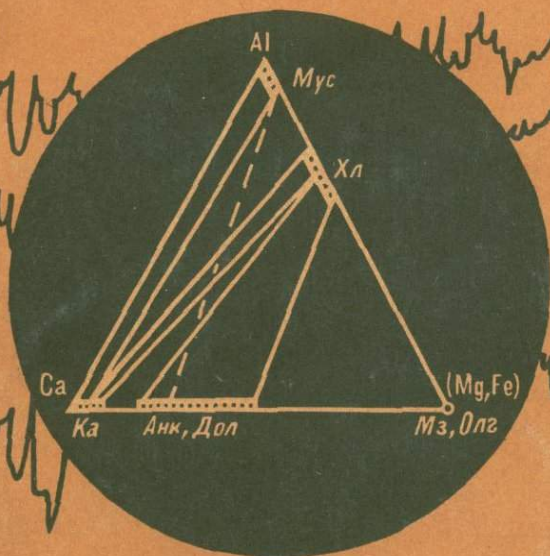


Академия наук СССР

# МЕТАСОМАТИЗМ МИНЕРАЛОГИЯ И ВОПРОСЫ ГЕНЕЗИСА

## ЗОЛОТЫХ и серебряных месторождений



•Наука•

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

Ордена Трудового Красного Знамени  
Институт геологии рудных месторождений, петрографии,  
минералогии и геохимии

4597

# МЕТАСОМАТИЗМ МИНЕРАЛОГИЯ И ВОПРОСЫ ГЕНЕЗИСА ЗОЛОТЫХ И СЕРЕБРЯНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В ВУЛКАНИЧЕСКИХ ТОЛЩАХ

Ответственный редактор

академик Д.С. КОРЖИНСКИЙ



МОСКВА  
"НАУКА"  
1986



Сборник посвящен детальной характеристике минералов околорудных метасоматитов и руд в месторождениях серебра и золота в вулканических толщах. На основании большого количества микроскопических и химических анализов минералов выявлены закономерности изменения химического состава и структуры минералов, показано их генетическое значение; разбираются вопросы о форме переноса и условий отложения серебра и золота гидротермальными растворами.

Рецензенты

доктора геол.-минерал. наук

*Ю.Г. Сафонов, А.А. Сидоров*

**МЕТАСОМАТИЗМ, МИНЕРАЛОГИЯ И ВОПРОСЫ ГЕНЕЗИСА  
золотых и серебряных месторождений в вулканических толщах**

*Утверждено к печати Ордена Трудового Красного Знамени  
Институтом геологии рудных месторождений,  
петрографии, минералогии и геохимии АН СССР*

Редактор *А.В. Назаров*. Редактор издательства *Т.Б. Гришина*  
Художник *С.Б. Генкина*. Художественный редактор *М.Л. Храпцов*  
Технический редактор *И.И. Джиоева*. Корректор *О.А. Разуменко*

*Набор выполнен в издательстве на наборно-печатающих автоматах*

ИБ № 31265

Подписано к печати 07.07.86. Т. — 15122. Формат 60x90 1/16

Бумага офсетная № 1. Гарнитура Универс. Печать офсетная

Усл.печ.л. 13,5 + 0,5 вкл. Усл.кр.-отг. 14,2. Уч.-изд.л. 18,5

Тираж 900 экз. Тип. зак. 513. Цена 2р.80к

Ордена Трудового Красного Знамени издательство "Наука"

117864 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90

Ордена Трудового Красного Знамени 1-я типография издательства "Наука"  
199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12

## ВВЕДЕНИЕ

Рудные месторождения, приуроченные к вулканическим толщам, представляют собой во многих отношениях специфическую группу. Высокая глиноземистость и высокая известковистость вулкаников определяют широкое развитие в образующихся по ним околорудным метасоматитам высокоглиноземистых и кальциевых ассоциаций. Возникают комплексы метасоматических формаций, типичные для вулканических толщ, включающие пропилиты, березиты, вторичные кварциты. Состав гидротермальных рудоносных растворов, взаимодействовавших с этими толщами, характеризуется некоторыми особенностями: отчетливым проявлением опережающей волны кислотных компонентов, повышенной активностью марганца, мышьяка (либо сурьмы), теллура и селена. Если состав пород в основном влияет на железистость—магнезиальность рудных и околорудных минералов (например, карбонатов), то характер раствора определяет их повышенную марганцовистость, а также развитие рудных ассоциаций с теллуридами, селенидами и блеклыми рудами. Общей особенностью рассматриваемых объектов является также малая глубина их формирования (преимущественно субвулканическая и переходная к гипабиссальной фации глубинности) и соответствующие низкотемпературные фации метасоматитов.

Далеко не все месторождения, заключенные в вулканических толщах, генетически связаны с соответствующим периодом вулканической активности. Многие из них образовались значительно позже в связи либо с более молодой интрузивной деятельностью, либо с поздним вулканическим циклом. Для некоторых объектов связь с магматизмом является предположительной. Тем не менее почти всем им свойственны отмеченные особенности, и это позволяет рассматривать такие месторождения как особую генетическую группу.

Среди рассматриваемой группы по геологическим условиям и минеральным ассоциациям отчетливо выделяются месторождения, сформировавшиеся в субмаринных и субазральных вулканических толщах. Субмаринные месторождения представлены в основном полиметалльно-колчеданными залежами, субазральные же включают как убого- и малосульфидные, так и богатые сульфидами медно-мышьяковые колчеданные руды. Настоящий сборник посвящен именно месторождениям в субазральных вулканических толщах, характеризующимся большим разнообразием ассоциаций руд и околорудных метасоматитов.

Малая глубина и субазральные условия формирования рассматриваемых месторождений отразились в окислительной обстановке минералообразования и обусловили во многих случаях отчетливую вертикальную зональность руд и метасоматитов, развитие минералов, содержащих мышьяк, сурьму, теллур в наивысшей валентности.

Рассматриваемой группе месторождений посвящена многочисленная отечественная и зарубежная литература, постоянно появляются все новые данные по минералогии, минеральным ассоциациям, новые соображения об условиях минералообразования, что свидетельствует о неослабном интересе к этим объектам. Несмотря на это, до сих пор остается неразрешенным ряд таких существенных вопросов, как, например, проблемы определения нижнего выклинивания рудных тел, соотношения рудной и метасоматической зональности, определение масштабов рудной минерализации по характеру минеральных ассоциаций, зависимость между ассоциациями минералов в метасоматитах и в рудах.

Детальное изучение минералов с широким использованием возможностей локального рентгеноспектрального анализа позволило авторам настоящего сборника получить существенно новые данные по минералогии изучавшихся месторождений. Удалось выявить новые черты вертикальной зональности в них, выражающиеся, в частности, в характере вариаций теллуристости рудных ассоциаций, в распределении висмут- и оловосодержащих сульфосолей в вертикальном разрезе. Выявлены особенности фаций рудосопровождающих метасоматитов, отражающие высокую активность железа и марганца в рудоносных растворах. Установлено широкое развитие в рудных и околорудных ассоциациях метастабильных фаз с отчетливой неоднородностью состава, что отражает специфику механизма рудоотложения по сравнению с метасоматизмом в боковых породах.

Вопрос о соотношении скарнов, оруденения и пропилитов решается в разных геологических условиях неодинаково. В литературе известны примеры скарнирования кварц-карбонатных жил среди пропилитизированных пород. Подобные возрастные взаимоотношения связаны с особенностями истории развития вулканоплутонических формаций: внедрением послерудных гранитоидных масс в ранее пропилитизированные вулканические толщи. Более известной является иная, "нормальная", последовательность, выявленная, например, ранее в Турьинских месторождениях на Урале и в Карамазарских в Средней Азии: скарны — оруденение, пропилитизация. Именно такую последовательность наблюдали авторы статьи в настоящем сборнике о скарнах месторождения Куру-Тегерек, в которых сохранились признаки наложения пропилитизации на скарны.

Выявление минералогического разнообразия и вместе с тем генетических закономерностей минералообразования в месторождениях золота и серебра среди субазальных вулканических толщ и составляет основную направленность статей настоящего сборника.

*Д.С. Коржинский*

О.В. Русинова, В.Л. Русинов, Н.В. Тронева

## СОСТАВ, НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ СТРУКТУРЫ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ОКОЛОРУДНЫХ И РУДНЫХ ХЛОРИТОВ И БЕРТЬЕРИНОВ

В рудах и околорудных метасоматитах на месторождениях золота и серебра широким распространением пользуются минералы, известные в геологической литературе под собирательным наименованием "хлориты". Изучение состава и типа структуры этих минералов позволило различить среди них не только разновидности, но и минеральные виды. Выявлено, например, что наряду с хлоритами в определенной геологической обстановке распространены 7-ангстремовые минералы — бертьерины (моноклинные и ромбические). Среди изученных хлоритов, как и среди бертьеринов, выделены моноклинные и ромбические разновидности. В задачу настоящей статьи входило дать оценку геологических условий формирования упомянутых минералов, вариации их составов, рентгеноструктурную характеристику и на этом основании сделать предположения о генетических отношениях между минералами. Возникновение хлоритов и бертьеринов иногда связано с процессами пропилитизации, а иногда — со специфическими гидротермальными процессами, которые характеризуются присутствием в породе железа, магния, отчасти алюминия и именуются хлоритизацией. Под этим термином мы будем понимать в статье развитие не только собственно хлоритов, но и бертьеринов, поскольку они возникают при одном и том же процессе и часто встречаются вместе, образуя смеси. Совместное рассмотрение этих минеральных видов и разновидностей продиктовано не только генетическим родством, но и общностью методических приемов, рекомендуемых при их рентгенографическом исследовании. Применение треугольной диаграммы  $I_{14\text{A}} - I_{7\text{A}} - I_{4,7\text{A}}$  в сочетании с определением структурного типа пакета и железистости позволило хлориты и близкие к ним по структуре или составу минералы разделить на генетические группы, или ряды.

### МАТЕРИАЛ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ

Были исследованы образцы из семи проявлений серебряной и золотой минерализации. Всего методами рентгеноструктурного анализа изучено более 100 хлоритов и бертьеринов, 32 из них изучены также химически. Химический состав почти всех образцов определялся на электронном микроанализаторе "Сатеса" MS-46, только для 5 образцов получены полные силикатные анализы. В связи с этим в большинстве образцов опреде-

Таблица 1  
Химический состав хлоритов и бертьеринов (мас.%)

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO <sub>2</sub>	27,95	22,31	22,45	23,74	27,86	28,06	26,23	24,40	23,20
TiO <sub>2</sub>	0,05	0,05	—	0,02	—	0,05	—	—	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,56	18,01	16,61	20,39	20,99	21,91	20,39	19,64	18,50
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	—	—	—	—	—	—	—
FeO	36,31	21,39	16,73	40,66	29,41	22,91	32,94	36,24	39,74
MnO	0,76	3,90	1,80	1,67	2,98	8,89	3,34	3,55	3,64
MgO	5,03	1,95	2,11	2,45	7,11	8,87	1,62	1,83	2,07
CaO	0,38	0,18	0,08	0,06	0,11	0,10	0,07	0,07	0,08
Na <sub>2</sub> O	0,91	0,57	—	0,22	0,05	0,12	—	—	—
K <sub>2</sub> O	0,03	0,07	0,11	0,05	1,25	1,17	0,68	0,11	0,09
ZnO	—	16,52	20,83	—	0,01	—	0,49	0,50	0,46
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	—	—	—	—	—	—	—	—	—
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	—	11,62	16,97	8,94	4,47	8,94	11,62	12,51	10,72
Сумма	90,98	96,57	97,69	98,20	94,24	101,02	97,38	98,85	98,50
Si	3,00	2,83	2,91	2,71	3,03	3,00	3,21	2,84	2,73
Al <sup>IV</sup>	1,00	1,16	1,09	1,29	0,96	1,00	0,79	1,16	1,27
Al <sup>VI</sup>	1,47	1,52	1,44	1,45	1,73	1,75	1,96	1,64	1,29
Ti	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Fe <sup>3+</sup>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Fe <sup>2+</sup>	3,27	2,16	1,81	3,88	2,67	2,05	3,16	3,54	3,91
Zn	0,0	1,26	1,53	0,0	0,27	0,0	0,04	0,04	0,04
Mn	0,07	0,40	0,44	0,16	1,15	0,76	0,32	0,35	0,36
Mg	0,82	0,37	0,41	0,42	0,01	1,30	0,27	0,32	0,36
Ca	0,04	0,03	0,01	0,01	0,01	0,01	0,0	0,0	0,01
Na	0,19	0,14	0,0	0,05	0,00	0,01	0,0	0,0	0,0
K	0,01	0,01	0,01	0,01	0,17	0,13	0,09	0,01	0,01

лялось суммарное железо, которое представлено в табл. 1 в виде закисного. Судя по имеющимся полным анализам и литературным данным, закисное железо в гидротермальных железистых бертьеринов и хлоритов обычно значительно преобладает над окисным, поэтому принятое допущение в известной степени оправдано. По-видимому, некоторое расхождение в оценке железистости по данным микрозонда и определенной рентгеноструктурным методом по величине параметра *b* все же вызвано таким искусственным завышением железистости в анализах. Действительно, отклонение фигуративных точек от теоретической линии на графике рис. 1,а в основном происходит именно в этом направлении. На рис. 1,а в то же время видно хорошее совпадение данных химических и рентгеновских определений в области составов моноклинных хлоритов с умеренной и низкой железистостью, тогда как для ортогональных хлоритов и бертьеринов с высокой железистостью, а также с высоким содержанием цинка "рентгеновская" железистость заметно завышена. Возможно, это связано помимо аналитических погрешностей с сильным воздействием атомов тяжелых металлов на дифракцию рентгеновских лучей. "Рентгеновская" железистость оценивалась по графику Х. Широцу [5], связывающему параметр *b* ячейки с железистостью (с числом атомов железа, хрома и марганца в ячейке хло-

	10	11	12	13	14	15	16	17	18
	24,83	26,82	25,75	23,73	25,27	26,01	22,33	26,82	25,13
	0,03	0,03	—	—	0,03	0,04	—	0,06	0,02
	21,77	22,68	16,76	18,11	18,24	17,18	12,40	17,91	20,26
	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	32,86	31,38	39,48	42,45	44,33	33,88	25,97	36,08	32,08
	2,04	2,00	0,78	0,76	1,12	3,63	1,12	3,22	4,88
	5,42	5,22	1,31	1,35	1,09	8,03	3,29	5,10	3,47
	0,12	0,13	—	0,25	0,04	0,01	0,26	0,04	0,03
	0,05	0,03	0,43	—	—	—	0,03	—	0,03
	0,47	1,07	0,09	—	0,03	0,05	0,13	0,02	0,06
	0,62	0,71	—	—	—	—	—	—	1,48
	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	12,51	10,72	—	13,40	—	—	—	—	—
	100,72	100,79	84,60	100,15	90,15	88,83	65,53	89,25	87,44
	2,75	2,87	3,08	2,82	2,89	2,89	—	2,98	2,86
	1,24	1,13	0,92	1,18	1,11	1,11	—	1,02	1,14
	1,60	1,73	1,44	1,35	1,35	1,14	—	1,33	1,57
	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	—	0,0	0,0
	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	—	0,0	0,0
	3,04	2,80	3,94	4,22	4,24	3,15	—	3,35	3,04
	0,05	0,06	0,0	0,0	0,0	0,0	—	0,0	0,12
	0,18	0,18	0,08	0,08	0,11	0,34	—	0,30	0,47
	0,89	0,84	0,24	0,24	0,19	1,33	—	0,85	0,59
	0,01	0,01	0,0	0,03	0,0	0,0	—	0,0	0,0
	0,01	0,0	0,09	0,0	0,0	0,0	—	0,0	0,0
	0,06	0,15	0,01	0,0	0,0	0,01	—	0,0	0,0

рита). По данным [19], метод дает результаты со средней ошибкой 10%. Недостатки метода оценки железистости по порошковым рентгенограммам заключаются в следующем: 1) при исследовании неравномерно измененной породы, в которой составы хлоритов могут варьировать, железистость определяется только для "точечных" проб, так как препарат готовится из очень малых количеств минерала; 2) из тонкозернистых пород не всегда удается выделить относительно чистый хлорит, для которого можно достоверно определить  $d_{060}$ .

