results. — «Geolog. zborn. -Geologica carpatica», XXI, 1, Bratislava, 1970.

Ал. Ал. МАЛАХОВ, Е. А. ДЕНИСЕНКО,
Д. А. МАЛАХОВ, Р. С. АБДУЛГУЖИН

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ СЕРЫ СУЛЬФИДОВ ИЗ РУДНЫХ ТЕЛ МАКАНСКОГО И ЮБИЛЕЙНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЙ (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

Маканское рудное поле размещается в западной части северного участка Макан-Гайской, а Петропавловское (с месторождением Юбилейное) — в пределах Акъяр-Бурибайской структурно-формационных подзон Макан-Бурибайского рудного района в южной части Магнитогорского мегасинклинория. Геология этих месторождений изучалась И. А. Анисимовым, В. И. Гордицей, В. В. Воробьевым, В. И. Макаровым, П. В. Аржавитиным и др.

В геологическом строении обоих рудных полей принимают участие силурийские вулканогенные образования, терригенно-вулканомиктовые отложения живета, граувакки франа и нижнего турне, осадочные отложения мезозоя и кайнозоя. Все месторождения колчеданных руд размещаются среди пород силура на различных стратиграфических уровнях. Колчеданные руды месторождения Юбилейное залегают ниже, среди основных пород третьей толщи сакмарской свиты нижнесилурийского возраста, а Маканское месторождение — среди более кислых пород андезитовой толщи баймак-бурибайской свиты верхнего силура стратиграфически на 1000—1500 м выше.

Составы рудовмещающих толщ Петропавловского и Маканского рудных полей существенно различаются. Так, массивные тела и вкрапленные сульфиды месторождения Юбилейное залегают среди основных эффузивов (диабазов, спилитов, порфиритов и др.) базальтоидного состава контрастно-дифференцированной липарит-базальтовой формации, рудные тела Маканского месторождения — среди более кислых, преимущественно андезитовых, андезито-дацитовых, андезито-базальтовых пород, их туфов и туфобрекчий — членов последовательно дифференцированной базальт-андезит-дацит-липаритовой формации.

Наиболее кислые дифференциаты этих формаций в пределах Петропавловского рудного поля распространены локально в верхних горизонтах свиты и представлены, по мнению П. В. Аржавитина и М. Ю. Аржавитиной, А. И. Кривцова, А. Г. Волчкова и других, лавовыми потоками, а по мнению Ф. Н. Рянского (1970), И. Б. Серавкина, А. Т. Хусанова, — субвулканическими силловыми телами дацитовых и липарит-дацитовых порфиров и их брекчий. В пределах Маканского рудного поля верхние горизонты также состоят из наиболее кислых дифференциатов преимущественно дацитового состава.

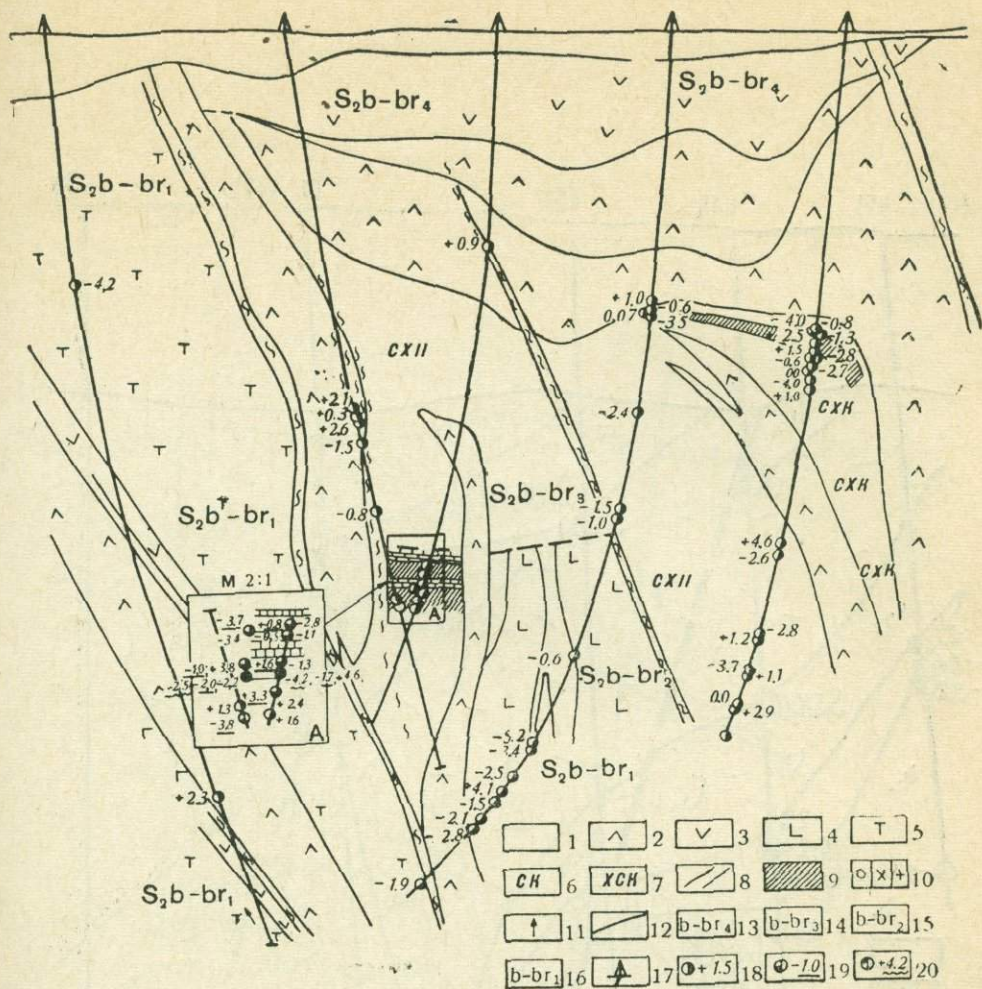


Рис. 1. Распределение отношения изотопов серы в сульфидах по разрезу через Маканское месторождение.

1 — мезо-кайнозой; 2—16 Баймак-Бурбайская свита (верхний силур); 2 — дациты; 3 — дациты без видимого кварца; 4 — андезитовые порфириты и их туфы; 5 — диабазы и спилиты; 6 — серицит-кварцевые метасоматиты; 7 — хлорит-серицит-кварцевые метасоматиты; 8 — разрывные нарушения; 9 — массивные, густо прожилково-вкрапленные руды; 10 — туфиты; 12 — границы толщ; 13 — дацитовая толща (S_2b-br_4); 14 — андезитовая (S_2b-br_3); 15 — андезито-базальтовая (S_2b-br_2); 16 — базальтовая толща (S_2b-br_1); 17 — скважины; 18 — изотопный состав серы пирита; 19 — то же халькопирита; 20 — то же сфалерита.

Широкое распространение в пределах обоих полей получили синвулканические дайки кислого и среднего состава, внедрение которых приурочено к поздним стадиям формирования соответствующих толщ и горизонтов. Гипабиссальные интрузии менее распространены и представлены габбро-диабазами и габбро-диоритами.

Таким образом, сульфидные руды Маканских месторождений и рудопроявлений размещаются среди более юных, более кислых и более разнообразных метаморфизованных вулканогенных образований, чем сульфидные тела Юбилейного месторождения. Эти различия обусловили выбор объектов для сравнительного изучения изотопного состава серы рудообразующих сульфидов из рудных тел.

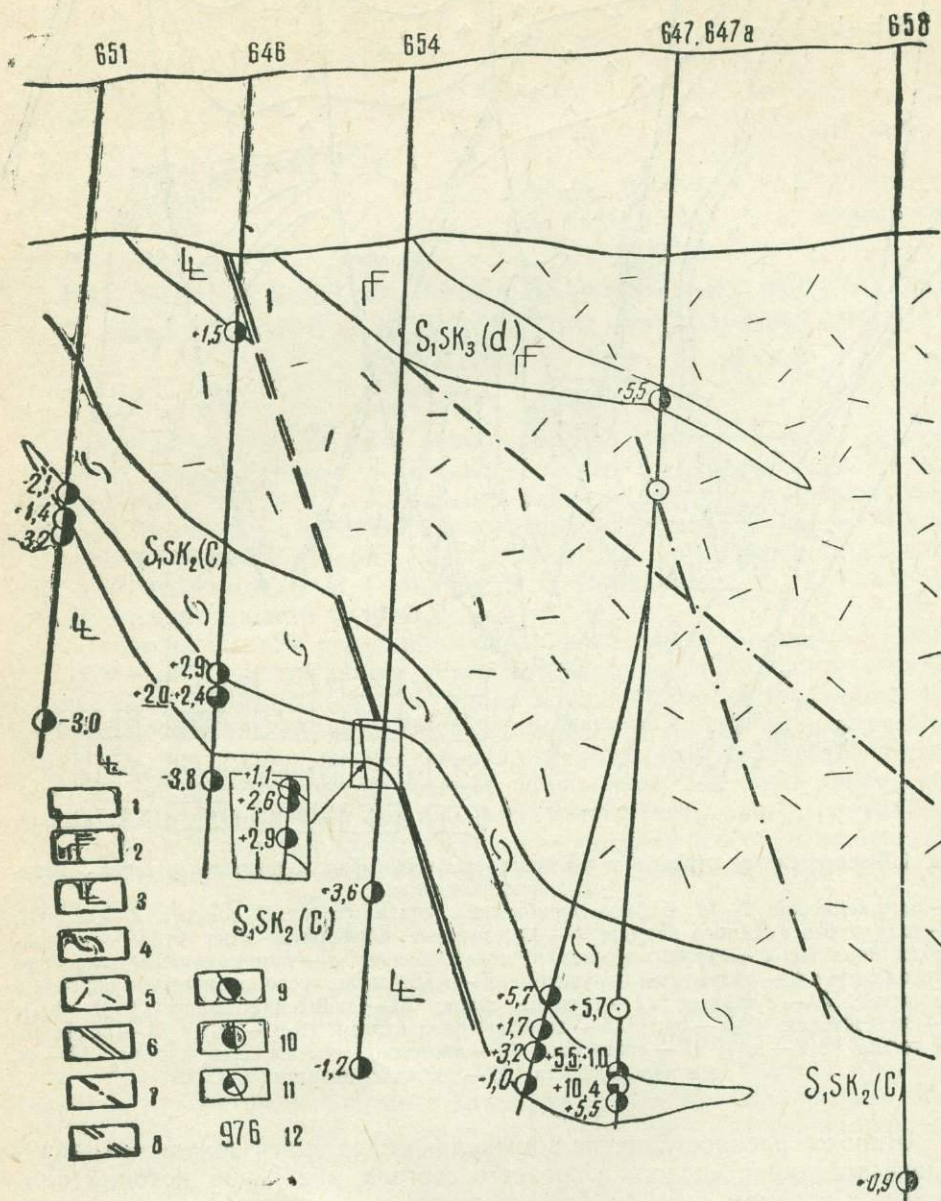


Рис. 2. Распределение отношения изотопов серы в сульфидах по разрезам через месторождение Юбилейное.

1 — мезо-кайнозой; 2 — пачка верхних диабазов и спилитов ($S_1 - sk_3(d)$); 3 — пачка спилитов, вариолитов, гиалокластитов и тахилитов ($S_1 - sk_2(c)$); 4 — так же пачка, тахилиты и гиалотакситы, состоящие преимущественно из обломков стекла; 5 — пачка переслаивающихся спилитов и диабазов ($S_1 - sk_2(b)$); 6 — установленные нарушения; 7 — предполагаемые разломы; 8 — магматические залеченные участки разломов; 9 — изотопный состав серы пирита; 10 — то же халькопирита; 11 — то же сфалерита; 12 — номер скважины.

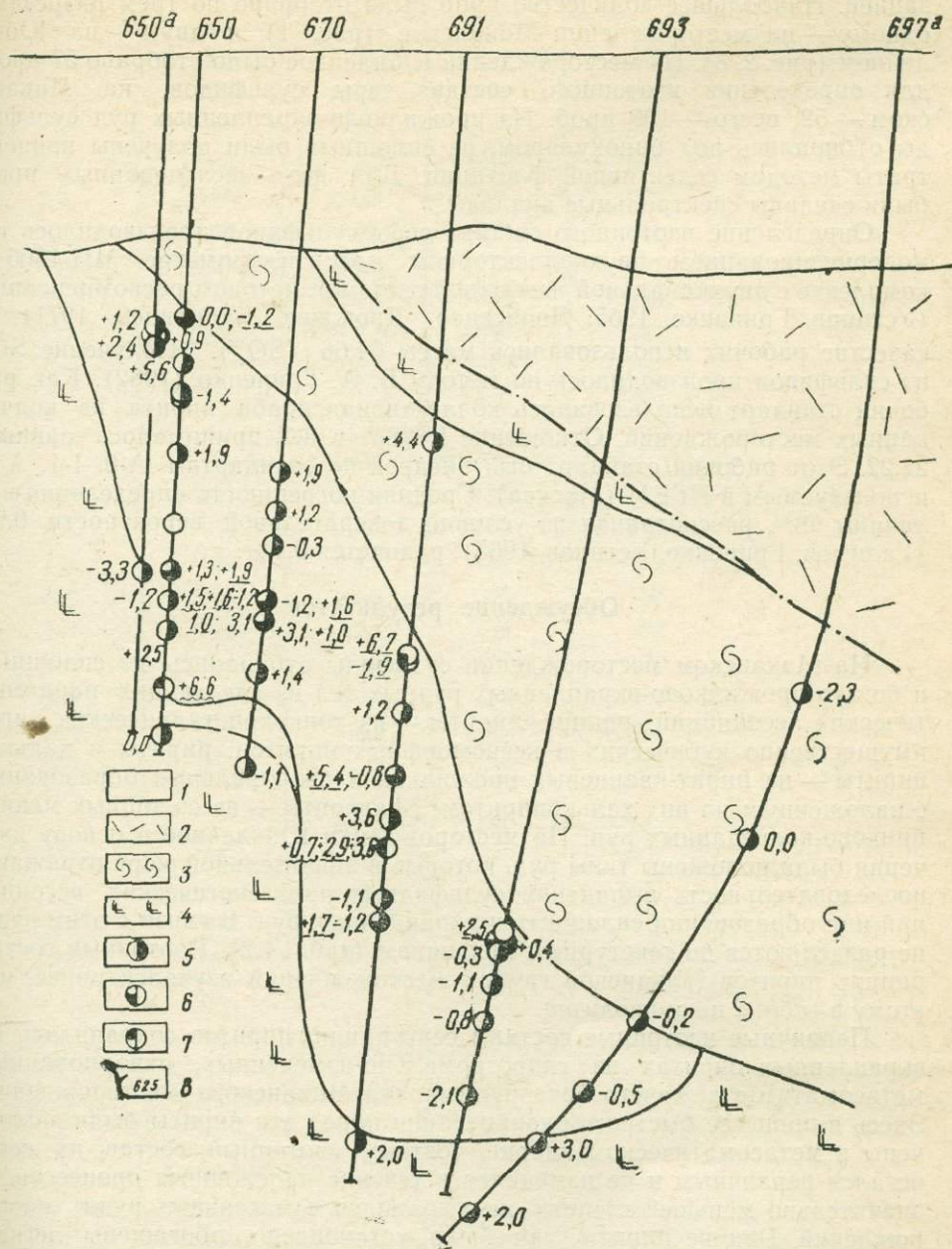


Рис. 3. Распределение отношения изотопов серы в сульфидах по разрезам через месторождение Юбилейное. Условные обозначения см. на рис. 2.

Методика и результаты анализа изотопного состава серы сульфидов

Был опробован керн скважин из нескольких параллельных разрезов, расположенных вкрест простираения рудных тел. Образцы отбирались по возможности равномерно из сплошных, густопрожилково-вкрапленных руд и с участков с бедной и убогой вкрапленной сульфидной минерализацией. Наибольшее количество проб было отобрано по трем разрезам: одному — на месторождении Маканское (рис. 1) и двум — на Юбилейном (рис. 2, 3). На месторождении Юбилейное было отобрано 57 проб для определения изотопного состава серы сульфидов, на Маканском — 52, всего — 109 проб. Из прожилково-вкрапленных руд сульфиды отбирались под бинокляром, из сплошных были получены концентраты методом селективной флотации. Для всех исследованных проб были сделаны спектральные анализы.

Определение изотопного состава серы сульфидов производилось на модернизированном двухколлекторном масс-спектрометре МИ-1305 в комплекте с двухканальной напускной системой методом раскомпенсации (Устинов, Гриненко, 1965; Денисенко, Дрожжев, Кудрявцев, 1971). В качестве рабочих использовались массы 64,66 (SO_2^+). Получение SO_2 из сульфидов производилось по методу В. А. Гриненко (1962). Как рабочий стандарт использовалась коллективная проба пирита из колчеданных месторождений. Отношение $\text{S}^{32}/\text{S}^{34}$ в ней принималось равным 22,22. Этот рабочий стандарт был внедрен по стандартам А-0, 1-1, А-2, используемым в ИГЕМ (Москва). Средняя погрешность определения величины δS^{34} , рассчитанная из условий доверительной вероятности 0,95 (Галимов, Гриненко, Устинов, 1965), равняется 0,1%.

Обсуждение результатов

На Маканском месторождении сульфиды отбирались из сплошных и богато прожилково-вкрапленных рудных тел из следующих парагенетических ассоциаций: ранние пириты — из тонкокристаллических, преимущественно кубических и ксеноморфных пиритов; пириты и халькопириты — из пирит-кварцевых прожилков и неправильных образований с наложенным на них халькопиритом; сфалериты — из сплошных медно-цинково-колчеданных руд. На месторождении Юбилейное в основу изучения были положены типы руд, которые в значительной мере отражают последовательность выпадения сульфидных парагенетических ассоциаций при образовании сплошных и вкрапленных руд. В связи с этим руды не разделяются по текстурным признакам (табл. 1,2). Изотопный состав ранних пиритов Маканской группы месторождений изучался ранее, поэтому в табл. 2 не приводится.

Первичные изотопные составы серы ранних пиритов сохранились во вкрапленных пиритах из гидротермально-измененных, окварцованных метасоматитов лежачего бока рудных тел Маканского месторождения. Здесь в процессе быстрого окварцевания пород эти пириты были заключены в метасоматическом кварце, поэтому изотопный состав их серы остался первичным и не изменился в течение наложенных процессов. В значительно меньшей степени он сохранился в массивных рудах месторождений. Ранние пириты, как было установлено, обогащены легким изотопом серы с колебаниями изотопного состава от — 0,5 до — 5,5% (Панкратьев, Денисенко, Малахов, Михайлова, 1971). Укажем, что подобный изотопный состав характерен для серы H_2S и SO_2 вулканических эманаций. Для них, по данным Тодда (Thode, 1936), Енсена (Jensen, 1959) и других, δS^{34} лежит в пределах от — 0,5 до — 5,0%. Изотопный

Изотопный состав серы рудообразующих сульфидов из рудных тел
Маганского месторождения (сплошных и прожилково-вкрапленных)

№ обр.	№ скважины	Изотопный состав δS^{34}	№ обр.	№ скважины	Изотопный состав δS^{34}
Маганское месторождение (сплошные руды)—пириты					
184	986	+0,0	545	2267	-3,9
185	986	-0,6	546	2267	+3,7
186	986	-3,5	576	987	-3,4
226	1288	+1,3	577	987	-0,5
274	2285	+4,3	583	987	+4,6
358	1290	+0,9	584	987	-2,2
359	1290	+2,4	586	987	+2,4
534	2267	+2,9	590	987	+1,6
535	2267	-1,6	632	988	+2,5
537	2267	+3,2	581	987	+3,8
544	2267	+2,5	574	987	-2,8
			579	987	-1,3
То же (прожилково-вкрапленные руды)—пириты					
165	2461	+2,3	554	2267	+0,7
181	986	+1,0	565	987	+0,9
196	986	+4,1	634	998	+1,5
222	1288	+0,3	638	998	+0,0
218	1288	+2,1	640	998	+1,4
113	1288	+2,6	650	998	+4,6
360	1290	+0,0	658	998	+1,2
552	2267	+0,9	656	998	+1,1
553	2267	+1,4	659	998	+2,9
То же (сплошные руды)—халькопириты					
226	1288	-3,8	583	987	-1,7
576	987	-3,7	584	987	-2,0
577	987	-1,1	586	987	+3,3
581	987	-1,0	574	987	+0,8
			579	987	-1,3
То же (сплошные руды)—сфалериты					
583	987	-4,2	584	987	+0,7

состав серы пиритов из пирит-кварцевых прожилков (см. табл. 2) Маганского месторождения обогащен тяжелым изотопом. Эти пириты, как правило, укрупнены, по сравнению с ранними, и в значительной мере образованы за счет ранних пиритов в результате их метаморфизма. Весьма часто они замещаются халькопиритом. Возможно, при перекристаллизации этих пиритов и происходила потеря более легкого изотопа серы.

Изотопный состав серы сульфидов из рудных тел
Юбилейного месторождения, разрезы 117 и 119
(по типам руд)

№ обр.	№ скважины	Изотопный состав σS^{34}	№ обр.	№ скважины	Изотопный состав σS^{34}
Пиритовые руды—пириты					
105	646	+2,9	117	647a	-1,0
106	654	+2,9	120	651	+1,4
111	654	+1,7	121	651	-3,2
112	654	+2,6	125	650	+1,2
Халькопирит-пиритовые руды—пириты					
101	646	+2,9	146	693	-1,1
108	647	+1,0	147	693	-0,8
119	651	-2,1	149	697a	-0,2
124	650	+5,6	150	697a	-0,5
126	650a	+0,9	155	670	+1,9
127	650	+0,0	156	670	+1,2
135	691	-0,8	157	670	-0,3
137	691	-1,2	160	650	-1,7
138	691	-1,1	162	650	+1,9
144	693	+0,4	163	650	+1,3
145	693	-0,3	165	650	+2,5
То же—халькопириты					
108	647	+5,5	135	691	+5,4
127	650	-1,2	160	650	-1,7
133	691	+6,7	137	691	+1,4
134	691	-1,9	143	693	+2,5
			137a	691	+1,7
Халькопирит-сфалерит-пиритовые руды—пириты					
104	646	+2,4	132	670	+3,1
115	647a	+1,7	136	691	+3,6
116	647a	+3,2	140	691	+1,2
128	650	-1,2	158	670	+1,4
131	670	-1,2	164	650	+1,9
То же—халькопириты					
104	646	+2,0	132	670	+1,0
131	670	+1,6	136	691	+2,9
То же—сфалериты					
129	650	+6,6	131	670	+1,5
			136	691	+0,7

Отклонения от принятого стандарта, диапазон вариаций δS^{34} и среднее значение δS^{34} сульфидов из рудных тел обоих месторождений приведены в табл. 3.

Т а б л и ц а 3

Месторождения	Сульфиды (колич. проб.)	Отклонения от стандарта		Диапазон вариаций	Среднее значение
		от	до		
Маканская группа	Пирит (34)	+5,1	-3,9	9,0	+1,0
	Халькопирит (14)	+3,3	-3,3	6,6	-1,5
	Сфалерит(4)	+1,4	-4,6	6,0	-1,7
Юбилейное	Пирит (36)	+5,6	-3,8	9,4	+1,8
	Халькопирит (19)	+6,7	-1,9	9,2	+2,1
	Сфалерит (7)	+6,6	-4,6	11,0	+1,3

Близость изотопных составов серы сульфидов Маканского и Юбилейного месторождений (см. табл. 3) к таковым других колчеданных месторождений Урала, Большого и Малого Кавказа, Японии и ее относительно однородный состав предполагает глубинный источник серы сульфидов колчеданных залежей Южного Урала.

Характерный для наших месторождений диапазон вариаций δS^{34} рудообразующих сульфидов (см. табл. 3) лежит в области положительных и отрицательных значений. Такой диапазон отмечен для большинства колчеданных месторождений, образовавшихся в весьма сложных условиях, в том числе для Малого Кавказа (Сагатеян, Гриненко, 1964), Филлизайского и Кахетского месторождений Большого Кавказа (Виноградов, Гриненко, Заири, 1971), Левихи на Среднем Урале (Л. Н. Гиненко, В. А. Гриненко, Загряжская, Столяров, 1969), черных руд Японии (Ault, Kulp, 1960; Tatsumo, 1965; Smirnov 1968) и др.

Указанный разброс свидетельствует о сложных условиях формирования южноуральских колчеданных месторождений. Изотопные составы ранних сульфидов, как мы уже видели, типичны для серы вулканогенного происхождения. Обогащение тяжелым изотопом серы пиритов из пирит-кварцевых прожилков характерно и для сульфидов, наложенных на серноколчеданные тела. Ранние пириты, так же как и пириты из прожилков, слагают основную часть серноколчеданных руд обоих месторождений. Различный изотопный состав серы для месторождений и в сплошных рудах, в частности, отчетливо вытекает из приводимых гистограмм (рис. 4, 1М, 1Ю, 3М, 2Ю, 3Ю, 4Ю).

Указанными обстоятельствами и объясняется наличие двух пиков на гистограмме распределения δS^{34} сульфидов из рудных тел месторождений Маканской группы и Юбилейного месторождения и минимума около нулевой линии* (см. рис. 4). Подчеркнем, что свыше 60% положительных значений δS^{34} сульфидов Маканской группы месторождений располагаются в диапазоне вариаций от +3,5 до +0,6% около пика I и порядка 60% отрицательных значений δS^{34} в диапазоне от -0,6 до -2,5%. На месторождении Юбилейное свыше 75% случаев сконцентрировано в диапазоне от +3,1 до +0,6% около пика I и свыше 80% случаев в диапазоне от -0,8 до -1,2% около пика II. Такое расположение, вероятно, будет характерно и для других колчеданных месторождений этого рудного поля, а, возможно, и других месторождений Южного Урала.

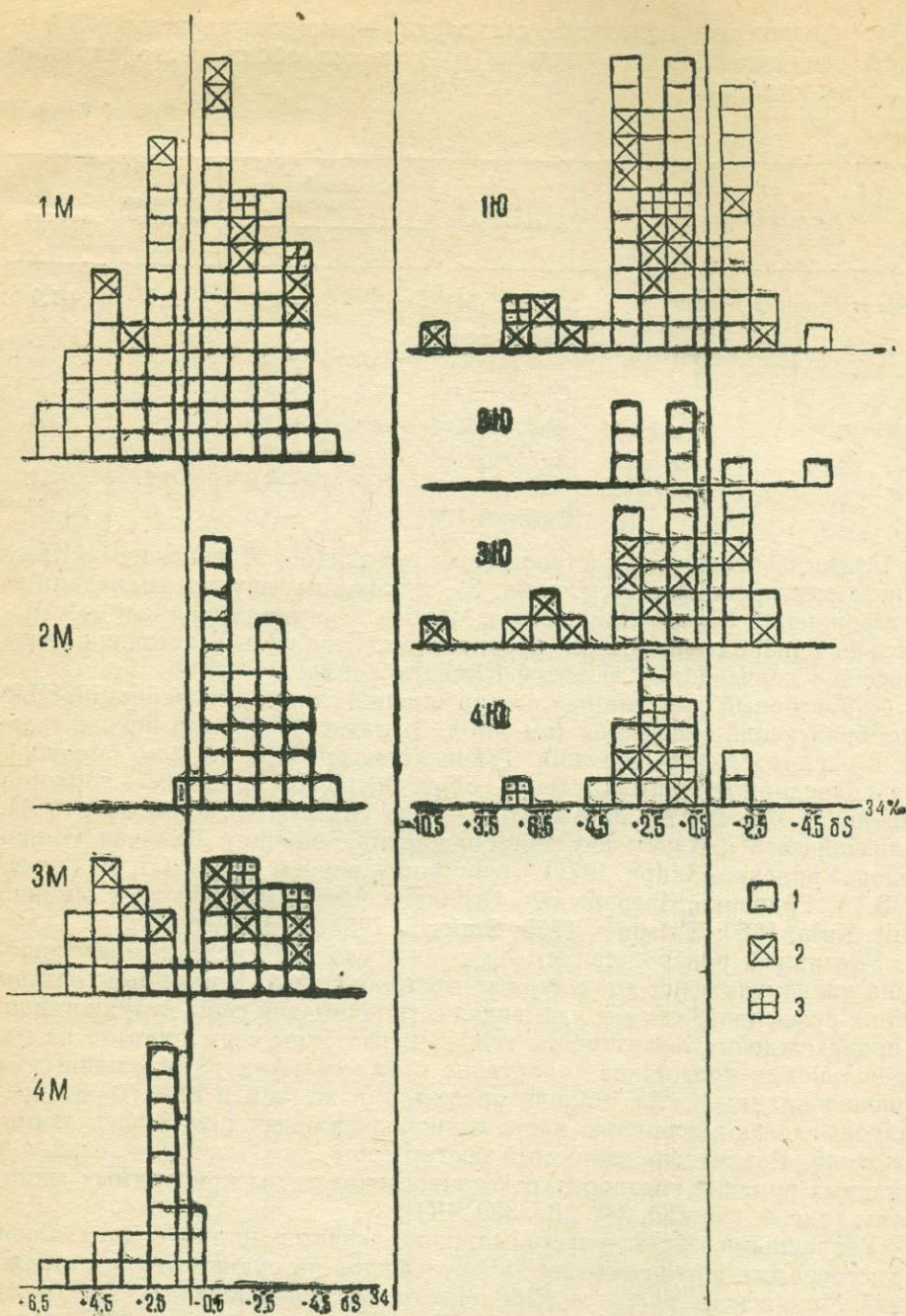


Рис. 4. Гистограммы распределения изотопного состава серы сульфидов Маканского (М) и Юбилейного (Ю) медноколчеданных месторождений. 1М и 1Ю — все сульфиды месторождения; 2М — сингенетичные пириты; 3М — сплошные сульфиды; 4М — пириты из пирит-кварцевых прожилков; 2Ю — пириты из массивных серноколчеданных руд; 3Ю — пириты из халькопирит-пиритовых руд; 4Ю — сульфиды из сфалерит-халькопирит-пиритовых руд; 1 — пирит; 2 — халькопирит; 3 — сфалерит.

ЛИТЕРАТУРА

Виноградов А. П., Гриненко Л. Н., Гриненко В. А., Заири Н. М. Источники серы и некоторые вопросы формирования сульфидных залежей колчеданного типа в осадочных толщах. — «Геохимия», 1971, № 10.

Галимов Э. М., Гриненко В. А., Устинов В. И. К вопросу об инструментальных ошибках при прецизионном определении изотопного состава элементов. — «Журнал аналит. химии», 1965, т. 20, вып. 5.

Гриненко В. А. Приготовление двуокиси серы для изотопного анализа. — «Журнал неорганич. химии», 1962, т. 7, № 10.

Гриненко Л. Н., Гриненко В. А., Загряжская Г. С., Столяров Ю. М. Изотопный состав серы сульфидов и сульфатов колчеданных месторождений Левихи в связи с вопросами их генезиса. — «Геология рудных месторождений», 1969, № 3.

Гриненко Л. Н., Злотник-Хоткевич А. Г., Заири Н. М. Изотопы серы Флизычайского колчеданно-полиметаллического месторождения на Кавказе. — «Геология рудных месторождений», 1971, № 1.

Денисенко Е. А., Дрожжев М. Г., Кудрявцев Р. В. Двухканальная установка для прецизионного изотопного анализа. — Материалы второй научной конференции молодых ученых (геология). Уфа, Изд. БФАН СССР, 1971.

Панкратьев П. В., Денисенко Е. А., Малахов Д. А., Михайлова Ю. В. Изотопный состав серы сульфидов Хандизинского (Гиссарский хребет) и Маканского (Южный Урал) месторождений. — «Современное состояние учения о месторождениях полезных ископаемых». Ташкент, 1971.

Рянский Ф. Н. Геологическое строение Юбилейного медноколчеданного месторождения и закономерности локализации в нем оруденения, ч. 1. Уфа, 1970.

Сагателян Э. А., Гриненко Л. Н. Новые данные об изотопном составе серы в пиритах колчеданных месторождений Северной Армении. — Докл. АН Арм. ССР, т. 39, № 4, 1964.

Устинов В. И., Гриненко В. А. Прецизионный масс-спектрометрический метод определения изотопного состава серы. М., «Наука», 1965.

Ault W. U., Kulp I. L. Sulfur isotopes and ore deposits. Econ. Geol., № 1 1960.

Thode H. G. Sulphur isotope geochemistry. — In Schaw Studies in analytical geochemistry». Toronto, 1963.

Iensen M. L. Sulfur isotopes and hydrothermal mineral deposits. Econ. Geol. № 3, 1959.

Smirnov V. I. The sources of ore-forming material. Econ. Geol., № 4, 1968.

Tatsumo T. C. Sulfur isotopic fractionation between co-existing sulfide minerals, from some Japanese ore deposits. Econ. Geol., № 8, 1965.

ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ И НЕКОТОРЫХ ЭЛЕМЕНТОВ-ПРИМЕСЕЙ В РУДАХ МАКАНСКОГО МЕДНОКОЛЧЕДАННОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Маканское медноколчеданное месторождение расположено в западной части Макан-Гайской структурно-фациальной зоны на юге Магнитогорского мегасинклинория.

В пределах рудного поля месторождения развиты вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования баймак-бурибайской свиты: 1) диабазы, диабазовые порфириды и спилиты, мощность до 500 м; 2) пирокластически-эффузивная пачка андезито-базальтового состава, мощность около 500 м; 3) пирокластические порфириды андезито-дацитового состава с прослоями туфобрекчий и туфов того же состава; 4) эффузивы и пирокласты дацитового состава, переслаивающиеся с туфами, туфопесчаниками, кремнистыми туфами, мощность 200—300 м.

В рудном поле развиты также интрузивные и субвулканические образования среднего и основного состава.

В лежачем боку рудных тел развиты хлорит-серицит-кварцевые окварцованные породы. Висячем их боку эти породы развиты значительно меньше или вообще отсутствуют.

Нами изучались III и IV залежи Маканского месторождения. Образцы руд, рудовмещающих пород отбирались как в карьере, так в скважинах, пробуренных в пределах изученных залежей. Здесь выделяются два морфологических типа руд: сплошные и прожилково-вкрапленные. По минеральному составу отмечают:

I. Сплошные:

- а) пиритовые (серный колчедан);
- б) халькопирит-пиритовые (медный колчедан);
- в) сфалерит-халькопирит-пиритовые (медисто-цинковистый колчедан).

II. Прожилково-вкрапленные:

- а) халькопирит-пирит-кварцевые;
- б) сфалерит-халькопирит-пирит-кварцевые.

Руды III и IV залежей месторождения представлены следующими минералами:

главные (рудные) — пирит, халькопирит, сфалерит, из нерудных — кварц, кальцит;

второстепенные: блеклая руда, галенит, магнетит, мельниквит, борнит, из нерудных — ферродоломит, барит;

редковстречающиеся: гессит, алтант, креннерит, петцит, золото, самородное, серебро самородное, из нерудных — сидерит-плагиоклаз.

Вторичные минералы — ковеллин, халькозин, лимонит, гетит, гидротетит — являются второстепенными, а сульфаты меди и цинка встречаются очень редко.

На месторождении выделяются пиритовая, халькопирит-пиритовая, сфалерит-пиритовая, кварцево-сульфидная минеральные ассоциации. Во времени пиритовая ассоциация соответствует серноколчеданной, халькопирит-пиритовая и сфалерит-пиритовая — ранней полиметаллической, кварцево-сульфидная — позднеполиметаллической стадиям минерализации.

Для суждения о характере распределения золота, серебра, висмута, кобальта, мышьяка и сурьмы мы располагаем более 150 химическими анализами руд и 50 анализами мономинеральных фракций и моноконцентратов пирита, халькопирита.

Руды Маканского медноколчеданного месторождения, как и всех однотипных месторождений Южного Урала, носят комплексный характер. Помимо основных компонентов и рассеянных элементов (селен, теллур, галлий, индий, таллий и кадмий), в рудах изучаемого месторождения зафиксировано некоторое количество золота и серебра, мышьяка, сурьмы, висмута, кобальта, которые постоянно сопутствуют всем промышленным сортам руд месторождения.

Таким образом, из числа 40 с лишним химических элементов, установленных химическими и спектрографическими методами исследования, промышленный интерес представляют: главные компоненты: медь, цинк, железо, сера; рассеянные: селен, теллур, галлий, индий, таллий, кадмий; благородные: золото и серебро; сопутствующие: кобальт, висмут, мышьяк и сурьма. Остальные элементы: бериллий, скандий, фосфор, марганец, никель, олово, магний, кремний, алюминий, молибден, ванадий, титан, натрий, цирконий, кальций, калий, стронций, хром, барий — промышленного значения не имеют. Золото, серебро, висмут, кобальт, мышьяк, сурьма, представляющие определенный интерес при комплексной разработке руд, слабо изучены. В связи с этим необходимо вкратце остановиться на характере их распределения.

Золото и серебро в том или ином количестве встречаются почти во всех промышленных сортах руд. Однако максимальные их концентрации установлены в более поздних минеральных ассоциациях, слагающих медные и медно-цинковые сплошные и прожилково-вкрапленные руды. Обобщение имеющегося фактического материала показывает, что количество их возрастает по мере увеличения концентрации меди и особенно цинка. С другой стороны, устанавливается определенная связь между благородными металлами и теллуrom. Максимальным содержанием золота и серебра зачастую сопутствует повышенное количество теллура. Так, в отдельных пробах сфалерита полуколичественными спектральными анализами обнаружено содержание золота, равное 20 г/т, серебра — 100 г/т, теллура — 100 г/т. Бесспорно доказано, что повышенные концентрации этих компонентов обусловлены многочисленными микровключениями теллуридов золота, серебра. Например, в рудах Маканского месторождения М. И. Исмагиловым обнаружен петцит, а М. Г. Муталовым — креннерит. Эти минералы чаще встречаются в поздних минеральных ассоциациях в тесной ассоциации с гесситом, алтаитом, самородным золотом, галенитом, блеклой рудой, сфалеритом и халькопиритом. При этом почти все микровключения гессита сопровождаются самородным золотом. В справочнике «Минералы» (1960) имеется указание на замещение гессита самородным золотом. Однако наши детальные микроскопические исследования руд южноуральских медноколчеданных месторождений показывают, что такое замещение отсутствует. Скорее всего, гессит и самородное золото выделились одновре-

менно или они образовались за счет разложения креннерита и петцита. В то же время можно представить, что в колчеданных рудах значительная часть золота присутствует в составе электрума, который по оптическим свойствам практически не отличим от самородного золота. В этом отношении заслуживают внимания данные исследования электрума из руд Гайского месторождения (Пшеничный, 1962). Электрум имеет пластинчатые структуры распада твердых растворов. Пробирный анализ крупной золотины с этого месторождения показал содержание золота в количестве 70,6%, серебра — 29,4%. Возможно, что при определенных физико-химических условиях происходит распад электрума на составные части — золото и серебро.