Как известно, хлориты имеют на дифрактограмме четко проявленную серию базальных отражений от  $d_1 = 14 \text{ \AA}$ , соотношения интенсивностей отражений разных порядков изменяются в зависимости от состава и от распределения катионов между тальковым и бруситовым слоями [24]. При оценке железистости хлоритов по соотношениям интенсивностей базальных отражений на дифрактограммах определения делаются для проб большего объема, т.е. в случае неравномерно измененной породы и присутствия в ней нескольких разновидностей хлоритов или хлоритоподобных минералов получают усредненные значения железистости, при этом не требуется абсолютная чистота материала, если только рентгеновские отражения примесей не накладываются на базальные хлоритовые. Препара-

Таблица 1 (продолжение)

Компо- ненты	19	20	21	22	23	24	25	26
SiO <sub>2</sub>	24,08	21,76	23,19	22,44	22,07	22,09	25,61	23,81
TiO <sub>2</sub>	0,03	0,05	0,05	—	0,03	0,88	—	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20,45	21,22	20,09	23,34	18,18	17,39	17,76	16,66
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	—	—	—	—	—	—
FeO	44,41	39,69	37,26	39,63	34,90	26,10	29,25	30,88
MnO	1,01	2,11	1,47	1,69	2,14	2,76	3,49	3,49
MgO	1,75	0,89	1,11	2,01	2,54	1,57	1,84	1,85
CaO	0,14	0,25	0,13	—	0,14	—	0,14	0,15
Na <sub>2</sub> O	0,08	—	0,58	—	0,46	0,48	0,32	0,32
K <sub>2</sub> O	0,61	0,04	0,06	0,29	0,18	0,30	0,61	0,47
ZnO	0,21	0,08	—	0,66	—	14,50	7,62	8,73
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	—	—	—	—	—	—	—	—
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	—	—	13,40	10,72	13,40	—	—	—
Сумма	92,80	86,09	97,34	100,73	94,02	86,07	100,08	99,82
Si	2,73	2,61	2,78	2,52	2,76	2,70	3,01	3,04
Al <sup>IV</sup>	1,26	1,38	1,22	1,48	1,24	1,30	0,98	0,96
Al <sup>VI</sup>	1,47	1,55	1,62	1,62	1,44	1,21	1,48	1,53
Ti	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Fe <sup>3+</sup>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Fe <sup>2+</sup>	3,93	3,98	3,73	3,73	3,66	2,67	2,83	3,32
Zn	0,02	0,0	0,0	0,05	0,0	1,31	0,66	0,81
Mn	0,10	0,21	0,14	0,16	0,24	0,27	0,35	0,38
Mg	0,29	0,15	0,20	0,34	0,51	0,27	0,32	0,35
Ca	0,01	0,0	0,01	0,0	0,01	0,00	0,0	0,0
Na	0,01	0,01	0,13	0,0	0,11	0,12	0,07	0,08
K	0,08	0,0	0,01	0,04	0,02	0,04	0,09	0,08

	27	28	29	30	31	32	33	34	35
	29,40	26,0	27,0	29,91	26,12	27,76	27,25	22,85	22,83
	0,40	—	—	0,07	0,03	0,03	0,01	—	0,00
	18,48	18,6	16,40	20,16	20,14	19,42	22,13	17,69	16,69
	—	—	—	—	—	—	8,77	—	—
	35,35	21,9	17,50	34,45	28,63	27,38	24,37	35,96	27,85
	1,18	1,50	2,00	1,30	0,85	0,48	0,59	1,51	0,69
	8,34	17,9	25,00	8,34	12,70	14,44	1,82	3,64	3,79
	0,19	0,13	1,2	0,38	0,3	0,14	0,08	0,04	0,10
	0,10	0,00	—	0,05	0,7	0,01	0,13	—	—
	0,36	0,00	—	0,17	0,8	0,07	1,47	—	—
	—	—	—	—	—	—	0,43	—	—
	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	—	14,00	14,00	—	12,00	10,50	11,80	16,98	17,87
	93,44	100,03	100,06	94,83	100,65	100,23	99,49	99,55	—
	3,03	2,77	2,74	2,78	2,82	2,88	2,94	2,81	3,06
	0,97	1,23	1,26	1,21	1,18	1,12	1,06	1,19	0,94
	1,27	1,10	0,70	1,19	1,38	1,25	1,77	1,38	1,70
	0,03	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,71	0,0	0,0
	3,06	1,95	1,48	2,91	2,40	2,38	2,16	3,70	3,11
	0,0	0,0	0,0	0,11	0,0	0,0	0,0	0,0	0,00
	0,10	0,13	0,17	1,25	0,08	0,04	0,05	0,15	0,08
	1,28	2,84	3,80	0,04	2,04	2,23	0,29	0,67	0,76
	0,02	0,02	0,13	0,01	0,0	0,01	0,01	0,00	0,01
	0,02	0,0	0,0	—	0,01	0,0	0,03	0,0	0,0
	0,04	0,0	0,0	0,02	0,01	0,01	0,30	0,0	0,0

ратами для записи дифрактометрических кривых служили нанесенные на стеклянную пластинку отобранные из образцов порошки, обогащенные хлоритом при отмучивании фракции пород, или сами измененные породы.

Из нескольких методов оценки состава по интенсивности базальных отражений был выбран метод, предложенный японскими исследователями [23, 25], как наиболее наглядный при работе с большим количеством проб. Измеренные по дифрактометрическим кривым высоты первых трех базальных отражений наносятся на диаграмму в бароцентрической системе координат. Поскольку железистые и железо-магнезиальные хлориты имеют относительно высокий второй порядок, их поле располагается в верхней части диаграммы, ближе к вершине I<sub>II</sub>; для магнезиальных хлоритов высота второго базального отражения заметно меньше и их поле располагается ниже; для алюминиевых хлоритов (судоитов) характерно высокое отражение третьего порядка, а высота первого базального отражения возрастает при наличии в структуре минерала монтмориллонитовой компоненты или дефектности бруситового слоя. На треугольной диаграмме (рис. 2) площадь ADBE соответствует области составов Mg-Fe и Fe-хлоритов (триоктаэдрических), а площадь BFCG — Al-хлоритов. При равном ("симметричном") распределении октаэдрических кати-

онов между октаэдрами силикатного и гидроксидного слоев точки располагаются на линии A-B-C, при этом отрезок A-B характеризует полностью триоктаэдрический тип хлоритов, а отрезок B-C характеризует хлориты от типа три-три (в точке B) до ди-диоктаэдрических в точке C (донбасситы) через ди-триоктаэдрические (судоиты) разности. При "асимметричном" распределении катионов между силикатным и гидроксидным слоями левое крыло площади ADBE соответствует хлоритам с избытком Fe в силикатном слое, а справа от линии A-B располагаются точки хлоритов с избытком Fe в гидроксидном слое; левое крыло соответствует области хлоритов с избытком Al в гидроксидном слое, а правое — BGC — в силикатном слое.

Точки бертьеринов, характеризующихся 7-ангстремовой структурой и вследствие этого не имеющих отражений с межплоскостными расстояниями порядка 14 Å и 4,7 Å, помещаются в верхней вершине треугольника. Значительная примесь бертьеринового материала к хлориту поэтому смещает точки на треугольной диаграмме в сторону вершины 7 Å и, в зависимости от количества бертьериона в смеси, они располагаются в промежутке между областью хлоритов соответствующего состава и 7-ангстремовой вершиной. Положение точек выше поля железистых хлоритов явно указывает на примесь в пробе 7-ангстремового материала. Диаграмма применима

Таблица 1 (окончание)

Компо- ненты	36	37	38	39	40	41	42	43
SiO <sub>2</sub>	26,17	25,07	28,39	23,53	23,78	22,32	32,50	33,98
TiO <sub>2</sub>	—	0,05	0,04	0,17	0,10	0,17	—	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21,01	20,75	20,92	25,07	20,97	25,92	21,53	19,60
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	0,93	11,27	9,27	9,57	—	—
FeO	27,81	39,90	31,97	29,01	31,81	31,74	16,75	17,83
MnO	0,87	3,12	5,88	3,56	5,79	3,44	0,20	0,21
MgO	3,03	1,44	0,00	0,07	0,43	4,56	11,54	12,37
CaO	0,08	0,11	—	0,11	He обн.	0,05	0,61	0,64
Na <sub>2</sub> O	—	0,65	—	0,66	0,08	0,08	0,24	0,25
K <sub>2</sub> O	—	0,13	—	0,00	0,00	—	1,25	1,32
ZnO	—	—	—	—	—	—	—	—
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	—	—	—	—	—	—	—	—
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	16,89	9,83	11,90	6,76	8,00	6,32	13,40	14,30
Сумма <sup>1</sup>	99,77	101,05	100,03	100,21	100,23	104,17	98,02	100,58
Si	2,98	2,79	3,13	2,49	2,62	2,38	3,34	2,88
Al <sup>IV</sup>	1,02	1,21	0,87	1,51	1,38	1,62	0,65	1,11
Al <sup>VI</sup>	1,80	1,51	1,86	1,61	1,33	1,63	1,95	1,32
Ti	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Fe <sup>3+</sup>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Fe <sup>2+</sup>	2,65	3,71	3,03	3,46	3,70	3,59	1,44	1,40
Zn	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Mn	0,08	0,29	0,55	0,32	0,54	0,31	0,01	0,04
Mg	0,51	0,24	0,0	0,02	0,08	0,01	1,77	3,09
Ca	0,01	0,01	0,0	0,01	0,0	0,01	0,06	0,0
Na	0,12	—	0,15	0,15	0,0	0,09	0,04	0,01
K	0,02	—	0,00	0,00	0,0	0,0	0,16	0,0

Анализы, кроме обр. 33, 38—41, 51, сделаны на микроанализаторе MS-46, аналитики Н.В. Тронева, В.А. Боронихин, С.Е. Борисовский. Обр. 33, 38 — в ЦХЛ ИГЕМ АН СССР, аналитик И.В. Басалаева; обр. 39—41 любезно предоставлены А.А. Сидоровым (выполнены в лаборатории СВКНИИ ДВНЦ АН СССР), обр. 51 — по [20]; анализировались образцы из месторождений: серебро-полиметаллического — обр. 1—26, 49, 50, 52—53, полиметаллического с серебром — обр. 45, 46, золото-кварцевого — обр. 27—32, серебряного золото-серебряной формации — обр. 33—38, 48, золото-серебряного — обр. 47, золото-теллуридного — обр. 42—44; рудопроявления олова в

также для анализа вариаций состава смешанослойных минералов, в основе структуры которых лежат хлоритовые пакеты (тосудиты, корренситы и близкие к ним образования). Если хлориты в изученных пробах близки по составу, их точки на диаграмме ложатся кучно. Разброс точек говорит о неоднородности состава хлорита в исследуемых пробах. В большинстве случаев в изученных месторождениях удалось оконтурить поля хлоритов и хлоритоподобных минералов, имеющих разные составы, и благодаря этому с учетом других данных выделить несколько генетических разновидностей.

Сопоставление относительных величин интенсивностей второго базального отражения хлоритов с их железистостью (рис. 1,б) показывает существование прямой зависимости между этими величинами для хлоритов умеренной железистости и отсутствие ее для железистых составов. Послед-

	44	45	46	47	48	49	50	51	52	53
	27,88	25,33	27,32	33,07	25,84	21,11	22,13	26,01	22,46	27,08
	—	—	—	0,01	0,07	—	—	—	0,02	0,05
	20,01	20,55	20,16	19,83	19,62	20,78	20,83	12,33	18,98	20,20
	—	—	—	—	—	—	—	5,32	—	—
	16,24	40,56	34,14	18,97	38,01	37,53	41,13	37,07	34,92	36,54
	0,51	0,46	0,12	3,57	0,96	1,15	0,88	0,04	8,57	2,74
	20,01	3,75	9,38	12,65	3,15	1,95	1,12	6,13	1,96	4,39
	0,07	0,20	0,09	0,11	0,08	0,09	0,13	0,48	0,20	0,03
	0,09	0,14	0,14	—	0,20	—	—	—	0,27	0,44
	0,04	0,10	0,09	1,09	0,11	0,09	—	—	0,17	0,07
	—	0,12	0,05	0,43	—	0,31	0,30	—	0,10	0,10
	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	13,70	5,37	—	8,94	11,62	15,19	13,40	12,36	10,72	8,94
	98,65	96,58	91,49	99,07	99,66	98,20	99,92	99,74	98,27	100,48
	2,88	2,78	3,00	3,30	2,92	2,58	2,63	3,02	2,61	2,92
	1,11	1,21	0,99	0,69	1,08	1,42	1,38	0,98	1,39	1,08
	1,32	1,45	1,61	1,64	1,53	1,57	1,63	0,71	1,27	1,49
	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	4,6	0,0	0,0
	1,40	3,72	3,14	1,58	2,61	3,83	4,07	3,60	3,49	3,29
	0,0	0,0	0,0	0,03	0,0	0,03	0,02	0,0	0,0	0,0
	0,04	0,04	0,01	0,30	0,09	0,12	0,08	0,0	0,86	0,24
	3,09	0,61	1,54	1,98	0,53	0,35	0,20	1,06	0,34	0,70
	0,0	0,02	0,0	0,01	0,0	0,0	0,01	0,06	0,02	0,01
	0,01	0,03	0,02	0,0	0,04	0,0	0,0	0,0	0,05	0,08
	0,0	0,01	0,01	0,13	0,01	0,01	0,0	0,0	0,02	0,01

Охотско-Чукотском поясе — обр. 40, золото-кварцевого в Карпатской провинции — обр. 51 [20].

Дополнительно определялись Ag<sub>2</sub>O — в обр. 25 (0,03%), 26 (0,04%), 34 (0,76%), 35 (0,78%), 36 (9,74%), 43 (0,02%), 44 (0,09), 47 (0,34); As — в обр. 36 (2,43%); BaO — в обр. 25 (0,01%), 26 (0,02%), 43 (0,06%), 44 (0,01%), 47 (0,06%); CuO — в обр. 34 (0,11%), 36 (1,48%).

Прочерк — компонент не определялся, не обн. — определялся, но не обнаружен.

нее обстоятельство обусловлено широкой вариацией содержания бертьери-на в смеси с хлоритом именно для высокожелезистого материала. Идентификация минералов в смесях была возможной благодаря электронографическому анализу, проведенному для выборочных образцов в лаборатории Б.Б. Звягина (ИГЕМ АН СССР). В мономинеральных пробах диагностика производилась в основном рентгеноструктурным методом.

Для хлоритов определение структурного типа пакета, характеризующего способ взаимного расположения талькового и бруситового слоев производилось по порошковым рентгенограммам на основе эталонных данных, приведенных в работе [18]. Модификация бертьеринов определялась также по порошковым рентгенограммам на основе расчетных данных Бриндли [1]. Для уточнения в отдельных случаях использовался электронографический анализ.

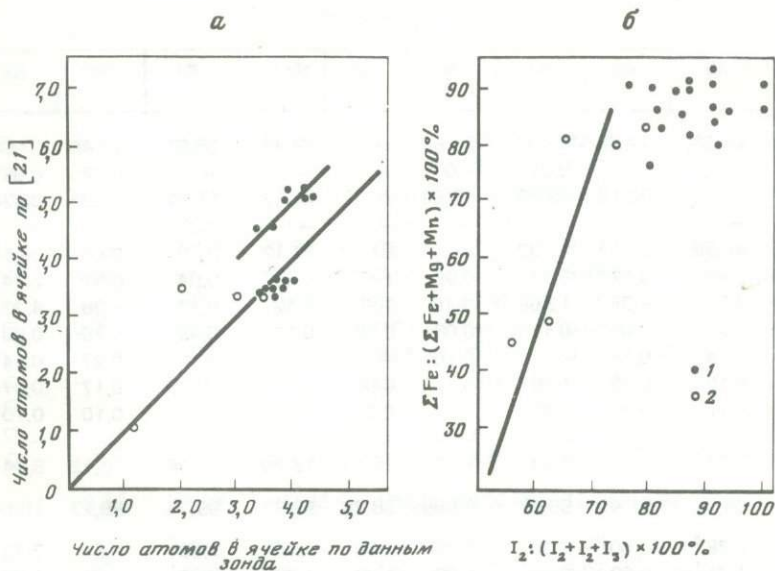


Рис. 1. Соотношение рентгеновских характеристик и железистости хлоритов и бертьеринов, определенной на микрозонде

а — зависимость между рентгеновской железистостью по [21] и истинной; б — зависимость между общей железистостью и относительной интенсивностью второго базального отражения; 1 — бертьерины и смеси хлоритов и бертьеринов; 2 — моноклинные хлориты

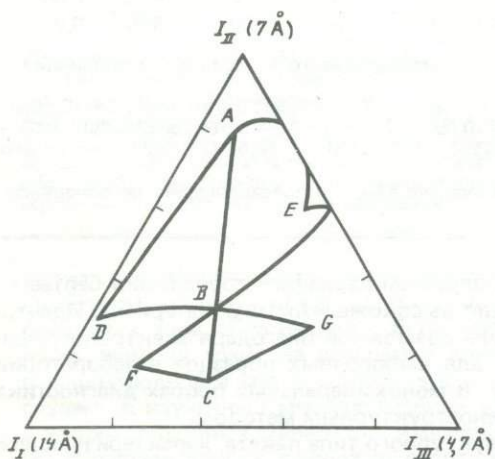


Рис. 2. Поля хлоритов на диаграмме интенсивностей первых трех базальных отражений (пояснения в тексте) :

Выше точки А — поле бертьеринов, слева от линии АС — хлорит-монтмориллонитов, справа — диоктаэдрических хлоритов

## ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ХЛОРИТИЗАЦИИ

Метасоматическая хлоритизация довольно часто отмечается в околорудных породах и в рудах колчеданных, оловянных, золотых и серебряных месторождений, заключенных в вулканогенных толщах. Под метасоматической хлоритизацией мы понимаем процесс образования хлоритов и бертьеринов, сопровождающийся привнесом в породы или заметным перемещением в них железа, магния и алюминия, в отличие от метаморфического образования хлоритов в результате реакций между компонентами породы. К группе метаморфических хлоритов относятся и хлориты, возникающие при пропилитизации за счет цветных минералов и плагиоклазов вулканитов. Изучавшиеся проявления золотой и серебряной минерализации приурочены к вулканогенным толщам палеозойского и мезозойского возраста, не претерпевшим регионального метаморфизма и интенсивной складчатости. Это — вулканические пояса зон активизации континентальной коры (Охотско-Чукотский, Сихотэ-Алинский) либо зон орогенного и посторогенного этапа развития геосинклинали (Кураминский). В районах оруденения толщи подверглись региональной или субрегиональной дорудной пропилитизации в эпидотовой либо альбит-хлоритовой фациях. Используемый здесь необычный термин "субрегиональная пропилитизация" обозначает пропилитизацию, которая охватила все или почти все породы в пределах рудного поля, но за его пределами, в масштабе региона, не развита или развита локально. Хлориты, возникающие при пропилитизации, были исследованы, но в меньшей степени, чем хлориты и бертьерины из более поздних околорудных и рудных образований. Последние обычно имеют локальное развитие в виде прожилков и зон вкрапленности, но в некоторых случаях образуют зоны субрегионального распространения. Ниже охарактеризованы геологические условия хлоритизации на исследованных проявлениях: трех золото-серебряной формации, двух серебро-полиметаллической и двух золотых (золото-кварцевой и золото-теллуридной формаций).