Известно, что серебро, по сравнению с золотом, — более активный химический элемент и в присутствии теллура, вероятно, охотнее вступает в реакцию с последним, образуя гессит. А пассивное к химическим реакциям золото образовало микровключения в гессите.

Размеры золотинок не превышают нескольких микрон, редко достигают 15—20 микрон. В ассоциации с другими минералами самородное золото не обнаружено. Среди промышленных сортов руд самородное золото, равно как и теллуриды, не обнаружено лишь в серном колчедане, в нем содержание золота в несколько раз меньше, чем в медистых и медисто-цинковых разновидностях руд.

Для достоверного суждения о форме нахождения золота в колчеданных рудах месторождения большой интерес представляют исследования, проведенные в институте «Уралмеханобр». С целью уточнения количества свободного золота в рудах Гайского медноколчеданного месторождения этим исследователем были проведены опыты по амальгамации. При измельчении руды на 79% до минус 74 микрон амальгамацией извлекается 45,8% золота. Таким образом, экспериментально подтверждается, что около половины всего золота в рудах находится в виде собственных минералов. Это положение также доказано находкой многочисленных золотинок во всех сортах руд (кроме серноколчеданных) Гайского месторождения (Пшеничный, 1962). Надо полагать, что остальная часть золота находится в тонкодисперсном (субмикроскопическом) состоянии.

Основываясь на этих данных и находках самородного золота, можно предполагать, что главной формой нахождения золота в рудах изучаемого месторождения является самородное золото.

Серебро в рудах месторождения, вероятно, так же находится в виде своих теллуридов, в частности гессита, и изоморфной примеси в сульфидах. По данным спектрального анализа, в различных генерациях пирита его содержание колеблется в очень широких пределах — от 0,0005 до 0,005%, а в ряде проб серебро отсутствует вообще. Максимальные содержания серебра связаны со сфалеритом — от 0,005 до 0,01%. В халькопирите концентрация серебра не превышает 0,005%, а в его разновидности, выделенной из серицит-хлоритовых пород, установлено лишь 0,0005%. Устойчивыми и повышенными содержаниями серебра характеризуется медно-цинковый колчедан и особенно измененные руды из верхней части месторождения (до 0,01%).

Серебра в рудах Маканского месторождения содержится примерно в 10—15 раз больше, чем золота. Такое же соотношение, по данным Г. Н. Пшеничного, характерно и для руд медноколчеданных месторождений Гай, Сибай, Блява. По нашим данным, для руд месторождения им. XIX партсъезда отношение золота к серебру $Ag: Au = 18 — 32 : 1$ (Муталов, 1961). При этом концентрация золота и серебра в рудах месторождения увеличивается от начальных стадий минерализации к конеч-

ным. Эта же закономерность установлена для теллура в рудах Маканского месторождения (Муталов, 1970).

Приуроченность максимальных концентраций благородных металлов к наиболее важным в промышленном отношении медистым и медисто-цинковистым рудам значительно превышает комплексную ценность последних.

Висмут. По сравнению с другими медноколчеданными месторождениями Южного Урала Маканское месторождение характеризуется низкими содержаниями висмута. Для промышленных типов руд наиболее характерными являются содержания в пределах 0,002—0,004%. Повышенная концентрация висмута отмечена во вкрапленных медных колчеданах (в среднем 0,007%).

Отдельные пробы массивных медно-цинковых руд иногда имеют относительно высокие содержания этого элемента. Так, при среднем содержании в 0,002% в одной пробе этих руд висмут обнаружен в количестве 0,072%.

Главные рудообразующие минералы не выявили повышенных содержаний висмута. Самые высокие содержания показали пробы халькопирита (до 0,008%), средние — пирита (до 0,004—0,005%) и низкие — сфалерита (следы — 0,003%).

Сравнение содержаний висмута в рудах и минералах показывает, что некоторые сорта руд отличаются более высокими его содержаниями по сравнению с концентрациями этого элемента в главных рудообразующих минералах. При низком содержании или полном отсутствии висмута в сфалеритах массивные медно-цинковые руды иногда содержат его значительно больше. Можно предположить, что эта картина обусловлена наличием висмутовых минералов. Надо отметить, что в рудах колчеданных месторождений Южного Урала обнаружены лишь теллуриды висмута — теллуровисмутит (Шадлун, 1961) и тетрадимит (Муталов, Пшеничный, 1962).

Геохимия висмута в рудах колчеданных месторождений Южного Урала изучена недостаточно. Не лучше изучено поведение этого элемента в продуктах их обогащения и металлургического передела. На основе повышенного содержания висмута в халькопирите можно судить, что максимальное его количество переходит в медный концентрат. В то же время при обогащении медноколчеданных руд Среднего Урала висмут не дает заметной концентрации ни в пиритном, ни в медном, ни в цинковом концентратах. В процессе дальнейшего металлургического передела он переходит в черновую медь.

Кобальт в повышенном количестве обнаружен лишь в пиритах. При этом ранние крупнозернистые генерации пирита показали содержание в пределах от полного отсутствия до 0,04% (наиболее часто встречаемые величины концентрации 0,008—0,01%). В пиритах из медно-цинковых руд кобальт отсутствует, лишь в одной пробе этого минерала его содержание составляет 0,01%. В пиритах из медного колчедана его содержание достигает 0,008%, составляя в среднем 0,003%. В 17 проанализированных пробах халькопирита (химически, спектрально) кобальт отсутствует полностью. Из 9 проб сфалерита лишь одна показала содержание кобальта, равное 0,01% (спектрально 0,1%).

Среди промышленных сортов руд наибольший интерес представляет массивный серный колчедан (среднее содержание 0,017%). В медно-цинковых и медных колчеданах как массивных, так и прожилковых концентрации кобальта не превышают 0,001—0,003%.

Мышьяк в рудах Маканского месторождения определялся полуколичественным спектральным анализом. Почти все образцы пирита обнаружили содержание мышьяка в пределах 0,01—0,06%, редко 0,1%.

Образцы халькопирита показали полное отсутствие мышьяка, за исключением трех проб, в которых количество его составляет 0,01%. В большинстве проб сфалерита содержание мышьяка составляет 0,01%. Лишь отдельные пробы его характеризуются содержанием в 0,06%. Уместно отметить, что почти во всех пробах сфалерита мышьяк по количеству уступает сурьме, тогда как в пирите и халькопирите наблюдается явное превышение содержаний мышьяка.

Из промышленных типов руд на мышьяк были проанализированы медный и медно-цинковый колчеданы. В них содержание его не превышает 0,01%. Характерно, что интенсивно измененные руды с халькозином, ковеллином, как правило, содержат повышенное количество мышьяка (от 0,06 до 0,1%). Это говорит о том, что мышьяк в условиях гипергенеза обладает заметной миграционной способностью.

В медно-цинковых рудах изучаемого месторождения обнаружены многочисленные мелкие включения блеклой руды в тесной ассоциации с пиритом, большей частью с халькопиритом, сфалеритом. По характеру распределения мышьяка и сурьмы в минералах и рудах можно предположить о наличии в рудах месторождения, по крайней мере, двух разновидностей блеклых руд. В ранних стадиях минералообразования, когда отлагались серный и медистый колчеданы, преобладала роль мышьяка. Представляется, что в этом случае выделялись мышьяковистые блеклые руды. С более поздними минеральными ассоциациями отлагалась сурьмянистая разновидность блеклых руд. Такая же закономерность нами отмечена для руд колчеданных месторождений им. XIX партсъезда и Учалинского, а Г. Н. Пшеничным — для Гайского месторождения.

Сурьма по степени встречаемости резко уступает мышьяку. При этом в халькопиритах и пиритах, выделенных из всех промышленных типов руд, сурьма, как правило, отсутствует и в повышенных количествах зафиксирована в сфалерите (0,06—0,2%). Среди промышленных сортов руд она обнаружена лишь в медно-цинковых колчеданных и измененных рудах (обогащенных халькозином, ковеллином) в количестве 0,06—0,1%. Подмечена еще одна характерная черта сурьмы. Во всех случаях при обнаружении ее совместно с мышьяком сурьма, как правило, преобладает над последним.

Обобщая данные по распределению мышьяка и сурьмы, правда, по ограниченному числу анализов (около 50 мономинеральных фракций пирита, сфалерита, халькопирита и 15 проб руд), можно сказать, что в процессе их накопления имел место значительный перерыв. Максимальные концентрации мышьяка приурочены к начальным и средним стадиям рудообразования, а сурьмы — к конечным его этапам.

Изучение минерального и химического состава руд Маканского месторождения дает нам возможность проследить процесс минералообразования.

На месторождении рудоотложение началось образованием пиритовых скоплений, которые содержат ничтожную примесь халькопирита и сфалерита. Преобладающими компонентами гидротермальных растворов на этой стадии являются железо и сера, а из изучаемых элементов-примесей — кобальт, мышьяк.

В интервале времени между кристаллизацией минералов ранней пиритовой ассоциации и более поздних минеральных ассоциаций имели место тектонические подвижки, обусловившие дробление катаклиз пиритовых руд. Параллельно с этими подвижками, видимо, произошло приоткрытие ранее притертых трещин, по которым поступали гидротермальные растворы, отложившие главную массу серного колчедана. Это, в свою очередь, вызвало проникновение новой порции растворов, несущих основное количество меди, частично цинка, свинца, железа, в мень-

шей степени — кобальта, висмута, мышьяка, сурьмы. Таким образом происходило наложение на серноколчеданную стадию медистоколчеданной, а в отдельном случае пространственное обособление медистоколчеданных руд со всеми сопутствующими им компонентами. При кристаллизации минералов халькопирит-пиритовой ассоциации — халькопирита с подчиненным количеством пирита, сфалерита, галенита, блеклой руды — происходит качественное изменение состава рудообразующих растворов.

После образования медистоколчеданных руд, вероятно, проявились тектонические движения, выразившиеся в дроблении, в отдельных случаях в разлинзовании существующих сульфидных агрегатов. В эту стадию растворы несут основное количество цинка и максимальное содержание висмута, серебра, золота, сурьмы. В пространстве отлагаются минералы сфалерит-пиритовой ассоциации, соответствующей во времени полиметаллической стадии оруденения. Ведущим минералом здесь является сфалерит, второстепенным — пирит, халькопирит, галенит, блеклая руда, редкими — теллуриды, самородное золото.

На месторождении наблюдаются различно ориентированные прожилки кварца и кальцита, сопровождающиеся крупным кристаллическим пиритом, средне- и крупнозернистым халькопиритом, сфалеритом. Иногда прожилки сопровождаются мономинералами пирита, халькопирита или сфалерита в отдельности, резко обедненными элементами-примесями. Нам представляется, что кварцево-карбонатные прожилки с полисульфидами, а в особенности моноссульфидами, образовались в результате привноса нового рудного вещества, о чем свидетельствует различная степень концентрации элементов-примесей в прожилковых сульфидах и массивных колчеданах.

ЛИТЕРАТУРА

Вернадский В. И. Заметки о распространении химических элементов в земной коре. — «Изв. АН СССР», 1911, 5, № 3.

Муталов М. Г. О теллуридах в некоторых медноколчеданных месторождениях Южного Урала. — «Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Урала», вып. 2, 1960.

Муталов М. Г. Селен и теллур в рудах медноколчеданного месторождения на Южном Урале. — «Вопросы геохронологии и геохимии Южного Урала и восточной части Русской платформы». Тр. ГГИ БФАН СССР, 1961.

«Минералы». Справочник, т. 1. М., Изд. АН СССР, 1960.

Муталов М. Г., Пшеничный Г. Н. Минералогия теллура в колчеданных месторождениях Южного Урала. — «Геолого-минералогические особенности меднорудных месторождений Южного Урала». — Тр. ГГИ БФАН СССР, 1962.

Муталов М. Г. Поведение рассеянных элементов в рудах Маканского медноколчеданного месторождения. — «Вопросы геологии восточной окраины Русской платформы и Южного Урала», вып. 10. Уфа, Изд. БФАН СССР, 1970.

Пшеничный Г. Н. О минералогической форме золота и его ассоциациях в сульфидных рудах Гайского медноколчеданного месторождения. — «Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Урала», вып. 3. М., Госгеолтехиздат, 1962.

Синдеева Н. Д. Минералогия, типы месторождений и основные черты геохимии селена, теллура. М., Изд. АН СССР, 1959.

Ферсман А. Е. Геохимия, т. 1—4. М., Геохимиздат, 1939.

Шадлун Т. Н. Теллуровисмутит из колчеданной руды Учалинского месторождения (Южный Урал). — Зап. Всес. мин. об-ва, ч. 90, вып. 3, 1961.

К ГЕОХИМИИ И МИНЕРАЛОГИИ РАССЕЯННЫХ ЭЛЕМЕНТОВ БАЙМАКСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗОЛОТА НА ЮЖНОМ УРАЛЕ

По содержанию редких и рассеянных элементов и благородных металлов золото-полиметаллические месторождения Баймакского рудного района представляют весьма интересную группу. В них содержится тот же валовый комплекс химических элементов, который характерен для месторождений колчеданного типа: медь, цинк, свинец, золото, серебро, селен, теллур, кадмий, галлий, таллий, индий, висмут, молибден, мышьяк. Среди рассматриваемых элементов селен, кадмий, галлий, таллий, индий находятся в виде изоморфной примеси в основных рудообразующих минералах, а теллур, висмут в рудах встречаются также и в виде собственных минералов.

Настоящая статья составлена с использованием результатов химических анализов рядовых и групповых проб Майского месторождения, выполненных Баймакской ГРЭ; химического и спектрального анализов проб руд месторождения Бакр-Тау, проведенных Тематической партией треста Уралзолото, а также результатов лабораторных испытаний на обогатимость руд Майского месторождения, проведенных Т. А. Алексиной.

Кадмий по физическим и кристаллохимическим свойствам наибольшее сходство проявляет с цинком и индием. Поэтому главным концентратом кадмия в рудах гидротермальных месторождений является сфалерит. Результаты анализов руд и главных рудообразующих минералов месторождений Майского и Бакр-Тау показывают, что содержания кадмия и цинка находятся в линейной корреляционной связи. Содержание кадмия в сфалерите из руд Майского месторождения колеблется в пределах 0,07—0,28%, среднее содержание кадмия в сфалерите, вычисленное по результатам анализов 65 проб, составляет около 0,22%. В сфалеритах Бакртауского месторождения содержание кадмия, рассчитанное по анализам гораздо меньшего количества проб, равно 0,345%. В целом среднее содержание кадмия в сфалеритах из Майского месторождения несколько ниже его среднего содержания в сфалеритах уральских колчеданных месторождений — 0,31%, а также для колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая — 0,25% (Иванов, 1964).

Для характеристики связи между содержаниями кадмия и цинка в рудах Майского месторождения был вычислен коэффициент корреляции «г», равный 0,96. При его надежности, равной 7, 8, ошибка коэффициента корреляции составляет 0,12. Все эти данные характеризуют высокую степень линейной зависимости между содержаниями цинка и кадмия.

Содержания рассеянных элементов в главных рудообразующих минералах Майского золото-полиметаллического месторождения в %

Таблица 1

Названия минералов	№ проб	Cu	Pb	Zn	Ag	Tl	Ga	Se	Ge	Cd
Сфалерит	450	—	—	—	н. о.	0,0018	сл.	0,0016	н. о.	0,004
	1	0,49	—	47,14	0,005	—	0,0036	0,0005	н. о.	0,18
	2	4,04	3,65	47,32	0,0008	0,0028	0,0036	—	—	0,141
	3	1,18	0,13	50,00	0,0002	0,0005	0,0083	0,0008	0,0028	0,07*
Халькопирит	474	36,65	—	0,74	0,0012	0,0001	0,0003	0,0002	н. о.	0,004*
	295	32,2	0,05	0,11	0,0027	сл.	н. о.	0,0008	0,0007	сл.
	471	36,0	—	0,26	0,0013	0,0001	0,0003	0,0002	н. о.	0,005
	475	36,11	0,40	н. о.	0,0008	0,00015	0,002	—	—	—
	79	—	—	—	0,0013	—	0,00015	—	—	0,003
	83	—	—	—	0,0015	0,0004	сл.	0,0001	0,0021	0,006
	2	23,17	1,29	3,69	0,001	0,0008	0,0003	сл.	0,0047	0,005*
Пирит	78	0,45	0,02	0,19	0,0001	0,00025	н. о.	0,0021	сл.	н. о.
	501	0,06	0,01	0,03	0,0001	0,00015	н. о.	—	—	0,003
	471	6,36	—	0,9	0,00035	0,0012	0,00015	0,0017	н. о.	0,008
	79	0,76	—	1,27	0,00035	0,0008	н. о.	0,0014	н. о.	0,007
	450	0,26	—	0,77	н. о.	0,0018	сл.	0,0016	н. о.	0,004
	83	—	—	—	н. о.	0,0048	н. о.	—	—	0,002
Барит	373	0,02	0,09	—	сл.	0,0003	н. о.	н. о.	н. о.	0,003

Примечание. 1. Пробы 1, 2, 3 представляют концентраты, полученные путем обогащения: 1—сплошных медно-цинковых, 2—вкрапленных цинковых и 3—вкрапленных медно-цинковых золотосодержащих руд; остальные—мономинеральные фракции, изготовленные из точечных проб.

2. Прочерк означает, что проба на данный элемент не анализировалась.

* Результаты, полученные методом спектрального анализа.

В халькопирите, пирите и барите содержание кадмия приблизительно одинаково — в пределах тысячной доли процента (табл. 1).

Г а л л и й. Среднее содержание галлия в рудах Майского месторождения составляет десятитысячные доли %; в сплошных рудах Бакртауского месторождения — в два раза больше (максимальное — 0,0167). Во вкрапленных рудах этого месторождения галлий практически отсутствует.

Наиболее богатыми галлием являются руды с высоким содержанием сфалерита. Анализируя результаты опробования руд Майского месторождения на редкие и рассеянные элементы, можно заключить, что содержание галлия в сфалеритовых рудах, являясь в целом высоким, не находится в прямой зависимости от содержания цинка. В пиритовых и халькопирит-пиритовых рудах галлий содержится в чрезвычайно малых количествах. Лишь богатые хлоритом и серицитом прожилково-вкрапленные руды имеют повышенное содержание галлия (0,001—0,003).

Среди главных рудообразующих минералов наиболее обогащенным галлием является сфалерит. В нем содержание галлия составляет 0,0036—0,0083%. В халькопирите содержание галлия на один порядок меньше, а в пирите и барите этот элемент практически отсутствует.

Все эти факты можно объяснить тем, что распространение и форма нахождения галлия в рудах находится в прямой зависимости от кристаллохимических свойств этого элемента. Известно, что по этим свойствам галлий близок к цинку, алюминию и железу. Поэтому в минералах-носителях галлий изоморфно замещает алюминий, цинк и железо, причем изоморфизм галлия с этими элементами имеет различный характер в разных видах соединений (Вершковская, 1957, 1960, 1964). По данным О. В. Вершковской, колчеданные и колчеданно-полиметаллические месторождения характеризуются повсеместным и довольно равномерным содержанием галлия в сфалерите. Как правило, в других сульфидах этих месторождений галлий отсутствует. По данным А. А. Гармаша, на Золотушинском колчеданно-полиметаллическом месторождении галлий, кроме сфалерита, содержится также и в хлорите. А. А. Гармаш установил, что в случае одновременного образования хлорита и сфалерита галлий оказывает первому явное предпочтение, в случае же раздельной кристаллизации названных минералов содержания галлия в них примерно равны, но максимальные содержания приурочены к сфалериту.

По содержанию галлия в минералах баймакские золото-полиметаллические месторождения имеют сходные черты с алтайскими полиметаллическими.

И н д и й в рудах описываемых месторождений присутствует в чрезвычайно малых количествах. В целом по Майскому месторождению среднее содержание индия составляет 0,0002%. Содержание индия в главных рудообразующих минералах также невелико. Например, в халькопирите оно составляет 0,0012%. В сплошных рудах Бакртауского месторождения содержание индия составляет тысячную долю процента.

По важнейшим геохимическим свойствам индий ближе всего стоит к олову, кадмию, затем к железу, галлию, таллию и несколько дальше — по отношению к цинку, меди и свинцу. Поэтому к наиболее богатым индием месторождениям относятся многие гидротермальные касситеритосиликато-сульфидные сфалеритсодержащие месторождения. Медноколчеданные, колчеданно-полиметаллические и другие гидротермальные месторождения, обедненные оловом, относятся к месторождениям с низкими содержаниями индия (Иванов, Лазунов, 1960). Лучшим концентратом индия в медноколчеданных месторождениях является халькопирит, среднее содержание индия в котором составляет 0,0018%. Минералы колчеданно-полиметаллических руд содержат обычно более низкие и

невыдержанные количества индия. По содержанию и распределению индия в минералах Майское месторождение близко к колчеданному типу, Бакрtausкое характеризуется высокими содержаниями индия лишь в отдельных минеральных типах руд.

Т а л л и й. Распределение этого элемента между отдельными минералами и минеральными типами руд Майского и Бакрtausкого месторождений неравномерное. Майское месторождение отличается от Бакрtausкого несколько большим содержанием таллия. В баритовых, сфалерит-баритовых рудах содержание таллия выше, чем в других минеральных типах, и достигает 0,0065%. Между тем в сфалерите и халькопирите содержание таллия значительно ниже, чем в отдельных минеральных типах руд Майского месторождения, и только отдельные пробы пирита обогащены таллием (0,0048%). Сплошные руды Бакрtausкого месторождения характеризуются еще более низкими содержаниями таллия. Из этого следует, что основная часть таллия связана с нерудными минералами. По содержанию таллия Майское золото-полиметаллическое месторождение несколько отличается от типичных колчеданных. В рудах последних, по данным В. В. Иванова, содержание таллия обычно не превышает десятитысячных долей процента. Содержание таллия в сериците в количестве 0,001—0,002% и хлорите — 0,0002—0,002%, по В. В. Иванову, считается повышенным. По заключению этого исследователя, высокие концентрации таллия характерны для низкотемпературных месторождений, залегающих в самых различных вмещающих породах. Поведение таллия также зависит от степени и характера метаморфизма руд. Наиболее сильно метаморфизованные месторождения при прочих равных условиях обеднены таллием. По-видимому, этим и объясняется факт концентрации таллия в колломорфных рудах.

С е л е н. По химическим и кристаллическим свойствам селен особенно близок к сере, что, в сущности, и определяет его поведение в процессах минералообразования. Месторождения медноколчеданного типа, как правило, характеризуются высокими содержаниями селена (Синдеева, 1959). Для Майского золото-полиметаллического месторождения установлено низкое содержание этого элемента. Среди главных рудообразующих минералов месторождения наиболее высокое содержание селена отмечается лишь в пирите (0,0014—0,0021%). В остальных минералах Майского месторождения содержание селена не превышает десятитысячных долей процента.

По содержанию селена руды Бакрtausкого месторождения близки к колчеданному типу. Данных о количестве селена в главных сульфидных минералах этого месторождения у нас не имеется. Однако материалы о распределении этого элемента по минеральным типам руд свидетельствуют об относительно высоком содержании селена по сравнению с Майским месторождением. Наиболее высокими содержаниями селена характеризуются сфалерит-халькопирит-пиритовые руды (до 0,0044%). Халькопирит-сфалеритовые руды более бедны селеном. Халькопирит-галенит-сфалеритовый тип руд охарактеризован лишь одной пробой, в которой содержание селена сравнительно высокое и составляет 0,0041%.

Из сравнения данных по содержанию селена очевидно, что Майское и Бакрtausкое месторождения отличаются от месторождений колчеданного и колчеданно-полиметаллического (алтайского) типов (Синдеева, 1959, 1964) низкими содержаниями селена.

Т е л л у р в рудах Майского и Бакрtausкого месторождений имеет чрезвычайно неравномерное распределение. Среди руд Майского месторождения наиболее бедны теллуrom баритовый, сфалерит-баритовый типы. В них содержание теллура не превышает 0,0005%. В халькопирит-пиритовых и борнитсодержащих рудах количество теллура составляет тысяча-

ные доли процента. Максимальная концентрация его отмечается в сфалеритовых рудах. В последних содержание теллура варьирует от 0,004 до 0,013%. В целом по Майскому месторождению содержание этого элемента составляет 0,0017%. Из табл. 1 видно, что концентраты сфалерита, халькопирита, пирита и барита очень бедны теллуrom и лишь в отдельных пробах содержание его достигает 0,0047%. От типичных колчеданных месторождений Майское месторождение отличается низкими содержаниями теллура. Месторождения колчеданного типа, по мнению Н. Д. Синдеевой, являются наиболее богатыми как с точки зрения общих запасов, так и высоких концентраций теллура в рудах. В частности, Н. Д. Синдеева (1964) указывает, что в колчеданном типе месторождений намечается парагенетическая связь теллура с золотом: чем выше в рудах колчеданной формации содержание золота, тем выше в них и содержание теллура. На Майском месторождении такая связь отсутствует — при относительно высоком содержании золота руды бедны теллуrom. По концентрации теллура в рудах колчеданному типу близко месторождение Бакр-Тау. Обладая относительно высокими содержаниями теллура, руды Бакртауского месторождения, так же как и Майского, характеризуются резкими колебаниями его содержания. Так, например, в одних пробах халькопирит-сфалеритовых руд теллур отсутствует, в других содержание его достигает 0,0137%. Такое же весьма неравномерное распределение теллура наблюдается в сфалерит-халькопирит-пиритовых рудах, в которых содержание его изменяется от 0,0006 до 0,0135%. При этом содержание теллура в рудах изменяется независимо от содержания основных компонентов — меди, цинка и свинца. Наиболее богатыми теллуrom являются халькопирит-галенит-сфалеритовые руды. Одна проба этих руд содержит теллур в количестве 0,0468%.

Резкое различие содержания теллура в мономинеральных концентратах и валовых пробах, а также резкие колебания содержания среди проб одного и того же минерального типа руд обусловлены, видимо, тем, что теллур в рудах образует собственные минералы — гессит, теллуrowисмутиты. Минералы теллура были встречены нами в основном в рудах Бакртауского месторождения. Гессит обнаружен в рудах, богатых галенитом и сфалеритом, теллуrowисмутиты — в местах концентрации халькопирита. Богатые теллуrom руды пирит-халькопиритового состава характеризуются также высокими содержаниями висмута.

Молибден в рудах и околорудных измененных породах месторождений Бакр-Тау и Майского постоянно присутствует в количестве от десятитысячных до десятых долей процента. Распределение его по типам руд неравномерное. Наиболее богаты молибденом сплошные руды халькопирит-галенит-сфалеритового состава и прожилково-вкрапленные руды, пространственно связанные со вторичными кварцитами. В этих же рудах Бакртауского месторождения под микроскопом были обнаружены собственные минералы молибдена — молибденит и иордизит. В образце халькопирит-галенит-сфалеритовых руд с включениями иордизита спектральным методом определено самое высокое содержание молибдена (0,2%). В прожилково-вкрапленных рудах постоянно присутствуют неравномерно рассеянные пластинчатые кристаллики молибденита. Химическими анализами во вкрапленных рудах Бакртауского месторождения устанавливается 0,028% молибдена. В сплошных рудах его в несколько раз меньше (0,0078%). Особенно низкие содержания молибдена характерны для халькопирит-сфалеритовых и сфалерит-халькопирит-пиритовых руд. В рудах Майского месторождения молибден присутствует в несколько меньших количествах. Среднее содержание молибдена по Майскому месторождению составляет 0,01%. В распределении молибдена по типам руд этого месторождения определенной закономерности нет.

По сравнению с типичными колчеданными месторождениями баймакские золото-полиметаллические месторождения характеризуются относительно высокими содержаниями молибдена. Во вторичных кварцитах месторождения Куль-Юрт-Тау, по данным В. А. Прокина и других (1963), молибденит образует маломощные прожилки, наблюдаемые макроскопически.

В рудах южноуральских колчеданных месторождений молибден либо отсутствует, либо содержится в небольших количествах. Так, по данным Г. Н. Пшеничного (1958), в рудах Гайского месторождения молибдена очень мало, содержание его колеблется от тысячных до сотых долей процента.

Висмут в рудах описываемых месторождений распределен неравномерно. Майское месторождение характеризуется очень низкими содержаниями висмута. Высокие содержания, достигающие тысячных долей процента, отмечаются лишь в сплошных сульфидных рудах, богатых халькопиритом. В рудах Бакртауского месторождения висмута несколько больше. Наиболее богатыми висмутом являются сфалерит-халькопирит-пиритовые руды, в меньшей степени — халькопирит-сфалеритовые. В них содержание висмута достигает 0,03%. В остальных типах руд висмут присутствует в количестве десятитысячных, редко тысячных долей процента.

Висмутовые минералы были встречены нами в рудах Бакртауского месторождения. Они представлены теллуrowисмутовыми соединениями, приуроченными к местам скопления халькопирита в рудах сфалерит-халькопирит-пиритового состава.

Руды южноуральских колчеданных месторождений (Сибай, Гай, Учалы) содержат висмут в несколько меньших количествах, чем руды Бакр-Тау. Количество висмута в промышленных сортах руд Сибайского, Учалинского и других южноуральских месторождений составляет тысячные доли процента.

Из приведенного краткого обзора можно заключить, что для баймакских золото-полиметаллических месторождений и колчеданных месторождений характерна одна и та же ассоциация рассеянных элементов. Баймакские месторождения отличаются от колчеданных месторождений лишь значениями содержаний рассеянных элементов в минералах и типах руд. Так, существенной примесью золотосодержащих руд являются серебро, молибден и висмут. В то же время типичные для колчеданных руд селен, теллур, таллий и кадмий в рудах золото-полиметаллических месторождений присутствуют в незначительных количествах. Из двух описываемых месторождений Майское характеризуется отчетливо более низкими содержаниями рассеянных элементов. По содержанию этих элементов Бакртауское месторождение ближе, чем Майское, к колчеданному типу.

Наряду с высокой концентрацией цинка, бария, свинца, золота и серебра, отмеченные особенности являются отличительными чертами золото-полиметаллических месторождений Баймакского рудного района по сравнению с колчеданными месторождениями Южного Урала.

• ЛИТЕРАТУРА

Вершковская О. В. Генетические типы месторождений галлия и их промышленное значение. — «Разведка и охрана недр», 1957, № 10.

Вершковская О. В., Краснова В. С., Салтыкова В. С., Первухина А. Е. Галлий. Методы исследований, распространение в горных породах и минералах, типы месторождений. М., Изд. АН СССР, 1960.

Вершковская О. В. Галлий. — «Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов», т. 1. М., «Наука», 1964.

Иванов В. В., Лизунов Н. В. О некоторых особенностях распространения индия в эндогенных месторождениях. — «Геохимия», 1960, № 1.

Иванов В. В. Индий. — «Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов», т. 1. М., «Наука», 1964.

Прокин В. А., Рудаков В. М., Солодкий Н. Н. Метасоматические породы колчеданных месторождений Южного Урала. — «Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала». Тр. Первого Урал. петрогр. совещ., т. 2. Свердловск, 1963.

Пшеничный Г. Н. К геохимии некоторых редких и рассеянных элементов в рудах Гайского медноколчеданного месторождения на Южном Урале. — Информ. бюллетень ЮУГУ и НТО Горное № 2, 1958.

Синдеева Н. Д. Минералогия, типы месторождений и основные черты геохимии селена и теллура. М., Изд. АН СССР, 1959.

Синдеева Н. Д. Селен. — «Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов», т. 1. М., «Наука», 1964.

Синдеева Н. Д. Теллур. — «Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов», т. 1. М., «Наука», 1964.

СЕЛЕН И ТЕЛЛУР В РУДАХ И МИНЕРАЛАХ ОКТЯБРЬСКОГО МЕДНОКОЛЧЕДАННОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ НА ЮЖНОМ УРАЛЕ

Октябрьское месторождение относится к числу характерных представителей колчеданной формации на Южном Урале. Оно входит в состав Маканского рудного поля и расположено в западной части Бурибай-Гайской структурно-фациальной зоны на юге Магнитогорского мегасинклинория.

Рудовмещающими являются гидротермально-измененные преимущественно пирокластические вулканогенные породы андезитовой и частично дацитовой толщ. Известные рудные тела и залежи располагаются на значительных глубинах, не имеют выхода на дневную поверхность или под рыхлые отложения и часто экранируются мощными пластовыми телами дацитовых порфиритов (преимущественно субвулканического происхождения) или маломощным, но довольно плотным горизонтом тонкозернистых слоистых туфов или кремнистых туффилов.

Оруденение представлено четырьмя рудными залежами, расположенными на различных уровнях единого стратиграфического разреза, которые сложены сплошными и частично прожилково-вкрапленными рудами, сопровождаемыми в лежащем боку рудных тел и по их падению ореолом рассеянной сульфидной минерализации. Главными рудообразующими сульфидами являются пирит, халькопирит, сфалерит, в отдельных участках гипогенный борнит. Часто встречаются блеклая руда и местами галенит. Из теллуридов установлены гессит и алтант. Однако их находки даже в участках с высокими концентрациями теллура являются очень редкими по сравнению с другими колчеданными месторождениями Южного Урала (Гай, им. XIX партсъезда). Собственных минералов селена в рудах не установлено, несмотря на большой объем тщательно проведенных микроскопических исследований.

Для выяснения основных закономерностей распределения селена и теллура в различных минеральных типах руд и главных рудообразующих сульфидах использован 201 химический анализ валовых проб на селен и теллур, в том числе 130 анализов для различных минеральных типов сплошных и прожилково-вкрапленных руд и 71 анализ для ореола рассеянной пиритовой вкрапленности, примыкающего к рудным телам со стороны лежащего и частично висящего боков, а также 24 химических анализа мономинеральных фракций различных сульфидов.

Являясь обычными спутниками сульфидных руд месторождений колчеданной формации, селен и теллур постоянно обнаруживаются в рудах и минералах Октябрьского месторождения. В табл. I показано распределение этих элементов в различных минеральных типах среди

Распределение селена и теллура в минеральных типах руд Октябрьского месторождения по данным химических анализов групповых проб

Минеральные типы руд	Колич. анализ	Частота встречаемости		Содержание в %						Se: Te среднее
		Se	Te	селен			теллур			
				мин.	макс.	среднее	мин.	макс.	среднее	
С п л о ш н ы е р у д ы										
Пиритовые	7	7	5	0,0040	0,0051	0,0045	следы	0,0014	0,0007	6,4:1
Халькопирит-пиритовые	15	15	15	0,0021	0,0090	0,0043	0,0004	0,0037	0,0011	3,9:1
Халькопирит-сфалерит-пиритовые	10	10	10	0,0008	0,0070	0,0037	0,0004	0,0258	0,0039	1,2:1
В целом по сплошным рудам . .	32	32	30	0,0008	0,0090	0,0045	следы	0,0258	0,0028	1,6:1
П р о ж и л к о в о - в к р а п л е н н ы е р у д ы										
Пиритовые	25	25	22	0,0004	0,0100	0,0020	0,0003	0,0014	0,0006	3,3:1
Халькопирит-пиритовые	44	44	30	0,0003	0,0042	0,0016	0,0003	0,0066	0,0005	3,2:1
Халькопирит-сфалерит-пиритовые	18	18	14	0,0003	0,0058	0,0030	0,0002	0,0100	0,0020	1,5:1
Сфалерит-пиритовые	11	10	10	0,0004	0,0030	0,0010	0,0004	0,0042	0,0012	1:1,2
Зоны пиритовой минерализации . .	71	67	59	0,0003	0,0021	0,0006	0,0003	0,0017	0,0005	1,2:1
В целом по вкрапленным рудам .	169	161	135	0,0003	0,0100	0,0014	0,0002	0,0100	0,0007	2:1
Итого по месторождению	201	193	165	0,0003	0,01000	0,0027	0,0002	0,0258	0,0018	1,5:1

Примечание. 1. В графе минимальное содержание взято наименьшее значащее число.

Содержание «следы» не принималось во внимание, за исключением сплошных пиритовых руд.

2. В зону рассеянной сульфидной минерализации отнесена вкрапленность сульфидов с содержанием серы от 5 до 15%.

сплошных и прожилково-вкрапленных руд, а также в ореоле рассеянной сульфидной минерализации.

Из табл. 1 следует, что средние содержания селена в различных минеральных типах руд колеблются от 0,0006 до 0,0047% и теллура — от 0,0005 до 0,0039%. По отдельным рядовым пробам диапазон колебаний значительно увеличивается и соответственно составляет для селена от 0,0003 до 0,0100%, а для теллура от 0,0003 до 0,0258%. Минимальные содержания селена и теллура (соответственно 0,0006 и 0,0005%) установлены в зонах рассеянной сульфидной минерализации, что является хотя и косвенным, но все-таки убедительным доказательством связи этих элементов именно с сульфидами. Средние содержания селена и теллура по месторождению в целом равны соответственно 0,0027 и 0,0018%. Приведенные данные показывают, что содержания селена и теллура в рудах Октябрьского месторождения не выходят далеко за рамки обычных содержаний для колчеданных месторождений Урала, хотя и характеризуются несколько пониженными их значениями.

Средние содержания селена в различных минеральных типах сплошных руд остаются на одном уровне, в то время как средние содержания теллура колеблются в больших пределах — от 0,0007% в пиритовых рудах до 0,0039% в халькопирит-сфалерит-пиритовых рудах.

Несомненный интерес представляет изменение количественных отношений Se : Te в различных минеральных типах сплошных и прожилково-вкрапленных руд (см. табл. 1). Характерной особенностью месторождения, отличающей его от большинства колчеданных месторождений Южного Урала, является постоянное преобладание селена над теллуrom до 6,4 раза в сплошных пиритовых рудах. И только лишь в малораспространенных сфалерит-пиритовых прожилково-вкрапленных рудах наблюдается незначительное преобладание теллура над селеном (Se : Te = 1 : 1,2). Общая направленность изменения отношений Se : Te в различных минеральных типах сплошных и прожилково-вкрапленных руд является одной и той же. Так, при переходе от пиритовых руд к более богатым халькопиритом, сфалеритом и частично другими минералами (борнит, блеклая руда, галенит) халькопирит-пиритовым и халькопирит-сфалерит-пиритовым рудам наблюдается значительное изменение отношений Se : Te в пользу последнего: в сплошных рудах — от 6,4 : 1 до 1,2 : 1 и в прожилково-вкрапленных — от 3,3 : 1 до 1 : 1,2.

Отмеченные изменения отношений Se : Te связаны с одновременным, но неравномерным, а часто даже и различно направленным изменением концентраций обоих элементов в различных минеральных типах руд. В сплошных рудах, состоящих на 85—95% из сульфидов, количество теллура существенно возрастает по мере обогащения их халькопиритом и сфалеритом, а содержание селена частично снижается или остается на одном уровне. Если при этом учесть, что в рудах несколько снижается содержание серы от пиритовых руд до руд, значительно обогащенных халькопиритом и сфалеритом, то особенно отчетливо проявляется различный характер поведения селена и теллура в ходе рудообразующего процесса от его начальных до завершающих стадий, что автором уже отмечалось для других колчеданных месторождений Южного Урала (Пшеничный, 1961).