**Месторождения золото-серебряной формации.** Одно из месторождений такой формации локализовано в палеокальдере Охотско-Чукотского вулканического пояса. В строении кальдеры принимают участие пирокластические и субвулканические образования мелового возраста. На восточном участке на верхних и средних горизонтах главными рудовмещающими породами являются дациты и подстилающие их автомагматические брекчии андезитов, которые слагают здесь пологозалегающее тело. На глубоких горизонтах оруденение переходит в андезиты, а вверху, выклинивается вблизи подошвы перекрывающих игнимбритов. Глубокими скважинами вскрыты интрузивные плагиогранит-порфиры. Мелкие тела липаритов и трубообразных "гидротермальных" брекчий, прорывающие вмещающие вулканиты и развитые главным образом вблизи основной рудолокализирующей структуры, являются дорудными. Все перечисленные породы, а также и рудные тела прорываются пострудными дайками базальтов и андезито-базальтов.

На участке известно несколько рудоносных жил, представленных двумя морфологическими типами: относительно крупные ствольные жилы и короткие, образующие кулисообразные системы. Основные жильные минералы — кварц, кальцит и адуляр. Характерны метакolloидные полосчатые текстуры, где полосчатость обусловлена чередованием полос разного состава, сложенных кварцем либо адуляром, а также кварцевых, но различной окраски и разной степени раскристаллизованности. В меньшей мере развиты пластинчатые, каркасно-пластинчатые, фестончатые, сноповид-

но-заноэпистые брекчиевые и гребенчатые текстуры. Рудные минералы составляют не более 0,5–1,5% рудной массы. В рудах установлены: простые сульфиды, сульфосоли серебра, теллуриды и селениды серебра, блеклые руды различного состава, самородные золото и серебро, электрум. В пределах месторождения почти все породы в той или иной степени затронуты процессами гидротермального преобразования. Гидротермальные процессы по отношению к рудоотложению разделены на: 1) дорудные, 2) предрудные и синрудные и 3) послерудные. К дорудным изменениям относится пропилитизация. Предрудный метасоматический процесс сформировал малоэнергичную надрудную залежь кварц-каолинитовых пород и зоны гидрослюдизации по крутым и пологим тектоническим нарушениям. В синрудное время возникли околожильные метасоматиты, образующие небольшой мощности оторочки вдоль жил. После пропилитизации, но до образования предрудных метасоматитов происходила широкая субрегиональная адуляризация пород (в средней части рудовмещающих толщ). Послерудные изменения выражены в поздней цеолитизации и аргиллизации по трещинным зонам, в преобразовании пострудных даек базальтов.

Пропилитизированные породы развиты на значительной площади, протягиваясь широкой полосой с юго-востока на северо-запад. Наиболее интенсивно изменены андезиты, вмещающие рудные жилы на глубоких горизонтах, автомагматические брекчии андезитов и плагиогранит-порфиры, значительно менее изменены породы субвулканических тел. Выявлена довольно отчетливая вертикальная зональность, выражающая в смене снизу вверх эпидот-хлоритовых пропилитов (хлорит, эпидот, кварц, альбит, карбонат, цеолиты и пирит) хлорит-карбонатными и хлоритовыми (хлорит, карбонат, альбит, серицит, цеолиты, пирит). В осевых зонах поля низкотемпературных пропилитов характерно развитие адуляризованных пород (в пропилитах альбит в той или иной степени псевдоморфно замещен адуляром). Подобные породы развиты локально вблизи рудовмещающих структур. Местами ширина полосы пропилитизированных пород достигает 2 км.

Основными минералами собственно околожильных метасоматитов являются кварц, адуляр, слюды, гидрослюды и хлориты. Околожильные измененные породы характеризуются высокой степенью перекристаллизации вещества и почти полным отсутствием первичных магматических минералов. Несмотря на разновременность гидротермальных преобразований, выявляется довольно четкая зависимость характера господствующих изменений от исходных пород. Гидрослюдизации подверглись главным образом "гидротермальные брекчии", окварцеванию — липариты. В автомагматических брекчиях андезитов, в андезито-дацитах и андезитах преимущественно развиты пропилитовые и кварц-хлорит-гидрослюдистые ассоциации.

Отмеченная зависимость не затушевывает вертикальной зональности в распределении фаций метасоматитов. Залежь "вторичных кварцитов", представленная главным образом кварц-каолинитовыми породами, сменяется снизу интервалом преимущественного развития кварц-гидрослюдистых и кварц-адуляр-гидрослюдистых ассоциаций в поле низкотемпературных (хлоритовых и карбонат-хлоритовых) пропилитов. С глубиной мощность зон и площадь развития гидрослюдистых ассоциаций заметно сокращаются, а низкотемпературные пропилиты примерно на глубине 300 м сменяются среднетемпературными (эпидот-хлоритовыми), в которых лишное в виде узких зон вдоль трещин наблюдается осветление породы, вызванное серитизацией, адуляризацией и карбонатизацией.

Верхний уровень промышленного оруденения соответствует основанию залежи "вторичных кварцитов", нижний — приблизительно зоне перехода

Таблица 2

Вертикальная зональность околорудных метасоматитов  
в золото-серебряном месторождении

Уровни глубинности месторождения	Вмещающие пропилиты	Новообразованные минеральные ассоциации в околорудных зонах (мощность зон)
Корневая часть	Эпидот-хлоритовые	Кварц + серицит + адуляр + хлорит + пирит (2–5 м)
Подрудный интервал	То же	Кварц + адуляр (до 50 м)
Нижнерудный интервал	Адуляризованные хлорит-карбонатные, хлорит-эпидотовые	Кварц + гидрослюда + адуляр (2–5 м)
Верхнерудный интервал	Адуляризованные и гидрослюдизированные	Кварц + каолинит + гидрослюда + адуляр (до 20 м)

низкотемпературных пропилитов в среднетемпературные. Зональность околорудных изменений показана в табл. 2.

Исследован структурный тип хлорита из пород, вмещающих сульфидную минерализацию, в большом вертикальном интервале (свыше 1 км). Как в пропилитах, так и в хлорит-серицитовых и хлорит-гидрослюдистых породах хлориты представлены двумя структурными типами: моноклинным (IIb) и ортогональным (Ib,  $\beta = 90^\circ$ ). На верхних и нижних уровнях развит преимущественно ортогональный тип, моноклинный практически не встречается самостоятельно — только в смеси с ортогональным. На глубоком уровне в околожильной зоне по скважине встречены как моноклинные хлориты, свойственные эпидотовым пропилитам района месторождения, так и ортогональные. Последние распространены до глубины более 1000 м от современной поверхности и развиваются вблизи рудовмещающей структуры как в карбонатизированных и адуляризованных породах, так и в эпидотовых пропилитах. Случаи появления ортогональных хлоритов в поле эпидотовых пропилитов, содержащих моноклинные разности, отмечались и в других участках рудного поля. Горизонтальная скважина пересекает дайку гидротермально-измененных (серицитизированных) гранодиорит-порфиоров и зонки осветления с наложенной рудной минерализацией в эпидотовых пропилитах, слагающих основную площадь участка. Отчетливо проявляется наложенный характер ортогонального хлорита по отношению к фону метасоматических ассоциаций с моноклинным хлоритом, так как он развивается вдоль зон околорудной серицитизации.

На треугольных диаграммах (рис. 3) показаны поля хлоритов 1) из регионально распространенных эпидотовых пропилитов внерудного поля; 2) из пропилитизированных пород в рудном поле; 3) из гидрослюдизированных пропилитов. Точки хлоритов из регионально распространенных эпидотовых пропилитов, представленных моноклинным типом, располагаются в центральной части диаграммы, ниже (т.е. дальше от вершины I<sub>II</sub>), чем околорудные хлориты. Хлориты из глубоких горизонтов пропилитов в рудном поле, не затронутых гидрослюдистыми изменениями, занимают на диаграмме довольно большое поле, соответствующее магнезиально-железистым составам, а хлориты из менее глубоких уровней — занимают поле магнезиально-железистых и железистых разностей. Для пропилитов, в той или иной степени затронутых процессами гидрослюдизации, по сравнению с неизменными пропилитами, характерны более узкие пределы колебаний составов, причем верхний предел железистости

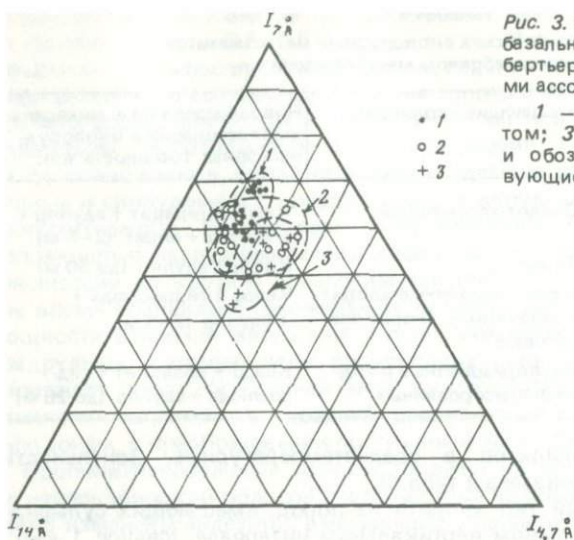


Рис. 3. Соотношение интенсивностей базальных отражений хлоритов и бертьерина в пропилитах с разными ассоциациями

1 — с кальцитом; 2 — с элидотом; 3 — с биотитом; о контурены и обозначены цифрами соответствующие поля на диаграмме

хлоритов (наибольшая величина  $I_{11}$ ) на диаграмме одинаков для хлоритов из неизмененных и гидрослюдизированных пропилитов, а нижний — для последних сдвинут в сторону  $7 \text{ \AA}$ -ной вершины, т.е. в сторону более железистых составов. Для них, как и для неизмененных пропилитов, характерен большой разброс точек для приповерхностных частей зон изменений по сравнению с глубинными частями. Ортогональные хлориты по сравнению с моноклинными занимают на диаграмме положение, соответствующее их большей железистости. Близость к вершине  $7 \text{ \AA}$  бывает связана также с примесью ортогонального бертьерина.

Месторождение золота-серебряной формации с широко проявленной марганцевой минерализацией в Охотско-Чукотском вулканическом поясе залегает в толще кислых вулканитов  $K_2$  [3]. В строении толщи принимают участие сферолитариты, дациты, игнимбриты, которые прорваны дайками и субвулканическими телами субщелочных гранит-порфиров и граносиенитов. Оруденение заключено в субвулканическом теле субщелочных липаритов и липарито-дацитов. Все перечисленные образования являются дорудными и пересечены послерудными дайками базальтов и андезитобазальтов. Рудная минерализация содержится в жиле сложного строения, которая сопровождается мелкопрожилковой штокверковой зоной. Жила и штокверк окружены метасоматически-измененными породами. Главными изменениями являются дорудное — кварц-серицитовое и околорудное — адуляризация и марганцевая минерализация (отложение родонита и родохрозита). Местами в рудных жилах встречается хлоритоподобный минерал. На периферии рудного поля располагается тело пород обломочного облика, напоминающих отложения агломератовых потоков. Эти породы также подверглись окварцеванию, цемент в них замещен кварц-хлоритовым материалом с вкрапленной рудной минерализацией. Характерны сростания рудных минералов с хлоритом, указывающие на их сингенетичность. В одном из образцов с рудной вкрапленностью были исследованы химический состав и структурное состояние хлоритоподобного минерала (см. табл. 1, обр. 47). Согласно электронографическим определениям, в образце установлен моноклинный бертьерин с примесью мусковита и хлорита.

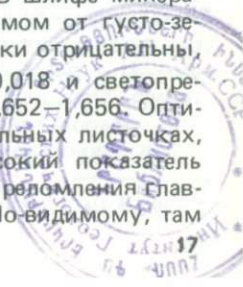
По данным рентгеноструктурного анализа, основу образца составляет ортогональный хлорит с типом пакета 1—а.

Серебряное месторождение золото-серебряной формации в Охотско-Чукотском вулканогенном поясе приурочено к вулcano-купольной структуре, сложенной меловыми вулканогенно-осадочными породами, и заключено в толще субвулканических и покровных липаритов, их туфов и игнибритов с прослоями аргиллитов, алевролитов, песчаников [2]. Рудными телами являются в основном жильные зоны либо жилы кварц-полевошпат-хлорит-сульфидного, кварц-полевошпатового и кварц-родонит-родохрозитового состава, которые сопровождаются широкими полосами субпараллельных прожилков в хлоритизированных, окварцованных и адуляризованных вмещающих породах. Кварц-полевошпат-бертьерин-сульфидные жильные зоны считаются более ранними и имеют северо-восточное и субмеридиональное простирание, зоны кварц-родонит-родохрозитовые более поздние и имеют северо-западное простирание, причем в них с глубиной возрастает относительная роль карбонатов марганца (родохрозита и манган-кальцита). Рудные тела рассеяны андезито-базальтовыми и базальтовыми дайками. Возраст оруденения по геологическим данным и по определениям калий-аргонового возраста адуляра из рудных тел — верхнемеловой. Рудотложение было многостадийным [12], выделяются три продуктивные стадии (от ранних к поздним): хлорит-полиметаллическая, серебро-аргентитовая и кварц-родонит-родохрозитовая. Главными жильными минералами являются кварц, калиевый полевошпат, бертьерин, гидрослюда, родонит, родохрозит. С ними ассоциируют акантит, самородное серебро, электрум, пираргирит, стефанит, галенит и сфалерит.

Бертьерин присутствует среди продуктов всех стадий, но наибольшее его количество отложилось в бертьерин-полиметаллическую и серебро-аргентитовую стадию. Обычно бертьерин развит в зальбандах жил, образуя вместе с кварцем и адуляром колломорфно-полосчатые, кокардовые и брекчиевые текстуры, распространяется на весь вскрытый вертикальный интервал жил и жильных зон. К выделениям хлорита и бертьерина часто тяготеют минералы серебра. Преобладают темно-зеленые высокожелезистые разновидности хлоритов, как и в оловорудных месторождениях этого региона. Образование бертьерина и хлорита продуктивных стадий происходило в интервале температур 210—365°С, судя по данным гомогенизации включения в кварце и адуляре и по декрепитации сосуществующих с ними и с хлоритом сульфидов [2]. Анализированный материал отобран из наиболее богатых участков кварц-адуляр-бертьериновых жил на верхних горизонтах. Жилы имеют существенно кварцевый состав при подчиненном количестве бертьерина и малом содержании карбонатов. Рентгеноструктурный анализ показал, что продукты хлоритизации представлены бертьеринами и моноклинными хлоритами, различающимися по соотношениям интенсивностей базальных отложений.

Материал для детального исследования был извлечен из полоски в кварц-адуляр-бертьериновом агрегате. В образце представлена смесь хлорита с бертьерином, окрашенная в темно-зеленый цвет. В шлифе минералы не различимы, характеризуются сильным плеохроизмом от темно-зеленого вдоль  $n_g$  до желтовато-зеленого вдоль  $n_p$ , оптически отрицательны, обладают высоким двупреломлением  $n_g - n_p = 0,014 - 0,018$  и светопреломлением  $n_g = 1,667 - 1,670$ ,  $n_m = 1,665 - 1,670$ ,  $n_p = 1,652 - 1,656$ . Оптические свойства материала мало варьируют, хотя в отдельных листочках, сросшихся с рудным минералом, отмечался более высокий показатель преломления ( $n_m = 1,670$ ) по сравнению с показателем преломления главной массы хлоритового агрегата ( $n_m = 1,665 - 1,668$ ). По-видимому, там

4597



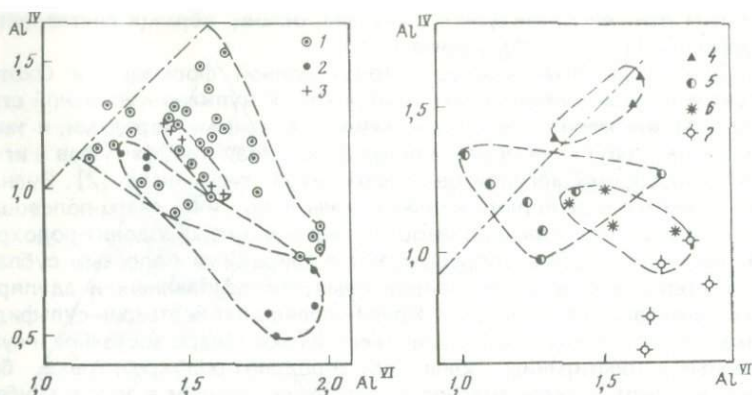


Рис. 4. Распределение атомов алюминия в ячейке по тетраэдрическим и октаэдрическим позициям в хлоритах и бертьеринах

1—7 — месторождения: 1 — серебро-полиметаллическое, 2 — золото-теллуридное, 3 — полиметаллическое с серебром, 4 — кварц-касситеритовое, 5 — золото-кварцевое, 6 — золото-серебряное, 7 — другие золото-серебряные

возрастает доля бертьерина. Рентгеноструктурное исследование хлорита из этого же образца показало, что хлорит представлен ортогональной модификацией. В составе минерала (см. табл. 1, обр. 33—37—48) обнаружены сравнительно небольшие вариации железистости и некоторый избыток октаэдрического алюминия в краевой части листочка (рис. 4). На растровой микрофотографии видно, что хлорит окружен каемкой акантита или серебра (табл. 1)<sup>1</sup> толщиной до нескольких микрон, которая отделяет хлорит от выделений блеклой руды и сульфосолей серебра. Хлорит обогащен цинком и медью, распределенными неравномерно. Отмечается также примесь мышьяка, которая, видимо, связана с присутствием мелких включений блеклых руд в хлорите. Содержание марганца в минерале сравнительно низкое. В другом анализированном образце, имеющем сходное геологическое положение, обнаружен бертьерин. По составу он почти не отличается от предыдущего образца, за исключением повышенного содержания марганца (3,2% MnO).

**Месторождения серебро-полиметаллической формации.** Два проявления серебряной минерализации изучено в Кураминском вулканогенном поясе в Средней Азии.

Серебро-полиметаллическое месторождение локализовано в вулканогенно-осадочных толщах, слагающих обширную вулканодепрессию. В ее пределах оруденение сконцентрировано в вулканогенно-осадочном обрамлении поздней тектонической впадины, средняя часть которой выполнена осадочными континентальными породами верхнепермского возраста (аргиллиты, алевролиты, песчаники, гравелиты, конгломераты). Вулканогенно-осадочные отложения сформировались в верхнекаменноугольное—нижнепермское время; по составу и структурно-текстурным особенностям они подразделяются на несколько толщ (сверху вниз): I — трахириолитовую, II — верхнюю риолитовую, III — андезитовую и IV — нижнюю риолитовую. Основная рудовмещающая толща (II) сложена лавами флюидалной, сферолитовой, игнимбритовой текстур при подчиненном количестве туфогенно-осадочных пород и имеет близкое к слоистому строение.

<sup>1</sup> Табл. I см. в конце книги.

Полиметаллическая минерализация образует бедные послойные вкрапленные зоны в пределах основной рудовмещающей толщи и богатые линейные штокверки вдоль круто ориентированных разломов. Крупные крутые рудолокализирующие зоны обычно выходят за пределы основной рудовмещающей толщи, в них отмечается следующая смена сверху вниз характера минерализации: серебряная — серебро-полиметаллическая — полиметаллическая с халькопиритом — медно-висмутовая. При этом медно-висмутовая минерализация приурочена к нижней риолитовой толще, а серебряная и серебро-полиметаллическая — локализируются главным образом в пределах верхней риолитовой, но по крупным тектоническим нарушениям проникают и в низы трахириолитовой толщи. В целом оруденение слепое и заканчивается в низах трахириолитовой толщи, сложенной плотными лавами. Среди рудных минералов главными являются сфалерит, галенит, пирит, гематит, халькопирит, цинксодержащая блеклая руда. Серебро представлено в основном самостоятельными минеральными видами, среди которых наиболее распространены самородное серебро, полибазит, штроейерит.

Все породы рудовмещающей толщи в той или иной мере затронуты гидротермальными преобразованиями двух типов: 1) субрегиональные слабые или умеренные по интенсивности послейные изменения, характер которых определяется составом и структурой исходных пород, а границы приблизительно совпадают с литологическими, и 2) интенсивные преобразования в узких круто ориентированных околорудных зонах, локализованных в тектонических нарушениях. И в том и в другом случаях возникают серицит, калиевый полевой шпат, хлориты и бертьерины. Породы верхней части трахириолитовой толщи, перекрывающей оруденение, имеют вишнево-бурю окраску, обусловленную рассеянным в породе гематитом, а породы нижней — зеленую окраску, связанную с довольно равномерной рассеянной хлоритизацией. Подрудная (андезитовая) толща подверглась интенсивной хлоритизации. Лишь в небольших блоках, преимущественно в литоидных разностях пород, сохраняются ассоциации эпидот-хлоритовых пропилитов.

Хлорит и серицит являются основными новообразованными минералами метасоматитов. Большая часть новообразованного хлорита тяготеет к крутопадающим зонам интенсивной минерализации, для остальной части месторождения характерна умеренная или слабая рассеянная хлоритизация, довольно равномерно распределенная в объеме пород.

В пределах рудного штокверка хлорит слагает круто ориентированные тела хлоритолитов мощностью до нескольких десятков сантиметров (в них хлорит слагает до 80% массы породы и ассоциирует с кварцем и серицитом) или участвует в строении кварц-серицит-хлоритовых агрегатов. Хлоритолиты встречаются в виде оторочек, сопровождающих рудные жилы и прожилки, а иногда слагают зоны, обогащенные рудной вкрапленностью. В участках локализации богатой рудной вкрапленности, сопровождающей прожилково-жильную минерализацию, обычны также концентрически-зональные агрегаты сложного строения, в которых во внешней части чередуются зонки хлорита, серицита и кварца, а внутрь направлены головки кварцевых кристаллов, на которые нарастают рудные минералы (галенит, сфалерит). В зонах бедных руд содержание хлорита обычно составляет первые проценты. Хлорит развивается по меланократовому стеклу игнимбри-тов и по полевошпатовым вкрапленникам.

Обогащенные хлоритовым материалом псевдоморфозы и обособления обычно имеют довольно темную серовато-зеленую окраску. Оптические свойства хлоритов из рудных зон значительно варьируют: окраски от

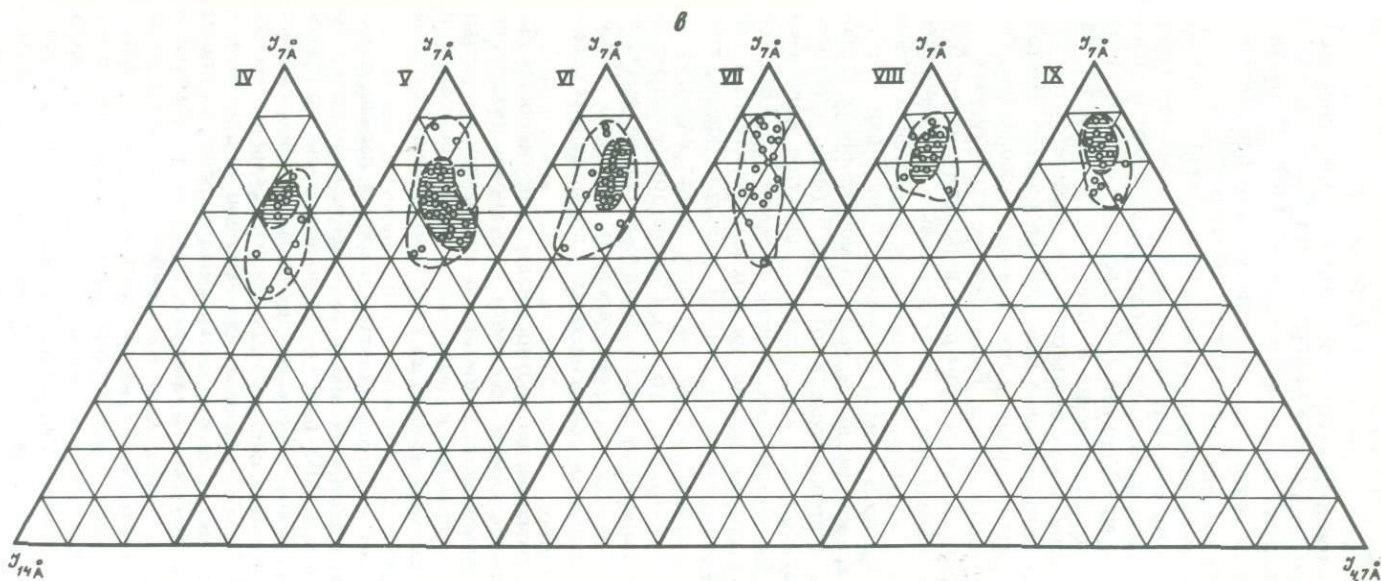
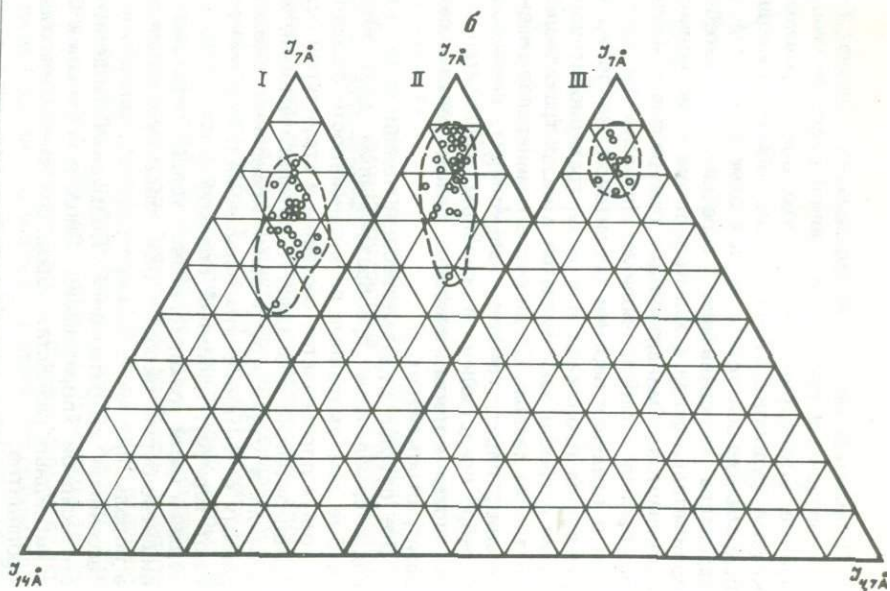
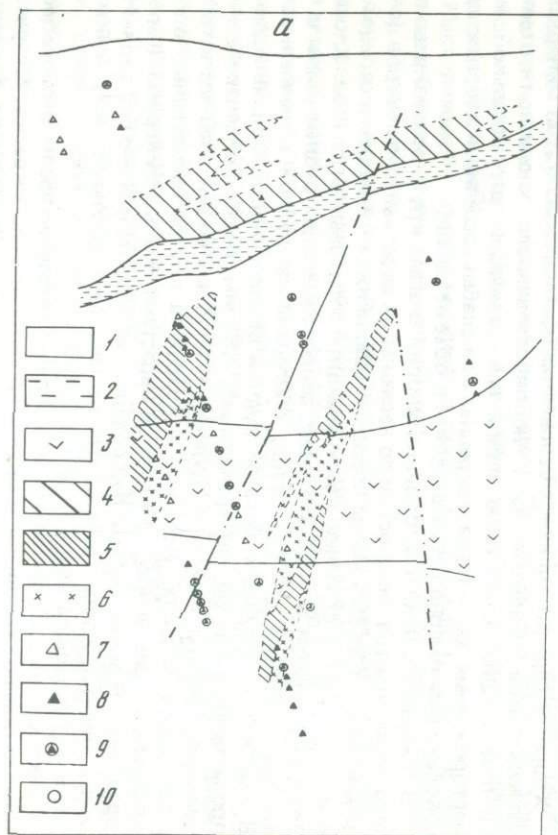


Рис. 5. Геологическое распространение и свойства структурных типов хлоритов и бертьеринов в серебро-полиметаллическом месторождении

*а* — структурные типы хлоритов и бертьеринов на геологическом разрезе; *б* — соотношения интенсивностей базальных отражений в разных структурных типах: I — моноклинные хлориты, II — смеси хлоритов и бертьеринов, III — ортохлориты или бертьерины с примесью моноклинного хлорита; *в* — вариации интенсивностей базальных отражений в хлоритах из измененных пород подрудной андезитовой (IV–VI) и рудовмещающей кислой

(VII–IX) толщ; вмещающие породы: IV–V — умеренно хлоритизированные, VI — оруденелые, VII — слабо измененные безрудные, VIII — сульфидизированные слабо, IX — сульфидизированные сильно; заштрихованы области наибольшей концентрации точек

1 — кислые вулканиты; 2 — осадочные породы; 3 — андезиты; 4–6 — изменения: 4 — слабая серицитизация, 5 — сильная серицитизация, 6 — сильная хлоритизация; 7–9 — типы хлоритов: 7 — моноклинные, 8 — ортогональные, 9 — смесь ортохлоритов с бертьеринами

светлых зеленовато-серых до ярко-зеленых, плеохроизм от слабого до заметного,  $n_m = 1,635-1,675$ , двупреломление от 0,006 до 0,020.

По характеру рентгеновской дифракционной картины хлоритоподобный по внешнему облику материал отличается от обычных (14 Å-ных) хлоритов крайне низкими интенсивностями отражений в области 14 и 4,7 Å при высоких интенсивностях 7 Å-ных рефлексов, что, наряду с другими данными (порошковая рентгенография, электронография, особенности состава), свидетельствует о том, что анализируемый материал представлен бертьерин-хлоритовой смесью, в которой, судя по порошковым рентгенограммам, преобладает ортогональная фаза, хотя иногда присутствуют и моноклинные бертьерины с характерной линией 2,40 Å, подтвержденные также электронографически. Четкого обособления в пространстве областей развития моноклинных и ортогональных бертьеринов не отмечается и в общем объеме метасоматитов ортогональные разности преобладают. Настоящие (14 Å-ные) хлориты развиты лишь в пропилитовой ассоциации, где они представлены моноклинным типом. Распределение структурных типов хлоритов и бертьеринов в геологическом разрезе показано на рис. 5, а.

Определенная на микроанализаторе и по порошковым рентгенограммам железистость хлоритов и хлорит-бертьериновых агрегатов в целом высокая и колеблется от 1,3 до 5 атомов в ячейке. В целом для ортогональных хлоритов и бертьеринов она выше, чем для моноклинных хлоритов. Для первых она определяется в пределах от 3,8 до 5, редко опускаясь до меньших значений (до 2,9); для моноклинных хлоритов колебания более широкие (от 1,3 до 5), но наиболее обычны значения 3,5–3,8. В одном образце при высокой степени изменения породы структурный тип хлорита обычно одинаков для разных выделений (псевдоморфозы, прожилки, обособления в пустотках), но железистость может варьировать значительно. На диаграмме  $I_I - I_{II} - I_{III}$  (рис. 5, б) поле ортогексагональных хлоритов и бертьерин-хлоритовых смесей расположено выше, чем поле моноклинных хлоритов, т.е. в области более железистых составов. Помимо высокой железистости бертьерин характеризуется повышенным содержанием марганца.

Хлориты и бертьерины различаются соотношением интенсивностей базальных отложений в зависимости от близости к рудному интервалу. Так, точки хлоритов из фоновых пропилитов на диаграмме  $I_I - I_{II} - I_{III}$  располагаются ниже точек хлоритов и бертьеринов из околорудных и рудных зон, на соотношение интенсивностей несколько влияет и состав вмещающих пород (рис. 5, в).