Поскольку селен и теллур являются близкими аналогами серы, можно допустить, что на Октябрьском месторождении эти элементы полностью или почти полностью накапливаются в сульфидах. Отсюда представляют интерес геохимические особенности этих элементов при гидротермально-метасоматических процессах колчеданного рудообразования на Октябрьском месторождении.

По данным В. М. Гольдшмидта и Л. В. Штрока (1938), весовые отношения S : Se : Te для земной коры равняются 290000 : 50 : 1. С учетом кларков этих элементов по последним данным (Виноградов, 1962) для смеси, состоящей из двух частей кислых и одной части основных пород (смесь, по составу близкая к рудовмещающим породам Октябрьского месторождения), отношение S : Se : Te может быть представлено как 370 000 : 50 : 1. Так как селен и теллур являются геохимическими аналогами и постоянными спутниками серы, то их концентрации в сульфидах и обуславливаются этой близостью. Отсюда средние (кларковые) содержания селена и теллура в пирите соответственно должны быть равны 0,007215 и 0,000144%. Таким образом, средние содержания селена в исследуемых рудах в 1,5—7 раз ниже его кларка для пирита, а теллура — от 3,5 до 27 раз выше его кларковых концентраций в пирите. Следовательно, при процессах колчеданного рудообразования в промышленных рудах наблюдается существенная концентрация одного теллура, а селен полностью рассеивается по сравнению с его кларком для пирита.

Распределение селена и теллура в различных сульфидах Октябрьского месторождения показано в табл. 2. Из таблицы следует, что основными носителями селена являются пирит, сфалерит и, вероятно, борнит. Однако последнее требует еще дополнительных исследований, так как для борнита изучено только 2 фракции. Главным концентратом теллура является халькопирит, частично пирит, и в особенности его более поздние генерации. Характерны средние значения отношений Se : Te в различных сульфидах. Так, в пиритах, сфалеритах и борнитах селен преобладает над теллуrom в 1,2—2,4 раза, а в галените и в халькопиритах наблюдается резкое преобладание теллура над селеном (в 1,5—5,6 раза).

Таблица 2

Распределение селена и теллура в мономинеральных фракциях сульфидов Октябрьского месторождения

Минералы	Колич. анализов	Селен					Теллур					Se:Te среднее
		частота встреч	содержание в %			частота встреч	содержание в %					
			от	до	средн.		от	до	средн.			
Пирит	12	12	0,0024	0,0096	0,0045	11	0,0006	0,0156	0,0037	1,2:1		
Халькопирит . .	6	4	0,0004	0,0300	0,0034	6	0,0055	0,0200	0,0191	1:5,6		
Сфалерит	3	3	0,0020	0,0066	0,0045	3	0,0018	0,0030	0,0023	2,0:1		
Борнит	2	2	0,0021	0,0024	0,0057	2	0,0024	0,0024	0,0024	2,4:1		
Галенит	1	1	0,0008	0,0008	0,0008	1	0,0012	0,0012	0,0012	1:1,5		

Представляет интерес распределение селена и теллура по продуктам обогащения технологической пробы сплошной халькопирит-сфалерит-пиритовой руды (табл. 3). Если сравнить данные, приведенные в таблицах 1 и 2, с данными табл. 3, то обнаруживается одна и та же общая тенденция поведения селена и теллура в аналогичных продуктах (минералах) и типах руд или близких им по составу концентратах. В очень близких пределах выдерживаются и средние содержания селена и теллура и в особенности отношения Se : Te.

Непонятным является пока довольно высокое содержание теллура в хвостах (0,0027%). Объяснить это только лишь связью (изоморфной

Распределение селена и теллура по продуктам обогащения технологической пробы сплошной колчеданной руды

Продукты обогащения	Содержание в %						Отношение Se: Te
	Cu	Zn	Pb	S	Se	Te	
Исходная руда	6,46	3,84	0,12	38,96	0,0052	0,0037	1,4 : 1
Медный концентрат . . .	19,45	2,32	0,20	38,99	0,0012	0,0069	1 : 5,7
Цинковый концентрат . .	1,48	48,39	0,22	35,39	0,0058	0,0025 (0,0003)	2,3 : 1
Пиритный концентрат . .	0,48	0,63	0,02	48,87	0,0054 (0,0003)	сл.	18 : 1
Хвосты	0,34	0,34	0,4	9,68	сл.	0,0027	1 : 9

примесью) теллура с сульфидами не представляется возможным, так как общее содержание сульфидов в хвостах едва достигает 20% (в том числе примерно по 1% халькопирита и сфалерита), а содержание теллура в хвостах (0,0027%) очень близко к его содержанию в исходной сплошной халькопирит-сфалерит-пиритовой руде (0,0037%). Остается предположить наличие несульфидных минералов, являющихся носителями теллура, или существенного количества теллуридов, которые при процессах обогащения попадают в основном в хвосты.

Вопросы форм нахождения в рудах Октябрьского месторождения селена и теллура специально не разрабатывались. Однако имеющиеся материалы позволяют сделать следующие предположения. В рудах Октябрьского месторождения теллуриды встречаются значительно реже по сравнению с другими колчеданными месторождениями Южного Урала (им. XIX партсъезда, Узельга, Гай), хотя средние содержания теллура в них остаются довольно близкими. Объяснить подобное явление одними лишь геохимическими особенностями теллура не представляется возможным. Не исключено, что количество видимых в рудах теллуридов при современных увеличениях поляризационных микроскопов и их размеры находятся в определенной зависимости от степени метаморфизма руд. Для подтверждения этого предположения необходимо проведение экспериментальных исследований и их проверка на природных объектах. Теллур, несомненно, присутствует в виде изоморфной примеси в различных сульфидах и в виде собственных минералов. Количественные соотношения между этими формами нахождения теллура не выяснены.

Что касается форм нахождения селена, то изложенный выше материал, а также многочисленные материалы, в том числе и опубликованные работы, по другим колчеданным месторождениям Южного Урала дают основание предполагать, что он в рудах присутствует полностью в качестве изоморфной примеси в различных сульфидах.

Косвенным подтверждением этого является полное отсутствие селенидов даже в участках руд, сильно обогащенных селеном, тогда как теллуриды в подобных ситуациях обнаруживаются почти в каждом полированном шлифе. Очень близкое сходство ионных радиусов селена и серы и других их кристаллохимических свойств является необходимым и реальным условием для изоморфного вхождения селена в решетки сульфидов. Доказательством этого являются экспериментальные работы И. В. Ирли (Earley, 1950), который показал существование широкого изоморфизма селена и серы на примере клаусталлита (PbSe) и галенита (PbS).

ВЫВОДЫ

1. Селен и теллур присутствуют во всех минеральных типах руд и главных рудообразующих сульфидах.

2. Особенностью месторождения является постоянное преобладание в рудах селена над теллуrom. Среди сульфидов отношения Se : Te в пользу селена характерны для пирита, сфалерита и борнита. В халькопирите и галените наблюдается существенное преобладание теллура над селеном.

3. Геохимическое поведение селена и теллура при формировании колчеданных руд различно. От начальных стадий рудообразования к заключительным отношения Se : Te последовательно изменяются в пользу теллура с явным преобладанием его содержаний над концентрациями селена в наиболее поздних сульфидах.

4. Главными носителями селена являются пирит, сфалерит и частично борнит. Основные же концентрации теллура связаны с халькопиритом, галенитом и частично пиритом, в особенности с его наиболее поздними генерациями.

5. Основными формами нахождения теллура в рудах являются его изоморфные примеси в различных сульфидах и теллуриды. Количественные соотношения между этими формами нахождения не выяснены. Селен в рудах присутствует, вероятно, только в качестве изоморфной примеси в сульфидах.

ЛИТЕРАТУРА

Виноградов А. П. Средние содержания отдельных химических элементов в главных типах пород. — «Геохимия», 1962, № 7.

Гольдшмидт В. М., Штрок Л. В. К геохимии селена. II. — «Гольдшмидт В. М. Сборник статей по геохимии редких элементов». М. — Л., ГОНТИ, 1938.

Пшеничный Г. Н. О формах нахождения и особенностях распространения теллура в сульфидных рудах. — «Геохимия», 1961, № 8.

Earley I. W. Description and synthesis of the selenide minerals. — Amer. Mineralogist, 1950, 35, N 5—6.

КАЛИЕВЫЙ МЕТАСОМАТОЗ И РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В ГИПОГЕННЫХ ОРЕОЛАХ КОЛЧЕДАНЫХ И ЗОЛОТО-КОЛЧЕДААННО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

В процессе исследования ореолов Октябрьского, Гайского, Озерного колчеданных месторождений и золото-колчеданно-полиметаллического Майского месторождения на Южном Урале установлена зависимость содержания ряда химических элементов в ореоле и его пиритной составляющей от величины отношения содержания калия к содержанию натрия в породе.

Месторождения расположены в пределах Магнитогорского мегасинклиория. Сульфидные рудные тела сопровождаются пиритной вкрапленностью и кварц-серицитовыми, а также кварц-серицит-хлоритовыми породами, где отношения калия к натрию колеблются от 3 до 30. На Октябрьском, Гайском и Майском месторождениях гидротермально-измененные породы залегают преимущественно со стороны лежащего бока рудных тел, а на Озерном месторождении — как со стороны лежащего, так и со стороны висящего бока. Положение гидротермально-измененных пород относительно рудного тела определяет тип гипогенного геохимического ореола, характеризующийся как закрытый на Октябрьском, Гайском и Майском месторождениях и открытый — на Озерном. Месторождения заключены в вулканогенно-осадочных породах верхнесилурийского и среднедевонского возраста.

Промышленное оруденение на Октябрьском месторождении локализуется в верхнесилурийских породах баймак-бурибайской свиты. Оно приурочено к верхам андезитовой толщи, подвергшейся интенсивному гидротермальному изменению. Надрудными являются породы дацитовой толщи, представленные лавами дацитовых порфиритов и их туфами. Они затронуты гидротермальными изменениями, охватывающими, главным образом, туфовые разности. Подрудная толща сложена преимущественно андезито-базальтовыми породами. По степени гидротермальной проработки она занимает промежуточное положение между наиболее измененной рудовмещающей и наименее измененной надрудной толщами. Рудные тела имеют линзообразную и пластообразную форму. Верхняя граница их ровная с пологим близгоризонтальным залеганием, нижняя — зубчатая. Геохимические исследования гипогенного ореола Октябрьского месторождения проводились по керну скважин (разрезы 1-1,59, 63).

Геологическое строение Гайского месторождения освещено в ряде работ В. И. Скрипия, М. Б. Бородаевской и других исследователей, однако у них нет единого мнения по вопросам возраста оруденения и вме-

щающих пород, а также истории формирования месторождения. Выделяются три толщи: нижняя — существенно андезито-дацитового и дацитового состава, средняя, состоящая из эффузивно-пирокластических образований дацитового ряда, и верхняя, сложенная лавами и пирокластами базальтового состава. Эффузивно-туфовые толщи пересечены сериями субвулканических тел кислого и основного состава. В пределах месторождения выделяется ряд разрывных нарушений. Гипогенный ореол Гайского месторождения изучался по разрезу 106, пересекающему третью и четвертую рудные залежи.

Геология Майского месторождения исследовалась Д. П. Зарвошским, М. И. Исмагиловым, И. Б. Серавкиным и др. Промышленное оруденение приурочено к баймак-бурибайской свите и перекрывается слоистыми туфогенно-осадочными породами ирендыкской свиты. Рудовмещающие андезито-дацитовые породы подстилаются основными эффузивами баймак-бурибайской свиты. В геологическом строении месторождения существенное место занимают субвулканические кварцевые порфириды, прорывающие баймак-бурибайскую и нижнюю часть ирендыкской свиты. Гипогенный ореол Майского месторождения изучался на опорном разрезе IV-IV.

Озерное месторождение залегает в породах улутауской свиты среднего девона. Оруденение расположено на глубине 200 м в зоне расщепления туфов и туфобрекчий, кварцевых альбитофиров и дацитовых порфиритов. Верхняя часть разреза представлена андезитовыми порфиритами, их туфами и туфобрекчиями. Рудное тело сопровождается со стороны висячего и лежащего бока серицитолитами с вкрапленностью пирита. Верхняя и центральная часть рудного тела сложена существенно пиритовыми рудами, обогащенными сфалеритом, а нижняя — существенно пирротиновыми рудами, обогащенными халькопиритом.

Для изучения гипогенных ореолов от керн скважин отбирались валовые (рядовые) пробы, литохимические и для выделения пиритных концентратов. Анализ геохимических проб проводился в Центральной лаборатории БТГУ. Валовые пробы анализировались на 29 элементов спектрально полуколичественно на приборе ИСП-28 с применением просыпки. В пиритных концентратах определялись содержания меди, цинка, свинца, серебра, мышьяка и бария путем приближенно-количественного спектрального анализа на спектрографе ИСП-28 в дуге переменного тока и ряд других элементов (никель, кобальт и др.) — полуколичественно. Данные о содержании калия и натрия получены на пламенном фотометре с чувствительностью 0,01—0,2%. Анализ на фтор проводился фотокolorиметрическим методом (чувствительность — 0,01%).

Связь между величиной калий-натриевого отношения и содержанием микроэлементов в гипогенном ореоле, а также в его пиритной составляющей выявлялась графически. Пробы пород из гипогенных ореолов отдельных месторождений ранжировались по величине отношения содержания калия к содержанию натрия и подразделялись на группы по равным интервалам логарифмической шкалы (0,01—0,03; 0,03—0,1; 0,1—0,3; 0,3—1; 1—3; 3—10; 10—30; более 30). Величина отношения содержания калия к содержанию натрия колеблется в гипогенных ореолах колчеданных месторождений Южного Урала от 0,01 до 50. В каждой группе проб вычислялось среднее содержание отдельных элементов в породах и пиритах, отобранных из этих же пород. В прямоугольной системе координат по оси абсцисс наносились через равные расстояния точки, соответствующие группам проб, объединенных определенным интервалом величины калий-натриевого отношения. Величина отношения растет по этой оси слева направо. По оси ординат откладывались в логарифмическом масштабе средние содержания эле-

ментов в каждой группе проб. В том случае, когда чувствительность анализа не обеспечивала обнаружения элемента в большинстве анализируемых проб, вычислялась встречаемость значащих цифр содержаний (% проб), которая откладывалась по оси ординат в арифметическом масштабе. В каждой из групп определялся процент проб с визуально наблюдаемым пиритом. Приведенные на рис. 1 и 2 графики позволяют выявить тенденцию изменения в ореоле содержаний ряда элементов, встречаемости проб с визуально наблюдаемым пиритом в зависимости от величины отношения содержания калия к содержанию натрия в породах.

Из рис. 1 следует, что в закрытых гипогенных ореолах Октябрьского, Гайского и Майского месторождений величина калий-натриевого отношения находится в прямой связи с встречаемостью пиритизированных пород. Наименее измененные породы, в которых содержание натрия в 10—30 раз превышает содержание калия, характеризуются самым низким процентом встречаемости проб с визуально наблюдаемым пиритом (3—20% проб). При величине отношения содержания калия к содержанию натрия, равной 10 и более, встречаемость пиритизированных пород достигает 60% проб в ореоле Гайского месторождения и 95—100% проб в ореолах Октябрьского и Майского месторождений.

Увеличение калий-натриевого отношения в закрытых ореолах сопровождается уменьшением общей щелочности пород. Сумма содержаний калия и натрия падает по мере роста величины их отношения от 4 до 2,5% в ореольных породах Октябрьского и Майского месторождений и от 3 до 2% в ореоле Гайского месторождения.

Графики средних содержаний калия и натрия свидетельствуют о некоторых особенностях отдельных зон, а возможно, и стадий процесса калиевого метасоматоза. В начальной стадии, фиксируемой по уменьшению содержания натрия и увеличению содержания калия до величины отношения между ними, близкой к единице, происходит интенсивный привнос калия при слабым выносе натрия (линия калия на графике имеет больший наклон, чем линия натрия). При последующем преобразовании, от равного содержания в породах калия и натрия до значительного преобладания калия над натрием, натрий выносится более интенсивно, чем привносится калий (линия натрия становится более крутой, а линия калия выполаживается). В ореолах, формировавшихся в закрытых структурах в зонах наиболее интенсивного метасоматоза, происходило уменьшение суммы щелочных металлов при увеличении отношения калия к натрию за счет возрастающей интенсивности выноса натрия при более или менее стабильном содержании в породах калия.

В закрытых ореолах наблюдается возрастание содержаний и встречаемости главных элементов колчеданного комплекса: меди, цинка, свинца, мышьяка, серебра, бария и молибдена с ростом величины калий-натриевого отношения. Исключением является поведение бария в ореоле Гайского месторождения.

Противоположная тенденция обнаруживается в поведении йода, ванадия и марганца. Содержания этих элементов в ореоле уменьшаются с возрастанием отношения содержания калия к содержанию натрия. Эта закономерность наиболее четко проявляется в ореолах Октябрьского и Гайского месторождений. Общая направленность процесса заключается в отгонке гидротермальными растворами, действовавшими на породы йода, ванадия и марганца и образовании этими элементами наиболее удаленных зон закрытых гипогенных ореолов. В ореоле Майского месторождения максимальные содержания марганца приурочены к породам с приблизительно равными содержаниями калия и натрия. Такая закономерность, вероятно, является следствием наложения марганца на

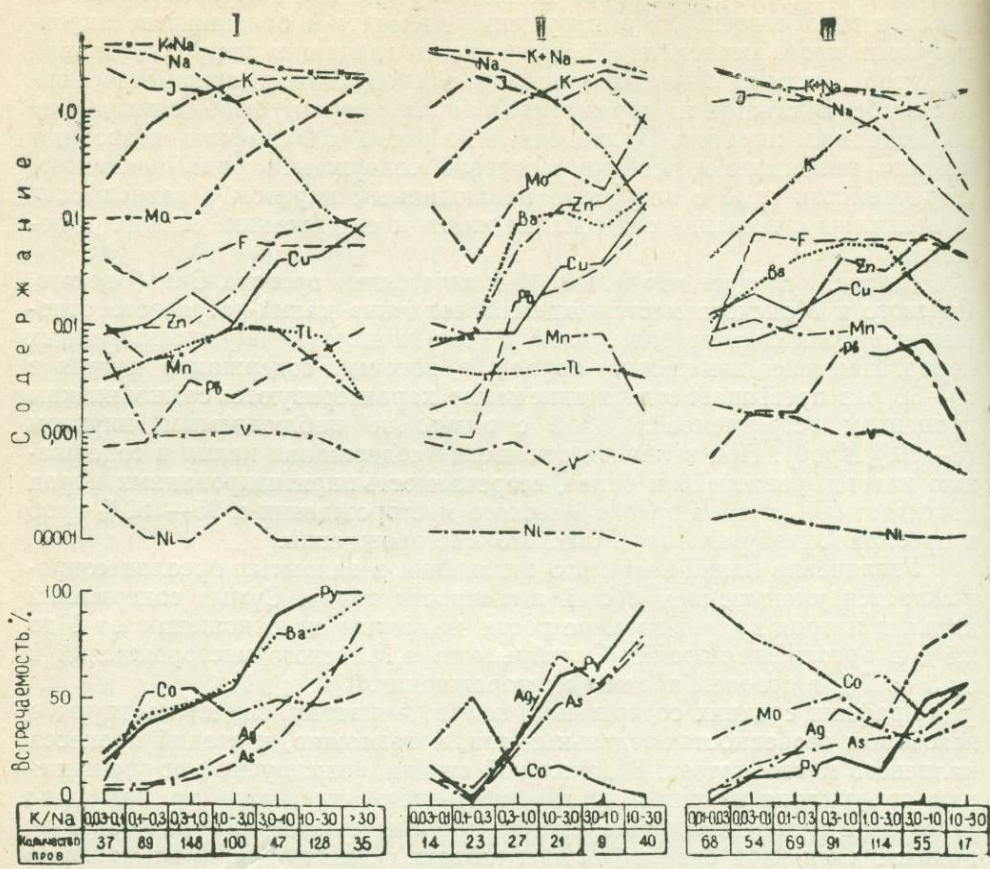


Рис. 1. Зависимость содержаний и встречаемости химических элементов, процента проб с визуальными наблюдениями пиритом от величины калий-натриевого отношения в закрытых гипогенных ореолах (по валовым пробам). Месторождения: I — Октябрьское, II — Майское, III — Гайское; содержание K, Na: $K+Na$, Cu, Zn, Pb, Ba $\cdot 10^0\%$; F, Ni, Mn, Ti, V в $\cdot 10^{-1}\%$; Mo в $\cdot 10^{-3}\%$; J — в $\cdot 10^{-5}\%$.

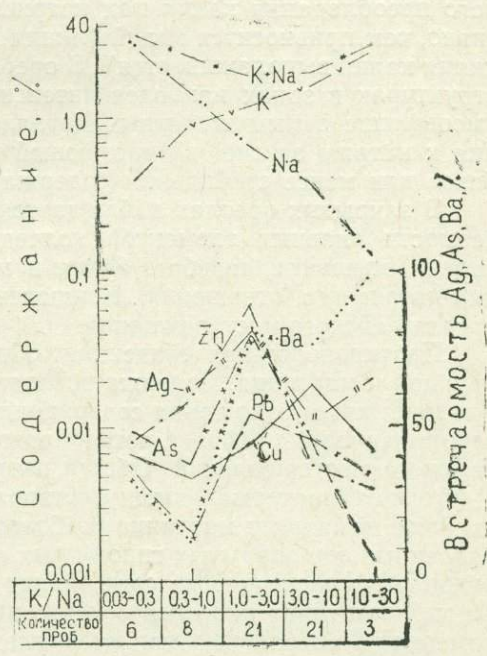


Рис. 2. Зависимость содержаний и встречаемости химических элементов от величины калий-натриевого отношения в открытом гипогенном ореоле Озерного месторождения (по валовым пробам).

породы, подвергшиеся гидротермальной переработке в более раннюю стадию.

Распределение содержаний никеля, кобальта и титана в гипогенных ореолах Октябрьского, Гайского и Майского месторождений не зависит от соотношения калия и натрия в породах. На Озерном месторождении оно не изучалось.

Интересное соотношение с содержаниями калия и натрия наблюдается в распределении фтора. В измененных породах, независимо от степени их гидротермальной проработки, содержание фтора повышено и более или менее стабильно: 0,7% — в ореоле Гайского и 0,6% — в ореоле Октябрьского месторождения. Вероятно, калиевый метасоматоз сопровождается привнесом фтора, проявляющего инертность по отношению к конкретным распределениям в измененных породах содержаний калия и натрия.

Общей особенностью закрытых ореолов является приуроченность максимальных содержаний элементов колчеданного комплекса к наиболее измененным породам. Зоны, обогащенные этими элементами, расположены со стороны лежачего бока рудного тела или на уровне рудного тела. В надрудной части ореолов располагаются зоны высоких содержаний йода, натрия (более 2,5%), реже марганца и ванадия.

Ореол Гайского месторождения отличается более низкими содержаниями калия и натрия и меньшей величиной встречаемости пиритизированных проб по сравнению с ореолами Октябрьского и Майского месторождений.

Открытый ореол Озерного месторождения существенно отличается от закрытых ореолов по характеру зависимости содержаний элементов колчеданного комплекса от величины калий-натриевого отношения. В нем не наблюдается уменьшения суммы породообразующих щелочных металлов с возрастанием калий-натриевого отношения. Графики средних содержаний калия и натрия не имеют пологих участков, наблюдающихся на графиках этих элементов в закрытых ореолах, а наклонены равномерно (см. рис. 2). Вероятно, в процессе калиевого метасоматоза происходило равномерное замещение натрия калием, в то время как для закрытого ореола при наиболее интенсивном метасоматозе имело место удаление натрия при сохранении неизменным ранее достигнутого уровня содержания калия. В открытых ореолах своеобразна также связь элементов колчеданного комплекса с величиной калий-натриевого отношения. Максимальные содержания и встречаемость большинства элементов этого комплекса характерны для пород с величиной калий-натриевого отношения 1—3, располагающихся обычно в надрудных частях открытых ореолов. Наблюдаемая зависимость отражает установленную для открытых ореолов асимметрию распределения по вертикали содержаний элементов, при которой надрудные зоны ореола характеризуются максимальными содержаниями большинства элементов колчеданного комплекса.

Изучение элементов-примесей в пиритах позволило констатировать, что их распределение в пиритной составляющей ореолов отличается от распределения в ореоле, установленного по валовым пробам. Если в закрытых ореолах процент проб с пиритом и содержания рудных элементов в породах находятся в близкой к прямой зависимости от интенсивности калиевого метасоматоза, то изменение содержаний элементов-примесей в пиритах не проявляет той же тенденции. На рис. 3 приводятся для закрытых ореолов Октябрьского и Гайского месторождений и открытого ореола Озерного месторождения содержания элементов в пиритах в связи с изменением калий-натриевого отношения в породах, из которых отобран пирит. Во всех изучаемых ореолах, независимо от их

типов (открытый, закрытый), наблюдается приуроченность пиритов с максимальными содержаниями большинства элементов к породам, в которых отношение калия к натрию не превышает трех. Породы из ореолов с отношением калия к натрию 0,3—3 чаще всего включают пириты с наиболее высокими содержаниями серебра, свинца, меди, цинка. Почти неизменные породы, величина отношения калия к натрию в которых не превышает 0,3, вмещают пириты, преимущественно обогащенные багрием, мышьяком, марганцем, титаном, никелем и кобальтом.

Рассмотренное взаимоотношение содержаний элементов-примесей в пиритах с интенсивностью калиевого метасоматоза, действовавшего на породы, указывает на то, что максимально измененные породы вмещают наиболее чистый от примесей ореольный пирит. Вероятно, выпадение из растворов пирита происходило в условиях формирования серицитолитов при постепенном изменении температуры и давления, обеспечивающих кристаллизацию из недосыщенных растворов и образование пирита с минимальным количеством примесей. При кристаллизации же из пересыщенных растворов в условиях более резкого перепада температуры и давления в краевых частях гидротермального потока выпадающие пириты интенсивно захватывали другие элементы. Как следствие этого процесса, в надрудных частях ореолов наблюдаются зоны слабо измененных пород, пириты в которых обогащены элементами-примесями по сравнению с пиритами из надрудных серицитизированных пород.

Исследование зависимости содержаний химических элементов в гипогенных ореолах от величины калий-натриевого отношения позволяет сделать следующие выводы:

1. В закрытых гипогенных ореолах колчеданных месторождений рост величины отношения содержания калия к содержанию натрия (от 0,01 до 30 и более) сопровождается увеличением встречаемости проб с визуально наблюдаемым пиритом и, по данным анализа валовых проб, ростом содержаний рудных элементов при уменьшении содержаний йода, ванадия, марганца и суммы содержаний калия и натрия. Никель, кобальт и титан не обнаруживают заметной связи с калием, натрием и общей интенсивностью околорудного метасоматоза.

Элементы, проявляющие прямую зависимость от величины отношения содержания калия к содержанию натрия, образуют в закрытом ореоле зоны максимальных содержаний на уровне рудных тел и в его подрудной части, а элементы, которые находятся в обратной связи с величиной этого отношения, концентрируются преимущественно в надрудной части ореола.

2. В открытом ореоле при том же диапазоне колебаний величины калий-натриевого отношения те же, что и в закрытых ореолах, максимальные содержания большинства элементов колчеданного комплекса, по данным анализа валовых проб, приурочены к породам надрудным и на уровне рудного тела, характеризующимся величиной калий-натриевого отношения 1—3.

3. В открытых и закрытых гипогенных ореолах колчеданных месторождений наблюдается одинаковый характер связи между содержанием элементов-примесей в пиритах и величиной отношения содержания калия к содержанию натрия в породах, вмещающих пирит. Гидротермально-измененные подрудные породы, содержание калия в которых в три и более раз превышает содержание натрия, включают наиболее чистый от примесей ореольный пирит. Пирит в надрудных и боковых, менее измененных, породах характеризуется повышенным содержанием элементов-примесей.

4. Установленная тесная прямая зависимость содержаний рудных элементов в закрытых гипогенных ореолах от соотношения между содержаниями калия и натрия свидетельствует о существовании этапа оруденения, близко одновременного с калиевым метасоматозом, который на месторождениях Октябрьское, Майское и Гайское имел первостепенное значение в образовании геохимических ореолов.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОСЛЕРУДНЫХ ДАЕК КАК ПОИСКОВЫЙ КРИТЕРИЙ НА СЛЕПЫЕ РУДНЫЕ ТЕЛА КОЛЧЕДАННОГО ТИПА (НА ПРИМЕРЕ СИБАЙСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ, ЮЖНЫЙ УРАЛ)

С целью выяснения возможности использования послерудных даек в качестве одного из критериев для поисков «слепых» рудных тел колчеданного типа были изучены геохимические особенности даек габбро-диабазов в карьере Нового Сибая на значительном протяжении по их простиранью и восстанию. Мысль об использовании магматического рассеяния как критерия для поисков «слепых» рудных тел была высказана К. В. Радугиным (1958). В основу такого предположения было положено следующее: если магматический расплав внедряется по крутым трещинам и при этом соприкасается на глубине с рудными телами или минерализованными зонами, то он неизбежно ассимилирует полезные компоненты руд и выносит их выше на значительные расстояния от рудных тел. При этом в надрудных частях магматических тел должны обнаруживаться повышенные содержания рудообразующих элементов по сравнению с их подрудными частями.

В литературе известна попытка использования дайковых пород в качестве критерия для поисков рудных жил на Эльбрусском полиметаллическом месторождении (Джейн Чоудхари Нарэндра Кумар, 1970). Однако при этом изучены были только до рудные дайки с использованием их петрохимических характеристик (главные породообразующие элементы). Химические элементы руд и сопутствующие элементы-примеси не учитывались.

Выбор объекта исследований обусловлен тем, что Сибайское медно-колчеданное месторождение является наиболее благоприятным на Южном Урале объектом для решения различных вопросов дайковой проблемы на колчеданных месторождениях. На месторождении известно большое количество даек, объединяемых в 6 разновозрастных дайковых серий (Пшеничный, Шигарев, 1969), которые в настоящее время в значительной степени изучены, и в основном выяснены их возрастные взаимоотношения с колчеданным оруденением (Бородаевская, Перижняк, 1961; Пшеничный, Шигарев, Кулагина, 1971).

Дайки габбро-диабазов являются наиболее молодыми магматическими образованиями, их послерудный возраст убедительно доказан (Пшеничный, Кулагина, 1968), они широко распространены также за пределами месторождения в Сибайском рудном районе и относятся к худолазовскому интрузивно-дайковому комплексу, возраст которого, по

данным П. Ф. Сопко, Д. Н. Салихова и Г. А. Морозова (1966), датируется концом нижнекаменноугольного времени.

Значительный разрыв во времени между колчеданным рудообразованием и внедрением даек габбро-диабазов, а также отсутствие в пределах Сибайского рудного поля послеколчеданных эпох сульфидной минерализации полностью исключают наложение на дайки после их становления какого-либо оруденения или эндогенного ореола.

Геохимические особенности даек габбро-диабазов были изучены в пределах карьера Нового Сибая, где они пересекают сплошные сульфидные руды II-й рудной линзы, средняя мощность которой в месте пересечения ее дайками составляет 20—35 м. Пересекаемые дайками руды имеют халькопирит-сфалерит-пиритовый состав со средним содержанием меди около 0,7—1,1%, цинка — около 3,5%.

Со стороны лежащего и частично висячего боков рудная линза сопровождается ореолом рассеянной сульфидной минерализации, максимальная мощность которого лишь в отдельных участках достигает 8—10 м.

Геохимическое изучение даек по их простирацию проведено на расстоянии до 700 м и по восстанию около 180 м. На прослеженном расстоянии в дайках проведено точечное опробование и по 200 пробам выполнен полный полуколичественный спектральный анализ. Расстояние между отдельными пробами колебалось от десятков сантиметров до десятков метров и определялось конкретной геологической обстановкой, в которой находились дайки габбро-диабазов. Пробы отбирались в основном из центральных частей даек, средняя мощность которых составляет около 1,0 м. Кроме того, в ряде мест было проведено поперечное опробование даек по их мощности с густотой отбора проб до нескольких сантиметров друг от друга.

В зависимости от положения даек по отношению к рудному телу все пробы разделены на шесть групп:

I группа — пробы из даек, залегающих ниже рудного тела на расстоянии от 10 до 200 м от его лежащего бока.

II группа — пробы из даек, пересекающих гидротермально-измененные породы с рассеянной вкрапленностью пирита в лежащем боку рудного тела на расстоянии до 10 м от контакта с последним.

III группа — пробы из даек, находящихся в пределах рудного тела.

IV группа — пробы из даек в висячем боку рудного тела на расстоянии до 10 м от его контакта, где во вмещающих породах наблюдается рассеянная вкрапленность сульфидов.

V группа — пробы, взятые из даек, пересекающих породы кислого состава выше рудного тела на расстоянии от 10 до 200 м от висячего бока рудного тела.

VI группа — пробы из даек на расстоянии от 200 до 400 м от висячего бока рудного тела, пересекающих вулканические брекчии основного состава.

Схема расположения проб по отношению к рудному телу в плане и разрезе приведена на рис. 1.

Выделение II и IV групп проб в дайках объясняется развитием в непосредственной близости к рудному телу со стороны висячего и лежащего бока метасоматически измененных пород с сульфидной минерализацией.

Исследованные дайки из подрудной части разреза почти полностью лежат в пределах эндогенного геохимического ореола, поэтому здесь также не исключена некоторая (хотя и очень незначительная) ассимиляция дайками элементов типоморфного комплекса из вмещающих пород, что более детально будет рассмотрено ниже при сравнении содер-

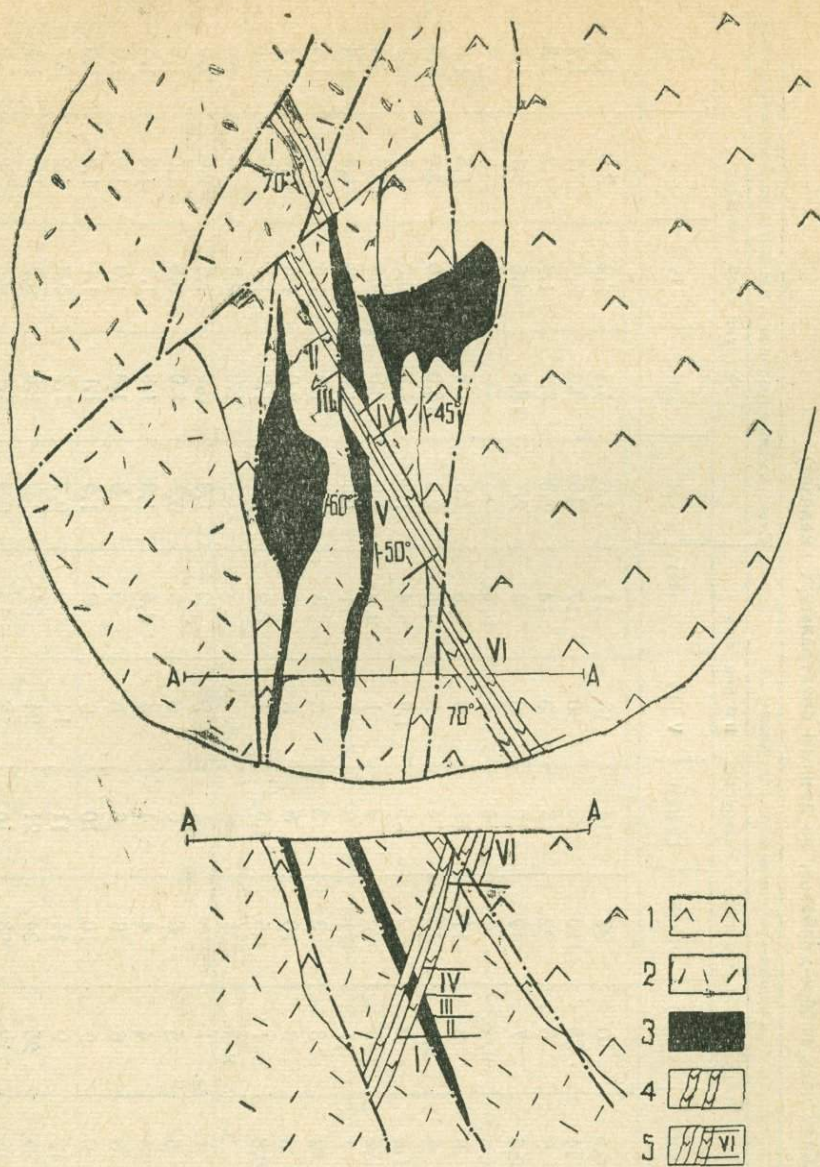


Рис. 1. Схематический план и разрез Сибайского медноколчеданного месторождения с расположением проб из даек габбро-диабазов по группам относительно рудного тела. 1 — эффузивы основного состава, 2 — кислые эффузивы и субвулканы, 3 — руда, 4 — дайки габбро-диабазов, 5 — границы интервалов опробования и номера выделенных групп проб.

жаний химических элементов в дайках габбро-диабазов и во вмещающих породах основного состава.

Для каждой из выделенных групп проб подсчитаны средние арифметические содержания 23 химических элементов. Количество проб в каждой группе колеблется от 20 до 51. Результаты вычислений приведены в табл. 1. Как следует из таблицы, для подавляющего большинства химических элементов наблюдается отчетливое закономерное изменение концентраций от одной группы проб к другой. При этом минимальные содержания элементов устанавливаются в пробах I группы и максимальные их концентрации наблюдаются в пробах III группы, т. е. на участке

Распределение химических элементов в различных группах проб
(зонах даек габбро-диабазов, по данным спектральных анализов)

Хим. элементы	Содерж. в %	Среднее арифметическое содержание						Степень концентрации хим. элементов по сравнению с зоной I				
		№ групп проб (зон даек) и количество в них анализов						№ групп проб (зон даек)				
		I (30)	II (32)	III (25)	IV (20)	V (51)	VI (41)	II	III	IV	V	VI
Cu	$п \cdot 10^{-3}$	6,5	10	27	14	13	11	1,5	4,2	2,2	2,0	1,7
Zn	$п \cdot 10^{-3}$	14	25	113	36	30	17	18	9,3	2,6	2,1	1,2
As	$п \cdot 10^{-3}$	6	8	22	8	8	14	1,3	3,7	1,3	1,3	2,3
Pb	$п \cdot 10^{-4}$	2,6	7	49	12	8	4	2,7	18,8	4,6	3,1	1,5
Cd	$п \cdot 10^{-4}$	н. о.	н. о.	8	4	4	н. о.	—	—	—	—	—
Sc	$п \cdot 10^{-4}$	6	8	11	11	9	6	1,3	1,8	1,8	1,5	1,0
Ag	$п \cdot 10^{-5}$	1	2,5	10	4	3	1,5	2,5	10,0	4,0	3,0	1,5
Mo	$п \cdot 10^{-5}$	1,5	2	2	1,5	1,6	4	1,3	1,3	0,0	1,1	2,7
Ba	$п \cdot 10^{-2}$	0,5	2	3	2	1	н. о.	4,0	6,0	4,0	2,0	—
Ni	$п \cdot 10^{-3}$	7	11	11	9	10	11	1,6	1,6	1,3	1,4	1,6
Co	$п \cdot 10^{-3}$	2	3	3	3	3	3	1,5	1,5	1,5	1,5	1,5
Sr	$п \cdot 10^{-3}$	5	6	10	8	8	6	1,2	2,0	1,6	1,6	1,2
Ge	$п \cdot 10^{-4}$	0,8	1	1,5	1,5	1	0,9	1,3	1,9	1,9	1,3	1,1
Tl	$п \cdot 10^{-4}$	н. о.	н. о.	1	2	н. о.	н. о.	—	1,0	2,0	—	—
Sn	$п \cdot 10^{-4}$	1	1	8	1	2	2	1,0	8,0	1,0	2,0	2,0
Ti	$п \cdot 10^{-1}$	6	5	6	5	6	6	0,8	1,0	0,8	1,0	1,0
P	$п \cdot 10^{-2}$	3	4	4	4	4	4,5	1,3	1,3	1,3	1,3	1,5
Mn	$п \cdot 10^{-3}$	6	6	8	6	6	6	1,0	1,3	1,0	1,0	1,0
V	$п \cdot 10^{-3}$	9	9	10	10	9	9	1,0	1,1	1,1	1,0	1,0
Zr	$п \cdot 10^{-3}$	12	9	14	11	14	9	0,7	1,2	0,9	1,2	0,7
Cr	$п \cdot 10^{-3}$	24	25	24	21	24	34	1,0	1,0	0,9	1,0	1,4
Ga	$п \cdot 10^{-4}$	13	12	23	10	12	13	0,9	1,7	0,8	0,9	1,0

Содержание
в %

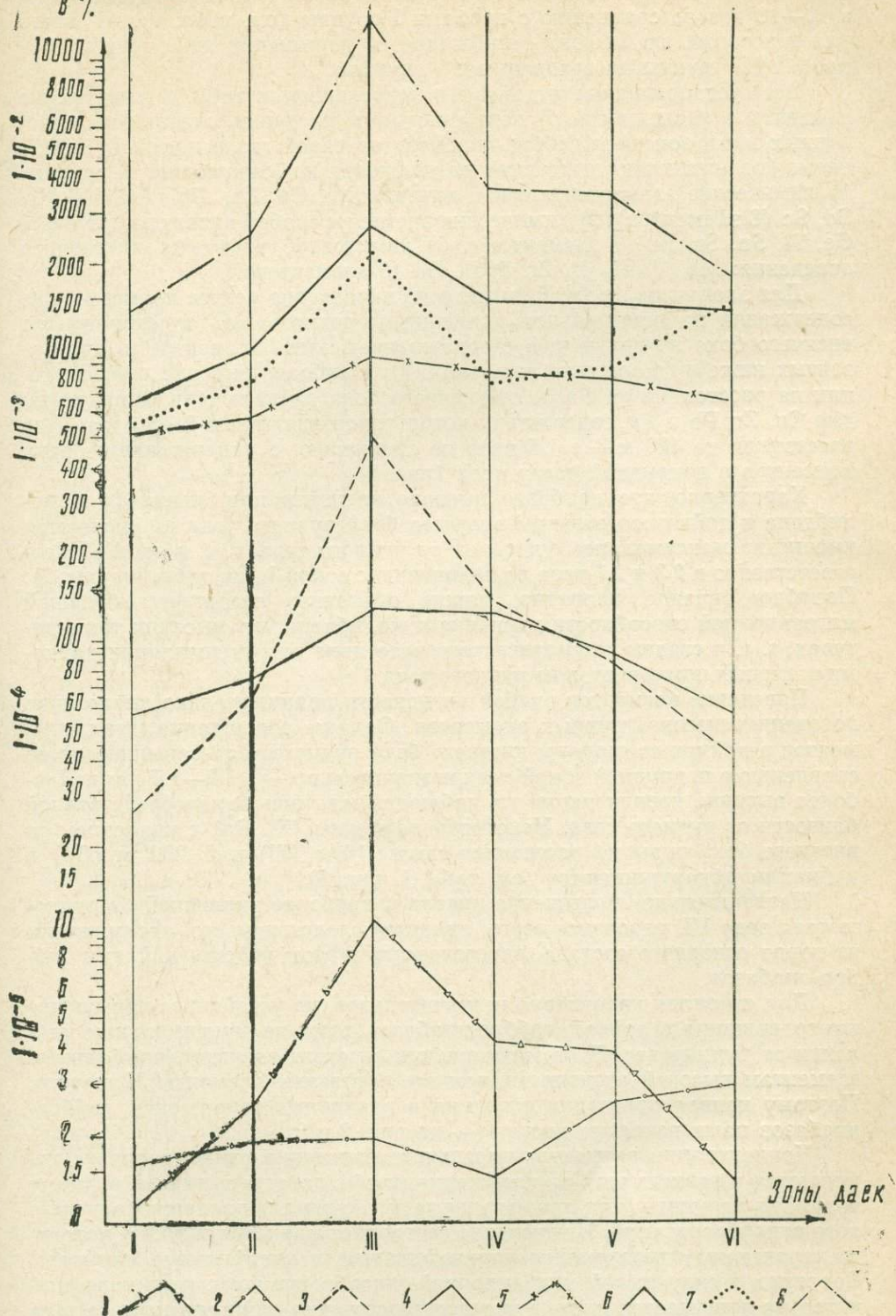


Рис. 2. Графики изменения даек содержаний химических элементов I группы по различным зонам (группам проб) даек габбро-диабазов. 1 — серебро, 2 — молибден, 3 — свинец, 4 — скандий, 5 — стронций, 6 — медь, 7 — мышьяк, 8 — цинк.

пересечения дайками рудного тела. Здесь концентрации химических элементов в дайках повышаются за счет их ассимиляции из рудного тела в 10—18 раз по сравнению с пробами I группы (см. табл. 1). И лишь для некоторых элементов не наблюдается повышения их содержаний в пробах III группы по сравнению с I группой.

Все установленные в дайках и приведенные в табл. 1 химические элементы в зависимости от поведения их в пределах отдельных выделенных нами зон даек габбро-диабазов по своей геохимической активности (подвижности) отчетливо разделяются на следующие 3 группы: 1) химические элементы высокой активности: Cu, Zn, Pb, Ag, As, Mo, Cd, Sc (8 элементов); 2) химические элементы слабой активности: Ni, Co, Ge, Tl, Sn, Sr, Ba (7 элементов); 3) химические элементы пассивного поведения: Mn, V, Ti, Cr, Zr, P, B, Ga (8 элементов).

Для элементов высокой активности характерно резкое повышение их содержаний на значительном удалении от рудного тела со стороны его всячего бока по сравнению с содержанием этих элементов в пробах, взятых ниже рудного тела (см. табл. 1). Наиболее высокие концентрации на расстоянии до 200 м от всячего бока рудного тела характерны для Cu, Zn Pb и Ag, содержания которых повышаются в 2—3 раза, а на расстоянии до 400 м — в 1,5 раза по сравнению с содержаниями этих элементов в подрудной части даек (рис. 2).

Характерно, что наиболее высокие концентрации мышьяка и молибдена в дайках со стороны всячего бока рудного тела наблюдаются именно на максимальном удалении от рудного тела, т. е. в зоне VI (соответственно в 2,3 и 2,7 раза по сравнению с зоной I, см. табл. 1 и рис. 2). Подобное явление, вероятно, можно объяснить следствием большой миграционной способности мышьяка и молибдена при высоких температурах, т. е. в стадию магматического рассеяния при ассимиляции дайками полезных компонентов из рудного тела.

Поведение элементов слабой активности принципиально аналогично поведению высокоактивных элементов. Однако содержания этих элементов в дайках со стороны всячего бока рудного тела повышаются по сравнению с подрудной зоной даек незначительно — в 1,2—1,5 раза. Наиболее высокие концентрации их наблюдаются лишь в непосредственной близости от рудного тела. Некоторые элементы (Tl, Ba) с удалением от всячего бока руды на расстояние свыше 10 м (Tl) или 200 м (Ba) в дайках не обнаруживаются (см. табл. 1, рис. 3).

Незначительное повышение никеля в наиболее удаленной от рудного тела зоне VI, вероятнее всего, является следствием его ассимиляции из пород основного состава, пересекаемых в этом участке дайками габбро-диабазов.

Для стронция характерно незначительное, но устойчивое повышение его содержания в дайках габбро-диабазов даже на максимальном удалении от рудных тел. В этом отношении он стоит значительно ближе к элементам высокой активности, чем все остальные элементы II группы. Поэтому кривая поведения стронция в различных зонах даек габбро-диабазов нами показана дважды — на рис. 2 и 3.

Концентрации элементов пассивного поведения существенно не изменяются в зависимости от положения пробы по отношению к рудному телу. Эти элементы, как правило, не характерны для процесса колчеданного рудообразования. Исключение составляет лишь галлий, для которого характерны одновременно халькофильные и литофильные свойства. Вероятно, в силу малой миграционной способности его содержание значительно повышается лишь в участке пересечения дайками рудного тела (рис. 4). Резкое повышение в наиболее удаленной от рудного тела зоне хрома по сравнению с подрудной и остальными зонами (в 1,4 раза) так-

Содержание
в %

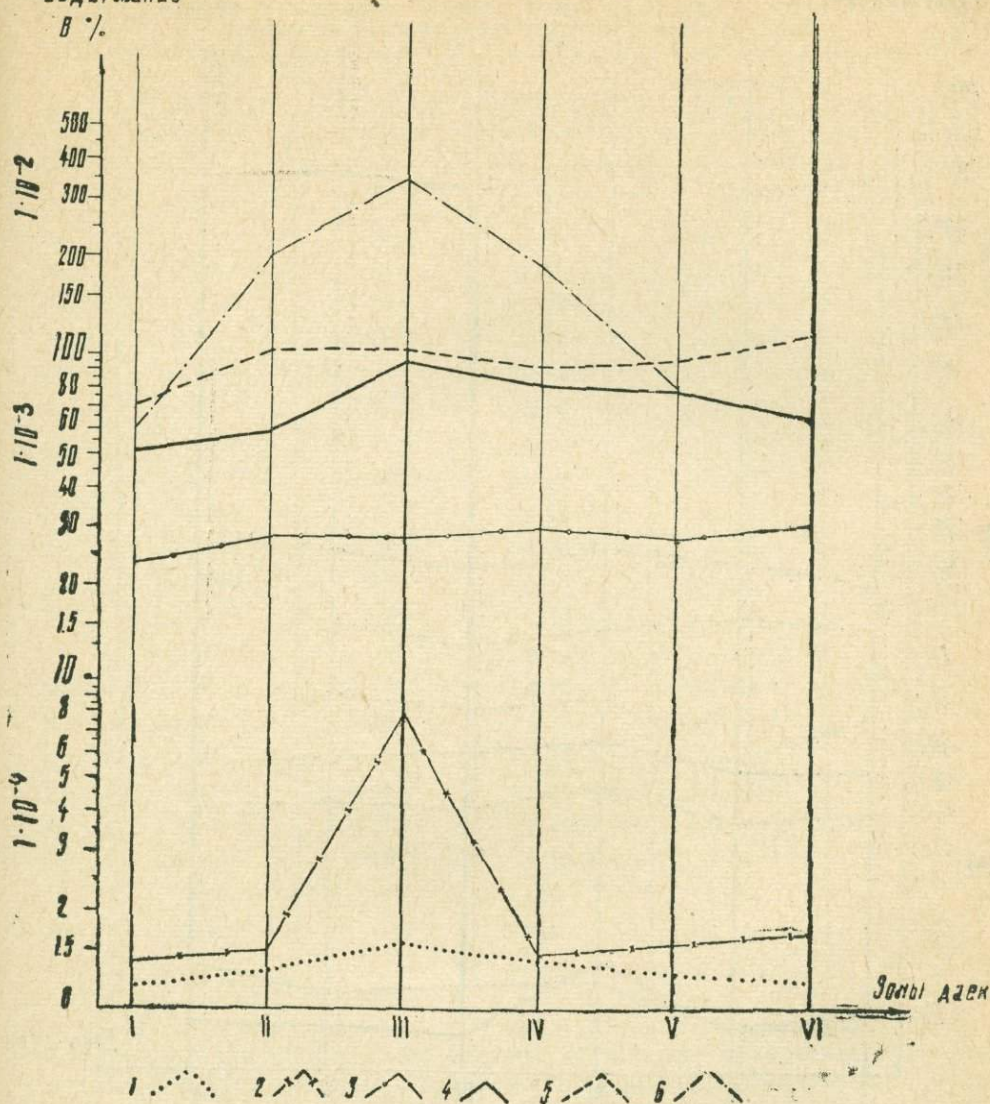


Рис. 3. Графики изменения содержаний химических элементов II группы по различным зонам (группам проб) даек габбро-диабазов. 1 — германий, 2 — олово, 3 — кобальт, 4 — стронций, 5 — никель, 6 — барий.

же может быть объяснено его ассимиляцией дайками из основных пород, пересекаемых в этом участке дайками габбро-диабазов.

Несомненный интерес представляет сопоставление содержаний химических элементов в дайках габбро-диабазов (подрудная их часть в зоне I) с их содержаниями в основных и кислых породах Сибайского месторождения, а также с соответствующими средними типами пород для земной коры. Из табл. 2 видно, что в дайках по сравнению с основными эффузивами Сибая наблюдаются несколько повышенные содержания Pb, Ag, As, Ni, Co, Sn, Sc, Cr, которые, однако, не превышают их кларковых концентраций, за исключением мышьяка. Первые 5 элементов

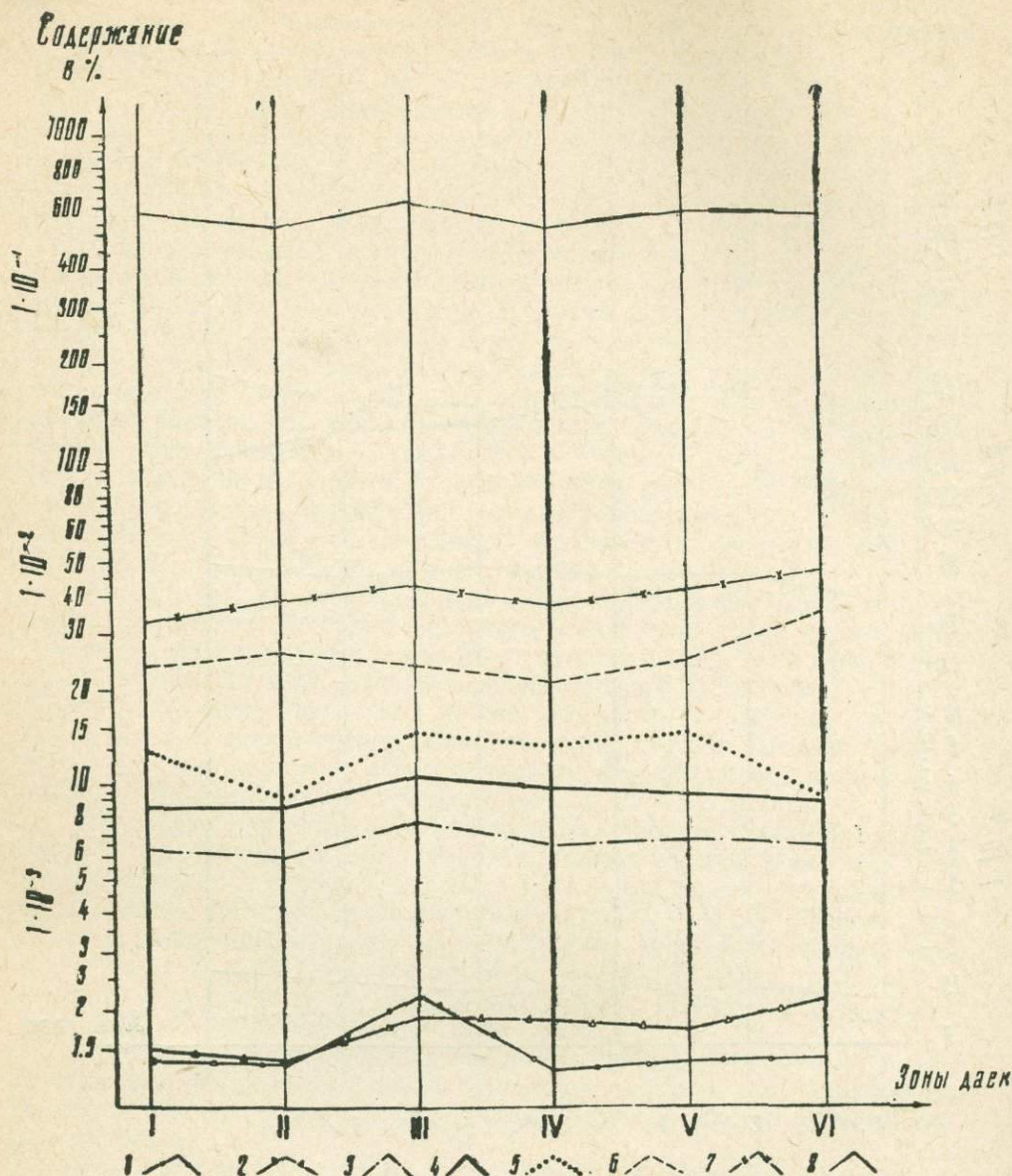


Рис. 4. Графики изменения содержания химических элементов III группы по различным зонам (группам проб) даек габбро-диабазов. 1 — галлий, 2 — бор, 3 — марганец, 4 — ванадий, 5 — цирконий, 6 — хром, 7 — фосфор, 8 — титан.

относятся к элементам типоморфного комплекса для месторождений колчеданной формации. Характерно, что такие элементы, как Cu , Sn , образующие максимальные концентрации по сравнению с другими химическими элементами в V и VI зонах даек габбро-диабазов, в дайках (зона I) присутствуют в концентрациях ниже кларковых и ниже, чем в основных породах Сибя (см. табл. 2).

Кислые породы по сравнению с дайками габбро-диабазов несколько обогащены Zn , Pb , Ag , Ga , Ge , Sn , V (см. табл. 2). Скандий в дайках габбро-диабазов присутствует в таком же количестве, как и во

Среднее содержание элементов в кислых и основных породах Сибайского месторождения и дайках габбро-диабазов

Элементы	Кислые породы (по А. П. Виноградову, 1962)	Кислые породы Сибайского месторождения	Основные породы (по А. П. Виноградову, 1962)	Туфобрекчии спилитов Сибайского месторождения	Габбро-диабазы
Cu	$2 \cdot 10^{-3}$	$6 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-2}$	$1 \cdot 10^{-2}$	$6,5 \cdot 10^{-3}$
Zn	$6 \cdot 10^{-3}$	$3 \cdot 10^{-2}$	$1,3 \cdot 10^{-2}$	$1,5 \cdot 10^{-2}$	$1,4 \cdot 10^{-2}$
Pb	$2 \cdot 10^{-3}$	$3 \cdot 10^{-4}$	$8 \cdot 10^{-4}$	$1,8 \cdot 10^{-4}$	$2,5 \cdot 10^{-4}$
Sc	$3 \cdot 10^{-4}$	$6 \cdot 10^{-4}$	$2,4 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-4}$	$6 \cdot 10^{-4}$
Ag	$5 \cdot 10^{-6}$	$1,3 \cdot 10^{-5}$	$1 \cdot 10^{-5}$	$0,6 \cdot 10^{-5}$	$1 \cdot 10^{-5}$
Cd	$1 \cdot 10^{-5}$	—	$1,9 \cdot 10^{-5}$	—	—
As	$1,5 \cdot 10^{-5}$	$4,5 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-4}$	$3,5 \cdot 10^{-3}$	$6 \cdot 10^{-3}$
Mo	$1 \cdot 10^{-4}$	$1,4 \cdot 10^{-5}$	$1,4 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-5}$	$1,5 \cdot 10^{-5}$
Ni	$8 \cdot 10^{-4}$	$1,5 \cdot 10^{-3}$	$1,6 \cdot 10^{-2}$	$3 \cdot 10^{-3}$	$7 \cdot 10^{-3}$
Co	$5 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-4}$	$4,5 \cdot 10^{-3}$	$1,5 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$
Sr	$3 \cdot 10^{-2}$	$4 \cdot 10^{-3}$	$4,4 \cdot 10^{-2}$	$5 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^{-3}$
Ge	$1,4 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-4}$	$1,5 \cdot 10^{-4}$	$0,6 \cdot 10^{-4}$	$0,6 \cdot 10^{-4}$
Ba	$8,3 \cdot 10^{-2}$	—	$3 \cdot 10^{-2}$	—	$0,5 \cdot 10^{-2}$
Tl	$1,5 \cdot 10^{-4}$	—	$2 \cdot 10^{-5}$	—	—
Sn	$3 \cdot 10^{-4}$	$1,5 \cdot 10^{-4}$	$1,5 \cdot 10^{-4}$	$0,8 \cdot 10^{-4}$	$1,3 \cdot 10^{-4}$
B	$1,5 \cdot 10^{-3}$	$1,5 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-3}$
Ga	$2 \cdot 10^{-3}$	$1,4 \cdot 10^{-3}$	$1,8 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-3}$	$1,3 \cdot 10^{-3}$
V	$4 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-2}$	$1,5 \cdot 10^{-2}$	$9 \cdot 10^{-3}$
Zr	$2 \cdot 10^{-2}$	$6 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-2}$	$6 \cdot 10^{-2}$	$1,2 \cdot 10^{-2}$
Cr	$2,5 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-2}$	$2,4 \cdot 10^{-2}$
Ti	0,23	—	0,9	—	0,6
Mn	$6 \cdot 10^{-2}$	—	0,2	—	$6 \cdot 10^{-3}$
P	—	—	—	—	$3 \cdot 10^{-3}$

вмещающих породах кислого состава. Остальные химические элементы в дайках габбро-диабазов присутствуют в несколько повышенном количестве по сравнению с вмещающими породами кислого состава. Однако их содержания находятся в пределах кларковых для кислых пород, лишь незначительно превышают кларки (Cu, As, Co, V, Cr) или даже остаются ниже кларков (Mo, Ni, Sr, Ba, Zr).

В надрудных частях даек наблюдается значительное увеличение концентраций химических элементов, являющихся основными полезными компонентами руд (Cu, Zn) или относящихся к элементам-примесям и элементам-спутникам колчеданных руд (Pb, As, Ag, Ge, Ga, Cd, Tl, Ni, Co).

Химические элементы, не свойственные для руд колчеданного типа (Zr, V, Mn, Cr, Ti), не образуют повышенных концентраций в надрудных частях даек. Исключение составляет лишь хром, о чем говорилось выше.

Изложенные данные убедительно свидетельствуют о том, что повышение в надрудных частях габбро-диабазов (по сравнению с их подрудными частями) содержания большинства химических элементов,

отнесенных нами к элементам высокой активности (Cu, Zn, Cd, Ag, Pb, As, Mo, Sc) и элементам слабой активности (Ni, Co, Ge, Tl, Sn, Sr, Ba), может быть связано только с ассимиляцией этих элементов дайками из рудных тел и сильноминерализованных зон вблизи них.

Для решения вопроса, существенны ли различия в величинах средних содержаний химических элементов в пробах из подрудной и надрудной части даек габбро-диабазов, а следовательно, и возможно ли использование этих различий в качестве геохимического критерия при поисках глубокозалегающих рудных тел, были использованы статистические методы сравнения. С целью более полного сопоставления кроме сходства или различия в средних исследовалась и сравнительная характеристика меры рассеяния значений вокруг среднего, т. е. величина дисперсии. Сравнивались средние содержания и дисперсии II элементов в пробах I, V и VI групп. Предварительная проверка гипотезы о соответствии логнормальной модели распределения эмпирическим данным с помощью оценок асимметрии и эксцесса показала состоятельность нулевой гипотезы. Пример вычислений, связанных с проверкой гипотезы, приведен в табл. 3. Поскольку вычисленные значения отношений оценок асимметрии и эксцесса к их стандартным отклонениям ($\bar{\gamma}_3/\sigma\bar{\gamma}_3$ и $\bar{\gamma}_4/\sigma\bar{\gamma}_4$)

не превышают по абсолютной величине 3, принимается, что логнормальная модель распределения не противоречит фактическим данным (Родионов, 1964; Шарапов, 1965; Бондаренко, 1970).

Две сопоставляемые совокупности содержаний элементов можно считать одинаковыми в том случае, если равны соответствующие им функции распределения, а следовательно, и определяющие их пара-

Таблица 3

Проверка гипотезы о логнормальной модели распределения меди в пробах V группы методом асимметрии и эксцесса

n_i	$\lg x_i$	$n_i \lg x_i$	$\lg x_i - \lg \bar{x}$	$n_i (\lg x_i - \lg \bar{x})$	$n_i (\lg x_i - \lg \bar{x})^2$	$n_i (\lg x_i - \lg \bar{x})^3$	$n_i (\lg x_i - \lg \bar{x})^4$
5	0,6990	3,4950	-0,2877	-1,4385	0,4115	-0,1180	0,0339
9	0,7782	7,0038	-0,2085	-1,8765	0,3888	-0,0801	0,0167
9	0,9031	8,1189	-0,0836	-0,7524	0,0621	-0,0045	0,0003
13	1,0000	13,0000	+0,0133	+0,1729	0,0013	0,0000	0,0000
5	1,0792	5,3960	+0,0925	+0,4625	0,0425	+0,0035	0,0003
3	1,1761	3,5283	+0,1894	+0,5682	0,1071	+0,0201	0,0038
3	1,3010	3,9080	+0,3143	+0,9429	0,2598	+0,0927	0,0291
2	1,3979	2,7958	+0,4112	+0,8224	0,3378	+0,1388	0,0570
1	1,4771	1,4771	+0,4904	+0,4904	0,2401	+0,1176	0,0576
1	1,6021	1,6021	+0,6154	+0,6154	0,3782	+0,1326	0,1431
51	—	50,3200	—	8,1421	2,2652	0,4027	0,3318

$$N = 51. \quad \lg \bar{x} = \frac{\sum n_i \lg x_i}{N} = 0,9867.$$

$$\bar{\gamma}_3 = \frac{\sum n_i (\lg x_i - \lg \bar{x})^3}{NS^3} = 0,875.$$

$$S^2 = \frac{\sum n_i (\lg x_i - \lg \bar{x})^2}{N-1} = 0,0453.$$

$$\bar{\gamma}_4 = \frac{\sum n_i (\lg x_i - \lg \bar{x})^4}{NS^4} - 3 = 0,42.$$

$$S = 0,21. \quad S^3 = 0,0092. \quad S^4 = 0,0019.$$

$$\sigma \bar{\gamma}_3 = \sqrt{\frac{6}{N}} = 0,35.$$

$$\sigma \bar{\gamma}_4 = \sqrt{\frac{24}{N}} = 0,70.$$

$$\left| \frac{\bar{\gamma}_3}{\sigma \bar{\gamma}_3} \right| = 2,5.$$

$$\left| \frac{\bar{\gamma}_4}{\sigma \bar{\gamma}_4} \right| = 0,6.$$

метры. Оценками параметров являются в случае логнормального распределения среднее арифметическое логарифмов содержаний и среднее квадратичное отклонение этих логарифмов. Статистические оценки параметров распределения содержаний химических элементов в пробах I, V и VI групп даек габбро-диабазов приведены в табл. 4.

Таблица 4

Оценки параметров распределения содержания элементов в дайках габбро-диабазов

Элементы	I группа проб		V группа проб			VI группа проб			
	колич. анализов	$\lg \bar{x}_1$	S_1^2	колич. анализов	$\lg \bar{x}_5$	S_5^2	колич. анализов	$\lg \bar{x}_6$	S_6^2
Cu	30	0,8015	0,0146	51	1,0024	0,0544	41	0,9611	0,15
Pb	30	0,3885	0,034	51	0,7681	0,28	41	0,5510	0,19
Zn	30	1,1238	0,0105	51	1,3177	0,9013	41	1,1720	0,0295
As	30	0,7448	0,0097	51	0,7970	0,0514	41	1,0855	0,0471
Ag	21	0,0145	0,0185	49	0,2511	0,145	25	0,0957	0,0630
Mo	30	0,1739	0,0588	51	0,1882	0,0529	41	0,5172	0,0555
Sc	30	0,7205	0,008	51	0,9199	0,0246	41	0,7173	0,0095
Sr	30	0,7636	0,012	51	0,8565	0,0629	41	0,7817	0,0437
Co	30	0,3722	0,0178	51	0,3892	0,018	41	0,4565	0,0054
Ni	30	0,8736	0,032	51	0,9733	0,0152	41	1,0087	0,0326
Ge	20	-0,0872	0,0008	49	-0,0112	0,0099	35	-0,0692	0,002

Задача сопоставления распределений содержаний элементов в пробах I и V, а также I и VI групп сводится к проверке гипотез о равенстве параметров распределения по их статистическим оценкам. Сопоставление статистических оценок дисперсий проводится при помощи критерия Фишера:

$F = \frac{S_1^2}{S_2^2}$. Если вычисленное значение F для сравниваемых

совокупностей превысит допустимое значение F_q , $\left[\frac{t_1}{t_2} \right]$ для $t_1 = N_1 - 1$

и $t_2 = N_2 - 1$ степеней свободы и заданного уровня значимости q, то гипотеза о равенстве дисперсий отбрасывается как не соответствующая эмпирическим данным.

Проверка гипотезы о равенстве средних содержаний проводится при помощи критерия Родионова, обладающего в условиях логнормальной модели распределения большей мощностью, чем критерий Стьюдента (Родионов, 1962; Коптев-Дворников, Руб, Родионов, 1965), и заключающегося в вычислении величины:

$$t = \frac{|\lg \bar{x}_1 - \lg \bar{x}_2 + 1,153(S_1^2 - S_2^2)|}{\sqrt{\frac{S_1^2}{n_1} + \frac{S_2^2}{n_2} + 2,65 \left(\frac{S_1^4}{n_1 - 1} + \frac{S_2^4}{n_2 - 1} \right)}}$$

где $\lg \bar{x}_1$ и $\lg \bar{x}_2$ — средние арифметические логарифмов сравниваемых содержаний;

n_1 и n_2 — число в сравниваемых объектах;

S_1^2 и S_2^2 — статистические оценки дисперсий логарифмов содержаний. Допустимое значение критерия при уровне значимости $q=0,05$ равно 1,96. Поэтому, если вычисленное значение будет меньше 1,96, гипотезу о равенстве средних содержаний следует считать подтвердившейся.

ся, если $t > 1,96$, то правильно утверждение о неравенстве средних содержаний.

Для некоторых элементов (серебро, германий) часть полученных содержаний лежит ниже предела чувствительности анализа (для Ag — 0,00001%, для Ge — 0,00012%). Содержания, которые превышают чувствительность анализа, распределены логнормально. В этом случае статистическими оценками функции распределения будут являться $\bar{\sigma}$, $\lg \bar{x}$, S^2 (Родионов, 1963), которые могут быть получены из следующих равенств:

$$\bar{\sigma} = \frac{n_0}{n_0 + n_1}; \quad \lg \bar{x} = \frac{1}{n_1} \sum_{i=1}^m \lg x_i;$$

$$S^2 = \frac{1}{n_1 - 1} \sum (\lg x_i - \lg \bar{x})^2,$$

где n_0 — число нулевых наблюдений; n_1 — число наблюдений, отличных от нуля.

Результаты проверки гипотез о равенстве функций распределения содержаний элементов в подрудной (I группа проб) и надрудной (V и VI группы проб) частях даек приведены в табл. 5. В связи с тем, что допустимое значение критерия Родионова при уровне значимости 0,05 равно 1,96, гипотеза о равенстве средних в сравниваемых совокупностях для I и V групп проб (см. табл. 5) должна быть отброшена как несостоятельная для всех элементов, кроме молибдена и кобальта. Допустимое значение критерия Фишера для уровня значимости 0,05 и $\frac{30}{51}$ степеней свободы равно 1,4. Поэтому гипотеза о равенстве дисперсии также несостоятельна для всех элементов, кроме молибдена и кобальта. Гипотеза о равенстве средних содержаний в пробах I и VI групп (табл. 5) несостоятельна для всех элементов, кроме скандия, стронция и германия. Гипотеза о равенстве дисперсий несостоятельна для семи элементов (Cu, Zn, Pb, Ag, As, Sr, Co) из одиннадцати.

Таблица 5

Результаты проверки гипотез о равенстве функций распределения содержаний элементов в I и V, а также в I и VI группах проб даек и габбро-диабазов

Элементы	I и V группы проб				I и VI группы проб			
	t	$t_{0,05}$	F	$F_{0,05} \left[\frac{t_1}{t_5} \right]$	t	$t_{0,05}$	F	$F_{0,05} \left[\frac{t_1}{t_6} \right]$
Cu	5,88	1,96	3,8	1,4	5,15	1,96	10,0	1,8
Zn	4,92	1,96	8,6	1,4	2,34	1,96	2,8	1,8
Pb	7,96	1,96	8,2	1,4	3,62	1,96	5,6	1,8
Ag	5,46	1,96	7,8	1,4	2,04	1,96	3,4	1,8
As	2,7	1,96	5,3	1,4	10,1	1,96	4,8	1,8
Sc	8,4	1,96	3,1	1,4	0,42	1,96	1,2	1,8
Mo	0,13	1,96	1,1	1,4	5,67	1,96	1,1	1,8
Sr	3,79	1,96	5,2	1,4	1,43	1,96	3,6	1,8
Co	0,57	1,96	1,0	1,4	2,6	1,96	3,3	1,8
Ni	2,16	1,96	2,1	1,4	3,09	1,96	1,0	1,8
Ge	5,14	1,96	12,4	1,4	1,94	1,96	1,6	1,8

Примечание. Для всех химических элементов $\left[\frac{t_1}{t_5} \right] = \left[\frac{30}{51} \right]$ и $\left[\frac{t_1}{t_6} \right] = \left[\frac{30}{41} \right]$.

Таким образом, проверка статистических гипотез о равенстве одномерных функций распределения 11 элементов в трех группах проб показала, что для I и V групп функции распределения 9 элементов (Cu, Zn, Pb, Ag, As, Sr, Sc, Ni, Ge) нельзя считать равными. Для I и VI групп проб существенно различны функции распределения 6 элементов (Cu, Zn, Pb, Ag, As, Co). К перечисленным элементам следует добавить еще кадмий, отсутствующий в пробах I группы (при чувствительности анализа 0,0005%) и обнаруживающийся в пределах 12% в пробах V группы и 10% — в пробах VI группы из даек габбро-диабазов.

ВЫВОДЫ

1. Послерудные дайки габбро-диабазов, пересекая рудные тела и примыкающие к ним сильноминерализованные зоны, в значительной степени обогащаются большим комплексом химических элементов, которые ассимилируются дайками из руд и выносятся вверх и по простиранию на значительные расстояния.

2. На расстоянии до 10 м вверх и по простиранию от рудного тела наблюдается значительное увеличение содержаний 13 химических элементов из 23, определявшихся полуколичественным спектральным анализом: Cu, Zn, Pb, Ag, As, Cd, Ni, Co, Ba, Ge, Tl, Sc, Sr.

На расстоянии до 200 м от рудных тел в дайках габбро-диабазов обнаруживаются существенные различия (по сравнению с их подрудной частью) в средних содержаниях и величинах дисперсии 10 химических элементов: Cu, Zn, Pb, Ag, As, Ni, Ge, Cd, Sc, Sr.

На расстоянии до 400 м такие различия характерны для 6 химических элементов: Cu, Zn, Pb, Ag, As, Cd.

3. Существенные концентрации в надрудных частях послерудных даек габбро-диабазов химических элементов типоморфного комплекса для месторождений колчеданной формации (Cu, Zn, Pb, As, Ag, Ge, Cd) могут рассматриваться как один из новых геохимических критериев при поисках глубокозалегающих рудных тел колчеданной формации.

4. При проведении поисково-разведочных работ на колчеданные руды в Сибайском рудном районе наряду с другими геологопоисковыми методами следует применять крупномасштабное геохимическое опробование даек габбро-диабазов худолазовского комплекса.

5. С целью придания универсального характера геохимическим особенностям дайковых пород как поисковому критерию на глубокозалегающие рудные тела колчеданного типа в условиях Южного Урала необходимо провести дополнительно аналогичные исследования с другими петрохимическими типами даек, а также на ряде других колчеданных месторождений Южного Урала.

ЛИТЕРАТУРА

- Бондаренко Б. Н. Статистические решения некоторых задач геологии. М., «Недра», 1970.
- Бородаевская М. Б., Перижняк Н. А. Условия локализации колчеданного оруденения в пределах Сибайского рудного поля (Южный Урал). — Тр. Ин-та ЦНИГРИ, вып. 40, 1961.
- Виноградов А. П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. — «Геохимия», 1962, № 7.
- Джейн Чоудхари Нарэндра Кумар. Использование петрохимических параметров при поисках рудных жил. — «Изв. вузов», геология и разведка, 1970, № 6.
- Коптев-Дворников В. С., Руб М. Г., Родионов Д. А. О некоторых методах исследования связи оруденения с магматизмом. — «Критерии связи оруденения с магматизмом применительно к изучению рудных районов». М., «Недра», 1965.

Пшеничный Г. Н., Кулагина М. А. Метаморфизм руд Сибайского колчеданного месторождения (Южный Урал) у контактов с дайками габбро-диабазов. — «Геол. рудных месторождений», 1968, № 2.

Пшеничный Г. Н., Шигарев В. Г. Дайковые серии пород Сибайского медноколчеданного месторождения (Южный Урал). — «Материалы по геологии и геофизике рудных месторождений восточного склона Южного Урала. К научной сессии, посвященной 50-летию БАССР». Уфа, 1969.

Пшеничный Г. Н., Шигарев В. Г., Кулагина М. А. Дайки Сибайского колчеданного месторождения, их петрография, петрохимия и возрастные взаимоотношения (Южный Урал). — «Вопросы геологии восточной окраины Русской платформы и Южного Урала», вып. 13. Уфа, Изд. БФАН СССР, 1971.

Радугин К. В. Об одном из критериев поисков «слепых» рудных тел. — «Изв. вузов», геология и разведка, 1958, № 5.

Родионов Д. А. Об оценивании содержания и дисперсии логнормально распределенных компонентов в породах и рудах. — «Геохимия», 1962, № 7.

Родионов Д. А. Применение математической статистики для обоснования некоторых петрографических и геохимических выводов. — «Советская геология», 1963, № 1.

Родионов Д. А. Функции распределения содержаний элементов и минералов в изверженных горных породах. М., «Наука», 1964.

Родионов Д. А. Статистические методы разграничения объектов по комплексу признаков. М., «Недра», 1968.