Характерной особенностью минерала является широкая вариация распределения алюминия по тетраэдрическим и октаэдрическим позициям (см. рис. 4) от симметричного ( $Al^{IV} : Al^{VI} = 1$ ) до значительного преобладания октаэдрического алюминия. Большинство образцов обнаруживает небольшое, но устойчивое преобладание октаэдрического алюминия. Наиболее низкое отношение  $Al^{IV} : Al^{VI}$  отмечено для образцов из оруденельных игнимбритов, где хлорит в смеси с бертьерином замещает обломки стекла и ассоциирует с кварцем и рудными минералами. Местами он встречается во вкрапленниках калиевого полевого шпата. Особенно интересен образец с выделениями самородного серебра, из которого анилизирован бертьерин в 7 точках (см. табл. 1, обр. 24–26). Минерал по составу здесь очень неоднороден и отношение  $Al^{IV} : Al^{VI}$  в нем сильно варьирует. Анализируемый материал представлен смесью хлорита с бертьерином, которая метасоматически развивается по стекловатым фьямме в игнимбрите. Порода содержит вкрапленность и микроскопические прожилки рудных минералов. Выявленная неоднородность может быть связана с различием в соста-

ве хлорита и бертьерина в смеси, а также вариациями состава хлорита, замещающего стекло фьямме, и сохранностью микроучастков стекла в хлорите.

В подземных выработках удалось проследить вариации состава бертьеринов в зависимости от расстояния до рудных зон. Выработки вскрывают рудовмещающие игнибриды и сферолиты. Эти породы содержат рассеянную прожилково-вкрапленную рудную минерализацию, среди которой расположены уплывающие линейные рудные зоны. Бертьерины из пород характеризуются довольно высокой железистостью (около 3,5 атомов Fe в ячейке), которая еще более возрастает к контактам с линейными рудными зонами (до 4,0 атомов железа в элементарной ячейке). На глубине, где полиметаллическая ассоциация сменяется медно-висмутовой или халькопирит-гематитовой в пропилитизированных андезито-дацитах, хлорит отделяется от бертьерина верхней свиты большей магнезиальностью (см. табл. 1, обр. 1, 6, 16, 17).

Геологическая позиция ортогональных хлоритов и бертьеринов указывает, что их образование тесно связано с рудным процессом. Эти минералы слагают окологрожекковые зоны и на других месторождениях района с галенитовой и медновисмутовой минерализацией. Описанная ранее смена по вертикали с глубиной ортогональных хлоритов и бертьеринов моноклинными хлоритами наблюдается лишь в тех частях разрезов, где под рудовмещающей толщей сохранились останцы пропилитизированных андезитов. На глубине, под этими останцами, несколькими глубокими скважинами были вскрыты зоны хлорит-бертьериновых метасоматитов, в том числе в пределах нижней риолитовой толщи, вмещающей медно-висмутовое оруденение. Таким образом, установлено распространение ортогональных хлоритов и бертьеринов до глубины 1000 м от современной поверхности. Различий по составу и структуре хлоритов и бертьеринов из продуктов субрегиональной хлоритизации и локальной околотрещинной хлоритизации не обнаружено. Своеобразен состав бертьерина в надрудном ореоле рассеянного оруденения, в котором свинец либо отсутствует, либо его очень мало, в то время как содержания цинка в этом ореоле более значительны, а распределение равномерное. Сфалерит, цинксодержащая блеклая руда и вторичные цинковые минералы встречаются в крайне незначительных количествах, явно не обеспечивая всего содержания цинка в ореоле. Лазерный спектральный микроанализ, а затем и микронзондовый анализ показали повышенные содержания цинка в хлоритоподобных тонкозернистых агрегатах, впервые обнаруженных А.С. Лобановым и состоящих, как выяснилось, из смеси ортогонального и моноклинного бертьерина с небольшой примесью хлорита [15] (см. табл. 1).

Цинксодержащие бертьерины характеризуются: высоким содержанием железа, постоянным присутствием марганца на уровне 2–3% и примерно такими же содержаниями магния. Количество цинка (от долей процента до 21,5%) находится в обратной зависимости от содержания железа. В пределах образца состав бертьерина испытывает заметные колебания по содержанию железа, марганца и цинка. Однако эти колебания составляют не более 20–30% от содержания металла в минерале. Неравномерность состава проявляется и в пределах микрообособлений бертьерина. Содержание цинка в бертьерине постепенно возрастает к границам обособления; при этом содержание цинка изменяется постепенно, без резких скачков, так как, по-видимому, цинк входит в структуру бертьерина, изоморфно замещая железо. Состав изученных бертьеринов показывает, что они были промежуточными разностями между высокожелезистыми бертьеринами и описанной ранее [17] цинковой разновидностью — циннальситом. По

сравнению с последним цинксодержащие бертьерины из описываемого месторождения имеют несколько меньшие значения  $d_{001}$  и большие —  $d_{060}$ .

Другое изученное серебряное месторождение с полиметаллами расположено в толще кислых вулканитов пермского возраста, также в краевой части палеодепрессии. В стратиграфическом разрезе района представлена толща андезито-дацитов, которая в пределах депрессии с несогласием перекрыта отложениями кварцевых порфиров и их туфов. Кварцевые порфиры и туфы прорваны дайками фельзитов, крутопадающими телами взрывных брекчий, дайками диабазовых порфиритов и перекрыты игнимбритами, флюидамиными липаритами и стекловатыми лавобрекчиями липаритов. Местами игнимбриды обнаруживают секущее, интрузивное залегание, часто к их контактам приурочены взрывные брекчии, которые, по-видимому, образовались примерно одновременно с игнимбридами. Дайки диабазовых порфиритов пересекаются телами взрывных брекчий, смещаются и брекчируются ими. Рудная минерализация сосредоточена в районе выходов игнимбритов, хотя внутри игнимбритов она не обнаружена. Непосредственно размещение рудной минерализации контролируется круто падающими контактами воронкообразных тел взрывных брекчий (рис. 6). Породы, слагающие брекчии, и все магматические образования, включая диабазовые порфириты, подверглись интенсивному субрегиональному изменению, выразившемуся в березитизации. Кроме того, в пределах брекчий и в их экзоконтактах отмечается развитие метасоматического калиевого полевого шпата, кварц-карбонатных прожилков, кварц-сульфидных жил и зон вкрапленности сульфидов. Главными среди сульфидов являются галенит, сфалерит, пирит. Пирит широко распространен в виде рассеянной вкрапленности и во вмещающих березитизированных породах. Данное проявление отличается от описанного выше серебро-полиметаллического месторождения развитием пирита. Другим существенным отличием является то, что в данном проявлении отсутствует субрегиональная хлоритизация, сопровождающая в серебро-полиметаллическом месторождении рассеянную рудную минерализацию, но отмечается интенсивное развитие березитизированных пород, не содержащих ни хлорита, ни бертьерина.

Бертьерин в месторождении наблюдается преимущественно в виде тонких прямолинейных прожилков, пересекающих как сильно березитизированные, так и относительно слабо измененные породы, включая кварцевые порфиры, их туфы, взрывные брекчии, фельзиты. Распространение бертьериновых прожилков неравномерное. Они обогащены породы, прилегающие к участкам рудной минерализации, к зонам трещиноватости, к зонам разломов и интенсивной березитизации. С удалением от минерализованных зон они исчезают. На разрезе (см. рис. 6) показан характер распространения бертьерина в околорудных породах. Таким образом, ореол прожилков бертьерина может служить в известном смысле поисковым признаком на проявление серебряной минерализации в данном районе. Тем не менее непосредственно рудные зоны сопровождаются серицитизацией и окварцеванием и не содержат бертьерина. Рудные минералы ассоциируют с кварцем, серицитом и карбонатами. Наблюдались случаи пересечения кварцевых, кварц-карбонатных и рудных прожилков, а также скоплений серицита прожилками темно-зеленого бертьерина. Следовательно, бертьерин занимает иное геологическое положение, чем в описанном выше серебро-полиметаллическом месторождении: он является продуктом гидротермальной деятельности, завершившей процесс рудоотложения. По-видимому, этим объясняется то обстоятельство, что при общем сходстве



Рис. 6. Распространение бертьериновых и хлоритовых прожилков на схематическом разрезе через проявление галенитовой серебром минерализации в Кураминском поясе

1 — игнимбриты и флюидальные липариты; 2 — тuffs кварцевых порфиров; 3 — андезит-дациты подрудной толщи; 4 — взрывчатые брекчи; 5 — фельзиты; 6 — интрузивные сиенито-диориты; 7 — зоны прожилков кварца с карбонатом и галени- том; 8' — прожилки бертьерины; 9' — зоны хлоритизации; 10 — модификации слюд: а — 2M<sub>1</sub>, б — 1M

химического состава бертьеринов этого месторождения с бертьеринами описанного выше серебро-полиметаллического они отличаются несколько меньшей железистостью и низким содержанием марганца (рис. 7, а) (см. табл. 1).

Изученные бертьерины представлены моноклинной разновидностью и содержат примесь хлорита. Вследствие такой гетерогенности химический состав материала интерпретируется с известной долей условности. В том же составе структурных разновидностей бертьерины, сосуществующих в одном образце, по-видимому, неодинаковы. Так, в анализированном на микрозонде образце (обр. 45—46) состав пробы в разных точках значительно различается по железистости и отношению  $Al^{IV} : Al^{VI}$  (см. рис. 4). Обр. 46 (среднее из двух анализов), наиболее магниезный, характеризуется пониженным отношением  $Al^{IV} : Al^{VI}$ . Судя по рентгенодифрактометрическим данным, в некоторых образцах в значительном количестве (может быть даже в преобладающем) по отношению к бертьерину встречается хлорит. Об этом свидетельствует увеличенная интенсивность первого и третьего базальных отражений на дифрактограммах (см. рис. 5, б).

**Проявления золотой минерализации.** Месторождение золото-кварцевой формации в Сихотэ-Алинском вулканогенном поясе представлено протяженными кварцевыми жилами, заключенными в толще вулканогенных пород андезит-дацитового состава нижнепалеогенового—верхнемелового возраста. Жилы контролируются вулканическими структурами, пространственно приурочены к экзоконтактам субвулканических дайкообразных тел и вулканических жерловин. Месторождение расположено вблизи от контакта гранитоидного массива, кварцево-рудные жилы пересечены дайками гранодиорит-порфиров, кварцевых монцонит-порфиров, гранит-порфиров и другими, отходящими от массива. Дайки вызывают метаморфизм жил и переотложение в них золота в местах пересечения. Вмещающая толща интенсивно пропилитизирована в эпидот-хлоритовой фации. Подстилающие вулканогенную толщу осадочные терригенные породы также пропилитизированы, но преимущественно в биотитовой фации. Биотитизация распространяется и выше, в вулканогенные породы, в зону эпидот-хлоритовых пропилитов вдоль тех же разломов, которые контролировали размещение субвулканических даек и жерловин, а в последствии и кварцево-рудных жил. Кварцево-рудные жилы и сопровождающий их ореол кварц-серицитовых пород наложены на пропилиты как эпидот-хлоритовой, так и биотитовой фаций. Наряду с кварц-серицитовыми породами, в некоторых жилах

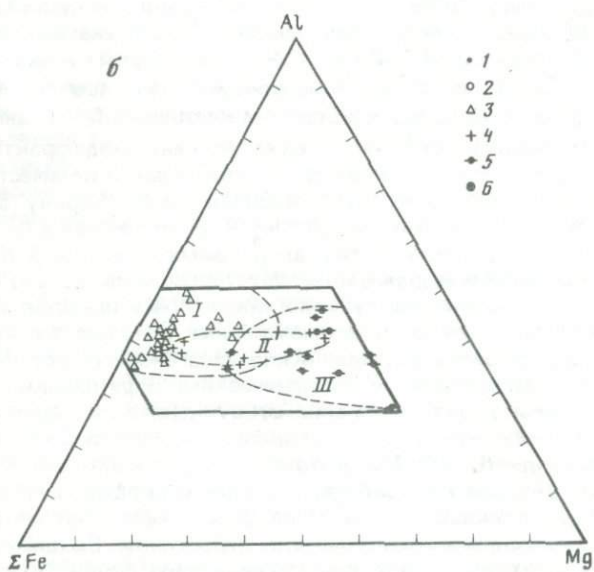
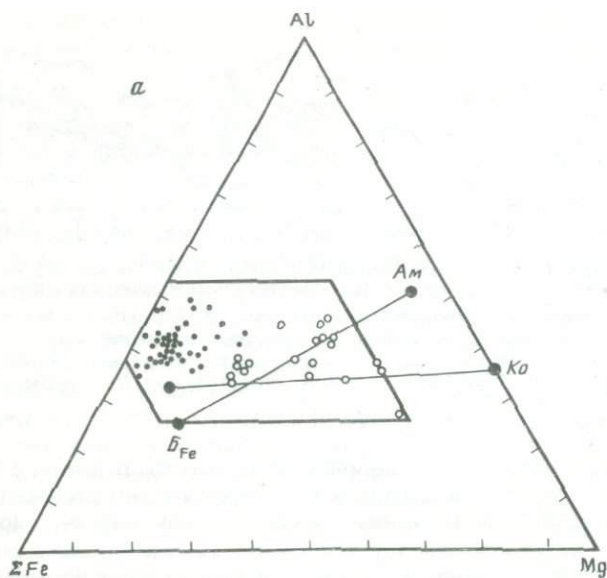


Рис. 7. Диаграммы составов хлоритов и бертьеринов

*a* — общая диаграмма; *b* — зависимость состава хлоритов и бертьеринов от состава вмещающих пород; оконтуренные поля: I — лиларитов, II — дацитов, III — андезитов; 7 — бертьерины и ортохлориты; 2 — моноклинные хлориты; 3—5 — бертьерины и хлориты из разных пород: 3 — в лиларитах, трэхилипаритах, 4 — в дацитах, липарито-дацитах, 5 — в андезито-дацитах, андезитах и андезито-базальтах; 6 — эталонные миалы

Таблица 3

Характеристика хлоритов золото-кварцевого месторождения

Коэффициенты	27	28	29	30	32
<i>A</i>	3,49	2,23	2,00	3,25	2,50
<i>f</i>	69	40	28	69	49
<i>S</i>	3,2	4,4	9,0	2,9	3,7
$n_{\text{т}}$	1,670	1,614	1,590	1,670	1,625

Номера образцов соответствуют номерам в таблице 1; 27 и 30 – амфиболизированный пропилит, 32 – слабо измененный андезито-базальт, 28 – кварц-карбонат-серицит-хлоритовый метасоматит, 29 – кварц-эпидотовый прожилок с хлоритом. Коэффициенты по [10]: *A* – глиноземистость, *f* – железистость, *S* – кремнеземистость.

и на их контактах образовались линзообразные тела березитов, кварц-карбонатные прожилки в которых содержат рудную минерализацию. Жилы, расположенные ближе к зоне контакта интрузива, содержат иную, кварц-адуляровую, рудную ассоциацию. Они в большей степени несут на себе признаки термального воздействия интрузива: серицит в них представлен преимущественно высокотемпературной модификацией  $2M_1$  (см. статью О.В. Русиновой, В.Л. Русинова в настоящем сборнике), тогда как в жилах, удаленных от контакта, содержится в основном низкотемпературная модификация  $1M$ . Главные типы окolorудных изменений – кварц-серицитовое, березитовое, в меньшей степени – кварц-адуляровое. Хлорит нехарактерен для окolorудных метасоматитов, но встречается, во-первых, в некоторых образцах березитов в парагенезисе с карбонатом, серицитом, кварцем и пиритом; во-вторых, в ассоциации с амфиболом в участках магниезиального метасоматизма; в третьих, в скарновых гнездах, которые образуются за счет контактового метаморфизма карбонатов в кварцево-рудных жилах. Главной областью распространения хлорита являются пропилиты, где он ассоциирует с альбитом, эпидотом, кальцитом, иногда с биотитом.