Сопко П. Ф., Салихов Д. Н., Морозов Г. А. Петрография и некоторые вопросы происхождения интрузивных и жильных пород Кизило-Уртазымского синклинория. Второе Урал. петрограф. совещ. Тезисы докладов. Свердловск, 1966.

Шарапов И. П. Применение математической статистики в геологии. М., «Недра», 1965.

Б. М. ЮСУПОВ, Н. А. ЗУФАРОВА, Я. Л. ЛУТФУЛЛИН

ВОЗМОЖНЫЕ ИСТОЧНИКИ УГЛЕВОДОРОДОВ ДЛЯ ОБРАЗОВАНИЯ НЕФТИ В КАМЕННОУГОЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ МАГНИТОГОРСКОГО МЕГАСИНКЛИНОРИЯ

В центральной части Магнитогорского мегасинклинория широко распространены каменноугольные образования, которые залегают в форме меридионально вытянутых блоков, ограниченных тектоническими разломами; блоки отличаются друг от друга фациальными особенностями и возрастом слагающих их пород. В соответствии с этим здесь выделяются различные структурно-фациальные зоны или подзоны. Среди них общепринятыми являются Кизильская и Магнитогорская подзоны, в пределах которых имеются наиболее полные и фаунистически достаточно хорошо охарактеризованные разрезы карбона. Первая из них сложена почти целиком осадочными породами; вулканогенные образования в ней имеют незначительное и узко локальное распространение. По геофизическим данным (Билалов и др., 1968), мощность осадочной толщи здесь достигает 5—10 км. Характерной особенностью подзоны является наличие признаков нефтепроявлений, в соседней (с запада) Ирландьской подзоне известны газопроявления (Юсупов и др., 1971). Основываясь на этих и ряде других данных, комплекс пород осадочного происхождения Магнитогорского мегасинклинория, особенно Кизильской подзоны, рядом исследователей (Билалов и др., 1968; Вахромеев, 1968, 1971; Лутфуллин, 1972; Шихмуратов, 1969; Юсупов и др., 1971) считается перспективным для постановки нефтепоисковых работ. Перспективы нефтегазоносности основываются, главным образом, на данных геологического строения и выявленных нефтегазопроявлениях. Небольшое количество определений свободного битумоида А было выполнено В. К. Шихмуратовым (1963).

Но для оценки перспектив нефтегазоносности Магнитогорского мегасинклинория важное значение имеют исследования по выявлению возможных источников углеводородов и распределению последних в отложениях карбона рассматриваемой территории. Это тем более необходимо, что Магнитогорский мегасинклинорий является районом, прошедшим геосинклинальное развитие, и характеризуется широким распространением магматических пород.

Для освещения вопроса о возможных источниках углеводородов нами изучены осадочные (преимущественно карбонатные) породы из обнажений, расположенных по берегам рек: Малая Уртазымка, Нижняя Гусиха, Худолаз и Янгелька. Единичные определения битуминозности выполнены для образцов, отобранных из обнажений рек Большая

Уртазымка и Бурля. Для сравнения люминесцентно-битуминологическому анализу были подвергнуты образцы пород березовской свиты вулканического происхождения из разрезов рек Худолаз, Зингейка и Верхняя Орловка.

Изученные породы по возрасту относятся к визейскому, намюрскому ярусам нижнего и башкирскому, московскому ярусам среднего карбона.

Основное внимание при изучении пород указанных стратиграфических подразделений нами было уделено установлению характера битумоидов, их сингенетичности, эпигенетичности и распределению последних в породах различного литологического состава с применением ультрафиолетового микроскопа. С помощью эталонно-капиллярного люминесцентно-битуминологического анализа выявлено количество и качество свободного битумоида А и связанного битумоида С. При этом определялось содержание, качество и соотношение наиболее восстановленного (хлороформенного) и окисленного (спирто-бензольного) битумоидов, а также содержание гуминовых кислот. Всего выполнено более 800 анализов для 300 образцов.

Исследования проводились по методам В. Н. Флоровской (1957). В результате было установлено, что содержание хлороформенного битумоида во всех изученных образцах пород изменяется от следов (десяти тысячные доли процента) до 0,16%, спирто-бензольного — от следов до 0,005—0,01%, гуминовых кислот — от следов до 0,0025%. Отношение хлороформенного битумоида к спирто-бензольному, как правило, выше единицы. Фоновое содержание наиболее восстановленного хлороформенного битумоида по большинству образцов составляет в осадочных породах тысячные доли процента. В четвертой части всех проанализированных образцов битумоид отмечается в десяти тысячных долях процента (следы), а в 26% — наблюдается аномально повышенное содержание битумоидов (сотые и десятые доли процента) и только в 1% изученных образцов пород битумоид отсутствует.

Сопоставлением количества битумоидов в породах разного типа и возраста было выявлено, что повышенным содержанием хлороформенного битумоида (от 0,01 до 0,16%) характеризуются породы ладейнинского и нежнегубахинского горизонтов верхневизейского подъяруса, отдельные прослои пород устьсарбайского и сюранского горизонтов намюрского яруса. Породы указанных горизонтов обладают широким распространением и достигают мощности от нескольких сот до тысячи метров. Представлены они в основном коричневато-серыми, темно-серыми, мелкокристаллическими и органогенно-обломочными известняками, иногда биогермного происхождения. В них довольно часто наблюдается доломитизация. По качеству битумоиды этих пород относятся преимущественно к маслянисто-смолистым (III группа), смолистым (IV группа), т. е. битумоидам с высоким содержанием масел. По данным компонентного анализа, проведенного нами, содержание масел достигает 60—80%. Надо заметить, что карбоанатные породы, по детальным исследованиям К. Ф. Родионовой и других, отличаются высоким содержанием углеводородов и мигрирующих компонентов. Особенности состава битумоидов четко проявляются и в свечении битумоидов в аншлифах известняков при просмотре их под ультрафиолетовым микроскопом. В большинстве случаев в них наблюдается свечение битумоидов от ярко-синеватых до желтых, коричневых цветов. Текстура битумоидов пятнистая, селективного насыщения, трещинная, биоморфная, точечная.

Общий фон свечения битумоидов пород под микроскопом в темно-желтых, зеленовато-желтых, буроватых и темно-серых тонах обусловлен в большинстве случаев связанным битумоидом С и легким битумоидом А.

На этом фоне наблюдаются темно-коричневые и коричневые включения, нередко дающие ореолы рассеяния в виде хроматограмм от оранжевых до беловатых и голубых цветов. Битумоид трещин, микротрещин светится беловато-желтоватым цветом. Иногда в трещинах наблюдаются темно-коричневые четковидные включения органического вещества, дающие ореол свечения. Все это свечение обусловлено свободным битумоидом А, форма распределения которого в породе соответствует морфологии трещин, пористых участков, а также конфигурации более окисленных крупных включений органического вещества. Как видно, свободный битумоид А наложен на связанный битумоид С. В. Н. Флоровская (1957), изучавшая битуминозность заведомо нефтеносных карбонатных пород Татарии и Башкирии, пришла к выводу, что совместное нахождение битумоидов С и А может рассматриваться как прямой поисковый признак, указывающий на наличие нефтяных залежей в недрах.

Количество связанного битумоида С, выделенного нами из нерастворимого остатка известняков, на порядок и более выше свободного битумоида А и составляет не сотые, а десятые доли процента, что иллюстрируется результатами анализов, приведенных в табл. 1.

В отличие от состава свободного битумоида А связанный битумоид С характеризуется относительно большим содержанием кислого спирто-бензольного битумоида, что свидетельствует о его некоторой недовосстановленности. Одновременно битумоид С характеризуется и высоким содержанием хлороформенного битумоида (0,08—0,15%). Ширина его люминесцирующей зоны на капиллярной вытяжке достигает 23 мм, т. е. в 10 раз больше люминесцирующей зоны битумоида А (2—3 мм).

По качеству битумоид С приближается к III и IV группам, содержит много масел, а в последнем присутствуют углеводороды. Предполагается, что в благоприятных геологических условиях битумоид С является дополнительным источником для образования углеводородов особенно в зонах трещин и выщелачивания. Битумоид С в значительных количествах имеется и в биогермных известняках, даже и в тех случаях, когда отсутствует свободный битумоид А (р. Малая Уртазымка).

Характер свечения хлороформенных и спирто-бензольных экстрактов битумоидов А и С в капиллярных вытяжках, высокое содержание битумоида С, а также равномерное селективное насыщение ими пород свидетельствует о первичности битумоидов по отношению вмещающих пород.

Наряду с этим, в изученных породах имеется молодой явно вторичный наложенный ореол свободного битумоида А, развитого главным образом по трещинам и порам. Количество хлороформенного битумоида в таких трещиноватых доломитизированных разностях пород резко возрастает и нередко достигает нефтенасыщения (например, по р. Бурля).

Битумоиды изученных отложений в целом могут быть отнесены к смешанному типу, содержащему одновременно как сингенетичный, так и эпигенетичный битумоиды. По классификации Н. Б. Вассоевича (1964), это — паравтохтонный битумоид, образовавшийся в самих вмещающих породах и имеющий в своем составе миграционно-способные углеводороды. В благоприятных геологических условиях углеводороды самих осадочных пород могут дать скопления и образовать залежи нефти и газа. Такой вывод подтверждается и тем, что характер общей битуминозности карбонатных отложений карбона изучаемого района очень близок к битуминозности аналогичных пород заведомо нефтеносных отложений западного склона Южного Урала и платформенной части Башкирии.

Весьма интересен при этом факт практически полного отсутствия битумоидов в изученных нами с целью сравнения 50 образцах вулканогенных пород диабазового ряда, туфопесчаниках, тогда как в заключен-

Люминесцентно-битуминологическая характеристика карбонатных пород
каменноугольных отложений Магнитогорского мегасинклиория

Место отбора пород	Возраст пород	Краткая характеристика пород	Битумоид А					Битумоид С				
			содержание ХБ в баллах	ширина люмин. зоны в мм	тип битумоида	содержан. в баллах		содержание ХБ в баллах	ширина люмин. зоны в мм	тип битумоида	содержание в баллах	
						СпББ**	гумин. кисл.				СпББ**	гумин. кисл.
р. Янгелька, между поселками Искра и Борисово	C_1^{Y3}	известняк св.-коричневатый, мелкокристаллический	3—4	3	МСБ ¹	3	сл.	9—10	10—11	МС	8—9	—
	C_1^n	известняк желтовато-серый, мелкокристаллический, пористый	6—7	5	СБ ²	6	сл.	11—12	12,5	СБ	8	7—8
	C_1^{Y3} ладейнинский горизонт	известняк коричневато-серый, мелкокристаллический, доломитизированный	7	2	СБ	4—5	2	11—12	12,5	САБ ⁴	—	—
р. Худолас, пос. Чернышевка	C_1^y	известняк коричневато-серый, доломитизированный, пористый, трещиноватый	7	2	МСБ-СБ	5—6	2—3	11—12	15	МСБ	8	—
	«	известняк коричневато-серый, мелкокристаллический	7	2	СБ	5	2—3	9—10	11	СБ	8	—

	C_1^a	известняк коричневатосерый, мелкокристаллический	7	2	МСБ	4—5	3—4	10—11	22	МСБ	—	6—7
	C_2^b	известняк серый и буроватосерый, мелкокристаллический, слабоглинистый	6	4	МБ ³	2	1—2	9—10	23	МБ	8—9	7
	C_2^b	известняк коричневатосерый, мелкоорганогеннообломочный, глинистый	6	5	МБ-МСБ	6	6—7	9—10	20	МБ-МСБ	—	—
р. М. Уртамык, ниже пос. Алексеевка	$C_1^{v_3}$	известняк буроватосерый, мелкокристаллический, глинистый, слоистый	следы	2	МБ	отс.	отс.	8—9	23	МБ-МСБ	6	5—6
	$C_1^{v_3}$	известняк темносерый, мелкокристаллический, глинистый	8—9	2	МБ-МСБ	7	2	8—9	16	МСБ	8	6
	$C_1^{v_3}$	известняк биогермный, коричневатосерый, мелкокристаллический, слабоглинистый	следы	2	МБ	отс.	отс.	8—9	9	МСБ	отс.	—

* ХБ—хлороформенный экстракт битумоида.

** СпББ—спирто-бензольный битумоид.

¹ МСБ—маслянисто-смолистый битумоид.

² СБ—смолистый битумоид.

³ МБ—маслянистый битумоид.

⁴ САБ—смолисто-асфальтеновый битумоид.

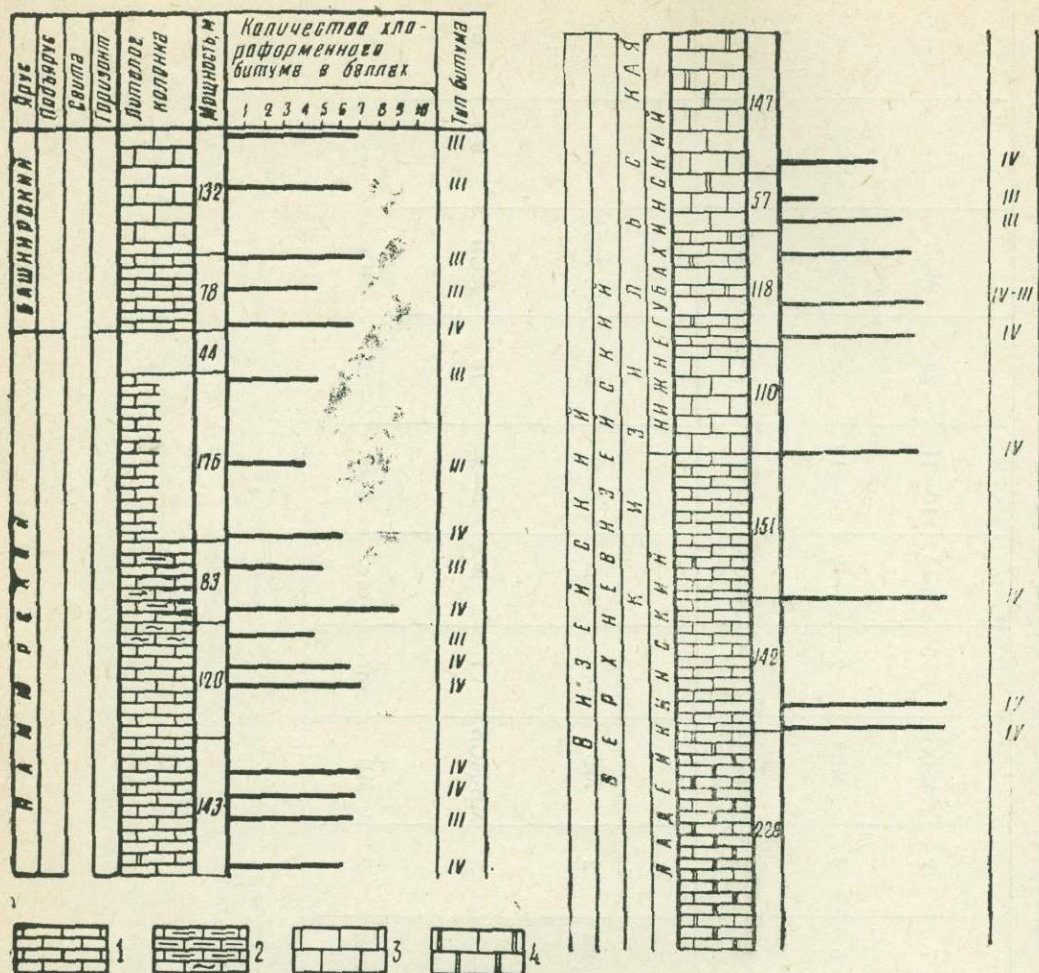


Рис. 1. Литолого-битуминологическая характеристика пород кизильской свиты по р. Худолаз. 1 — известняки серые и светло-серые, мелкокристаллические, органогенно-обломочные, слоистые; 2 — известняки серые, мелкокристаллические, глинистые, слоистые, прослоями окремненные; 3 — известняки биогермные светло-серые и коричневатые-серые, массивные; 4 — доломиты и доломитизированные известняки. Типы битумоидов: III — маслянисто-смолистый битумоид А; IV — смолистый битумоид А.

ных среди них известково-глинистых осадочных породах содержание битумоидов аномально повышенное, до 0,04%.

Состав битумоидов изученных карбонатных пород из обнажений, расположенных в пределах различных площадей, несколько отличается. Так, в северной половине Кизильской подзоны (реки Янгелька, Худолаз) битумоиды по качеству относятся к IV и III группам (рис. 1), тогда как в известняках р. Малая Уртазымка (рис. 2) в южной части территории битумоид относится преимущественно к III и II группам, т. е. более легкий по составу, с большим содержанием масел и углеводородов. Такое изменение состава битумоидов по площади согласуется также с характером нефтегазопроявлений. В целом ряде пунктов, расположенных в северной половине рассматриваемой территории, обнаружены проявления окисленной нефти (1, 10), а в южной — отмечены газо-

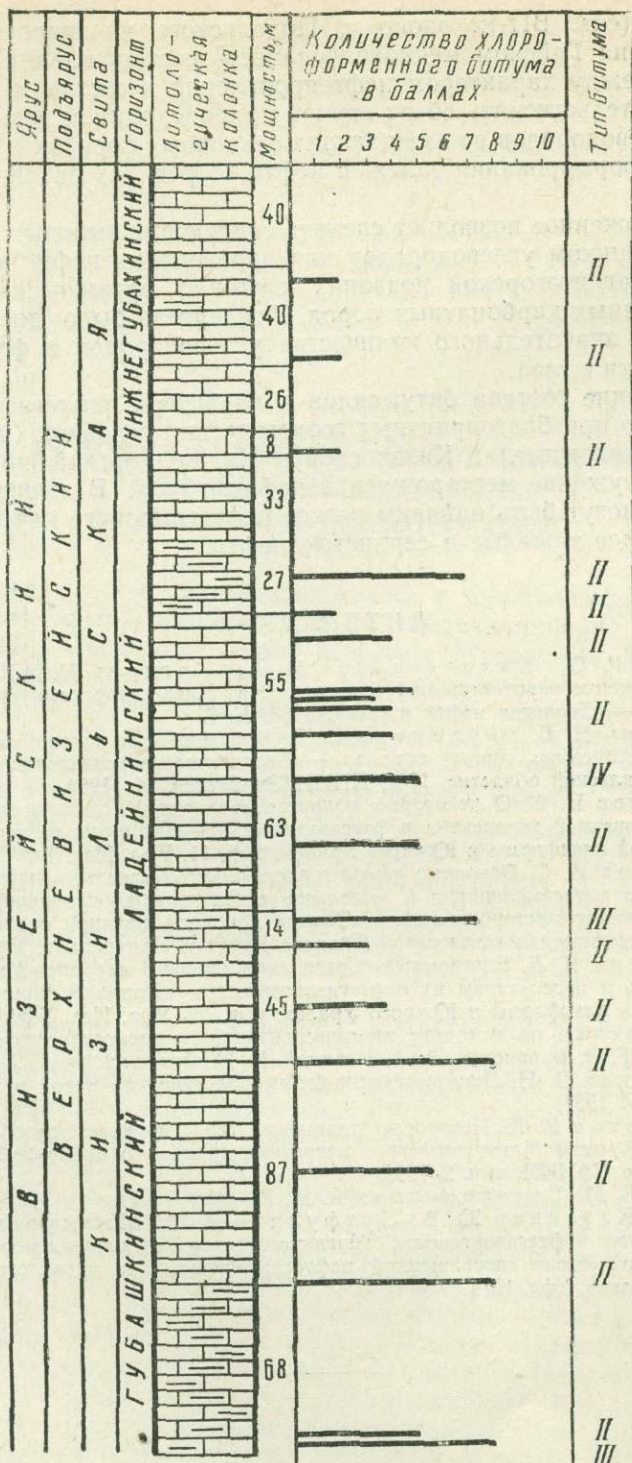


Рис. 2. Литолого-битуминологическая характеристика пород кизильской свиты по р. Малой Ургазымке. Типы битумоидов: II — маслянистый битумоид А; III — маслянисто-смолистый битумоид А. Литологические разности пород те же, что и на рис. 1.

проявления (скв. ВП-12 около с. Подольского на широте р. Малая Уртазымка; на Гайском медноколчеданном месторождении). Такая зависимость между характером нефтепроявлений и составом битумоидов может свидетельствовать об их единой природе, едином источнике образования углеводородов во вмещающих осадочных породах и о различиях в условиях формирования залежей нефти в пределах различных площадей.

Все изложенное позволяет сделать следующие выводы:

1. Источником углеводородов для образования нефти и газа в Кизильской, Магнитогорской подзонах служило органическое вещество самих осадочных карбонатных пород. Последнего было достаточно для образования значительного количества углеводородов и формирования залежей нефти и газа.

2. Изучение состава битумоидов и характера нефтегазопроявлений показало, что при благоприятных геологических условиях (наличии коллекторов и покрышек) в Кизильской и Магнитогорской подзонах возможно обнаружение месторождений нефти и газа. В южной половине территории могут быть найдены легкие нефти высокого качества, а в северной — более тяжелые и сернистые нефти.

ЛИТЕРАТУРА

Билалов Р. С., Камалетдинов М. А., Тагиров И. А., Шихмуратов В. К. К оценке перспектив нефтегазоносности Магнитогорского синклиория на Южном Урале. — «Геология нефти и газа», 1968, № 7.

Вассоевич Н. Б., Абрамсон Б. Я. Критерии для опознания аллохтонных битумоидов в осадочных горных породах. — «Геологические исследования на нефть и газ в Волго-Уральской области». Изд. ЦНИИТЭнефтегаз. М., 1964.

Вахромеев И. С. О некоторых вопросах геологии Магнитогорского синклиория в связи с оценкой перспектив нефтегазоносности. — «Вопросы геологии восточной окраины Русской платформы и Южного Урала», вып. 11. Уфа, Изд. БФАН СССР, 1968.

Вахромеев И. С. Основные черты геологического строения башкирской части Магнитогорского мегасинклиория и выделение перспективных площадей для поисков нефтяных и газовых месторождений. — «Тезисы докладов научной сессии, посвященной нефтегазоносности и металлогении Южного Урала и Приуралья». Уфа, 1971.

Лутфуллин Я. Л. Биогермные образования нижнего карбона Магнитогорского мегасинклиория и перспективы их нефтегазоносности. — «Вопросы геологии восточной окраины Русской платформы и Южного Урала», вып. 22. Уфа, Изд. БФАН СССР, 1974.

«Руководство по методике люминесцентно-битуминологических исследований. Под редакцией Г. Э. Барановой, А. А. Ильиной, В. Н. Флоровской». Л., «Недра», 1966.

Флоровская В. Н. Люминесцентно-битуминологический метод в нефтяной геологии. Изд. МГУ, 1957.

Шихмуратов В. К. Некоторые данные по геологии каменноугольных отложений центральной части Магнитогорского мегасинклиория и о возможной их нефтегазоносности. — Тр. УфНИИ, вып. 2, 1963.

Юсупов Б. М., Виссарионова А. Я., Камалетдинов М. А., Камалетдинов Р. А., Казанцев Ю. В., Лутфуллин Я. Л., Шихмуратов В. К. К оценке перспектив нефтегазоносности Магнитогорского мегасинклиория. — «Тезисы докладов научной сессии, посвященной нефтегазоносности и металлогении Южного Урала и Приуралья». Уфа, 1971.

УСЛОВИЯ ЗАЛЕГАНИЯ И МОРФОЛОГИЯ КОЛЧЕДАНЫХ ЗАЛЕЖЕЙ МАКАНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ

Мақанское рудное поле располагается в Бурибайском рудном районе западного крыла Магнитогорского мегасинклинория. В пределах рудного поля в настоящее время известны Мақанское, Южно-Мақанское, Октябрьское и Ташкулинское медноколчеданные месторождения.

Структурно-морфологические особенности некоторых рудных тел этого рудного поля ранее рассматривались А. И. Кривцовым (1967). Однако результаты геологоразведочных работ последних лет позволяют рассмотреть этот вопрос на новой фактической основе. При разработке представлений об условиях локализации колчеданных руд Мақанского рудного поля автор обращался к работам В. М. Крейтера (1956), Ф. И. Вольфсона (1953), М. Б. Бородаевской (1964), А. В. Королева и П. А. Шехтмана (1965), И. С. Вахромеева и М. В. Лозовского (1970).

Мақанское месторождение расположено в западной части рудного поля и представлено шестью рудными залежами, изображенными в поперечных сечениях на рис. 1.

Первая залежь приурочена к Мақанской тектонической зоне крутого северо-восточного падения ($60-80^\circ$), секущей эффузивно-пирокластические образования. Последние представлены туфами и лавами дацитового, андезито-дацитового, андезитового и андезито-базальтового состава, содержащими пачки туфогенно-осадочных пород. Породы залегают моноклиально с падением к северо-востоку под углами $20-40^\circ$. В тектонической зоне отмечается большое количество разновозрастных субвулканических и небольших интрузивных тел в основном дацитового и базальтового состава, большинство которых, так же как вмещающие породы, подвержены интенсивному рассланцеванию.

Рудная залежь имеет клиновидную форму. Размещаясь в зоне трещиноватости, она пересекает пологолежащие метаморфизированные эффузивно-туфовые толщи дацитового и андезито-дацитового состава, имея северо-восточное падение под углом около 60° (см. рис. 1). Руды метасоматически замещают вмещающие породы. При этом в случае контакта с метаморфизованными туфами в краевых частях залежи наблюдается замещение сульфидами цемента, а обломки туфов только импреньируются вкрапленным пиритом. Ближе к центру рудной залежи обломки также почти нацело замещаются рудой и последняя приобретает брекчиевидное сложение. Постепенно различия в строении и составе обломков и цемента в руде стираются и руда становится массивной.

В верхней части, где мощность рудной залежи максимальная, она

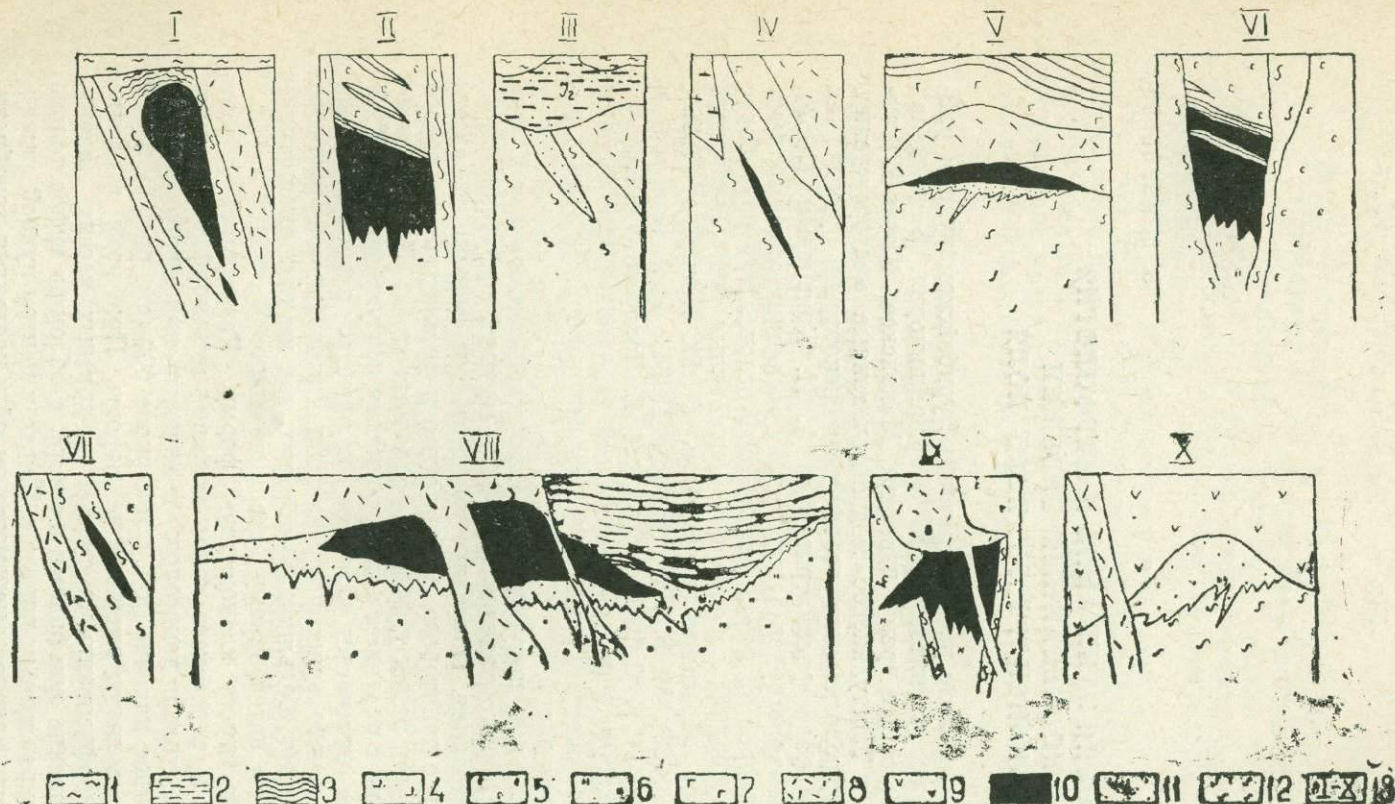


Рис. 1. Морфология колчеданных рудных тел Маканского рудного поля (широтные геологические разрезы).

I—VI Маканское месторождение: I—первая залежь; II—вторая залежь; III—третья залежь; IV—четвертая залежь; V—пятая залежь; VI—шестая залежь; VII—Южно-Маканское месторождение; VIII—IX—Октябрьское месторождение: VIII—первая залежь; IX—вторая залежь; X—Ташкулинское месторождение.

1—суглинки четвертичные; 2—глины юрские; 3—туфогенно-осадочные породы; 4—туфы андезитовых порфиритов; 5—серицит-кварцевые, хлорит-серицит-кварцевые породы; 6—серицит-хлорит-кварцевые, хлорито-кварцевые породы; 7— жильные диабазовые порфириты; 8— жильные дацитовые порфириты; 9—эффузивные дацитовые порфириты; 10—руды сплошные; 11—руды вкрапленные; 12—зоны дробления и расщепления; 13—номера рудных залежей.

залегает под пологим экраном кремнистых туффитов. Наблюдается, что отдельные апофизы проникают в слоистую пачку кровли, замещая отдельные более крупнообломочные разности туфогенно-осадочных пород.

В средней и южной части рудная залежь находится близ земной поверхности под рыхлыми отложениями юры. К северу кровля залежи погружается до глубин, превышающих 100 м. В рудной залежи ясно проявилась вторичная вертикальная зональность (снизу вверх):

- 1) зона окисления с бурыми железняками мощностью от 2 до 6 м;
- 2) зона вторичного сульфидного обогащения, представленная медистым и медисто-цинковистым колчеданом, обогащенным ковеллином и халькозином; мощность зоны от 1 до 3,5 м;
- 3) зона первичных руд — сплошной колчедан: медистый, медисто-цинковистый и серный.

Рудовмещающие толщи близ рудной залежи в значительной мере преобразованы в кварц-серицит-хлоритовые породы, которые в лежащем боку постепенно переходят в существенно кварцевые. Мощность измененных пород в лежащем боку значительная, а висячем — ограничивается (первыми метрами).

По падению рудоконтролирующей зоны ниже описанной залежи в метаморфизованных породах андезит-базальтового состава отмечаются мелкие рудные линзы.

Вторая залежь Маканского месторождения расположена в 200 м к северо-западу от первой. Она локализована в той же тектонической зоне под экранирующим горизонтом кремнистых туффитов, ограниченным по падению и восстанию крутыми зонами рассланцевания. К этим зонам приурочены дайки дацитовых порфиритов и габбро-диабазов, интенсивно рассланцованные и гидротермально-измененные, так же как и вмещающие эффузивно-пирокластические породы андезитового состава. Залежь имеет блоково-гребневидную форму с относительно ровной кровлей и «пилообразной» подошвой. Падение кровли согласное с падением туффитов под углом 30—40°, а подошва осложнена многочисленными крутыми жилообразными апофизами, наследующими положение подводящих зон дробления. Боковые ограничения рудного тела контролируются упомянутыми выше двумя крутопадающими зонами рассланцевания. Глубина залегания залежи около 250 м.

Слагающие залежь медистые и медисто-цинковистые колчеданные руды образовались метасоматическим путем, заместив эффузивно-пирокластические породы под пологим экраном туффитов в блоке, ограниченном упомянутыми выше двумя крутопадающими зонами рассланцевания. Слабопроницаемые туффиты и зоны рассланцевания с глиной трения образовали ловушку, в которой происходила аккумуляция рудноносных растворов и отложение руд.

Третья залежь расположена в 1,5 км к северо-западу от первой в той же Маканской тектонической зоне. Залежь представляет собою линзовидную зону густой вкрапленности пирита, которую можно рассматривать как нижнюю выклинку эродированного в настоящее время колчеданного рудного тела. Падение рудной линзы восточное под углом 50—55°.

Четвертая залежь расположена в Маканской тектонической зоне в 150 м к юго-востоку от первой. Это секущая напластования небольшая уплощенная линза колчеданных руд, круто падающая на северо-восток под углом 60—70°. Она локализована в хлорит-серицит-кварцевых и серицит-кварцевых породах, образовавшихся по мелко- и среднеобломочным туфам андезитовых порфиритов.

Пятая залежь располагается в 800 м к северо-западу от первой.

Она занимает самую верхнюю часть разреза андезитовой толщи и представляет пологолежачую рудную линзу, располагающуюся под экраном силлов дацитовых порфиритов, частично — диабазовых порфиритов и кремнистых туффитов. Рудоподводящими каналами являлись зоны интенсивного дробления и рассланцевания, падающие на юго-запад под углом 50° и являющиеся оперяющими относительно Маканской тектонической зоны. Зоны дробления в большей мере представлены брекчиями, в которых обломки вмещающих пород сцементированы серицит-кварцевым материалом. Обломки часто ориентированы согласно направлению дробления и рассланцевания в зонах. В то же время на многих участках тектонические зоны представлены и тонкоплитчатыми серицит-хлорит-кварцевыми сланцами. Рассланцевание отмечается как «залеченное», так и открытое, что, очевидно, связано с неоднократными тектоническими импульсами в ходе гидротермального процесса. Мощность зоны метасоматитов в лежащем боку рудной залежи достигает 200 м, а висячем — не превышает 10 м.

Рудная линза сложена сплошными и вкрапленными колчеданами.

Колчеданные руды заместили наиболее благоприятные разности рудовмещающих обломочно-осадочных пород, о чем свидетельствует совпадение текстурного рисунка руд с текстурами вмещающих пород и наличие в руде многочисленных слабозамещенных прослоев кремнистых туффитов.

Шестая залежь располагается под пятой на глубине 300 м. Она приурочена к месту оперения Маканской тектонической зоны более мелкими зонами дробления и рассланцевания юго-западного падения. Залежь расположена в нижней части андезитовой толщи. Морфология шестой залежи сходна с морфологией второй залежи. Для нее также характерна верхняя ровная граница, пилообразная нижняя и крутопадающие боковые ограничения. Падение кровли залежи северо-восточное под углами $35-40^\circ$. Экраном являлась слоистая пачка туффитов и туфопесчаников, а боковыми ограничениями — две крутопадающие зоны дробления и рассланцевания. В туфогенно-осадочной пачке рудному метасоматозу подверглись более грубообломочные туфопесчаники, тогда как плотные туффиты содержат редкую прожилково-вкрапленную сульфидную минерализацию. Незамещенные туффиты находятся и внутри залежи, разделяя ее на две части.

Южно-Маканское месторождение находится в 700 м к югу от первой залежи Маканского и в той же Маканской тектонической зоне. Форма ее чечевицеобразная, падение крутое северо-восточное, секущее напластование рудовмещающих пород (см. рис. 1). В морфологическом отношении рассматриваемое рудное тело сходно с первой залежью Маканского месторождения, но без раздува в верхней части. Это, очевидно, объясняется отсутствием экранирующих горизонтов — «открытым» характером рудовмещающей зоны дробления и рассланцевания.

Руды сплошные и вкрапленные, медистоколчеданные и медистокварцевые колчеданные.

Основная масса руд локализована в породах андезито-базальтового состава, а верхняя часть рудного тела — в толще андезитового состава. Зона рассланцевания насыщена многочисленными разновозрастными дайками дацитовых порфиритов.

По падению тектонической зоны ниже основного рудного тела наблюдается несколько мелких колчеданных тел.

Октябрьское месторождение расположено в 600 м к востоку от Маканского и представлено четырьмя рудными залежами.

Первая самая крупная залежь Октябрьского месторождения приурочена к сводовой части антиклинальной складки, наследующей вулка-

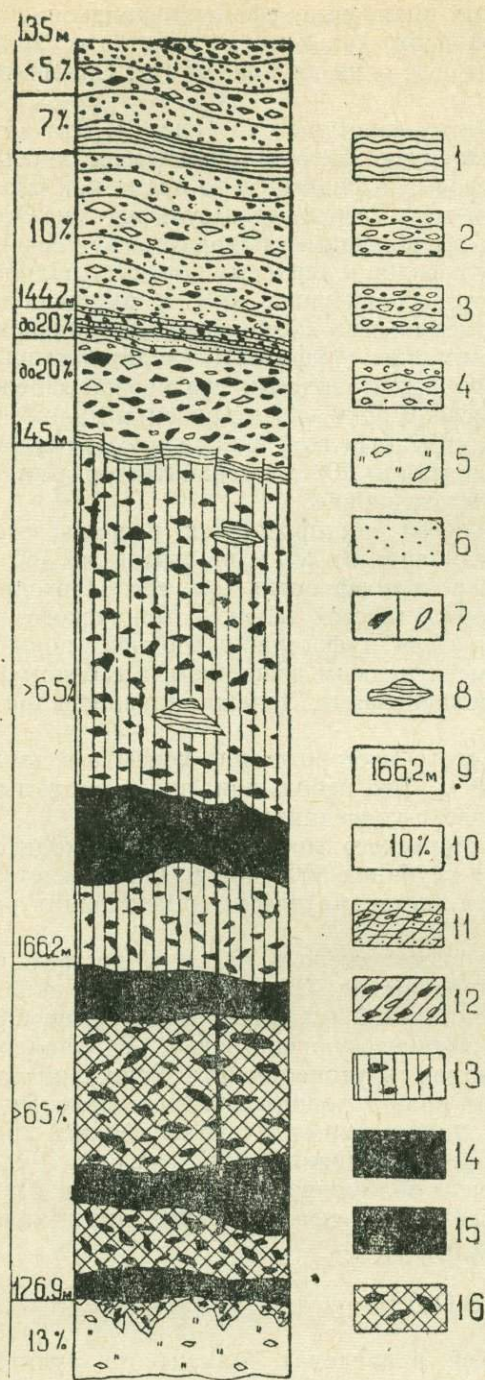


Рис. 2. Пятнисто-полосчатое строение рудного тела Октябрьского месторождения. Первая залежь. Колонка по скв. 3220.

1 — плотные кремнистые туффиты; 2 — туффопесчаники; 3 — туфогравелиты, туфоконгломераты; 4 — серицит-кварцевые породы по слоистым обломочным породам; 5 — серицит-хлорит-кварцевые породы по обломочным породам; 6 — вкрапленность сульфидов; 7а — обломки замещены сульфидами; 7б — существенно-кремнистые обломки; 8 — ксенолиты кремнистых туффитов в рудах; 9 — глубина в м; 10 — количество сульфидов в процентах; 11—13 — руды сфалерит-халькопирит-пиритовые; 11 — полосчатые бедные (сульфидов до 20%); 12 — брекчиевидные (сульфидов до 65%); 13 — брекчиевидные (сульфидов более 65%); 14—15 — руды халькопирит-пиритовые; 16 — брекчиевидные (сульфидов более 65%).

ническую постройку центрального типа и сложенной эффузивно-пирокластическими породами андезитовой толщи. Размах крыльев антиклинали достигает 200—300 м. Простираание ее шарнира около 335°. Погружение шарнира юго-западное под углами 2—10° на севере и 15—30° на юге. Пологий свод антиклинали осложняется серией складок более высокого порядка с размахом крыльев до 50—70 м и их падением от 5 до 30°.

Рудная залежь лежит полого, имеет линзовидно-гребневидную форму (см. рис. 1), в некоторых разрезах приближающуюся к пластовой. Верхняя граница ее ровная, подчиняющаяся залеганию экранирующих пород кровли. В верхней части залежи наблюдаются полосчатые руды с ориентировкой полос параллельно залеганию слоистости в надрудных толщах. В нижней части залежи полосчатость в рудах, как правило, крутая. Ее направление повто-

ряет ориентировку крутого расщепления и трещиноватости во вмещающих породах. Граница подошвы залежи неровная с многочисленными языковидными ответвлениями по трещиноватости. Максимальную мощность, достигающую 55 м, залежь имеет в сводовой части антиклинальной складки, а на крыльях и в периклиналях залежь постепенно выклинивается. Также изменяется и качество руд. В сводовой части они сплошные, а по падению и простираанию переходят во вкрапленные.

Руды (первичные) халькопирит-пиритовые, сфалерит-халькопирит-пиритовые, пиритовые и борнит-сфалерит-халькопирит-пиритовые залегают на севере на глубине 40 м, на юге — на глубине 210 м. Сплошных руд около 40%, вкрапленных — 60%.

Преобладают пятнисто-полосчатые текстуры руд (рис. 2). Это объясняется преимущественным замещением более проницаемых грубых разностей туфогенно-осадочных пород сульфидами, в то время как плотные разности последних в меньшей мере замещаются сульфидами. Особенности взаимоотношений руд с вмещающими породами, заключающиеся в уменьшении количества сульфидов к верхнему контакту рудного тела, совпадении текстурно-структурных рисунков руд и вмещающих пород, наличии в рудах большого количества «ксенолитов» вмещающих пород (как правило, плотных кремнистых туффитов), свидетельствуют о гидротермально-метасоматическом происхождении руд первой залежи Октябрьского месторождения. Висячем боку залежи развиты маломощные серицит-кварцевые породы с тонкой и редкой вкрапленностью пирита, а в лежачем — большой мощности (до 200 м) серицит-хлорит-кварцевые породы с густой вкрапленностью пирита.

Вторая залежь Октябрьского месторождения располагается гипсометрически ниже первой на глубинах от 260 м на севере до 460 м на юге. Ее положение в пространстве и морфология (см. рис. 1) сходны с положением и морфологией второй и шестой залежей Маканского месторождения. Сверху она экранируется туфогенно-осадочной пачкой, значительная часть которой замещена рудным веществом, а с боков ограничена зонами дробления и рассланцевания. Залежь локализована в низах андезитовой толщи.

Третья залежь Октябрьского месторождения вскрыта в дацитовой толще на глубинах 125—150 м. Это небольшая линза с южным склонением. Руды — полиметаллически-колчеданные.

Четвертая залежь Октябрьского месторождения находится на его северо-восточном фланге на глубинах 350—450 м. Она представлена линзой серноколчеданных руд, метасоматически замещающих обломочно-осадочные породы.

Ташкулинское месторождение расположено в 700 м к востоку от первой залежи Октябрьского месторождения. Оно приурочено к западному крылу одноименной антиклинальной складки, представляющей значительно деформированную вулканическую постройку. В западном крыле антиклинали проходит мощная крутопадающая Ташкулинская зона рассланцевания, выполняющая роль рудоподводящего канала. Рудное тело имеет линзовидно-гребневидную форму с ровной верхней границей (влияние экрана) и пилообразной нижней (см. рис. 1). Руды метасоматически замещают горизонты обломочно-осадочных пород. Преобладают вкрапленные пирит-халькопирит-сфалеритовые, пирит-халькопиритовые и пирит-сфалеритовые руды.

ВЫВОДЫ

1. Морфология рудных залежей в пределах Маканского рудного поля определяется сочетанием крутых подводящих зон рассланцевания и дробления и пологозалегающих экранирующих горизонтов. Роль последних играют чаще всего пачки слоистых туфогенно-осадочных пород, в меньшей степени — силлы дацитовых порфиритов.

2. Формирование пологолежащих рудных тел линзовидной формы определялось контролем рудоотложения только пластовыми структурными элементами, а крутопадающих рудных тел и жил — их приуроченностью к секущим зонам трещиноватости и рассланцевания.

Образование клиновидных, блоково-гребневидных и линзовидно-гребневидных тел связано с комбинированным воздействием на рудоотложение как крутопадающих разрывов, так и пластовых рудоконтролирующих факторов.

3. Механизм образования рудных залежей Маканского рудного поля представляется следующим. Гидротермальные рудоносные растворы, поднимаясь по крутым зонам рассланцевания и дробления, достигали благоприятных мест для рудоотложения (ловушек) и аккумулировали в них рудное вещество, которое метасоматически замещало вмещающие породы.

ЛИТЕРАТУРА

Бородаевская М. Б. Соотношения колчеданного оруденения с магматизмом и некоторые вопросы генезиса колчеданных руд на примере Южного Урала. — «Проблемы генезиса руд. К XXII сессии МГК». М., «Недра», 1964.

Вахромеев И. С., Лозовой М. В. Структуры колчеданных месторождений Башкирии. — «Полезные ископаемые Башкирии, их размещение и условия образования», ч. 2. Уфа, Изд. БФАН СССР, 1970.

Вольфсон Ф. И. Структуры эндогенных месторождений. — «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». М., Изд. АН СССР, 1953.

Королев А. В., Шехтман П. А. Структурные условия размещения послемагматических руд. М., «Недра», 1965.

Крейтер В. М. Структуры рудных полей и месторождений. М., Госгеолиздат, 1956.

Кривцов А. И. Структурно-морфологические особенности медноколчеданных месторождений Бурибай-Маканского района (Южный Урал). — Тр. ЦНИГРИ, вып. 67. М., «Недра», 1967.

О ПОЛОЖЕНИИ МЕДНОКОЛЧЕДАННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В РАЗРЕЗАХ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ВЕРХНЕУРАЛЬСКОГО РУДНОГО РАЙОНА

К настоящему времени для колчеданных месторождений района высказаны две основные концепции рудообразования. Согласно первой из них, рудные залежи сформировались гидротермально-осадочным путем и сингенетичны отдельным этапам вулканизма. Это предположение поддерживается С. Н. Ивановым, О. А. Нестояновой и др. Вторая концепция предполагает эпигенетичность рудообразования по отношению к отдельным этапам вулканизма и разделение их во времени тектоническими деформациями, подготовившими структуры для рудообразования. Эта концепция выдвинута М. Б. Бородаевской и поддерживается авторами статьи. Ниже приведен фактический материал, подтверждающий эпигенетичность колчеданных месторождений. В накоплении и систематизации этого материала авторам помогали геологи В. А. Козулин, А. Г. Титов, И. П. Булатов и Л. А. Меркурьева.

Геология колчеданных месторождений района описана в ряде работ (Бородаевская, 1960, 1962, 1963, 1965; Курбанов, 1968; Петров, 1968). В этих работах показано, что колчеданные месторождения Озерное, им. XIX партсъезда, Узельгинское, Молодежное располагаются в улутауской свите среднего девона. Унифицированный геологический разрез этой свиты следующий (снизу вверх): а) основные эффузивы — миндалекаменные порфириты и афириты базальтового состава; б) кварцевоплагноклазовые липаритовые порфиры и дацитовые порфириты; в) известняки; г) пироксен-плагноклазовые порфириты андезито-базальтового состава, их туфы и туффиты. Породы и руды месторождений пересечены дайками различного состава.

Для района характерны локальные (рис. 1) увеличения мощностей кислых пород, которые ранее были описаны как брахиантиклинальные экстрוזивные куполы, вулканокуполы (Бородаевская, 1965, Курбанов, 1967), линзовидные увеличения мощностей кислых пород (Петров, 1968). Наши материалы и более поздние работы других исследователей позволили установить их субинтрузивную природу (Бобохов, Уразаев и др., 1967). Кроме отмеченных ранее кольцевых «брахиструктур», выходящих на поверхность, установлено наличие «погребенных» их разностей, изучена петрография их, контакты между собой и вмещающими породами. При этом установлено, что центральные части этих структур сложены преимущественно плотными массивными и однородными породами лавового облика, липаритового, дацитового и андезито-дацитового состава, которые по периферии сменяются обломочными разностями. Особенно

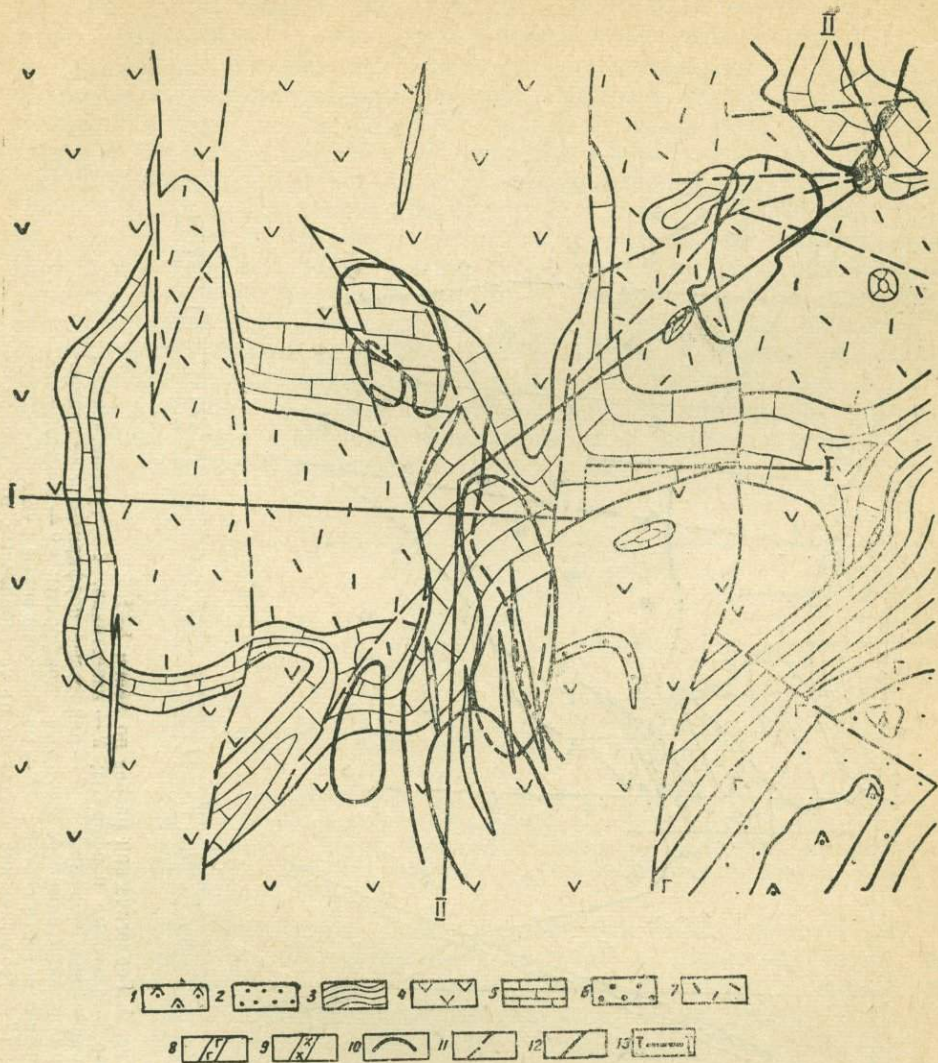


Рис. 1. Геологическая карта Узельгинского месторождения.

1 — пироксен-плагиоклазовые порфиры; 2 — туфы смешанного состава; 3 — кремнистые сланцы; 4 — андезито-базальтовые порфиры; 5 — известняки; 6 — туфопесчаники; 7 — липаритовые, липарито-дацитовые порфиры; 8 — силлы, дайки основного состава; 9 — дайки диоритового состава; 10 — проекция рудных тел; 11 — дизъюнктивные нарушения; 12 — геологические контакты; 13 — линии разрезов.

богаты обломочными породами зоны контактов двух или нескольких подобных структур (рис. 2). Эти приконтактовые обломочные породы наиболее разнообразны по петрохимическому составу и фациальной изменчивости и представлены обломочными остатками эффузивно-осадочного разреза, существовавшего до внедрения субинтрузий. Резкая фациально-литологическая и механическая дифференциация пород в контактовых частях субинтрузий predeterminedили заложение здесь путей проникновения даек жильных пород, эксплозивных брекчий, гидротерм и обусловили образование рудных тел. Контакты кислых пород с нижележащими андезито-базальтовыми и перекрывающими известняками имеют секущий интрузивный характер. Субинтрузивная природа липа-

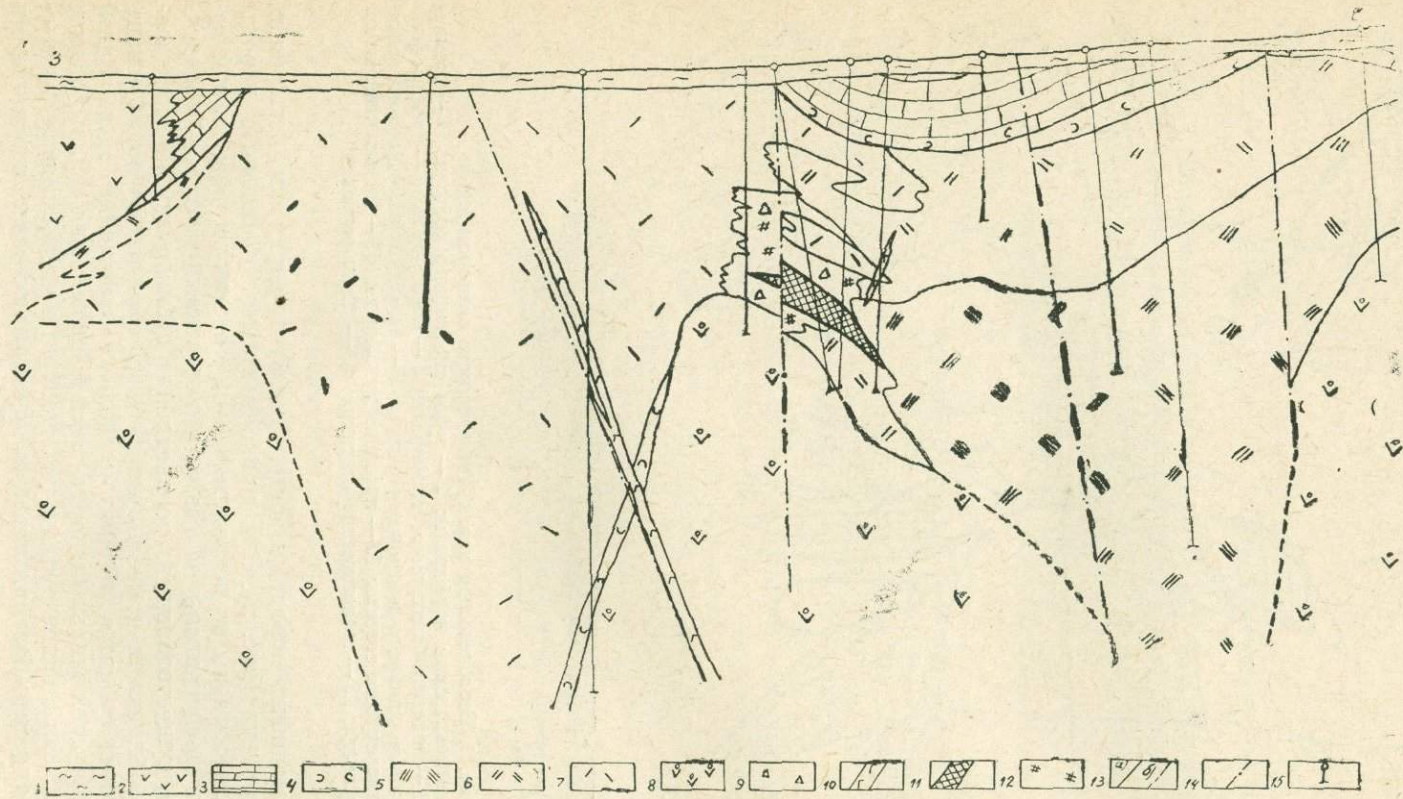


Рис. 2. Геологический разрез по линии I—I.

1 — глины; 2 — андезито-базальтовые порфиры; 3 — известняки; 4 — туфопесчаники, туффиты; 5 — андезито-дацитовые порфиры; 6 — дацитовые порфиры; 7 — липаритовые порфиры; 8 — миндалекаменные базальтовые порфиры; 9 — взрывные брекчии; 10 — дайки пород основного состава; 11 — медноколчеданные руды; 12 — сульфидная минерализация; 13 — геологические контакты: а) установленные, б) предполагаемые; 14 — дизъюнктивные нарушения; 15 — скважины.

риито-дацитовых образований особенно характерна в контакте их с наиболее контрастными по составу и химически активными известняками. Эти изменения наблюдались авторами в керне скважин и карьерах, но наиболее полно и представительно они изучены в карьерах действующего рудника геологами А. С. Бобоховым, К. А. Уразаевым, С. Я. Галимовым и Ф. Н. Рянским (1967). Интрузивная природа контакта доказывается следующими фактами: 1) наличием инъекций кислых пород в известняки со стороны подошвы последних; 2) в цементе обломочных пород вблизи контакта наблюдаются текстуры течения, а сам контакт представляет сетевидную зону трещин, выполненных инъецирующей магматической массой кислого состава (рис. 3); 3) мраморизацией и частично гематитизацией пород контактовой зоны и присутствием в контактах скарновых минералов (Уразаев, 1969, 1971); 4) в тонких прожилках инъецирующего материала и в известняках контактовой зоны развиты крупные (до 2,5—3 мм) фенокристаллы кварца и пирита. Наличие апофиз кислых пород отмечается повсеместно и на контакте с миндалекаменными андезито-базальтами нижней толщи.

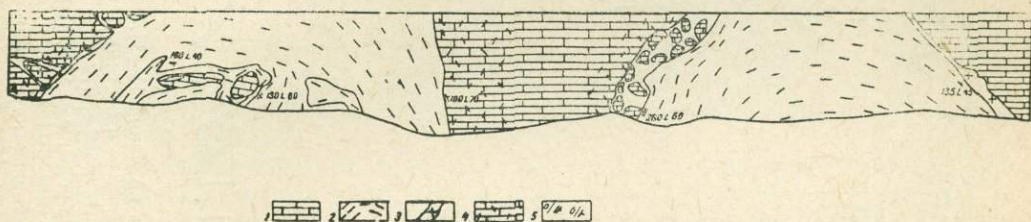


Рис. 3. Зарисовка северного борта объединенного карьера на горизонте 500—490 м. 1 — известняки; 2 — липарито-дацитовые порфиры с взрывной брекчией; 3 — зона развития тонкообломочных пород; 4 — зона контактового воздействия липарито-дацитовых порфиров; 5 — элементы залегания: а) рассланцевания, б) контактов пород.

На периферии рудных полей наблюдается выпадение из разреза кислых пород. При этом известняки ложатся на андезито-базальтовые порфириты. Очевидна относительная разновозрастность кислых и остальных слагающих разрез образований, отмечавшаяся ранее Н. К. Курбановым. На северо-западном фланге месторождения Молодежное в керне скважин наблюдалось чередование известняков с базальтовыми порфиритами. Приведенные факты позволяют рассматривать «линзовидные увеличения мощности» (Петров, 1968) как субинтрузивные куполы (рис. 4).

Внедрение субвулканических тел происходило в конечную стадию вулканической деятельности, интрузии использовали ослабленные зоны контактов, жерл и трещин вулканических конусов, сложенных продуктами андезито-базальтового состава.

В распространении рудных тел намечаются определенные закономерности. Потенциально рудоносной является зона контакта субинтрузий с вмещающими породами (см. рис. 2), сложенная своеобразной «рубашкой» обломочных пород субинтрузий. Наиболее перспективными для рудообразования являются области контакта двух или нескольких субинтрузий, где обычно закладываются дизъюнктивные нарушения (см. рис. 2), или пересечения контактовой зоны субинтрузии крупными дизъюнктивными нарушениями. Эти зоны выделяются в прикальдерной части захороненных вулканических построек, сложенных породами основного состава, названных нами ранее (Петров, 1968) куполовидными поднятиями основных пород. Распределение рудного вещества определяется

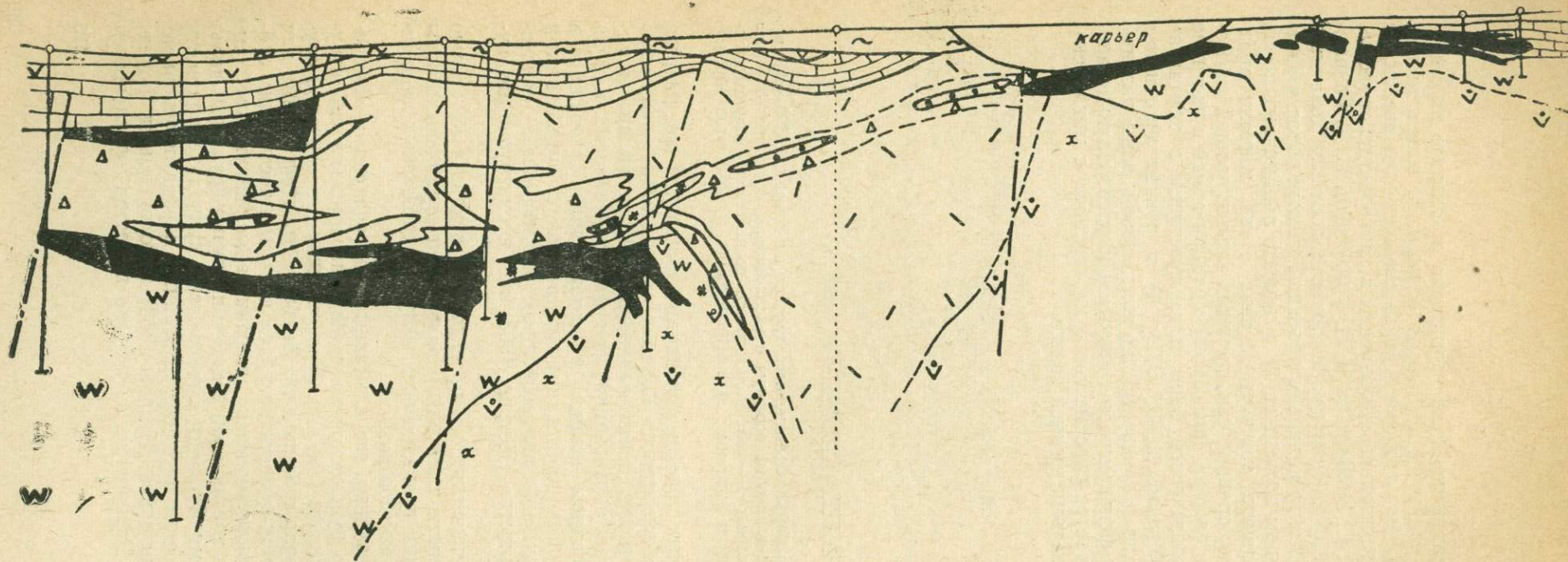


Рис. 4. Геологический разрез по линии II—II.

1 — глины; 2 — андезит-базальтовые порфиры; 3 — известняки; 4 — липарит-дацитовые порфиры; 5 — миндалекаменные базальтовые порфиры; 6 — обломочные породы различного генезиса; 7 — серицит-кварцевые породы; 8 — хлорит-кварцевые породы; 9 — сплошные медноколчеданные руды; 10 — вкрапленные руды: а) медные, б) цинковые; 11 — сульфидная минерализация; 12 — дизъюнктивные нарушения; 13 — геологические контакты: а) установленные, б) предполагаемые; 14 — буровые скважины; а) в профиле, б) вне профиля.

структурными особенностями вмещающих пород. При этом одно рудное тело может изгибаться, «ветвиться», «переходить» из одного замещающего «горизонта» в другой, располагаясь на различных гипсометрических и стратиграфических уровнях. Может образоваться несколько рудных тел, лежащих друг над другом или по простиранию друг относительно друга (см. рис. 4).

Существует иное толкование зон распространения обломочных пород как образований типа «заполненных долин», аналогичных таковым в современных вулканических областях. Это предположение выдвинуто геологами Челябинского геологоразведочного треста Ю. С. Емельяновым и В. М. Седовым. При этом субинтрузивные тела кислого состава, в контакте которых образуются обломочные породы, рассматриваются как вулканические куполы.

Сложность геологического строения рудовмещающих структур обуславливает сложность формы рудных тел. Линзовидная форма месторождений при детальном изучении оказывается очень сложной. Для рудных тел Узельгинского месторождения характерны следующие особенности: 1) резкие изменения направления контактов; 2) четковидно-клиновидная (в продольном разрезе) форма рудных тел с постепенным закономерным нарастанием мощности с юга на север и резкой выклиной рудных тел; 3) соизмеримость мощности рудного тела с разрезом его вкрест простирания (квадратное или треугольное сечение); 4) наличие ответвлений рудных тел под произвольными углами, обусловленных замещением механически более проницаемых обломочных пород рудным веществом.

Горизонтальная зональность рудных тел заключается в обогащении северных «головных» наиболее мощных частей рудных тел цинком, а южных «хвостовых» — медью. Отмеченные закономерности не могут быть связаны с гидротермальным влиянием даек, так как последние пересекают месторождение по простиранию поперек выявленной горизонтальной зональности рудных тел.

На колчеданных месторождениях района широким распространением пользуются субинтрузивные тела и дайки различного состава. По взаимоотношениям с вмещающими породами и между собой, структурно-текстурным особенностям и петрохимическому составу выделены субинтрузивные тела трех типов и установлена их возрастная последовательность (от древних к молодым): 1) кварцево-плагноклазовые липаритовые порфиры; 2) кварцево-плагноклазовые дацитовые порфириты; 3) крупнопорфировые кварцево-плагноклазовые андезито-дацитовые порфириты.

Липаритовые порфиры слагают субинтрузивные куполы размером около 1 кв. км с мощностью в центральных частях более 1000 м (см. рис. 2). Дацитовые порфириты образуют пластовые, реже дайкообразные тела переменной мощности от первых метров до 1000 м. Краевые части тел дацитовых порфиритов обогащены ксенолитами вмещающих пород (липаритовых порфиритов, известняков, базальтовых порфиритов и др.) и определяются нами как эруптивные брекчии. Андезито-дацитовые порфириты выделяются вблизи контакта кислой толщи с базальтовыми порфиритами, образуя обособленные тела в форме слепых штоков размером в сечении до 900×700 м. В контакте с дацитовыми порфиритами они имеют зону закалки и нередко флюидалность, параллельную контакту. Химический состав субинтрузий приведен в табл. 1. Контакты их с рудой сильно изменены «рудным» метаморфизмом, а относительный возраст определяется как дорудный. Произведенная дифференциация субинтрузий позволила более точно связать рудообразование с последней их генерацией (Уразаев, 1969) — андезито-дацитовыми порфиритами, назван-

Химический состав субинтрузивных пород

Название породы	Состав вкрапленников	Текстура основной массы	Содержание основных компонентов							
			SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
Липаритовые порфиры	Кварц (7—15%), плагиоклаз (5—10%) нередко в гломеро-порфировых и пегматOIDных сростках	Микролитно-сферолитовая, сферолитовая, фельзитовая	74,7	12,4	1,0	2,1	1,1	1,1	4,3	1,2
Дацитовые порфириты	Кварц (5—10%), плагиоклаз (7—20%), часто катаклазированные	Преимущественно фельзитовая, сферолито-фельзитовая	66,9	15,0	2,4	1,7	1,6	3,8	2,4	2,0
Андезито-дацитовые порфириты	Крупные фенокристаллы кварца (до 1 см) —2—5%, плагиоклаз зональный (8—15%), темноцветные (1—2%)	Сферолитовая, микролитно-сферолито-фельзитовая	65,7	14,0	2,4	3,2	1,5	4,3	5,6	0,1

ными ранее (Петров, 1968) «крупно-кварцевыми дацитами».

В тесной пространственной связи с кислыми субвулканическими телами находятся взрывные брекчии, разделяемые по условиям залегания, морфологии, составу и являющиеся основным рудовмещающим субстратом (Козулин, Беляева и др., 1969). На Урале взрывные брекчии были выделены Ю. С. Бородаевым (1965) на Блявинском рудном поле, А. С. Бобоховым (1966) в Магнитогорском синклинии, на колчеданно-полиметаллических месторождениях Алтая — К. Г. Богдановой (1959), П. Ф. Иванкиным (1961, 1963), на месторождениях Закарпатья — Б. В. Мерlichem (1958). Взрывные брекчии Верхнеуральского района представляют собой плотно сцементированную породу с обломками различной степени окатанности, разнообразного размера (до 10 и более см) и петрографического состава. Характерным является присутствие в них рудных обломковидных обособлений. Макроскопическое и микроскопическое изучение последних позволило выделить среди них истинные обломки, рудные «псевдоморфозы» по нерудным обломкам и сульфидные сгустки. Кроме того, встречаются редкие обломки плагиогранитов и габбро, не принимающих участие в строении разреза до изученных глубин (1000—1500 м).

Выделяется несколько генераций взрывных брекчий, различающихся по текстурно-структурным признакам, составу обломков, морфологии тел. Предрудные взрывные брекчии I генерации занимают наибольший объем среди обломочных пород. Они слагают пластообразные тела переменной мощности, явившиеся в силу своей высокой проницаемости для гидротерм благоприятной средой для рудоотложения. Об этом свидетельствуют переходы от минерализованной брекчии к сплошным рудам и реликты брекчий внутри рудного тела. Брекчии II генерации слагают дайкообразные тела небольшой мощности и секут брекчии I генерации. В ряде случаев в керне скважин отмечается срезание взрывной брекчией структурного рисунка руд и зон роста в пирите. Взрывные брекчии III генерации встречаются спорадически только в непосредственной близости от рудных тел. Брекчии II и III генераций образовались в интарудную стадию, о чем с достаточной очевидностью свидетельствует широкое развитие в них обломковидных сульфидных обособлений, среди которых чаще всего встречаются истинные колчеданные обломки со срезанием текстурно-структурного рисунка и зон роста кристаллов. Интарудный характер взрывных брекчий уже отмечался на колчеданных месторождениях Южного Урала (Бобохов, 1967). Кроме взрывных брекчий в составе продуктивной толщи выделяются и другие обломочные породы (тектонобрекчии, туфы, туффиты, туфопесчаники, лавобрекчии, игнибриты, эруптивные брекчии), способствовавшие рудообразованию в качестве проводников рудных гидротерм и вмещателей рудных зон. Исследования последних лет позволили произвести систематизацию наиболее интересных с точки зрения рудообразования обломочных пород (табл. 2), в основу которой положены генетические различия пород.

На месторождении имеют широкое развитие дайки различного состава и мощности (до первых десятков метров), в основном жилкообразной и пластовидной формы, с крутым, чаще субвертикальным падением (за исключением даек диоритовых порфиритов, крупнозернистых диабазов и диорито-диабазов, залегающих субгоризонтально). Все дайки секут известняки перекрывающей толщи. Макроскопические наблюдения и микроскопические исследования позволили выделить несколько разновидностей даек, возрастные взаимоотношения которых установлены по их пересечениям и включениям обломков (табл. 3).

Возрастные взаимоотношения даек с рудой изучены недостаточно.

Систематизация обломочных пород кислой толщи улутауской свиты северной части Верхнеуральского района

Основные признаки	Тектонобрекчии	Группа туфов, туффитов, туффесчаников	Лавоб рекчии	Эруптивные брекчии	Эксплозивные брекчии	
					сквозного перемещения	затухания (инъекционные)
1	2	3	4	5	6	7
Состав обломков	Однородный, соответствующий составу раздробленных пород	Однородный и разнообразный	Преимущественно однородный	Преимущественно однородный	Весьма разнородный, кроме обломков вмещающих пород, характерно наличие обломков руд, метасоматитов, интрузивных пород	Разнородный с преобладанием местных обломков
Количество обломков и их распределение в слое, в теле	100—50%, к центру количество обломков уменьшается	25—90%. Более крупные обломки внизу слоя	10—50%, редко до 90%, обогащение обломками верхней, реже нижней части потока	10—50%, редко до 90%, с углублением в тело субинтрузии количество обломков уменьшается, а состав инородных обломков нивелируется до состава субинтрузии	50—90%. В центре преобладают дальнеприносные обломки, к периферии—местные	80—90%. Преобладают местные обломки, дальнеприносные редки и приурочены к центру слоя
Форма обломков и их ориентировка	Резко угловатая (в экзоконтакте) до эллипсоидной (в центре) со слабой ориентировкой по удлинению. Иногда полосчатость в центральной зоне	От круглой до угловатой, от изометричных до удлиненных по напластованию	Угловатая, округлая, изометричная	Округлой, неправильной формы, обломки изометричны, иногда удлинены по флюидалности	Для дальнеприносных округлая, иногда удлинена в направлении движения, для местных более угловатая	Местные обломки угловаты, дальнеприносные округлы. Ориентировка отсутствует

1	2	3	4	5	6	7
Отношение обломков друг к другу	В зависимости от степени брекчирования от соприкасающихся (можно совместить друг с другом) до несоприкасающихся (совмещение невозможно)	Обломки частично соприкасаются друг с другом	Обломки редко соприкасаются друг с другом, контакты их резкие, часто с зоной закалки и оплавления	Обломки обычно не соприкасаются, контакты их могут быть нерезкими	Обломки частично соприкасаются	Обломки часто соприкасаются. Местные обломки зачастую совмещаются
Изменение крупности обломков в слое, в теле	Закономерное уменьшение крупности к центральной зоне	Чередование слоев с различной крупностью обломков, контакты между слоями преимущественно резкие	Незакономерное	С углублением в интрузию крупность обломков уменьшается	В краевых частях обломки более мелкие, в центральных — крупные	К краевым частям размер местных обломков увеличивается
Состав и агрегатное состояние цемента	Тонкоперетертый материал, часто замещенный гидротермальными минералами	Туфовый, туфогенный, осадочный	Лавовый, плотный, может быть флюидальной текстуры	Субвулканический, лавового облика, может быть флюидальной текстуры	Тонкоперетертый материал, по составу аналогичный обломкам, замещенный гидротермальными минералами	
Характер контактов	Постепенные, секущие	Резкие, согласные	Резкие, согласные	Резкие, секущие или согласные с апофизами во вмещающие породы	Резкие, секущие или согласные	Постепенные, секущие или согласные с переходом в брекчированные вмещающие породы

1	2	3	4	5	6	7
Морфология тел	Пластовидная, линзовидная (в плоскостях отслоения)	Слой, пласт	Слой, пласт	Преимущественно определяется формой субвулканических тел, облекая их, или формой жерл	Пластовая, древовидная, трубообразная	Определяется формой тел эксплозивных брекчий, облекая их
Механизм образования	Механическое дробление субстрата в результате тектонических напряжений	Осаждение из аэро- или гидросреды	Дробление уже затвердевшей корки лавового потока, захват инородных обломков в жерле, с поверхности движения потока и цементация их лавой	Контактное дробление вмещающих пород телом субинтрузии, цементация обломков их и небольшого количества привнесенных обломков	Внедрение в тектонические зоны и трещины подвижной смеси, состоящей из обломков вмещающих пород и пород, перенесенных на пути внедрения	

Дайковые породы Узельгинского месторождения

Группа даек по составу	Наименование породы, ее индекс	Геологическое положение, форма проявления	Описание	Ср. хим. состава по основным компонентам
1	2	3	4	5
Основного состава	1. Диабаз метаморфизованный (осветленный) а) с миндалинами (d_1^M) б) без миндалин (d_1)	Крутопадающие маломощные (до первых метров) дайки, пересекающие все породы месторождения. Дайки d_1^M секутся дайками d_1 , последние секутся дайками d_2	Структура бластодиабазовая. Состав: реликты плагиоклаза (<50%) и моноклинного пироксена, карбонат, серицит, хлорит, биотит, кварц, лейкоксен, пирит. Миндалины (2—5%) хлоритового и карбонат-хлоритового состава. Дайки осветлены, особенно интенсивно в приконтактных зонах.	SiO ₂ —44,94 Al ₂ O ₃ —14,94 Fe ₂ O ₃ —2,02 FeO—7,94 CaO—7,12 MgO—7,5 Na ₂ O—1,89 K ₂ O—1,13
	2. Мелкозернистый диабаз а) без миндалин (d_2) б) с миндалинами (d_2^M)	Крутопадающие маломощные дайки. Мелкозернистый диабаз d_2 сечется дайками d_2^M и дайками d_5 . Дайки d_2^M секутся дайками d_7 .	Структура диабазовая. Состав: плагиоклаз (<50%), моноклинный пироксен, роговая обманка, хлорит, эпидот, серицит, карбонат, лейкоксен, сфен, апатит, ильменит, магнетит, пирит. В приконтактных зонах встречаются редкие фенокристаллы плагиоклаза и моноклинного пироксена. Миндалины (до 5%) карбонат-хлоритового, кварц-карбонатного и хлоритового состава	SiO ₂ —45,98 Al ₂ O ₃ —15,67 Fe ₂ O ₃ —3,16 FeO—7,19 CaO—8,01 MgO—7,38 Na ₂ O—3,45 K ₂ O—0,42

1	2	3	4	5
Среднего состава	3. Крупнозернистый диабаз (d_3)	<p>Горизонтальное силлоподобное асимметрично-зональное тело мощностью 30—40 м (мощность приконтактной зоны тонко- и мелкозернистого сложения висячем боку в 3—5 раз больше).</p> <p>Залегает в контакте туфопесчаников и кремнистых сланцев (d_3frm_k) с лавобрекчиями пироксен-плагиоклазовых порфиритов (d_2qwul_3). Пересекается дайками d_5.</p>	<p>Структура диабазовая.</p> <p>Состав: плагиоклаз (<50%), пироксен, биотит, хлорит, эпидот, цоизит, апатит, сфен, ильменит, магнетит</p>	<p>SiO₂—49,63 Al₂O₃—14,37 Fe₂O₃—5,92 FeO—7,36 CaO—7,39 MgO—4,5 Na₂O—4,6 K₂O—0,48</p>
	4. Габбро-диабаз (d_4)	<p>Крутопадающие симметрично-зональные дайки мощностью до 15 м.</p> <p>Пересекают все породы месторождения и рудные тела.</p> <p>Секутся дайками d_5 и d_7.</p>	<p>Структура габбро-диабазовая.</p> <p>Состав: плагиоклаз (55—65%), моноклинный пироксен, роговая обманка, хлорит, кварц, эпидот, карбонат, пренит, лейкоксен, апатит, сфен, ильменит.</p> <p>В контакте с рудой интенсивно хлоритизируется</p>	<p>SiO₂—50,78 Al₂O₃—16,57 Fe₂O₃—3,14 FeO—5,86 CaO—7,27 MgO—5,64 Na₂O—4,41 K₂O—0,23</p>

1	2	3	4	5
Среднего состава	5. Плагноклазовый порфирит (d_5)	Крутопадающие дайки мощностью 10—15 м, пересекающие все породы месторождения	<p>Структура порфировая, основной массы—диабазовая, фенокристаллы—плагноклаз в виде изометричных табличек размером до 5—7мм.</p> <p>Основная масса: плагноклаз (55—65%), роговая обманка, моноклинный пироксен, хлорит, кварц, эпидот, карбонат, пренит, лейкоксен, апатит, сфен, ильменит, магнетит, пирит.</p>	<p>SiO₂—52,45</p> <p>Al₂O₃—15,81</p> <p>Fe₂O₃—1,54</p> <p>FeO—5,38</p> <p>CaO—6,61</p> <p>MgO—5,18</p> <p>Na₂O—4,97</p> <p>K₂O—0,53</p>
	6. Диорито-диабаз (d_6)	Близгоризонтальные дайки мощностью от первых метров до 10—15 м. Возрастное положение взято условно	<p>Структура субофитовая с элементами призматически-зернистой.</p> <p>Состав: плагноклаз (55—65%), роговая обманка, хлорит, эпидот, серицит, апатит, сфен, ильменит</p>	<p>SiO₂—53,41</p> <p>Al₂O₃—15,45</p> <p>Fe₂O₃—2,73</p> <p>FeO—5,92</p> <p>CaO—5,1</p> <p>MgO—4,37</p> <p>Na₂O—5,04</p> <p>K₂O—0,31</p>
Кислого состава	7. Диорит, диоритовый порфирит (d_7)	Маломощные (до 3—5 м) горизонтальные дайки, залегающие в известняках	<p>Структура порфировая, структура основной массы призматически-зернистая.</p> <p>Фенокристаллы: плагноклаз, роговая обманка.</p> <p>Основная масса: плагноклаз (70—80%), роговая обманка, кварц, хлорит, эпидот, карбонат, серицит, лейкоксен, сфен, апатит, магнетит</p>	<p>SiO₂—62,7</p> <p>Al₂O₃—17,05</p> <p>Fe₂O₃—2,45</p> <p>FeO—1,9</p> <p>CaO—4,63</p> <p>MgO—1,46</p> <p>Na₂O—5,6</p> <p>K₂O—1,03</p>

В керне скважин встречены контакты с рудой двух типов даек: метаморфизованного диабаз и габбро-диабаз. Контактные зоны дайки диабаз с рудой и гидротермально-измененными липаритовыми порфирами осветлены в результате карбонатизации и частичной серицитизации, при этом химические анализы показали обогащение кальцием, углекислотой, некоторый привнос железа, вынос кремния и магния. Дайки габбро-диабазов имеют различные эндоконтактные изменения: в контакте с рудой они приобретают темно-зеленую окраску, обусловленную интенсивной хлоритизацией с существенным обогащением закисным железом и магнием. Наблюдается вынос из приконтактных зон кремния, кальция, натрия, углекислоты; в контакте с серицитизированными липаритовыми порфирами дайки осветлены, подвергнуты серицитизации, карбонатизации. Химический состав их показывает увеличение содержания калия, углекислоты, магния, кальция, уменьшение кремния, натрия, железа. Специфика петрохимических изменений приконтактных зон даек свидетельствует о разновозрастности их по отношению к руде. Изменение контактных зон дайки диабаз вызвано гидротермальными процессами, связанными с рудоотложением. Неоднородный петрохимический состав пород из эндоконтактов габбро-диабаз объясняется ассимилирующим действием дайки, а также пострудными метаморфическими процессами (Иванов, 1950, Скрипченко, 1966, Беляева, Петров, 1968). Изучение даек дает основание предположить наличие дорудных даек, что является дополнительным признаком, отрицающим осадочно-гидротермальное происхождение руд.