Хлориты в большинстве своем магниезиально-железистые (см. табл. 1, см. рис. 7, а), распределение алюминия близко к симметричному, хотя и с некоторым избытком октаэдрического алюминия. У проанализированных хлоритов были измерены показатели преломления и построен график зависимости показателей преломления от общей железистости (рис. 8). Для сравнения показана кривая железистости, определенной по графику Е. Ларсена и Г. Бермана [10]. Наклон кривой [10] заметно круче, чем нашей, поэтому значения железистости по нашим анализам и по эталонной кривой различаются, особенно в области высоких показателей преломления. Предложенная зависимость между светопреломлением и составом хлоритов позволяет оценить величины коэффициентов *A* и *f* измеренных образцов (табл. 3). Вычисленные коэффициенты *A*, *f* и *S* отличаются от таковых, определенных по диаграммам. Если по нашим данным намечается прямая связь между коэффициентами *f* и *S*, то по [8] эта связь должна быть обратной. Причина такого расхождения заключается, видимо, в преимущественном обогащении алюминием одной из позиций (тетраэдрической или октаэдрической), что не учитывается диаграммами [10]. Таким образом, оценка параметров состава хлоритов только по оптическим свойствам требует осторожности и проверки реперных образцов химическими анализами. В связи с этим мы характеризуем только общую железистость хлоритов, оказывающую наибольшее влияние на величину свето-

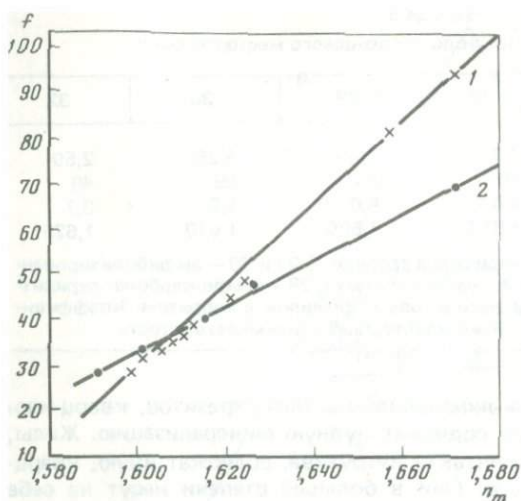


Рис. 8. Зависимость величины светопреломления ( $n_m$ ) хлоритов от общей железистости в месторождении золото-кварцевой формации

1 — по нашим измерениям  $n_m$  у химически проанализированных хлоритов; 2 — по диаграмме [12]

преломления. Железистость определялась по кривой 2 на диаграмме (см. рис. 8). В пропилитах величина  $n_m$  хлоритов варьирует в пределах 1,607–1,625, железистость — 37–46%; в березитах  $n_m = 1,598$ –1,614 и железистость  $f = 32$ –40%; в скарновых ассоциациях показатель преломления и железистость несколько выше — до 1,628 и 48% соответственно. Наиболее железистые хлориты ассоциируют с амфиболами  $n_m = 1,670$  и  $f = 70\%$ , а наименее железистые характерны для ассоциации кварц + эпидот + серицит + хлорит:  $n_m \approx 1,590$  и  $f = 28\%$ . Различия между группами довольно отчетливые, некоторое перекрытие отмечается для первых двух групп. Причем для карбонатных ассоциаций величина показателя преломления хлорита только в одном образце поднималась выше, чем 1,610. По-видимому, локальные причины обуславливают столь заметные вариации состава хлоритов в этих двух ассоциациях.

Хлориты различного состава и способа формирования различаются по структурному типу пакетов и другим характеристикам, полученным с помощью рентгеноструктурного анализа. Изучение дифрактограмм позволило выделить четыре главные структурные группы хлоритов, характеризующиеся разным соотношением интенсивностей базальных отражений первого–третьего порядков. Наиболее многочисленная группа хлоритов имеет промежуточные значения. В нее входят зеленые и светло-зеленые магнезиально-железистые хлориты из пропилитов, кварц-серицит-хлоритовых околосильных пород и из некоторых прожилков с гематитом и пиритом. Для этих хлоритов наиболее обычен моноклинный тип пакета IIb. От этой группы резко отличается вторая группа высокожелезистых хлоритоподобных минералов, обладающих высоким пиком второго базального отражения. Это — темно-зеленые минералы из прожилков и гнезд пирит-хлоритового, карбонат-пирит-хлоритового состава, которые относятся к предпродуктивной пирит-хлоритовой ассоциации [9]. Они по данным рентгеноструктурного анализа представлены бертьериндом с примесью хлорита. Третья группа характеризуется увеличенной интенсивностью первого базального отражения. Это — железо-магнезиальные хлориты из адулярсодержащих ассоциаций. По времени отложения они сопоставимы с кварц-хлорит-пиритовой ассоциацией, но не ассоциируют с пиритом. Видимо, их меньшая железистость связана с общей обедненностью железом вмещающей их совокупности минералов.

Необычны хлориты четвертой группы, которые обладают очень высоким пиком третьего базального отражения на дифрактограммах при сравнительно низком первом порядке. Тип пакета хлоритов отличен от IIb, а по структурным особенностям они близки к диоктаэдрическим хлоритам. Характерны низкая железистость и малая сумма магния и железа. Все образцы подобных хлоритов были первоначально ошибочно приняты за серицит, так как минерал слабо окрашен в голубоватый, либо бледно-зеленый цвет. Макроскопически в поле хлорит в большинстве случаев определялся как "голубоватый серицит". Хлорит слагает гнезда в жильном кварце, содержится в кварцевых прожилках, прожилках кварца с волластонитом, рассекающих жильный кварц и околожильные породы. В одном образце обнаружена ассоциация такого магнезиального хлорита с кварцем и розовым марганцевистым кальцитом в прожилке. Все образцы этого минерала отобраны из зоны рудной минерализации в пределах участка с гранатовыми прожилками и выделениями бустамита и родонита. Разлит магнезиальный хлорит преимущественно по бедным железом скарновым ассоциациям в отличие от более железистых хлоритов, которые широко распространены в связи с пироксеновыми и гранатовыми скарнами, что свидетельствует о заимствовании железа из замещаемых скарновых ассоциаций.

Таким образом, среди хлоритов месторождения по химическому составу и структурному состоянию выделились группы, для которых удалось установить преимущественную приуроченность к той или иной минеральной ассоциации или стадии гидротермального процесса.

Проявление золото-теллуридной минерализации исследовано в Кураминском вулканогенном поясе. Региональное геологическое положение этого проявления сходно с положением охарактеризованных выше проявлений серебро-полиметаллической минерализации в этом районе, но расположено оно в нижнем структурном этаже. Оруденение локализовано в толще вулканитов  $C_{2-3}$  андезито-дацитового состава, которая перекрывается кислыми вулканитами  $P_1$ , заключающими в себе серебряную минерализацию. В районе отмечаются выходы интрузивных массивов сиенито-диоритов и гранодиорит-порфиров, но непосредственно вблизи месторождения они не встречаются. Интрузивные образования представлены отдельными дайками диорит-порфиров, гранодиорит-порфиров, а также субвулканическими телами дацитов, дайками диабазовых порфиров. Вулканические породы (лавы, туфы, туфо-брекчии, породы субвулканических образований) подверглись дорудной пропилитизации в альбит-хлоритовой фации, интенсивность которой неодинакова в разных участках. Местами породы сложены полностью вторичными альбитом, хлоритом, кальцитом, кварцем, отчасти серицитом, а местами, особенно в субвулканических телах, породы сохраняют магматические плагиоклаз, роговую обманку, биотит. Вдоль разломов на пропилитизированные и неизменные породы наложены зоны интенсивной березитизации, внутри которых впоследствии формировались минерализованные зоны. Зоны березитизации и оруденения часто следуют вдоль трещин, заполненных дайками диабазовых порфиров, которые подвергаются гидротермальному окolorудному изменению и содержат рудную вкрапленность. Хлоритизация на месторождении практически не проявлена. Хлорит содержится лишь в пропилитах и, как правило, отсутствует в окolorудных метасоматитах и в руде. Местами, однако, в пределах рудной зоны, наблюдалось присутствие хлорита в небольшом количестве, ассоциирующего с карбонатами, кварцем и пиритом. Хлорит представлен моноклинной разновидностью, имеет умеренную железистость (см. табл. 1).

## НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА ХЛОРИТОВ И БЕРТЬЕРИНОВ

Приведенные химические анализы хлоритов и бертьеринов свидетельствуют о значительном разнообразии составов этих минералов в исследованных месторождениях. Тем не менее это разнообразие гораздо меньше возможных вариаций состава в хлоритах и бертьеринах. Так, по содержанию кремнезема (21–26%) анализированные минералы принадлежат к числу малокремнистых (общие пределы содержания кремнезема для хлоритов составляют 20–36%), за исключением некоторых образцов, относительно магнезиальных хлоритов, где содержание кремнезема повышается до 27–28%. По содержанию глинозема изученные минералы относятся к средним (19–22% при общих пределах 13–27%), понижение глиноземистости отмечается в образцах, в которых минералы содержат много цинка и железа (16–17%). Отношение железа к магнезию широко варьирует, но характерной особенностью является высокая железистость бертьеринов (содержание FeO около 35–41%) и умеренная — хлоритов (20–37%). Разделение этих минералов по железистости отчетливо видно на рис. 7, а, где показано также, что их смеси занимают промежуточное положение. На общей диаграмме составов рис. 7, а нанесены для сравнения крайние по железистости и магнезиальности составы хлоритов и бертьеринов по данным [5]. Точки исследованных хлоритов на этой диаграмме располагаются несколько выше линий, соединяющих магнезиальный и железистый составы хлоритов и бертьеринов, что свидетельствует о несколько большей глиноземистости наших хлоритов по сравнению со "стандартами" (метаморфическими хлоритами). Возможно, это связано с большей глиноземистостью исходных вулканических пород по сравнению с глиноземистостью осадочных пород, подвергшихся метаморфизму. Кроме общего содержания глинозема для характеристики условий минералообразования представляет интерес и распределение алюминия между октаэдрическими и тетраэдрическими позициями в структуре минералов. Большинство исследованных хлоритов и бертьеринов в той или иной степени обогащено октаэдрическим алюминием относительно его симметричного распределения, отмеченного линией 1:1 на диаграмме (см. рис. 4). Исключение составляют лишь хлориты из эпидотовых пропилитов месторождения золото-кварцевой формации и приведенные для сравнения бертьерины из оловянного месторождения в Охотско-Чукотском поясе, в которых отношение  $Al^{IV} : Al^{VI}$  близко к 1. Характерной особенностью исследованных хлоритов и бертьеринов является повышенное содержание марганца в образцах из руд или рудосопровождающих метасоматитов. Наибольшее из зафиксированных содержаний составляет 8,57% MnO в образце бертьерина из околорудной породы серебро-полиметаллического месторождения в Кураминских горах (табл. 1, обр. № 6). Обычно марганцевистость свойственна минералам с низким содержанием магнезия и высоким — железа (рис. 9). Исключение составляют бертьерины из золото-серебряного месторождения Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, в которых содержание марганца достигает 3,5–3,6% даже при высокой магнезиальности (12–13% MgO). Низкую марганцевистость имеют хлориты пропилитов, послерудные хлориты и бертьерины, хотя и среди них встречаются разности, обогащенные марганцем.

На схематическом разрезе (рис. 10) экстраполирована область повышенной марганцевистости бертьеринов и хлоритов. Эта область не всегда совпадает с областью высокой железистости этих минералов. Она занимает секущее положение относительно геологических границ, тогда как область высокой железистости имеет тенденцию к согласному стратифицирован-

Рис. 9. Диаграмма  $\Sigma\text{Fe}-\text{Mg}-\text{Mn}$  для хлоритов и бертьеринов (пояснения в тексте)

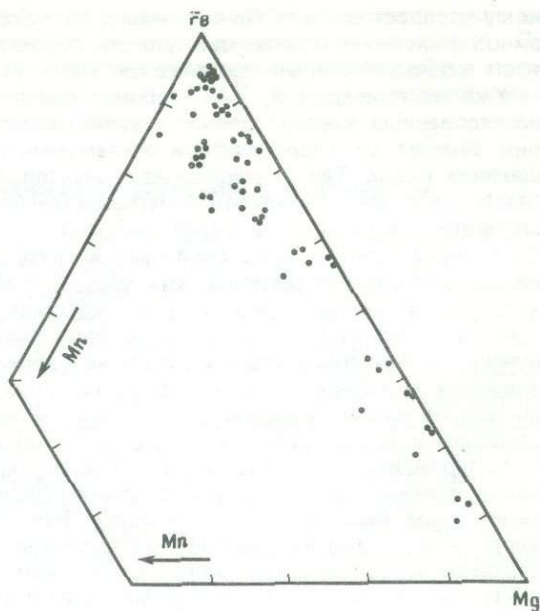
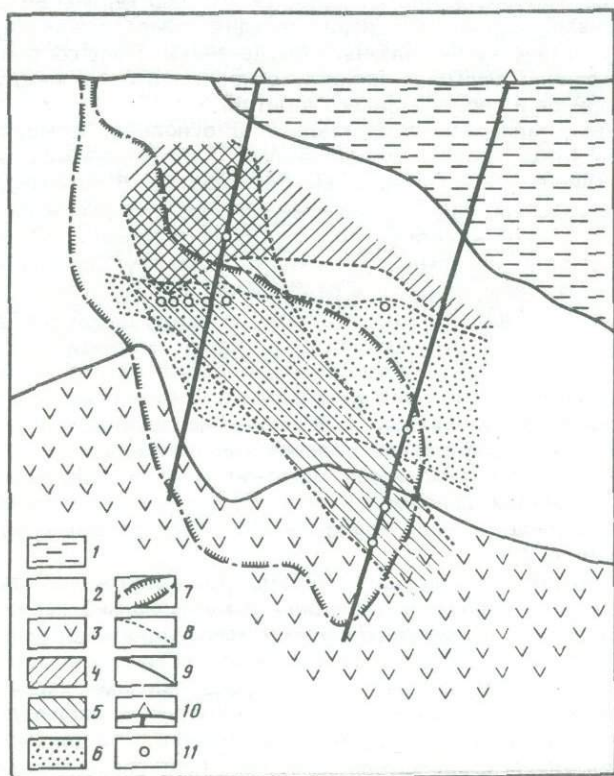


Рис. 10. Соотношения областей развития бертьеринов и ортохлоритов разного состава на серебро-полиметаллическом месторождении Курминского пояса

1 — надрудная осадочная толща; 2 — рудовмещающая толща кислых вулканитов; 3 — андезиты подрудного уровня; 4—6 — области развития бертьеринов: 4 — цинковистых, 5 — высокожелезистых, 6 — марганцовистых; 7 — контур богатой вкрапленности галенита; 8 — границы зон различных бертьеринов; 9 — литологические контакты; 10 — скважины; 11 — места отбора образцов



ному распространению. По-видимому, марганцовистость хлоритов и бертьеринов фиксирует каналы циркуляции асцендентных растворов, а железистость в большей степени связана с составом пород.

Уже из приведенной выше общей оценки пределов вариации состава исследованных хлоритов и бертьеринов следует, что в известной степени они зависят от геологической обстановки, в частности от состава вмещающих пород. Так, минералы из андезитов, андезито-дацитов и андезито-базальтов оказались наиболее магниальными (см. рис. 7, б), а из трахилипаритов, липаритов, липарито-дацитов — наименее магниальными и более железистыми. При этом в каждой группе отношение железа к магнию ниже у хлоритов из региональных дорудных метасоматитов и выше у ортохлоритов и бертьеринов из руд и околожильных метасоматитов. Кроме того, что железистость хлоритов и бертьеринов зависит от состава вмещающих пород, она определяется также и характером ассоциации новообразованных минералов, т.е. составом раствора. Резко различаются составы минералов из рудных ассоциаций (в парагенезисе с галенитом, самородным серебром и серицитом) и из ассоциаций в предрудных березитах и дорудных пропилитах. Для рудных ассоциаций характерна низкая магниальность, причем бертьерины в ассоциации с серицитом обычно богаче глиноземом, чем бертьерины без серицита. Наименее железистыми оказались хлориты из березитов золотых месторождений. Интересны темно-зеленые бертьерины, слагающие тонкие прямолинейные прожилки в березитизированных породах серебро-полиметаллического месторождения в Кураминском поясе. Прожилки их часто мономинеральные, но могут содержать примесь кварца, карбоната, иногда серицита. Эти бертьерины внешне сходны с бертьеринами рудных ассоциаций соседнего месторождения, но в отличие от них генетически не связаны с оруденением. Поле составов темно-зеленых бертьеринов занимает промежуточное положение между полями рудных бертьеринов и пропилитовых хлоритов.

Исследованные минералы представлены в основном четырьмя структурными разновидностями: две — моноклинным и ортогональным хлоритом и две — моноклинным и ортогональным бертьерином. В литературе известны как магниальные, так и высокожелезистые хлориты и бертьерины, т.е., исходя из общих кристаллохимических соображений, между этими минералами нет принципиальных различий по химизму. Однако, как было показано выше, составы хлоритов и бертьеринов из рудных месторождений в вулканогенных толщах заметно различаются между собой (см. рис. 7, а): моноклинные хлориты характеризуются более магниальным составом, бертьерины — менее магниальным. Большая группа анализированных образцов представлена ортогональными фазами, среди которых рентгеноструктурным методом хлорит и бертьерин не различаются. Выборочно сделанные электронографические определения показали, что по крайней мере большая часть таких образцов содержит смесь хлоритов и бертьеринов. По рентгеновским данным, кроме того, установлено, что многие образцы с магниальностью хлоритов менее 20% содержат смесь ортогональной и моноклинной фаз.