ВЫВОДЫ

1. Месторождения рудного поля им. XIX партсъезда являются гидротермально-метасоматическими, возможно, генетически связанными с кислыми субинтрузиями среднего девона, а пространственно с телами андезито-дацитовых порфиритов.

2. В структурах рудных полей нет определенных стратифицированных горизонтов локализации рудных тел. Последние могут образоваться на любом «уровне» в связи с кислыми породами, а при благоприятных условиях также в приконтактных частях кислых субинтрузий с покрывающей и подстилающей толщами и внутри них.

3. Наиболее перспективными для поисков оруденения являются краевые части субинтрузий, места их соприкосновения и сопряжение с дизъюнктивной тектоникой.

ЛИТЕРАТУРА

Беляева Н. М., Петров Г. В. К вопросу о петрохимии и возрасте даек одного из медноколчеданных месторождений Южного Урала. — «Вопросы геологии восточной окраины Русской платформы и Южного Урала», вып. 13. Уфа, Изд. БФАН СССР, 1971.

Бобохов А. С. О природе некоторых обломочных пород вулканогенного облика среди девонских отложений западного крыла Магнитогорского синклиория. — «Базальтовый магматизм и его металлогения». Тезисы докл. на Втором Урал. петрогр. совещ. Свердловск, 1966.

Бобохов А. С. Эксплозивные брекчии некоторых рудных полей колчеданных месторождений восточного склона Южного Урала. — «Материалы юбилейной научной сессии по вопросам геологии Южного Урала и Русской платформы». Уфа, Изд. БФАН СССР, 1967.

Бобохов А. С., Уразаев К. А., Галимов С. Я., Рянский Ф. Н. О генезисе кислых пород вулканогенного облика месторождения им. XIX партсъезда. — «Матер. к I конф. молодых геологов и геофизиков Урала». Свердловск, 1967.

Бобохов А. С., Уразаев К. А. Магматогенные брекчии кислого состава на месторождении им. XIX партсъезда. — «Вопросы геологии восточной окраины Русской платформы и Южного Урала», вып. 13. Уфа, Изд. БФАН СССР, 1971.

Богданова К. Г. Брекчиевидные образования района Шемонаихинского месторождения на рудном Алтае. — «Информационный сборник ВСЕГЕИ», 1959, № 23.

Бородаев Ю. С., Гончарова Т. Я., Зарайский Г. П., Яковлев Г. Ф. Эксплозивные брекчи на медноколчеданных месторождениях Блявинского рудного поля. — «Геология рудных месторождений», 1965, № 6.

Бородаевская М. Б. К вопросу о генезисе обломковидных обособлений сульфидов южноуральских колчеданных месторождений. — Тр. Первого Урал. петрогр. совещ., т. 2. Свердловск, 1963.

Бородаевская М. Б. Структурные условия локализации рудных тел в колчеданных месторождениях Южного Урала. — «Закономерности размещения «эндогенных полезных ископаемых», т. 5. М., Изд. АН СССР, 1962.

Бородаевская М. Б., Михайлова М. С., Нафиков У. С. Условия локализации колчеданного оруденения в пределах Учалинского поля (Южный Урал). — Тр. ЦНИГРИ, вып. 37, 1960.

Бородаевская М. Б., Курбанов Н. К., Перижняк Н. А., Петровская Н. В., Требухин В. С., Фоминых А. Р., Шмидт А. И. Некоторые вопросы методики геологических исследований при детальном съемках колчеданных месторождений Южного Урала. — Тр. ЦНИГРИ, вып. 66. М., «Недра», 1965.

Иванкин П. Ф., Нурбаев З. М. Основные вопросы генезиса свинцового оруденения Южного Алтая. — «Советская геология», 1961, № 2.

Иванкин П. Ф. О происхождении минерализованных брекчий и брекчиевидных руд некоторых месторождений колчеданного типа Алтая и Урала. — Тр. Первого Урал. петрогр. совещ., т. 2. Свердловск, 1963.

Иванов С. Н., Рокачев С. А. Происхождение сульфидных обломковидных обособлений в нерудных толщах колчеданных месторождений. — «Геология рудных месторождений», т. 8, № 6, 1966.

Иванов С. Н. Критика работы А. В. Пэка «Структура и некоторые вопросы генезиса Ливихинских колчеданных месторождений на Среднем Урале». — «Колчеданные месторождения Урала». М., Изд. АН СССР, 1950.

Козулин В. А., Беляева Н. М., Петров Г. В., Титов А. Г. Эксплозивные брекчи одного из медноколчеданных месторождений. — «Геология и полезные ископаемые Урала». Матер. Второй Урал. конференции молодых геологов и геофизиков, ч. 2. Свердловск, 1969.

Курбанов Н. К. Геологическая позиция и структурные условия локализации медноколчеданного оруденения в пределах рудного поля Молодежное (Южный Урал). — «Геологическое строение некоторых медноколчеданных и колчеданно-полиметаллических месторождений Южного Урала, Кавказа и Забайкалья». Тр. ЦНИГРИ, вып. 67, сер. геол., № 3. М., Изд. АН СССР, 1968.

Мерлич Б. В. Эксплозивные брекчи-дайки в Закарпатье. — «Изв. АН СССР», сер. геол., 1958, № 3.

Петров Г. В. Особенности геологии и методы поисков медноколчеданных месторождений в В. Уральском районе Челябинской области. — «Изв. АН СССР», сер. геол., 1968, № 5.

Скрипченко Н. С. Вулканогенно-осадочные образования. М., «Недра», 1966.

Уразаев К. А. Об экзокарновых явлениях в контакте интрузивных кварцевых альбитофиров месторождения им. XIX партсъезда (Южный Урал). Автореферат доклада. Бюлл. МОИП, отд. геол., 1969, № 3.

Уразаев К. А. О геолого-структурном положении и времени формирования колчеданных тел в рудном поле месторождения им. XIX партсъезда (Южный Урал). — «Материалы по геологии и геофизике рудных месторождений Южного Урала». Уфа, Изд. БФАН СССР, 1969.

Уразаев К. А. О скарнировании в экзоконтакте кварцевых альбитофиров месторождения им. XIX партсъезда (Южный Урал). — «Изв. вузов», геология и разведка, 1971, № 5.

МЕТАМОРФИЗМ ВУЛКАНОГЕННЫХ ПОРОД, ВМЕЩАЮЩИХ КОЛЧЕДАННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ БАШКИРИИ

Поиски глубокозалегающих колчеданных месторождений выдвинули в качестве одной из первоочередных задачу изучения метаморфизма вулканогенных пород зеленокаменной полосы. Результатом работ предыдущих исследований, в первую очередь В. М. Нечеухина (1963, 1969), В. А. Прокина (1963, 1967), В. П. Логинова (1969), А. И. Кривцова (1968), явилось выделение фаций регионального зеленокаменного метаморфизма и минеральных фаций и зон околорудного метаморфизма колчеданных месторождений.

Наши исследования заключались в изучении типов метаморфизма колчеданоносных вулканогенных пород вдоль четырех региональных пересечений, проходящих через Учалинское, Сибайское, Майское, Бурибайское и Маканское месторождения, а также в пределах Маканской рудоносной зоны, для которой составлена карта метаморфизма.

Выделенные нами типы, фации, субфации и зоны метаморфизма, а также характерные для них минеральные ассоциации показаны в табл. 1. Типы метаморфизма расположены в ней (сверху вниз) по направлению увеличения интенсивности изменений. В типе автометаморфизма фации и субфации не выделены, так как их выделение правомерно лишь в том случае, когда породы полностью или почти полностью преобразованы, т. е. их первичный минеральный состав замещен ассоциациями вторичных минералов. Ниже дается краткое описание типов метаморфизма.

Автометаморфизм в описываемой зеленокаменной полосе проявляется в интрузивных телах габброидов верхнедевонского и нижнекарбонного возраста и характеризуется тем, что в породе сохраняются все первичные магматические минералы, плагиоклазы не альбитизированы. По первичным минералам развиваются те же вторичные (хлорит, актинолит, эпидот, пумпеллиит, пренит, карбонат), что и при других типах метаморфизма, однако очень редко вторичные полностью замещают первичные. Общее количество вторичных минералов редко превышает 20% от объема породы. Характер автометаморфизма изохимический.

Региональный зеленокаменный метаморфизм охватывает комплекс вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород доверхнедевонского возраста. Этот тип метаморфизма характеризуется полным или почти полным преобразованием минерального состава пород: альбитизацией плагиоклазов и калиевых полевых шпатов, замещением подавляющей части первичных темноцветных минералов вторичными, полным разложением стекла.

Имеются определенные различия в интенсивности метаморфизма пород различных толщ верхнедевонского разреза.

В толщах пород нижней части разреза (баймак-бурибайской — S₁—S₂, ирендыкской — D₁—D_{2e}, карамалыташской — D_{2e} свит), представленных преимущественно лавами и пирокластами, обычно сохраняются отдельные зерна первичных магматических минералов: пироксена, роговой обманки, титаномагнетита и магнетита. Количество их не превышает 1—2% от объема пород. Петрографическое изучение и химические анализы показывают, что характер метаморфизма этих толщ близок к изохимическому. Перераспределение материала в процессе метамор-

Таблица 1
Минеральные ассоциации зон метаморфизма

Тип метаморфизма	Фаши метаморфизма	Субфаши метаморфизма	Зоны метаморфизма	Минеральные ассоциации	
				околорудные ореолы	
				основные и средние породы	кислые породы
1	2	3	4	5	6
Автометаморфизм				1—Ол, Пс, Амф, Плг (Анз—Бит), Мг, Тмг, Ру, Сф 2—Ак, Эп, Пм, Пр, Кр, Хл	1—Пл (Ал—Ол), К-шп, Кв, Роб, Би 2—Ср, Хл, Эп, Кр
	Зеленосланцевая	Ак-Эп		1—Пс, Амф, Мг, Тмг 2—Алб, Ак, Эп, Хл, Кр	1—Алб, Олз, Кв, Роб 2—Алб, Ак, Эп, Хл Ср
Хл-Эп			1—те же 2—те же без Ак	1—те же 2—те же без Ак	
Региональный зеленокаменный метаморфизм	Пумпеллиит-пренитовая	Пумпеллитовая	Ак-Пм	1—те же 2—Алб, Ак, Пм, Эп, Хл, Кр	1—те же 2—Алб, Ак, Пм, Эп, Хл, Ср
			Эп-Пм	1—те же 2—те же без Ак	1—те же 2—те же без Ак
			Алб-Пм	1—отсутствуют 2—Алб, Пм, Хл, Кр, Кв, Ле (Эп)	1—отсутствуют 2—Алб, Пм, Хл, Ср, Кв (Эп)
		Пренитовая	Ак-Пр	1—Пс, Амф, Мг, Тмг 2—Алб, Ак, Пм, Пр, Эп, Хл, Кр	1—Алб, Олз, Кв, Роб 2—Алб, Ак, Пм, Пр, Эп, Ср, Хл
			Эп-Пр	1—те же 2—те же без Ак	1—те же 2—те же без Ак
			Алб-Пр	1—отсутствуют 2—Алб, Пм, Пр, Хл, Кв, Ле (Ср), Кр	1—отсутствуют 2—Алб, Пм, Пр, Кв, Ср, Хл, Ле

1	2	3	4	5	6
Околорудный гидротермально-метасоматический метаморфизм	Внешняя часть ореола		Пм-Ср серицитизир. пород	Алб, Пм, Ср, Кв, Эп, Ле, Гм Алб, Ср, Кв, Эп, Хл, Ле, Гм, Пт	
			Кв-Хл-Эп Кв-Хл-Алб	Алб, Кв, Эп, Хл, Ле, Гм, Пт (Ср) Алб, Хл, Кв, Ле, Гм, Пт, Хпт	
	Внутренняя часть ореола		Хл-Ср-Кв Хл-Кв Ср-Кв Ср-Кв-Кр	Хл, Ср, Кв, Ле, Пт, Хл Хл, Кв, Ле, Пт, Хл Ср, Кв, Ле, Пт, Хпт Ср, Кв, Кр, Пт	
Контактовый метаморфизм	Роб-рого- виковая	Гр-Роб		Гр, Роб, Алб, Эп, Кв, Кр, Мг	
		Ак-Роб		Ак, Роб, Алб, Эп, Кв, Мг, Кр	
	Алб-Эп- роговиковая	Ак-Эп Эп-Кв		Ак, Алб, Эп, Кв Эп, Кв, Алб, Би	

Примечание. 1—магматические минералы, 2—метаморфические минералы.

Расшифровка сокращений приведена в статье Ал. Ал. Малахов а.

физма незначительна. Лишь изредка встречаются мелкие жилки и жилкоподобные скопления вторичных минералов: эпидота, хлорита, кварца, пренита. Следуя терминологии Г. Л. Поспелова (1966), метаморфизм этих толщ можно определить как «метаморфический метасоматоз», предполагающий «высокую степень вещественного унаследования в его продуктах и малые радиусы массообмена вещества в минералообразующей системе». Ассоциации вторичных минералов, встречающихся в этих толщах, отвечают условиям зеленосланцевой и пумпеллит-пренитовой фациям. При этом следует подчеркнуть, что четко наблюдается регрессивная направленность процессов метаморфизма: эпидот замещается пумпеллитом и пренитом.

В толщах пород верхней части разреза (улутауская свита — D_{2gv}), представленных преимущественно вулканогенно-осадочными породами (туфы и туфопесчаники с прослоями кремнистых сланцев), не сохраняются первичные магматические минералы. Метаморфизм этих толщ имеет существенно аллохимический характер. На это указывают следующие факты. Во-первых, эти толщи заметно обогащены кальцием и магнием: туфы и туфопесчаники кислого и среднего состава содержат в среднем пумпеллита 20—40% и хлорита 10—30%, что соответствует, по данным химических анализов, содержаниям СаО — 5—10% и MgO — 3—5%. Напомним, что содержание окиси кальция и окиси магния по Дэли в липарите, даците и авгитовом андезите соответственно равно: 1, 13 и 0,40%; 3,46 и 1,41%; 5,83 и 2,86%. Во вторых, наблюдается значительное по масштабам перераспределение материала в процессе метаморфизма, в результате чего образуются линзовидные тела метасоматитов хлорит-кварц-пумпеллитового, карбонат-хлорит-пренитового и другого близкого состава мощностью до десяти и длиной во много десятков метров.

Таким образом, следуя терминологии Г. Л. Поспелова, можно сказать, что в этих толщах при региональном метаморфизме большую роль играет открытый массообмен Ассоциации вторичных минералов, встречающиеся в этих толщах, отвечают условиям альбит-пумпеллиновой и альбит-пренитовой зон пумпеллит-пренитовой фации. Актинолит в этих зонах отсутствует, эпидот встречается в виде редких зерен, замещаемых пумпеллином.

Таким образом, региональный зеленокаменный метаморфизм вулканогенных толщ нижней части доверхнедевонского разреза отличается по глубинности и интенсивности изменений от верхней части. Эти отличия вполне объяснимы: вслед за Н. Г. Судовиковым (1964) мы считаем, что в верхнюю часть разреза привносится большое количество воды, освобождающейся при метаморфизме нижележащих толщ пород. Вместе с водой привносятся многие элементы, в частности, кальций и магний. Кроме того, верхняя часть разреза характеризуется наибольшей

Таблица 2

Показатели преломления минералов

Минералы	Метаморфизм					
	региональный			околорудный		
	колич. протолочек	Ng	Np	колич. протолочек	Ng	Np
Альбит №6	14	1,539	1,530	1	1,539	1,530
Альбит №10—11	2	1,542	1,534	1	1,542	1,534
Олигоклаз №19—20	2	1,547	1,589	—	—	—
Эпидот	4	1,767	1,729	5	1,768	1,730
«	2	1,768	1,730	—	—	—
«	1	1,770	1,730	2	1,770	1,734
«	1	1,775	1,730	2	1,779	1,734
«	2	1,779	1,734	—	—	—
Клиноц оизит	2	1,734	1,722	—	—	—
Хлорит-рипидолит	3	1,625	1,619	1	1,621	1,614
«	2	1,620	1,614	2	1,618	1,611
«	—	—	—	2	1,614	1,603
«	—	—	—	3	1,607	1,597
Хлорит-клинохлор	—	—	—	2	1,590	1,580
«	—	—	—	2	1,588	1,579
«	—	—	—	1	1,586	1,575
Пумпеллиит кристаллический	3	1,722	1,693	—	—	—
«	2	1,721	1,697	—	—	—
«	1	1,718	1,702	—	—	—
Пумпеллиит скрытокристаллический	2	1,702	1,687	—	—	—
Пренит	7	1,635	1,612	—	—	—
Серицит (Сибай)	—	—	—	1	1,593	1,552
« (Учалы)	—	—	—	2	1,590	1,553
« (Макап)	—	—	—	2	1,588	1,550

проницаемостью пород. Эти факторы определяют существенно аллохимический характер метаморфизма пород верхней части разреза.

Характеризуя вторичные минералы, образующиеся в процессе регионального зеленокаменного метаморфизма, можно сказать, что в любых частях разреза в условиях разных фаций, субфаций и зон они имеют практически одинаковый состав. В табл. 2. приведены результаты замеров в иммерсии показателей преломления ряда вторичных минералов, которые отбирались из протолок. Пробы для протолок отбирались из пород различных фаций и зон метаморфизма. Из таблицы видно, что плагиоклаз почти всегда представлен альбитом, очень редко — олигоклазом. Хлорит представлен в основном магнезиально-железистой разностью — рипидолитом. Лишь в одной протолочке из улутауской свиты встречен пеннин, в котором оказалось возможным измерить лишь $N_{\text{п}} = 1,578$. Пумпеллит в низах разреза представлен преимущественно кристаллической разностью голубого цвета, а в верхах его (улутауской свиты) — скрытокристаллической разностью желтого цвета, у которой несколько меньше показатели преломления и, следовательно, меньше содержится железа.

Нами были также проведены химические анализы мономинеральных проб хлорита, эпидота и пумпеллита, а затем результаты анализов пересчитаны по кислороду и катионам на кристаллохимические формулы (табл. 3).

Таблица 3

№ проб	Наименование минералов	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	TiO ₂	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	ппп	Сумма
У-921/920	Хлорит	42,50	15,30	2,23	8,92	0,60	7,30	8,30	1,35	1,60	10,48	98,58
3946/334	Эпидот	72,40	10,50	5,19	0,28	0,02	9,95	0,50	0,07	0,23	1,10	100,23
394/9241	Пумпеллит	57,20	13,61	6,33	0,43	0,38	14,86	2,00	0,07	0,32	4,10	99,30
2432/370	Серицит	48,50	29,10	3,07	0,64	0,78	1,54	2,05	7,34	0,31	6,20	99,53

Кристаллохимические формулы:

Хлорит— $\text{Na}_{0,37} (\text{Ca}_{0,92} \text{Mg}_{1,43} \text{Fe}_{0,89}^{+2} \text{Fe}_{0,2}^{+3} \text{Al}_{1,55} \text{Mn}_{0,06}) \text{Si}_{4,49} \text{O}_{10}(\text{OH})_2$,

что соответствует магнезиально-железистому рипидолиту.

Эпидот— $(\text{Ca}_{1,56} \text{Mg}_{0,11} \text{Fe}_{0,44}^{+2} \text{Al}_{0,06})_{1,77} (\text{Al}_{1,4} \text{Fe}_{1,6}^{+3})_3 \text{Si}_{2,54} \text{Al}_{0,44} \text{Mn}_{0,02} \text{O}_{12}(\text{OH})$.

Пумпеллит кристаллический — $\text{Ca}_{1,65} (\text{Al}_{1,25} \text{Fe}_{0,03}^{+2} \text{Fe}_{0,32}^{+3} \text{Mg}_{0,31})_{1,91} (\text{Si}_{2,72} \text{Al}_{0,25} \text{Mn}_{0,03})_3 \text{O}_{10}(\text{OH})_3$.

Серицит — $(\text{K}_{1,15} \text{Na}_{0,07} \text{Ca}_{0,2})_{1,52} (\text{Fe}_{1,02}^{+3} \text{Fe}_{0,07}^{+2} \text{Mg}_{0,37} \text{Al}_{3,91})_5 (\text{Si}_{5,99} \text{Mn}_{0,72} \text{Al}_{0,29})_5 \text{O}_{19} (\text{O} + \text{OH})_5$.

что соответствует фенгиту.

Место отбора проб: 1—Учалинское месторождение, 2, 3—в 7 км восточнее Маканского месторождения, 4—Маканское месторождение.

Околорудный гидротермально-метасоматический метаморфизм в описываемом регионе образует зоны, ширина которых достигает 5—6 км, а протяженность — до 30 км. Эти зоны обычно приурочены к крупным разломам и связанным с ними участкам повышенной трещиноватости пород. Формирование колчеданных месторождений, включая ореолы околорудного метаморфизма, происходило в толщах пород, возраст которых датируется как верхний силур — верхний эйфель.

Колчеданные месторождения, включая ореолы околорудно-измененных пород, залегают среди вулканогенных толщ разного возраста, но одинаково метаморфизованных в условиях пумпеллиит-пренитовой фации регионального метаморфизма (рис. 1, А, Б; 2, А, Б). Точнее, эта фация характерна для надрудных и боковых толщ вулканитов. Из-за отсутствия глубоких скважин невозможно определить фацию регионального метаморфизма, характерную для вулканитов, залегающих непосредственно под месторождениями.

Характерными особенностями околорудного метаморфизма являются: а) полное исчезновение первичных магматических минералов; а) аллехимизм процесса — значительный по масштабам привнос ряда химических элементов, в результате чего, во-первых, нивелируется химический и минералогический состав различных пород, во-вторых, формируются метасоматические породы определенного состава; в) закономерное зональное строение ореола, в котором колчеданные рудные тела занимают определенное положение.

В ореоле околорудных изменений выделяются внешняя и внутренняя части. Внешняя часть ореола характеризуется тем, что привнесенные гидротермами элементы лишь частично изменяют породы, которые ранее уже претерпели региональный зеленокаменный метаморфизм. Внутри этой части ореола выделяются зоны: пумпеллиит-серицитовая, серицитизированных пород, кварц-хлорит-эпидотовая и кварц-хлорит-альбитовая.

Внутренняя часть ореола представлена метасоматитами, возникшими в процессе рудоотложения, в которых, кроме кварца, не сохранились минералы, образовавшиеся при региональном метаморфизме. В этой части выделяются зоны: серицит-хлорит-кварцевая, хлорит-кварцевая, серицит-кварцевая, серицит-карбонат-кварцевая.

На рисунках видно положение вышеперечисленных зон околорудного метаморфизма по отношению к рудным телам. Над рудными телами обычно расположены зоны внешней части ореола: серицит-пумпеллиитовая и серицитизированных пород. Серицит-пумпеллиитовая зона является, в сущности, результатом наложения околорудной серицитизации на пумпеллиит-пренитовую фацию регионального метаморфизма. Другие две зоны внешней части ореола — кварц-хлорит-эпидотовая и кварц-хлорит-альбитовая — приурочены преимущественно к его периферии. Метасоматиты внутренней части ореола расположены в основном под рудными телами и в их корневой части.

По взаимоотношениям минералов выделяются два основных этапа формирования ореола околорудного метаморфизма.

В первый этап вмещающие породы были проработаны широким фронтом кислых гидротерм, которые привнесли большое количество кремнекислоты и серы. Результатом их воздействия было окварцевание пород, образование вкрапленности пирита, частичное выщелачивание кальция и магния, т. е. образование минеральных ассоциаций хлорит-эпидотовой и хлорит-альбитовой зон. Выщелачиваемые из этих зон кальций и магний частично откладываются в надрудных толщах пород — это особенно четко видно на Сибайском месторождении, где надрудные брекчии спилитов сильно обогащены пумпеллиитом, пренитом и карбонатом.

Во второй этап действуют щелочные гидротермы, несущие калий и рудные компоненты. В наиболее проницаемых, тектонически ослабленных участках интенсивная циркуляция гидротерм приводит к образованию зон околорудных метасоматитов, и одновременно под литологическими экранами формируются рудные тела. Часть щелочных гидротерм, проникающих сквозь экраны в надрудные породы, разгружается в пос-

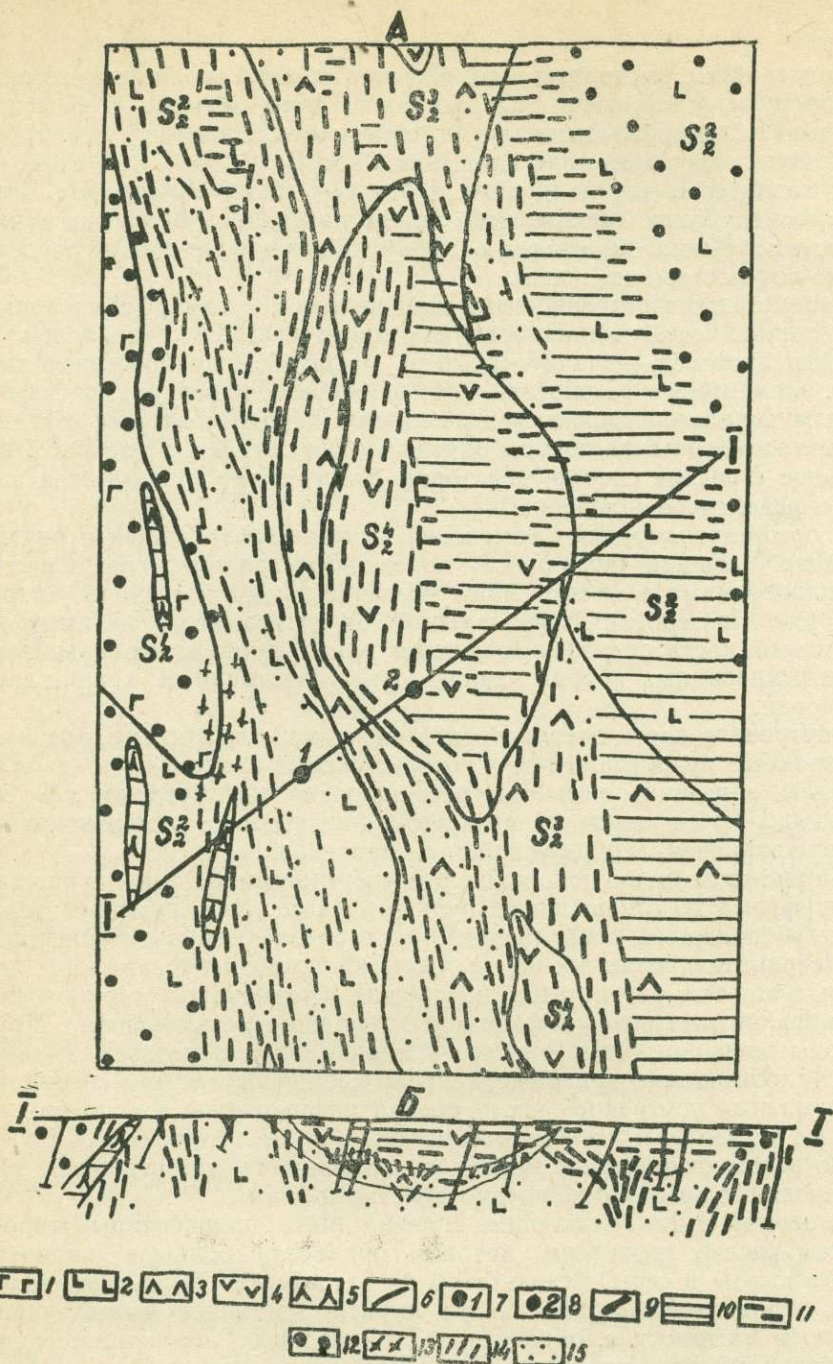


Рис. 1. А — Схематическая карта метаморфизма Маканской рудоносной зоны; Б — разрез по линии I—I.

1—4 — Баймак-Бурибайская свита (S_2): 1 — базальтовая толща (S_2^1) — диабазы и диабазовые порфиры, 2 — андезито-базальтовая толща (S_2^2) — плагноклазовые порфиры, их туфы и туфобрекчии; 3 — андезитовая толща (S_2^3) — пирокласты андезитовых порфиритов, 4 — дацитовая толща (S_2^4) — дацитовые порфиры с прослоями туфов; 5 — габбро-диабазы; 6 — граница литолого-стратиграфических подразделений; 7 — Маканское месторождение, 8 — Октябрьское месторождение; 9 — рудные тела.

Метаморфическая нагрузка: 10 — пумпеллиит-пренитовая фация регионального метаморфизма; 11—14 — околорудный метаморфизм: 11 — пумпеллиит-серпичитовая зона, 12 — кварц-хлорит-эпидотовая зона, 13 — кварц-хлорит-альбитовая зона; 14 — зона серпичитизированных пород; 15 — метасоматиты внутренней части ореола.

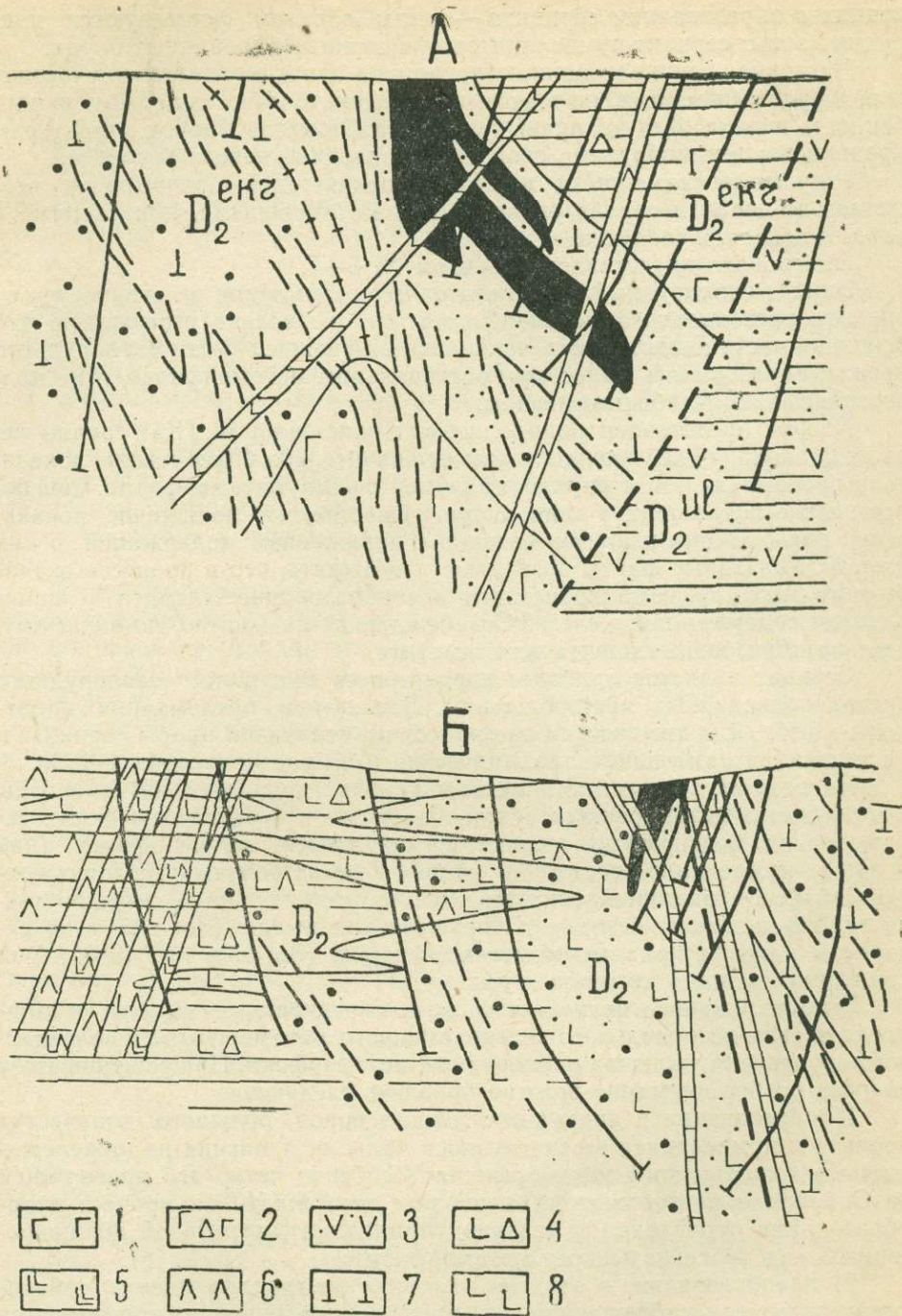


Рис. 2. Разрезы метаморфизма: А — Сибайского месторождения; Б — колчеданного месторождения.

1 — диабазы и диабазовые порфириды; 2 — туфобрекчи диабазовых порфиритов; 3 — туфы и туфопесчаники дацитового состава; 4 — туфобрекчи порфиритов андезитового и андезито-базальтового состава; 5 — пироксен-плагиоклазовые порфириды жильные; 6 — габбро-диориты; 7 — альбитофиры; 8 — порфириды андезито-базальтового состава. Условные обозначения метаморфической нагрузки см. на рис. 1.

ледных с образованием серицита — таким образом формируются надрудные зоны: серицит-пумпеллиитовая и серицитизированных пород.

Частичная серицитизация встречается в слабопроницаемых участках и под рудными телами, но в этом случае они обычно содержат вкрапленность пирита. Для надрудных серицитизированных пород характерны прожилки и пятнообразные скопления тонкодисперсного гематита.

Результаты замеров и иммерсии показателей преломления вторичных минералов ореола околорудного метаморфизма, приведенные в табл. 2, показали следующее.

Плагиоклаз представлен альбитом № 6—7.

Эпидот околорудный по показателям преломления не отличается от эпидота регионального метаморфизма. Это позволяет утверждать, что основная часть эпидота, встречающаяся во внешней части околорудного ореола, образовалась ранее, при региональном метаморфизме, и не подвергалась каким-либо изменениям.