Анализ минеральных ассоциаций показал, что высокожелезистые бертьерины принадлежат к рудным ассоциациям, а магниально-железистые моноклинные хлориты — преимущественно к ассоциациям дорудных пропилитов, березитов и к высокотемпературным скарновым ассоциациям. Ортохлориты, находящиеся обычно в смеси с бертьеринами, характеризуются, как и бертьерины, повышенной железистостью и наблюдаются преимущественно в рудных и околорудных ассоциациях. Описанные в серебро-полиметаллическом месторождении цинковые бертьерины с содержанием

до 20% ZnO представляют собой экзотическую особенность месторождения и распространены исключительно на его верхнерудном горизонте. По имеющимся данным цинк изоморфен с железом в октаэдрических позициях. Его структурная роль аналогична роли  $Fe^{2+}$ , цинковые разности, как и высокожелезистые, представлены бертьеринами.

### НЕОДНОРОДНОСТЬ СОСТАВА БЕРТЬЕРИНОВ И ХЛОРИТОВ

Представленные в табл. 1 анализы показывают вариации состава в пределах одного образца и даже соседних листочков минералов в шлифе. В этой таблице приведены усредненные анализы там, где имелись небольшие вариации, связанные в основном с аналитическими погрешностями. В некоторых образцах расхождения имели значимую величину и касались главным образом колебаний железистости и глиноземистости. Наибольшие расхождения отмечены для бертьеринов рудных ассоциаций и для смесей бертьеринов с ортохлоритами. Значительные вариации величины отношения  $Al^{IV} : Al^{VI}$  в образце хлоритизированной породы с самородным серебром уже отмечались при характеристике химического состава хлоритов. В некоторых случаях неоднородность оказалась ложной, обусловленной дисперсностью частиц и недостаточной локальностью пучка микроанализатора. Так, в образце (обр. 34—36 см. табл. 1,) по результатам микрозондового анализа содержалось серебро (до 9—10%  $Ag_2O$ ). Наиболее высокое содержание серебра было зафиксировано по краям листочков, граничащих с блеклой рудой и сульфосолями серебра. В средней части этих же листочков серебра не было обнаружено. Фотография в растровом режиме показала, что серебро не входит в состав хлорита, а в виде самородного серебра или акантита образует кайму вокруг хлорита толщиной менее 1 мкм (табл. 1).

Таким образом, наблюдаемая микрон неоднородность состава "хлоритового" материала обусловлена преимущественно присутствием в анализируемых агрегатах смеси минеральных фаз с варьирующими количественными отношениями и в меньшей мере колебаниями состава в пределах одного минерального вида. Сосуществующие фазы ортогональных, моноклинных бертьеринов и хлоритов обычно несколько различаются по составу: железистостью и распределением алюминия по подрешеткам. Наибольшей неоднородностью характеризуются моноклинные хлориты из золоторудных месторождений и хлориты из подрудных горизонтов серебро-полиметаллического месторождения. Тем не менее в зонах развития рудной минерализации даже в глубоких горизонтах в составе хлоритов наблюдают-

Таблица 4

Характеристика хлорита II в образцах и пропиливах с глубокого горизонта серебро-полиметаллического месторождения

Глубина отбора образца, м	Форма проявления хлорита в образце	Железистость по [25]
713,5	Рассеянный в основной массе пропиливах	4,8
	Псевдоморфоза по биотиту	3,8
	Заполнение трещины в породе	5,0
	Обособление с рудными минералами	3,0
	Отдельные ярко-зеленые листочки	3,9
572,0	В основной массе пропиливах	3,0
	В трещинах	3,8

ся вариации (см. табл. 4), свидетельствующие о неполном достижении равновесия в породе в процессе минералообразования. Особенно явные неоднородности отмечаются у цинковистых хлоритов, в которых сильно варьирует содержание цинка. Причина вариаций требует специальных исследований, возможно, что она кроется в различии состава бертьерина и хлорита, находящихся в смеси. Значительные колебания наблюдались также в содержании марганца и железа. В общем выявляется наибольшая неоднородность составов для бертьеринов и ортохлоритов в зонах рудной минерализации.

Возможной причиной вариации состава минералов является примесь серицита в хлоритах и бертьеринах, чешуйки которого настолько малы, что оптически не различаются под микроскопом. Присутствие серицита устанавливается в одних случаях рентгенографически, а в других — только электронографически и отражается в повышенном содержании калия в анализируемом агрегате.

### ВОПРОСЫ ГЕНЕЗИСА

Структурными исследованиями в изученных месторождениях установлено широкое развитие ортогональных хлоритов и бертьеринов. Причем среди гидротермальных месторождений, локализованных в вулканогенных толщах, можно выделить три группы, различающиеся историей развития хлоритовых структур в процессе формирования месторождения.

Первая группа характеризуется неустойчивостью хлоритовых структур в околорудных зонах и рудных телах. Моноклинные триоктаэдрические хлориты дорудных регионально распространенных ассоциаций в таких месторождениях этой группы в околорудных метасоматитах либо замещаются гидрослюдой (зоны гидрослюдистого замещения), либо превращаются в минералы, содержащие только элементы хлоритовой постройки (тосудиты, корренситы). В Балейском рудном поле в эпидотизированных гранитоидах и в пропилитизированных вулканитах, подстилающих рудовмещающие континентальные осадки, развиты моноклинные триоктаэдрические хлориты магnezально-железистого состава, а в околорудных зонах и в рудных телах — диоктаэдрический хлорит-монтмориллонит. Как было показано ранее [13] закономерности геологического положения диоктаэдрических хлоритов и хлорит-монтмориллонитовых минералов находят свое объяснение в особенностях их изоморфизма, из-за которых они более кислотофильны, чем триоктаэдрические хлориты, и возникают в промежуточных по кислотности условиях между характерными для обычных хлоритосодержащих парагенезисов и для продуктов интенсивного кислотного выщелачивания типа кварц-серицитовых или кварц-гидрослюдистых пород. Если основность пород высока, "незавершенность" процесса кислотного выщелачивания проявляется еще более резко. Тогда за счет преобразования триоктаэдрического хлорита в центральных частях зон выщелачивания и в жилах откладывается корренсит, причем преобразование происходит последовательно: моноклинный триоктаэдрический хлорит — "аномальный" хлорит — разбухающий хлорит — корренсит [14].

Вторая группа характеризуется устойчивостью моноклинных форм хлорита в течение длительного периода, включающего как дорудные преобразования, так и рудный процесс. Примером такого типа служит рудное поле золото-кварцевой формации, локализованное в корневой части вулканитов и имеющее черты среднетемпературного формирования. Повышенная температура поддерживалась потоком тепла в связи с внедрением синрудных и пострудных (или позднерудных) интрузий.

В третьей группе моноклинный хлорит, как и в первой группе, характерен только для ранних (пропилитовых) ассоциаций, причем локализован на глубоких горизонтах месторождений, а в метасоматитах на верхних горизонтах и во всем вертикальном интервале оруденения в рудных зонах развиты ортогональные хлориты и бертьерины. Этот случай особенно интересен тем, что прежние сведения об ортогональных хлоритах и бертьеринах гидротермального происхождения скудны. Обильное проявление этих минералов в рудных телах и околорудных зонах для исследованного типа месторождений, по существу, описывается впервые. Полученный авторами аналитический материал позволил выявить значительный масштаб и разнообразие изоморфных замещений в хлоритах и бертьеринах, что в совокупности с геологическими и петрографическими данными позволяет отчасти по-новому взглянуть на условия отложения ортогональных хлоритов и бертьеринов в рудных гидротермальных месторождениях.

В литературе по синтезу хлоритов [11, 16] обращает на себя внимание тот факт, что при синтезе 14 Åного хлорита первоначально возникает 7 Åная фаза. По геологическим наблюдениям при метаморфизме железных руд, содержащих бертьерин, последний переходит в моноклинный хлорит [6]. Как правило, хлориты в метаморфических породах зеленосланцевой и более высокотемпературных фаций, а также в эпидот-хлоритовых пропилитах представлены железо-магнезиальными моноклинными разновидностями. В низкотемпературных экзогенных процессах обычно образуются бертьерины. Для угленосных отложений Японии температура перехода бертьерина в шамозит (т.е. в 14 Åную Fe-доминантную фазу) составляет 160°С [22]. В этой связи интересны также выводы по нестабильности ортохлорита  $1\beta = 90^\circ$  и преобразовании его в осадочных породах с глубиной в процессах диагенеза в наиболее стабильный моноклинный II $\beta$  политип [18, 21]. Несмотря на метастабильность ортогонального хлорита и бертьерина в гидротермальных месторождениях, эти минералы возникают и сохраняются не только на малых, но и на больших глубинах (1 км и более).

Г.Т. Волостных [4], впервые описавший в метасоматических ореолах гидротермальных бертьерин для зон редкоземельно-гематитовой минерализации, считает железистый бертьерин показателем щелочных условий среды минералообразования ( $pH > 7$ ), характерным для рудосопровождающих метасоматических преобразований в пределах ореола кислотного выщелачивания в условиях сдвига реакции растворов в сторону щелочных значений pH. Наши данные не подтверждают это предположение, однако расхождение может быть связано с различием состава бертьеринов: нами изучались только высокожелезистые разновидности.

Накопленный по золотым и серебряным месторождениям материал позволяет высказать предположение, что кислотность может оказаться не единственной причиной, приводящей к появлению бертьерина вместо хлорита и ортогонального хлорита вместо моноклинного. Оговоримся здесь, что поскольку ряд общих признаков (метастабильность, высокая железистость, приуроченность ортогонального хлорита и бертьерина к рудным ассоциациям ряда месторождений, отсутствие четко обособленных областей распространения в пределах одного рудного поля) позволяет считать ортогональные хлориты и бертьерины сходными в генетическом плане и поскольку смесь ортогонального бертьерина и хлорита не всегда возможно однозначно отличить рентгеноструктурными методами от ортогонального хлорита, имеет смысл обсуждать условия образования их совместно.

В ряде месторождений ортогексагональные хлориты и бертьерины распространены в рудных жилах, участвуя с кварцем и другими минералами

в создании колломорфно-полосчатых и крустификационных текстур. Они развиты в составе продуктивных на золото и серебро ассоциаций, содержащих обычно некоторое количество сульфидов свинца и цинка. Для расположенных в различных регионах месторождений выдерживается постоянная приуроченность больших количества хлоритов и бертьеринов именно к кварц-полиметаллической ассоциации, в то время как в пределах другой распространенной в этих месторождениях ассоциации, кварц-адюляровой, эти минералы почти не встречаются.

Главными особенностями химического состава хлоритов и бертьеринов, имеющими генетическое значение, являются: 1) повышенная железистость дорудных хлоритов, а в синрудных образованиях высокая железистость хлоритов и бертьеринов; 2) примерно постоянное содержание глинозема при сильно варьирующей железистости; 3) отчетливо выраженная тенденция к преобладанию октаэдрического алюминия над тетраэдрическим в бертьеринов и ортохлоритах в отличие от близкого к "симметричному" распределению алюминия в моноклинных хлоритах; 4) низкое отношение  $Fe^{3+} : Fe^{2+}$ ; 5) неравномерность состава исследованных образцов в пределах одного шлифа и микроагрегата минералов; 6) повышенная марганцовистость рудных бертьеринов и ортохлоритов.

Приведенные сведения довольно определенно характеризуют химизм синрудных образований: высокая железистость и марганцовистость, преобладание октаэдрического алюминия над тетраэдрическим и закисного железа над окисным, а также большая неравномерность состава. По совокупности этих данных можно судить о том, что образование исследованных минералов происходило в условиях среды более кислой, чем для моноклинных хлоритов. Определенное влияние на железистость оказывает состав вмещающих пород, но решающим было влияние растворов. Это видно из того, что бертьерины и ортохлориты с отмеченными особенностями состава наблюдались только в рудных и околорудных зонах и отсутствуют в региональных и субрегиональных метасоматитах. Некоторое влияние на железистость бертьеринов и хлоритов могла оказывать и сероводородная обстановка. Например, бертьерины серебро-полиметаллического месторождения в Кураминском вулканическом поясе формировались при недостатке серы в растворе (пирит не образовывался) и оказались обогащенными железом более чем бертьерины пиритсодержащих месторождений.

Роль кислотности отчетливее видна в распределении алюминия между октаэдрами и тетраэдрами в бертьеринов и хлоритах. Преимущественное обогащение алюминием октаэдров свидетельствует о кислой среде минералообразования, так как сумма двухвалентных (сильных) оснований в октаэдрах уменьшается при сохранении отношения  $Si : Al$  в тетраэдрах. Возникающий избыток заряда в октаэдрическом слое, возможно отчасти, компенсируется уменьшением суммы октаэдрических катионов, т.е. небольшой степенью диоктаэдричности. С точки зрения структуры хлорита несимметричное распределение алюминия является метастабильным, так как вызывает дополнительные напряжения в связях между тетраэдрическими и октаэдрическими слоями.

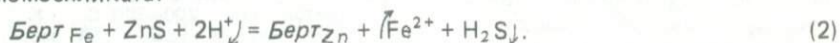
Хлориты из пород, богатых магнием и кальцием, имеют близкое к симметричному распределение алюминия и представлены преимущественно моноклинным хлоритом. Можно полагать, что более основная среда определяла повышенную щелочность раствора и обуславливала быстрый переход к стабильному распределению алюминия. Пределы интервала кислотности, в котором образуются метастабильные бертьерины, могут быть оценены с известной условностью по замещению их серицитом в еще

более кислой среде по уравнению:



В то же время бертьерины нехарактерны для кварц-адуляровых околорудных ассоциаций, т.е. можно предполагать, что поле их синтеза приблизительно ограничено величиной рН не большей чем рН равновесия мусковит-калиевый полевой шпат.

Кроме кислотности среды, важным фактором, определявшим возникновение бертьеринов или хлоритов, а также их состав, была фугитивность кислорода. Данных для ее оценки у нас мало, так как мало анализов, характеризующих отношение  $\text{Fe}^3 : \text{Fe}^2$  в хлоритах и бертьерилах. Тем не менее имеющиеся данные свидетельствуют о подавляющем преобладании закисного железа над окисным, т.е. о сравнительно восстановительной обстановке. Исследованные бертьерины обычно ассоциируют с сульфидами цинка, свинца, меди и пиритом. При этом в их состав перечисленные металлы практически не входят (содержание ниже предела чувствительности микроанализатора), что объясняется их неизмеримо большим сродством к сере, чем к кислороду и алюмо-кремневым кислотам. Исключением при некоторых условиях является цинк, который входит в состав цинковых бертьеринов из надрудного горизонта серебро-полиметаллического месторождения, обедненного сульфидами цветных металлов. Вследствие низкой активности серы в растворе цинк мог входить в структуру алюмосиликата:



Результаты оценки положения моновариантных равновесий, ограничивающих поле стабильности железистых хлоритов, показаны на рис. 11, а. В кислой среде в зонах образования кварц-серицитовых пород и березитов железистые хлориты замещаются мусковитом с кварцем, а железо обычно переходит в раствор. Совсем исключать возможность парагенезиса хлорита с мусковитом, однако, нельзя, так как встречаются миндалины и гнезда с совместными выделениями этих минералов. Довольно часто во вкрапленниках калиевого полевого шпата отлагается хлорит (или бертьерин), а в основной массе и в кристаллах альбита — серицит. Поэтому линия разложения хлорита на мусковит + кварц расположена на диаграмме рис. 11, а внутри поля мусковита. При повышении щелочности раствора хлорит может замещаться ассоциацией калиевого полевого шпата с магнетитом (например, в условиях, близких к гумбеитизации). В исследованных нами проявлениях железистых хлоритов такого равновесия реально не наблюдалось, по-видимому, из-за того, что условия минералообразования ограничивались более узкими пределами рН. При высокоокислительной обстановке железистые хлориты сменяются хлоритами и бертьерилами, богатыми окисным железом, например, в формации железистых кварцитов и в корах выветривания. Положение соответствующей линии на диаграмме показано условно, так как количественными данными для оценки ее  $P_{\text{O}_2}$  мы не располагали. В восстановительных условиях пирит сменяется пирротинном, железистые хлориты устойчивы и в поле пирротина, но исследованные нами примеры характеризуются более высокой фугитивностью кислорода. Поле хлоритов, о контуренное на рис. 11, а, включает не только поле устойчивости железистых хлоритов, но и поле синтеза железистых бертьеринов. Как было показано выше, бертьерины из рудных и околорудных ассоциаций отличаются от нерудных большей степенью неоднородности состава и структурного состояния и постоянным присутствием в смеси с ними ортогонального или моноклинного хлоритов.