Хлорит представлен рипидолитом и клинохлором. Как видно из табл. 2, околорудный рипидолит имеет значительно более низкие показатели преломления, чем рипидолит регионального метаморфизма. Еще более низкие показатели у клинохлора. Известно, что понижение показателей преломления хлоритов связано с понижением содержания в них железа. Указанные факты позволяют утверждать, что в процессе околорудного метаморфизма происходит новообразование хлорита с пониженным содержанием железа. Освобождающееся железо, по-видимому, идет на образование пирита или гематита.

Серицит является наиболее характерным минералом околорудного ореола колчеданных месторождений. Показатели преломления приведены в табл. 2, а химический состав мономинеральной пробы серицита и рассчитанная нами кристаллохимическая формула приведены в табл. 3.

На всех изученных нами месторождениях рудные тела и ореолы околорудного метаморфизма секутся дайками и субвулканическими телами пород, подвергнутых только региональному метаморфизму (как правило, пумпеллиит-прениитовой фация) и не затронутых околорудным. На Сибайском месторождении имеются, кроме указанных, секущие дайки габбро-диабазов, которые датируются как верхнедевонские и не затронуты даже региональным метаморфизмом (Зотов и др., 1969). Они подвергались лишь аутометаморфизму.

Вышеизложенное позволяет сделать определенные выводы о взаимоотношении регионального зеленокаменного метаморфизма и колчеданного оруденения, включая околорудный метаморфизм. При решении этого вопроса особое внимание должно привлечь следующее:

1) образование в надрудных толщах пород большого количества прениита и пумпеллиита за счет выноса кальция и магния из нижележащих зон околорудного метаморфизма (особенно четко это проявляется на Сибайском месторождении) позволяет утверждать, что процесс рудообразования происходил в условиях пумпеллиит-прениитовой фации регионального зеленокаменного метаморфизма;

2) преобразование в этих же условиях пострудных даек и субвулканических тел, наблюдаемое на всех колчеданных месторождениях описываемого региона, свидетельствует о том, что месторождения продолжали оставаться в условиях пумпеллиит-прениитовой фации после своего образования.

Таким образом, формирование колчеданных месторождений происходило за счет поступивших из глубин гидротерм в вулканогенных толщах, находящихся в области действия факторов регионального метаморфизма. Лишь в верхнем девоне эти толщи с заключенными в них месторождениями были выведены из области действия факторов региональ-

ного метаморфизма, о чем свидетельствует наличие на Сибайском месторождении пострудных верхнедевонских даек, подвергнутых только автометаморфизму.

Контактовый метаморфизм в описываемом регионе необходимо подразделить на доверхнедевонский и послеверхнедевонский.

Контактные изменения, обусловленные интрузиями и экструзиями доверхнедевонского возраста, затушеваны последующим региональным метаморфизмом и сохранились лишь местами. Они представлены кварц-эпидотовыми и альбит-кварц-эпидотовыми породами мощностью до 20 см.

Контактные изменения, обусловленные интрузиями послеверхнедевонского возраста, образуют четкие ореолы, накладывающиеся на изменения регионально-зеленокаменного метаморфизма. В ореоле контактных изменений Ахуновской гранитной интрузии выделяются внутренняя роговообманко-роговиковая и внешняя альбит-эпидот-роговиковая фации (см. табл. 1).

Вышеизложенное позволяет сделать ряд выводов прикладного характера. Изучение метаморфизма зеленокаменной полосы Урала с составлением специализированных карт может быть использовано для прогнозирования и поисков глубокозалегающих колчеданных месторождений.

Поисковым признаком на колчеданное орудение при изучении площадей в масштабе 1 : 50000—1 : 500000 может служить пумпеллит-пренитовая фация регионального метаморфизма в контакте с образованиями внешней части ореола околорудного метаморфизма.

Изучение площадей в масштабе 1 : 10000—1 : 25000 дает возможность выделить отдельные зоны околорудного метаморфизма. При этом поисковыми признаками для глубокозалегающих рудных тел могут служить участки развития зон серицитизированных пород с гематитом и серицит-пумпеллитовой, а также находящейся рядом пумпеллит-пренитовой фации; для рудных тел, выходящих на палеозойскую поверхность, — участки развития метасоматитов внутренней части околорудного ореола. В последнем случае не исключена возможность нахождения глубокозалегающих рудных тел при наличии многоэтажного оруденения.

В качестве примера на рис. 1 приведена схема карты метаморфизма Маканской рудоносной зоны. Исходя из вышеизложенного, перспективной на глубокозалегающие колчеданные месторождения является восточная и центральная части рудоносной зоны, а на близповерхностные месторождения — западная часть этой зоны.

ЛИТЕРАТУРА

Зотов А. В., Логинов В. П., Пшеничный Г. Н. Отношение пренит-пумпеллитовой фации регионального метаморфизма к колчеданному оруденению на Южном Урале. — ДАН СССР, т. 187, № 1, 1969.

Кривцов А. И. Опыт составления крупномасштабных карт метаморфизма вулканогенных образований (на примере Бурибайского рудного поля, Южный Урал). — «Сов. геология», 1968, № 10.

Логинов В. П. Пренит-пумпеллитовая фация регионального метаморфизма в Главной зеленокаменной полосе Среднего Урала. — «Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала». Тр. II Урал. петрограф. совещ. Свердловск, 1969.

Нечеухин В. М. Вулканогенные горные породы восточной части Баймакского района (Южный Урал) и особенности их метаморфизма. — Тр. I Урал. петрограф. совещ., т. 2. Свердловск, 1963.

Нечеухин В. М. Региональный зеленокаменный метаморфизм вулканогенных пород Баймакского района на Южном Урале. — «Метаморфизм горных пород главной вулканогенной зоны Урала». М., «Наука», 1969.

Поспелов Г. Л. О типах и механизмах метасоматоза (к молекулярной теории метасоматоза). — «Геология и геофизика», 1966, № 6.

Прокин В. А. Условия образования первичной зональности Сибайского колчеданного месторождения. — «Проблемы постмагматического рудообразования», т. 1. Прага, 1963.

Прокин В. А. Оценка колчеданных рудопроявлений по метасоматическим изменениям вмещающих пород (на примере Урала). — «Сов. геология», 1967, № 19.

Судовиков Н. Г. Региональный метаморфизм и некоторые проблемы петрологии. Изд. ЛГУ, 1964.

О ФАЦИАЛЬНОСТИ И ГЕНЕЗИСЕ ЭКЛОГИТОВ ЮЖНОГО УРАЛА

В результате исследований Ван Хайза, У. Грубемана, П. Ниггли, В. М. Гольдмидта, П. Эсколы, Д. С. Коржинского, В. С. Соболева и многих других важнейшие факторы физико-химического преобразования пород в процессе их метаморфизма установлены с большой достоверностью. При этом особое значение при систематизации метаморфических пород получил принцип их фациальности и изоградных равновесных минеральных систем (Escola, 1939). По современным представлениям, «каждая фация объединяет множество пород и минеральных парагенезисов. Она представляет собой сообщество, или группу, минеральных парагенезисов, образованных при метаморфизме из всех возможных химически весьма различных пород в условиях одинаковых одной и той же фации» (Винклер, 1969, с. 29). Правильное отнесение породы к конкретной фации или субфации метаморфизма имеет важное значение при решении многих геологических и металлогенических задач.

Выделяются три типа регионального метаморфизма — термодинамометаморфизм, метаморфизм, связанный с погружением (Винклер, 1969), и диафторез. Все типы имеют развитие на территории Южного Урала и представлены породами следующих фаций: амфиболитовой, глаукофан-зеленосланцевой, альбит-лавсонитовой и зеленокаменной. Первые две, в которых обнаружены эклогиты, формируются при высоких давлениях (до 5000—6000 бар) и высоких температурах. Эклогиты, как это увидим ниже, формируются при различных давлениях и температурах.

Прежде чем перейти к вопросу фациальности и металлогенического значения эклогитов, необходимо остановиться на обзоре метаморфических фаций, в условиях которых могло произойти преобразование исходных пород в эклогиты. В пределах Южного Урала такими фациями являются амфиболитовая и глаукофан-зеленосланцевая. Обзор их дан в табл. 1. Теоретически возможно образование эклогитов за счет метаморфизма ультраосновных пород, габброидов и карбонатсодержащих силикатных осадочных пород сходного с габброидами химического состава. В связи с широким диапазоном давлений и температур не исключается возможность нахождения эклогитов и в породах альбит-лавсонитовой фации. Метаморфические породы иного состава, образовавшиеся в условиях формирования перечисленных фаций, не могут быть производными эклогитов.

Точки зрения на физико-химические особенности процессов метаморфизма разнообразны. Фермор в 1913 г. высказался за мантийное происхождение эклогитов. П. Эскола выделил их в особую эклогитовую фа-

Ассоциация минералов регионального метаморфизма пород Башкирии

Таблица 1

Фации метаморфизма	Ультраосновные породы		Основные породы		Кислые породы		Пелиты, алевролиты и песчаники	
	Субфация. Порода. (Примеры распространения)	Минералы	Субфация. Порода. (Примеры распространения)	Минералы	Субфация. Порода. (Примеры распространения)	Минералы	Субфация. Порода. (Примеры распространения)	Минералы
Амфиболитовая	Энстатитовая. Оливин-энстатиты. (Ю. Урал-Тау, Караяново, дер. Ивановка и др. м.)	Эн, Ол (Цз, Кцз, Гр, Тл, Хр, Мг, Хп)	Роговообманковая. Роговообманковые амфиболиты (Зап. Башкирия*)	Амф, Анд, Хл (Се, Кв, Ап, Сф, Пи, Ил)	Биотитовые и двуслюдистые гранитогнейсы и гнейсы. (Зап. Башкирия, докембрий*)	Кв, Олг, Би, Мс, Мк (Ор, Мг, Сф, Ту, Ап, Мг, Ил, Пи, ПР, Ск)	Силлиманит-альмандиновая. Инъекционные парагнейсы. (Зап. Башкирия). Биотитовые парагнейсы. (Артемовка, Чекан и Зап. Башкирия)	Кв, К-шп, Би, Ал (Си, Ко, Мг, Ап), Би, Олг, Ор, Кв (Гр, Ту, Си, Ап, Ст, Мг, Пи)
			Эклогитовая. Эклогиты. (Ю. Урал-Тау, окр. дер. Ивановка, Шубино, р. Зилаир и др. м.)	Омф, Гр, (Кв, Плг, Хл, Пи, Ил, Ап)	Порфиroidные эпосениитовые гнейсы (Зап. Башкирия*)	Ми, Ор, Олг, Би, Мс (Кв)		
			Гранат-амфиболитовая. Альмандиновые амфиболиты, образовавшиеся по дайкам. (Ю. Урал-Тау, окр. дер. Карагай-Покровская, Утурбаево)	Алм, Амф, Дп (Мс, Кв, Лв)			Гранат-кварцевые слюdistые, гранат-диопсид-глаукофан-слюdistые, гранат-рибекит-глаукофан-слюdistые сланцы (Ю. Урал-Тау к зап. от дер. Ивановка-Пугачево, лев. б. р. Сакмары к югу от Караяново)	Алм, Кв, Мс, Дп, Гф, Рб

Примечание к таблице 1 и 2. Ак-актинолит, Алб-альбит, Алм-альмандин, Амф-амфибол, Ан-ангидрит, Анд-ангезит, Ап-апатит, Би-биотит, Бр-брейнерит, Бит-битовнит, Гм-гематит, Гр-гранат, Гф-глаукофан, Ди-диопсид, Ил-ильменит, Ка-кальцит, Кв-кварц, Кц-кванит, Ко-кордиерит, Кцз-клиноцоизит, К-шп-кальшпат, Лв-лавсонит, Ле-лейкоксен, Мг-магнетит, Мк-микроклин, Мс-мусковит, Ол-оливин, Омф-омфаций, Олг-олигоклаз, Ор-ортотлаз, Пи-пирит, Плг-плагиоклаз, Пм-пумпеллит, Пр-пренит, Пс-пироксен, Рб-рибекит, Рог-о-роговая обманка, Ру-рутил, Се-серицит, Си-силлиманит, Ск-скаполит, Ст-ставролит, Сф-сфен, Тл-талык, Ту-турмалин, Хл-хлорит, Хз-хризолит, Хр-хромит, Хп-халькопирит, Фу-фуксит, Цз-цоизит, Цр-циркон, Эн-энстатит, Эп-эпидот, В()-аксессуары минералы.
* Флоринский, Лапинская, 1952.

цию, формирующуюся при чрезвычайно высоких давлениях и высоких температурах. Н. Г. Судовиков, В. С. Соболев, Ф. Тернер, Ц. Е. Тиллей и другие также считают, что их образование определяет очень высокое давление. Противоположного мнения придерживаются Д. С. Коржинский (1937), К. Смуликовский (Smulikowsky, 1960), А. А. Маракушев и Ю. К. Полин (1962) и др. Они отрицают решающую роль давления в образовании этих пород.

В результате изучения эклогитов установлено, что эти породы образуются на разных уровнях глубинности метаморфизма из пород различного состава и в условиях различных фаций метаморфизма. Так, в условиях гранулитовой фации образовались эклогиты Гренландии (Ramberg, 1952), эклогиты Кабе-Ортанга в с.-з. Испании — за счет метаморфизма основных пород (Dal, Gatto, 1963). В условиях амфиболитовой фации образуются эклогиты Норвегии — реликты глубокометаморфизованных пород, сохранившихся от воздействия гранитизации (Koldegur, 1960); эклогиты геральдовского комплекса в Восточных Судетах, залегающие в аплитовых гранулитах, произошли за счет гранитизации слюдястых сланцев, гнейсов, перемежающихся с многочисленными пропластками кварцитов, мергелей, пара- и ортоамфиболитов (Smulikowsky, 1960). В условиях фации глаукофановых сланцев образовались эклогиты Калифорнии и Новой Каледонии (Coleman, Lee a. o., 1965). Наконец, описаны эклогиты, генетически связанные с образованием фации зеленых сланцев (Bearth, 1959). Следует отметить, что во всех упомянутых случаях, по данным этих исследователей, отсутствуют признаки крупных тектонических перемещений на глубину эклогитосодержащих комплексов.

В ряде случаев разными исследователями генезис одних и тех же эклогитов объясняется по-разному. Так, эклогиты Мюнхенбергского массива, по представлениям В. Баубергера (Bauberger, 1957), образовались в результате регионального метаморфизма глин, граувакк, мергелей и основных эффузивов в условиях гранулитовой фации. П. Хан-Вейнхеймер (Hahn-Weinheimer, 1960) считает, что они произошли за счет метаморфизма карбонатных пород в восточной части массива и за счет ультрабазитов — в западной. На генезис кокчетавских эклогитов имеются следующие точки зрения: И. Ф. Трусова (1957) и И. Б. Медведова (1960) считают, что эти породы образовались вследствие метаморфизма мергелей, М. А. Абдулкабирова (Ефимов, 1962) — за счет габброидов, а И. А. Ефимов отнес их к породам мантийного происхождения.

Южный Урал является областью широкого развития прогрессивного термодинамометаморфизма и диафтореза (Алексеев, 1969; Гарань, 1946, 1959; Казак, 1969; Кириченко, 1936; Ленных, 1963, 1968; Горохов, 1964; Криницкий, Криницкая, 1961; Ожиганов, 1964 и др.) В районах особо интенсивных горообразовательных процессов активность теплового потока, воздействие значительных односторонних давлений, наложение процессов разновозрастного метаморфизма на породы региона значительно изменяли физико-химические условия, в том числе температуры и давления, образование минеральных парагенетических ассоциаций, и повышали активность природных катализаторов. Известно, что даже при относительно малых глубинах погружения добавочные значения температур в таких областях достигают нескольких сот градусов, а добавочные давления — до 2000 бар (Винклер, 1969). Все эти факторы способствовали более энергичному проявлению процессов метаморфизма горных пород, формированию из некоторых пород эклогитоподобных и эклогитов.

Впервые эклогиты в бассейне верховьев р. Сакмары на юге Урал-Тау были обнаружены Г. И. Кириченко (1936). Позже с различной сте-

пенью детальности геология, петрография, минералогия и метаморфические изменения этих пород изучались Г. Н. Вертушковым (1957), Б. Н. Чесноковым (1959, 1961, 1963), А. А. Архипенковой (1962), В. И. Ленных (1963, 1968). В результате было установлено, что эклогиты Урал-Тау встречаются во всех горизонтах максютовского комплекса, мощность которого измеряется первыми километрами. Геологическое положение, степень метаморфизма пород, минеральные парагенетические ассоциации, свойственные породам этого комплекса (табл. 1 и 2), химизм типоморфных минералов свидетельствуют против чрезвычайно больших глубин формирования эклогитов.

Данные химических анализов эклогитов из района Шубино — Караяново — Ивановка (Чесноков, 1959, 1963; Ленных, 1968; Казак, 1969) показывают, что эти породы образовались в результате перекристаллизации и метаморфизма пород габброидного ряда (диабазовых даек, оливиновых диабазов, долеритов и базальтов), очень редко ультрабазитов. Незначительные проявления эклогитов в толщах кварцитов не имеют аналогов среди магматических пород. В сходных фациях метаморфизма размещаются эклогиты Калифорнии и Японии. Химические составы калифорнийских эклогитов весьма близки к базальтам, за счет которых они образовались (Borg, 1957; Switzer, 1945; Coleman, Lee a. o., 1965). Предполагается, что эклогиты Японии произошли в результате метаморфизма вулканогенных пород офиолитового типа (Shido, 1959). Несмотря на то, что эти районы, так же как и Урал-Тау, размещаются в крупных офиолитовых поясах мира, связи эклогитов с ультрабазитами не отмечается. Из известных описаний эклогитов, размещающихся в породах с глаукофановыми сланцами, видно, что почти все они образовались в результате преобразования пород габброидного состава. Сходный химизм исходных магматических пород определил типохимические типоморфные особенности их пороодообразующих минералов, особенно четко выраженные у гранатов.

На типоморфизм гранатов обратили внимание многие исследователи (Wright, 1938; Tröger, 1959 a. o.). В. Н. Соболев (1963) показал это на примере гранатов из ультрабазитов и эклогитов кимберлитовых трубок, а Р. Г. Колеман, В. В. Браннок и другие (Coleman, Lee a. o., 1965) — на примере гранатов калифорнийских эклогитов, размещающихся среди глаукофановых сланцев; П. Риквуд и М. Матнас (Rickwood, Mathias, 1970) — алмазонских эклогитовых ксенолитов. Нами на диаграмму (пироп) — (альмандин) — (андрадит, гроссуляр) нанесена 31 фигуративная точка гранатов из эклогитов, образовавшихся в условиях гранулитовой, амфиболитовой и глаукофан-зеленосланцевой фаций за счет метаморфизма габброидных и базальтовых пород. Координаты фигуративных точек даны в табл. 2. На диаграмме (рис. 1) видно, что почти все фигуративные точки гранатов из разных месторождений ложатся густо на небольшом участке поля. Оно ограничено следующими линиями: 6, 7, и 25,0 Mol% пироповой составляющей; 22,0 и 34,0 Mol% гроссуляровой и ангидритовой составляющей; 49,0 и 66,0 Mol% альмандиновой и спессартиновой составляющей. Здесь кроме уральских, японских, калифорнийских гранатов располагаются кокчетавские и Старого Геральдова.

От гранатов из ультрабазитов и кимберлитов из кимберлитовых трубок гранаты из эклогитов, образовавшиеся за счет габброидных пород, резко отличаются по плотности, параметру решетки, соотношениям гранатсоставляющих и показателю двупреломления (табл. 3). Эти физические свойства в комплексе с химическими их составами также являются типоморфными для гранатов из апогабброидных эклогитов.

Компоненты гранатов из эклогитов Урал-Тау, Кокчетавского массива, Калифорнии, Японии и Судет
(координаты фигуративных точек к диаграмме (Пи)—(Ал—Сп)—(Ан—Гр))

№ п. п.	№ образца	Уд. в.	a_0 Å	H	Пироп	Гр—Ан	Ал—Сп	Порода (месторождение)	Литература
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
1	62-РСС	4,04	11,62	1,802	6,7	28,0	65,3	Гранат-омфацит-глаукофановый эклогит (Вард Грик)	Coleman, 1965
2	56-С				9,7	17,7	72,6	Омфацитовый эклогит (Вард Грик, Калифорния)	«
3	102-РСС	4,00	11,63	1,793	9,7	28,4	61,9	« (Юнкшион Шул, Калифорния)	«
4	207-РСС	4,02	11,628	1,793	9,7	31,7	58,6	« (Форд, Калифорния)	«
5	113-РСС	3,94	11,651	1,786	9,7	38,7	51,6	« (Квэрри, Калифорния)	«
6	36-С	4,03	11,61	1,795	10,0	29,2	60,8	Амфибол-омфацитовый эклогит (Амос, Стрим, Калифорния)	«
7		4,04		1,801	12,4	30,9	56,7	Диопсид-жадеитовый эклогит (Форд, Калифорния)	«
8		4,08		1,795	11,7	28,9	59,4	Диопсид-жадеитовый эклогит (Хилдсбург, Калифорния)	Влохат, 1959
9	100-РСС	3,99	11,617	1,792	12,4	29,0	58,6	Омфацитовый эклогит (Тибурон, Кал.)	Borg, 1957
10			11,63		11,0	33,0	55,0	Эклогит (Гонге-Яма, Япония)	« 1957
11	3Чесн	4,03	11,599	1,81	7,4	33,2	59,4	Глаукофанализированный эклогит (Шубино, Урал-Тау)	Чесноков, 1961
12	6Чесн	4,06	11,588	1,82	8,0	28,9	63,1	Амфиболитизированный рутил-гранат-глаукофановый сланец (Шубино, Урал-Тау)	«
13	4Чесн	4,00	11,598	1,81	9,6	32,4	58,9	Омфацитовый эклогит (Шубино, Урал-Тау)	Чесноков, 1961
14	516-2				10,0	26,0	64,0	Кварц-жадеит-эклогитоподобная порода (Урал-Тау)	Ленных, 1968
15	5Чесн	4,04	11,589	1,82	10,2	26,9	62,9	Гранат-глаукофановый сланец (Шубино, Урал-Тау)	Чесноков, 1961
16	5003а				11,3	23,5	65,2	Хлормеланитовый эклогит (Максютово, Урал-Тау)	Ленных, 1968

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
17	Ш61-6				11,3	31,3	57,4	Глаукофановый эклогит (Шубино, Урал-Тау)	Ленных, 1968
18	2Чесн	3,97	11,606	1,81	11,5	33,6	54,9	Омфацитовый эклогит (Шубино, Урал-Тау)	Чесноков, 1961
19	11Чесн	4,10	11,535	1,82	11,6	9,3	79,1	Глаукофан-гранат-мусковитовый сланец (Шубино)	«
20	8Чесн	4,03	11,584	1,82	13,7	26,9	59,5	Рутилсодержащий эклогит (Шубино)	«
21	7Чесн	4,03	11,589	1,80	14,3	28,2	57,5	Гранат-глаукофановый сланец (Шубино)	«
22	5316-1				15,6	29,9	54,5	Парагонитовый эклогит (Урал-Тау)	Ленных, 1968
23	10Чесн	4,06	11,559	1,81	16,8	19,2	64,0	Контакт эклогита и кварц-муск. сланца (Шубино)	Чесноков, 1961
24	9Чесн	4,04	11,575	1,81	17,0	22,8	60,2	Измененный эклогит (Шубино, Урал-Тау)	«
25	25-18				18,0	28,0	54,0	Мусковитизированный эклогит (Урал-Тау)	Ленных, 1968
26	46-11				22,3	28,7	49,0	Омфацитовый эклогит (Урал-Тау)	«
27	K61-1				27,3	22,8	49,3	Диопсид-жадеитовый эклогит (Урал-Тау)	«
28					19,5	27,0	53,5	Эклогит (Гиралтов, Судеты)	Kozłowski, 1958
29		4,11		1,793	17,5	27,9	54,6	Эклогит (Кокчетавский массив, Казахстан)	Трусова, 1957
30		4,56		1,769	26,1	29,7	44,2	Эклогит (там же)	«
31			11,6	1,770	25,9	32,4	41,7	Эклогит (Япония)	Borg, 1957

Примечание. № 14 и 16—гранаты из апоультрабазитовых эклогитов.

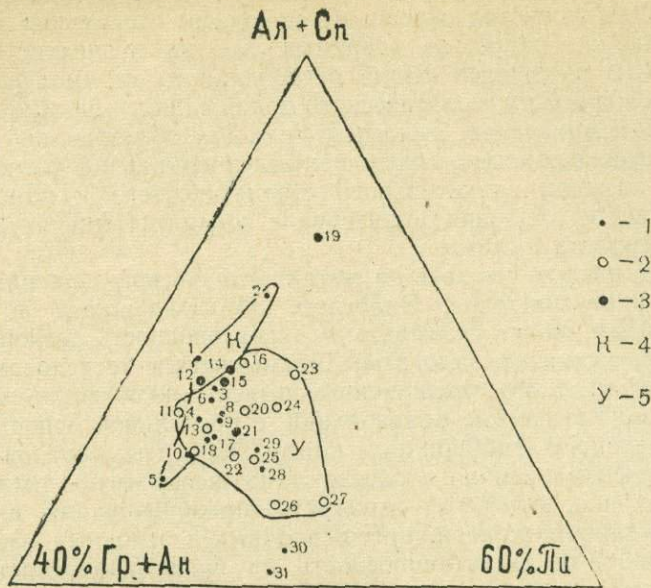


Рис. 1. Распределение фигуративных точек гранатов на диаграмме (пироп) — (гроссулярь, андрадит) — (альмандин, спессартит).

1 — гранаты из эклогитов Калифорнии, Судет, Японии и Кокчетавского района; 2 — гранаты из эклогитов Урал-Тау; 3 — гранаты из эклогитоподобных пород и глаукофановых сланцев Урал-Тау; 4 — Калифорния, Япония и др; 5 — Урал-Тау. (При составлении диаграммы были использованы данные Е. Трегера, В. С. Соболева, В. И. Ленных, Б. В. Чеснокова, Г. Риквуд, Р. Г. Колемана и др.).

Таблица 3

Типоморфные константы гранатов из ультраосновных пород эклогитов (Соболев, 1963)

Порода	Колич. опр.	Параметр ре- шетки a_0A	Колич. опр.	Даунреломле- ние	Колич. опр.	Удельный вес
Ультрабазиты	17	11,482—11,526	26	1,736—1,757	9	3,68—3,74
Кимберлиты	12	11,496—11,525	17	1,737—1,759	21	3,62—3,77
Ксенолиты эклогитов в тру- бах*	25	11,530—11,608	30	1,734—1,770	3	3,64—3,84
Апогаббровые эклогиты . . .	18	11,580—11,651	21	1,769—1,820	20	3,94—4,11

* Без алмазо-корундовых и алмазо-кианитовых эклогитов, для которых (2 опр.)
 $a_0A = 11,648$ и $11,653$; $N = 1,745$ и $1,751$.

Кроме состава гранатов, указывающих на средние глубины формирования эклогитов, абиссофобными минералами, устойчивыми до средних глубин, являются пумпеллит и лавсонит (Коржинский, 1937). Оба они характерные минералы описанных выше эклогитосодержащих комплексов Урал-Тау (Ленных, 1968) и Калифорнии (Borg, 1957).

Из вышеизложенного видно, что эклогиты образуются в условиях широкого диапазона давлений и температур, за счет метаморфизма ультраосновных (особенно в неках) и основных магматических пород, иногда карбонатсодержащих осадков. Следовательно, эклогиты не отвеча-

ют основному требованию, предъявляемому при выделении фаций метаморфизма. Они являются сквозными породами нескольких метаморфических фаций, как например, кварциты. Так их и следует рассматривать. Эклогиты различных фаций регионального метаморфизма различаются по условиям их геологического положения, химизму и типоморфным свойствам минералов. Эклогиты Урал-Тау образовались в условиях амфиболитовой, возможно, глаукофан-зеленосланцевой фации метаморфизма при наличии значительного статистического и одностороннего горообразующего давления в интервале средних температур и относительной закрытости системы.

Наконец, следует указать на металлогеническое значение эклогитов различного происхождения. Эклогиты, образовавшиеся по ультраосновным породам, могут указывать на алмазоносность региона (кимберлитовые и алмазоносные эклогиты). Геохимические исследования Х. Борхерта (Borchert, 1968), посвященные выяснению потенциальной металлоносности магматических образований, с предельной ясностью обосновали титаноносность габброидных пород. Эклогиты, образовавшиеся за счет метаморфизма габбро, указывают на возможную титаноносность региона. Наконец, эклогиты — продукты преобразования иных пород, в том числе карбонатсодержащих осадочных и основных эффузивов, не могут указывать ни на титаноносность, ни на алмазоносность региона. Поэтому кроме тщательного изучения геологической обстановки их формирования необходимо учитывать типоморфные особенности их породообразующих минералов и, в первую очередь, гранатов, которые могут иметь важное металлогеническое значение.

ЛИТЕРАТУРА

- Алексеев А. А. Метаморфические сланцы шагарской серии суваякского комплекса хребта Урал-Тау на Южном Урале. — «Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала». Свердловск, Изд. УФАН СССР, 1969.
- Архипенкова А. Я. Петрография эклогитов д. Шубино (Южный Урал). — Бюлл. МОИП, отд. геол., 1962, № 4.
- Вертушков Г. Н. Рутилсодержащие эклогиты и амфиболиты Урала. — «Разведка недр», 1957, № 8.
- Винклер Г. Генезис метаморфических пород. М., Изд. «Мир», 1969.
- Гарань М. И. Возраст и условия образования древних свит западного склона Южного Урала. М., Госгеолгиздат, 1946.
- Гарань М. И. Протерозой и нижний палеозой Южного Урала (Башкиро-Уралтауский мегасинклиорий). — Тр. ГИ УФАН СССР, вып. 32, 1959.
- Горохов С. С. Рифей хребта Урал-Тау. М., «Наука», 1964.
- Грубеман И., Ниггли П. Метаморфизм горных пород. М., Геолразведиздат, 1933.
- Ефимов И. А. Об эклогитах Кокчетавской области как возможных источниках получения рутила. — «Изв. АН КазССР», сер. геол., 1962, вып. 3.
- Казак А. П. Метаморфическая зональность пород антиклинория Урал-Тау на Южном Урале. — «Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала», т. 5. Свердловск, Изд. УФАН СССР, 1969.
- Коржинский Д. С. Зависимость минералообразования от глубины. — Зап. Всес. мин. об-ва, т. 66, вып. 2, 1937.
- Криницкий Д. Д., Криницкая В. М. Стратиграфия метаморфических толщ среднего течения р. Сакмары. — Уч. зап. СГУ, т. 67, 1961.
- Кириченко Г. И. Метаморфическая толща М южной оконечности Урала. — Зап. Всес. мин. об-ва, ч. 65, вып. 2, 1936.
- Ленных В. И. Петрография, особенности метаморфизма и абсолютный возраст пород максютовского комплекса (Южный Урал). — Тр. Первого Урал. петрогр. совещ., т. 3. Свердловск, 1963.
- Ленных В. И. Региональный метаморфизм докембрийских толщ западного склона Южного Урала и хребта Урал-Тау. Свердловск, Изд. УФАН СССР, 1968.
- Маракушев А. А., Полин Ю. К. Эклогитовые кристаллические сланцы в докембрийских метаморфических комплексах и условия их образования. — «Геология и геофизика», 1962, № 1.
- Медведева И. Е. Генезис эклогитов Макбельского поднятия. — «Изв. вузов», сер. геол. и разведка, 1960, № 11.

Ожиганов Д. Г. «Метаморфические толщи хребта Урал-Тау. — «Геология СССР», т. 13. М., «Недра», 1964.

Соболев Н. В. Парагенетические типы гранатов. — «Материалы по генетической и экспериментальной минералогии». Новосибирск, Изд. СО АН СССР, 1963.

Трусова И. Ф. Парагенетический анализ кристаллических сланцев нижнего архея Кокчетавского массива. — «Советская геология», 1957, № 51.

Чесноков Б. В. Рутилсодержащие эклогиты Шубинского месторождения на Южном Урале. — «Изв. вузов», геология и разведка, 1959, № 1.

Чесноков Б. В. Изменение состава гранатов при метаморфизме эклогитов Южного Урала. — «Изв. АН СССР», сер. геол., 1961, № 7.

Чесноков Б. В. Эклогиты Южного Урала и их практическое значение. — Тр. Первого Урал. петрограф. совещ., т. 3. Свердловск, 1963.

Флоренский В. П., Лапинская Т. А. Материалы по петрографии архейских пород центральной и восточной части Русской платформы по результатам глубокого бурения. — ДАН СССР, нов. сер., т. 83, № 1, 1952.

Влохам Т. W. Glaucophane-schists and associated rocks near valley Ford, California. Amer. J. Sci., v. 257, № 2, 1959.

Ваубергер В. Über die «Albit — Pegmatite» der Munchberger Gneismasse und ihre Nebengesteine. Geol. bavarica, v. 77, 1957.

Беарт Р. Über Eklogite, Glaukophanschiefer und metamorphe Pillowalven. Schweiz. miner., petrogr. Mitteilungen Bd. 39, H. 1/2, 1959.

Борг И. V. Glaucophane schists and eclogites near Healdsburg, California. Bull. Geol. Soc. America, v. 67, № 12, pt. 1, 1957.

Борчерт Н. Der Wert gesteins- und lagerstätten-genetischer Forschung für die Geologie und Rohstoffnutzung. «Ber. deutsch. Ges. geol. Wiss. B. Miner. Lagerstätten», 13, Berlin, 1969.

Колман Р. G., Лиде Д. E., Бетти Л. W., Браннок В. W. Eclogites and Eclogites. Geological Society of America. Bulletin, v. 76, № 5, 1965.

Дал П., Гатто Г. Considerazioni geologicopetrografiche sul versante meridionale del Monte Rosa. Attil. Acad. nar. Lin. Rend., Cl. sci. fis., mat. e natur., v. 34, № 2 (Рж. Geo, 1964, 10B 313), 1963.

Эскола П. Die Entstehung der gesteine. Berlin, 1939.

Хайн-Вейнхеймер П. Alterseinstufung von eklogitischen Gesteinen mit Hilfe des C^{12} — C^{13} . Geol. Rundschau, v. 49, H. 1, 1960.

Колдеруп Н. H. Origin of Norwegian eclogites in gneisses. Nordvest-Gail. Geol. forening. Stockholm forhandl. Bd. 77, H. 3, № 428, 1960.

Козловский Н. On the Eclogite-Cike vock of Stary Gieralton (East Sudeten). Bull. Acad. polon. sci., Cl. 3, v. 6, № 11, 1958.

Рамберг Н. The origin the metamorphic and metasomatic rocks. Chicago, 1952.

Риквуд П. С., Маттис М. Diamondiferous eclogite xenoliths in kimberlite. Lithos, v. 3, № 3, 1970.

Шидо Ф. Notes of rock-forming minerals hornblende-bearing eclogite from Gongenyanns of Higasi-Akai in the Bessi distriat. Sikoku. J. Geol. Soc. Japan, v. 65, № 770, 1959.

Смуликоский К. Petrographical Notes on Some Eclogites of the East Sudeten. Bull. Acad. polon. Sci., Ser. Geol., Geogr., v. 9, 1960.

Свитцер Г. Eclogite from the California Galucophane schists. Amer. G. Sci., v. 243, 1945.

Трöger E. Die Granatgruppe Beriehungen zwischen Mineralchemismus und Gesteinsart. N. Jahrb. Minerall. Bd. 93, H. 1, 1959.

Уайт В. I. The Composition and Accurrence of Garnets. Amer. Mineralogist, v. 23, 1938.

Предисловие	3
В. А. Прокин. Гидротермальные минералы вмещающих пород Сибайского медноколчеданного месторождения	5
Г. Н. Пшеничный, М. А. Середина, М. С. Боброва. Хлориты Юбилейного медноколчеданного месторождения и их взаимоотношения с оруденением (Южный Урал)	17
Г. В. Алексеева. Железистый хлорит из гранитов Тирлянского массива	27
М. Ю. Аржавитина, П. В. Аржавитин. О цеолите Юбилейного месторождения	32
Д. Н. Буракаев. Первая находка арагонита в тульских отложениях нижнего карбона северо-западной Башкирии	36
Д. А. Малахов. Математическо-статистическая обработка данных микротвердости и отражательной способности пирита из группы Маканских месторождений	39
Ал. Ал. Малахов, Е. А. Денисенко, Д. А. Малахов, Р. С. Абдулгужин. Изотопный состав серы сульфидов из рудных тел Маканского и Юбилейного месторождений (Южный Урал)	46
М. Г. Муталов. Особенности распределения благородных металлов и некоторых элементов-примесей в рудах Маканского медноколчеданного месторождения	56
М. И. Исмагилов, М. З. Исмагилова. К геохимии и минералогии рассеянных элементов Баймакских месторождений золота на Южном Урале	62
Г. Н. Пшеничный. Селен и теллур в рудах и минералах Октябрьского медноколчеданного месторождения на Южном Урале	69
Л. А. Логинова, Г. Н. Засухин. Калиевый метасоматоз и распределение химических элементов в гипогенных ореолах колчеданных и золото-колчеданно-полиметаллических месторождений	75
Г. Н. Пшеничный, В. Г. Шигарев. Геохимические особенности послерудных даек как поисковый критерий на слепые рудные тела колчеданного типа (на примере Сибайского месторождения, Южный Урал)	83
Б. М. Юсупов, Н. А. Зуфарова, Я. Л. Лутфуллин. Возможные источники углеводородов для образования нефти в каменноугольных отложениях Магнитогорского мегасинклинория	97
В. В. Воробьев. Условия залегания и морфология колчеданных залежей Маканского рудного поля	105
Г. В. Петров, Н. М. Беляева. О положении медноколчеданных месторождений в разрезах вулканогенно-осадочных толщ северной части Верхнеуральского рудного района	112
Ш. Н. Кац, А. И. Демчук, А. И. Неганова. Метаморфизм вулканогенных пород, вмещающих колчеданные месторождения Башкирии	128
Ал. Ал. Малахов. О фаціальности и генезисе эколитов Южного Урала	139

Башкирский филиал Академии наук СССР

Институт геологии

Башкирское отделение Всесоюзного минералогического общества

МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ, МЕТАМОРФИЗМ
И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ БАШКИРСКОГО ЗАУРАЛЬЯ

Редактор Н. Д. Трапезникова
Техн. редактор Ф. Г. Гайфуллин
Корректор Л. Н. Скальдина

Сдано в набор 24/IX 1973 г. Подписано к печати 16/VII 1974 г. Формат 70×108^{1/16}.
Физ. печ. л. 9,25. Усл. печ. л. 14,75. Уч.-изд. л. 12,3. Заказ № 837.П01592. Тираж 500 экз.
Цена 86 коп.

Полиграфкомбинат Управления по делам издательств, полиграфии и книжной торговли
Совета Министров БАССР, г. Уфа-1, проспект Октября, 2.

Цена 86 коп.

1292