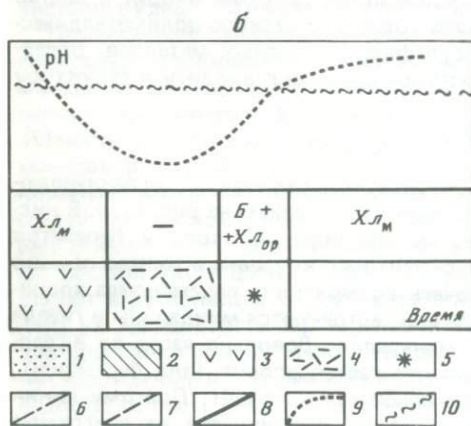
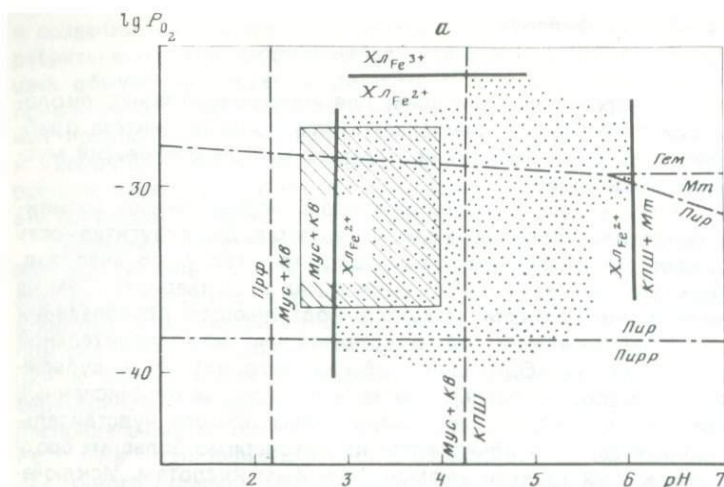


Рис. 11. Области образования железистых хлоритов и бертьеринов и их место в эволюции гидротермального процесса

*a* — область образования хлоритов при 200–300° С,  $[K^+] = 0,1$  моль/л,  $[\Sigma S] = 0,01$  моль/л; *б* — время образования хлоритов и бертьеринов в эволюции гидротермального процесса

1 — область образования хлорита и бертьерина; 2 — область формирования наблюдавшихся ассоциаций; 3 — пропилитизация; 4 — окварцевание; 5 — рудоотложение; 6–8 — равновесия: 6 — по [8], 7 — по [7], 8 — по геологическим наблюдениям; 9 — изменение pH во времени; 10 — линия нейтрального pH

Учитывая имеющиеся данные о переходе бертьеринов в хлориты при нагревании, можно достаточно обоснованно считать отмеченные особенности бертьеринов признаком их метастабильности относительно железистых хлоритов. Тогда отношения бертьеринов и хлоритов в наблюдаемых природных ассоциациях должны регулироваться особенностями кинетики и механизма реакции перехода. Наиболее благоприятные условия для выпадения метастабильных фаз возникают там, где происходит сильное пересыщение раствора компонентами этих фаз: при переходе раствора в открытые полости (поры, трещины), а также при значительных перепадах температуры или кислотности среды. Чаще всего такие условия возникают на путях циркуляции рудоносных растворов, так как именно там полнее всего проявляется предрудное кислотное растворение вмещающих пород, там отмечаются наибольшие градиенты температуры и, возможно, давления. Вероятно, поэтому наблюдается приуроченность бертьеринов к рудоносным зонам. Дальнейший фазовый переход зависит от теплового режима гидротермальной системы: при длительной активности горячих растворов (250–300° С и более) или при повторяющихся гидротермальных

пароксизмах бертьерин имеет тенденцию растворяться, замещаясь стабильным хлоритом. Если гидротермальная активность была кратковременной и одноактной, то бертьерин может сохраниться неопределенно долгое время.

Интересен пример "обратного" перехода моноклинного хлорита в метастабильный бертьерин, наблюдавшийся в некоторых из изучавшихся месторождений: в рудных зонах или в контактах рудных жил наблюдается смена более широко распространенного ("субрегионального") дорудного моноклинного хлорита синрудным околожильным бертьерином. Вероятна следующая причина такого перехода. Дорудный хлорит, обычно более магниевый, чем рудный бертьерин, устойчив в менее кислой среде. При повышении кислотности раствора, предшествующем отложению руды, хлорит становится неустойчивым и растворяется. Если раствор не слишком кислый (рН примерно не менее 3—4), а активность железа в растворе велика, то вместо мусковита освободившийся глинозем может связываться с железом в бертьерине. В сильно кислых растворах бертьерин не должен образовываться — вместо него возникает ассоциация серицит + кварц или серицит + кварц + карбонат с пиритом.

С учетом изложенных выше соотношений построена схема эволюции гидротермально-рудного процесса, на которой показано место отложения бертьерина и хлоритов (см. рис. 11, б).

Выявленные в настоящей статье особенности и некоторые закономерности структурного состояния, составов и условий образования хлоритов и бертьеринов в рудах и окolorудных метасоматитах месторождений золота и серебра в вулканических толщах имеют, по-видимому, более общее значение. Судя по материалу, который авторы имели возможность изучить, а также по некоторым литературным данным, эти особенности проявляются и на месторождениях колчеданного семейства, в оловорудных и некоторых других типах месторождений. Следовательно, металлогеническая специфика месторождения в данном вопросе менее важна, чем местные локальные факторы: минералообразования: состав пород, температурный режим, режим кислотности—щелочности, в известной степени окислительные условия.

Авторы благодарят Б.Б. Звягина и А.П. Жухлистова за большую помощь в идентификации структурных типов хлоритов и за обсуждение вопросов, затронутых в статье.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Бриндл: Г.В. Каолиновые, серпентиновые и родственные им минералы. — В кн.: Рентгенструктурные методы изучения глинистых минералов. М.: Изд-во иностр. лит., 1965, с. 117—137.
2. Брестовская В.Г., Гончаров В.И., Еремин Р.А. и др. Существенно серебряное месторождение золото-аргентитового типа. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан: Кн. изд-во, 1974, с. 95—100.
3. Воларович Г.П., Казаринов А.И. Сравнительная характеристика близповерхностных месторождений золота Востока СССР, связанных с вулканогенными породами. — Тр. ЦНИГРИ, 1968, вып. 79, с. 15—23.
4. Волостных Г.Т. Аргиллизация и оруденение. М.: Недра, 1972. 211 с.
5. Дир У.А., Хауи Р.А., Цусман Дж. Породообразующие минералы. М.: Мир, 1966. Т. 3. 162 с.
6. Ершова З.П., Куземкина Е.Н., Дубакина Л.С. и др. Исследование шамотитов методом гамма-резонансной (мессбауэровской) спектроскопии. — В кн.: Термический анализ минералов. М.: Наука, 1978, с. 110—120.
7. Жариков В.А., Иванов И.П., Фонарев В.М. Минеральные равновесия в

- системе  $K_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ . М.: Наука, 1972. 159 с.
8. Колонин Г.Р., Птицын А.Б. Термодинамический анализ условий гидротермального рудообразования. Новосибирск: Наука, 1974. 102 с.
  9. Косовец Т.Н., Крылова В.В., Щитова В.В., Бархударян Н.И. Использование палеотемпературных данных для выяснения генетических особенностей золотого оруднения и выявления рудоподводящих структур. — В кн.: Термобарогеохимия земной коры и рудообразование. М.: Наука, 1978, с. 115—123.
  10. Ларсен Е., Берман Г. Определение прозрачных минералов под микроскопом. М.: Недра, 1965. 463 с.
  11. Нельсон В., Рой Р. Синтез хлоритов и их структурный и химический состав. — В кн.: Вопросы теоретической и экспериментальной петрологии. М.: Изд-во иностр. лит., 1963, с. 307—329.
  12. Равеская И.С., Калинин А.И., Наталенко В.Е. О стадийности и этапности минералообразования на золото-серебряном месторождении. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан: Кн. изд-во, 1977, № 23, кн. 1, с. 149—155.
  13. Русинова О.В., Русинов В.Л., Алышева Э.И. Новая разновидность окколорудных метасоматитов с диоктаэдрическим хлоритом (тезисы). — В кн.: Метасоматизм и рудообразование: (Тез. докл. на VI Всесоюз. конф. по метасоматизму). Л.: Наука, 1983, с. 61.
  14. Русинова О.В., Писцын В.К., Бочек Л.И. Слоистые силикаты окколорудных пород одного из золототеллуридных рудопоявлений. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1984, ч. 113, вып. 1, с. 61—68.
  15. Русинова О.В., Лобанов А.И., Кореннова Н.Н., Русинов В.Л. Цинксо-держажий бертьерин из серебро-полиметаллического месторождения. — Докл. АН СССР, 1985, т. 273, № 4, с. 800—803.
  16. Симицын В.А., Ван К.В. О составе синтетических железистых хлоритов. — Докл. АН СССР, 1984, т. 277, № 3, с. 700—703.
  17. Чухров Ф.В., Звягин Б.Б., Горшков А.И. и др. О природе некоторых цинковых глинок и цинальсита. — В кн.: Вопросы однородности и неоднородности минералов. М.: Наука, 1971, с. 192—195.
  18. Bailey S.W. Determination of chlorite composition by X-ray spacings and intensities. — *Clays and clay minerals*, 1972, vol. 20, N 6, p. 819—850.
  19. Brown S.W., Bailey S.W. Chlorite polytypism: 1. Regular and semi-random one-layer structures. — *Amer. Mineralogist*, 1962, vol. 47, N 7/8, p. 819—850.
  20. Cincárová M. Chemizmus a kristalochemia niektorých chloritov zo Spišsko-gemerskeho rudohoria. — *Geol. pr. Bratislava*, 1983, vol. 79, p. 219—235.
  21. Hayes J.B. Polytypism of chlorite in sedimentary rocks. — *Clays and clay minerals*, 1970, vol. 18, N 5, p. 285—306.
  22. Ijima A., Matsumoto R. Berthierine and shamosity in coal measures of Japan. — *Clay and clay minerals*, 1982, vol. 30, N 4, p. 264—274.
  23. Oinuma K. Clay minerals composition of a Long Core from the Mid-Pacific Ocean. — *Bull. Nature Sci. Museum, Tokyo*, 1966, vol. 9, N 1, p. 53—59.
  24. Petruk W. Determination of the heavy atom content in chlorites by means of the diffractometer. — *Amer. Mineralogist*, 1964, vol. 49, N 1/2, p. 61—71.
  25. Shirozu H. Determination of the chemical composition of chlorites by the X-ray and optical methods. — *J. Japan. assoc. of mineral., petrol. and econ. geologists*, 1960, vol. 44, N 1, p. 18—22.

## ВАРИАЦИИ СОСТАВА, ПОЛИТИПИЯ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ДИОКТАЭДРИЧЕСКИХ КАЛИЕВЫХ СЛЮД

Светлые слюды являются наиболее распространенными минералами в околорудных метасоматитах, возникших при низко- и среднетемпературных гидротермальных процессах. Их присутствие отмечается практически на всех золоторудных, серебряных и полиметаллических месторождениях в вулканогенных толщах. Естественно, что состав и структурное состояние слюд при этом сильно варьирует в зависимости от внешних условий и парагенезисов минералов. Наиболее распространены калиевые слюды (в литературе отмечаются мусковит, фенгит, серицит, гидрослюды), а натриевые (парагониты) — встречаются в редких случаях. В геологической литературе, касающейся рудных месторождений, наиболее широко применяются термин "серицит", под которым часто понимают мелкочешуйчатую светлую слюду с несколько пониженным двупреломлением. В этом смысле термин является собирательным и включает в себя мелкочешуйчатые мусковит, фенгит, гидрослюду, а также и парагонит. Как показано в работе [7], такое понимание термина не является строгим с точки зрения минералога. Цитируемые авторы справедливо предложили ограничить объем термина определенным минералальным видом — калиевыми мелкочешуйчатыми слюдами, отличающимися от мусковита пониженными двупреломлением и содержанием калия, но повышенным — воды (до 10% разбухающих пакетов).

В настоящей статье нами рассматриваются, как уже отмечалось, слюды, сильно варьирующие по составу и структуре, причем границы между разновидностями условные, поскольку наблюдаются постепенные переходы. Поэтому для удобства изложения мы будем пользоваться термином "серицит" в прежнем собирательном смысле. Кроме серицита, в изученных месторождениях встречались и гидрослюды, а также смешанно-слоистые образования слюда—монтмориллонит. И те и другие отличаются от серицита более высоким содержанием межслоевой воды или, говоря иначе, более высоким содержанием межслоевых промежутков монтмориллонитового типа. Наиболее достоверно количество межслоевой воды определяется термическим анализом, с несколько меньшей долей достоверности — рентгенометрически [7]. Для диагностики политипов использовались рентгеновский и электронографический анализы, для выявления особенностей состава — традиционный химический и локальный рентгеноспектральный.

Серицитизация характерна для процессов прерудного кислотного выщелачивания и серицит является главным минералом наряду с кварцем в формациях березитов, вторичных кварцитов и аргиллизированных пород. Серицит в породах этих формаций образуется за счет разложения магматических минералов, а также хлорита, эпидота и других в кислой среде с выносом оснований. В парагенезисе с серицитом образуются кварц, пирит, иногда карбонаты. Непосредственно в рудный этап отложение серицита менее характерно. Серициты слагают мелкие гнезда, линзы или полоски в кварцевых жилах, местами содержащих скопление рудных минералов. Обычными являются совместные прожилки серицита с сульфидами, каймы серицита вокруг рудных выделений. Серицит в таких образованиях формировался в условиях спада кислотности и переотложения глинозема, частично или полностью растворенного ранее при интенсивном окварцева-

нии пород. Наконец, в последний этап серицит образуется в связи с низкотемпературной аргиллизацией в зонах послерудных нарушений. Здесь в ассоциации с серицитом встречаются каолинит, кварц и кальцит. Таким образом, отложение серицитов происходит на всех этапах гидротермального процесса, во время которого меняются температура и состав раствора. Соответственно меняются парагенезисы, состав и структура серицитов. Дополнительное усложнение вносят послерудные интрузии, вызывающие метаморфизм серицитов. В качестве примеров геологического распространения серицитов рассмотрим золоторудные и серебро-полиметаллические проявления на Дальнем Востоке и в Средней Азии.

## СЕРЕБРО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКАЯ ФОРМАЦИЯ

Серебро-полиметаллические месторождения в Кураминском вулканогенном поясе охарактеризованы в статье О.В. Русиновой и др. настоящего сборника. Здесь мы остановимся лишь на геологическом положении и характеристике слюд из этих месторождений. В серебро-полиметаллическом месторождении, залегающем в игнимбритах, зоны околорудной серицитизации прослежены вдоль разломов и зон, обогащенных рудными минералами. Эти зоны обычно пространственно разобщены с зонами хлоритизации, но иногда совмещаются с ними и тогда ореол серицитизации облекает хлоритовую зону и распространяется в более верхние горизонты (рис. 1). Из разреза видно, что зоны серицитизации не совпадают с интервалами богатой сульфидной минерализации. Последние заключены в существенно бертьериновых породах, тогда как серицитизированные участки располагаются рядом. Серицитом замещается вулканическое стекло, вкрапленники полевых шпатов и биотита, а также обломки пород и фьямме в игнимбритах. Среди серицитизированных пород наблюдаются прожилки бертьеринов с галенитом и сфалеритом. Учитывая, что сульфидные минералы встречаются в тесном сростании с бертьеринами и хлоритами и образуют с ними совместные прожилки, мы полагаем, что именно хлоритизация сопровождала рудоотложение, а серицитизация происходила несколько раньше, в процессе предрудного кислотного выщелачивания. Слюды на месторождении представлены модификациями  $1M$  и  $2M_1$  и смесью модификаций. В приведенном выше разрезе (см. рис. 1) вся надрудная часть содержит почти исключительно серициты  $1M$ , рудовмещающая игнимбритовая толща и подрудные андезиты содержат обе модификации, а в более глубоких горизонтах, представленных кислыми вулканитами, в основном встречаются серициты  $2M_1$ .

Состав слюд этого месторождения сравнительно мало варьирует. Для этих слюд характерно высокое содержание калия, умеренная фенгитовость и небольшой разброс величин отношения  $Fe^{3+} : Fe^{2+}$ . Исключение представляет собой один образец табл. 1 (обр. 49), отличающийся необычно высоким содержанием железа (более 7%). Образец представляет собой измененный дацит, сложенный вкрапленниками кварца, калиевого полевого шпата и биотита и кварц-серицитовой основной массой. Биотит в сильной степени замещен хлоритом, а последний интенсивно мусковитизирован. В основной массе, сложенной продуктами раскристаллизации стекла, обильны выделения гематита. Анализировались крупные листочки мусковита из псевдоморфоз по биотиту. Для анализа выбирались бесцветные, наиболее чистые листочки слюды, однако, по-видимому, не удалось избежать примеси хлорита, неразличимой под микроскопом из-за малых размеров его выделений. Местами эта примесь значительна и обуславливает бледно-зеленую окраску и слабый плеохроизм листочков мусковита. С помощью микроанализатора

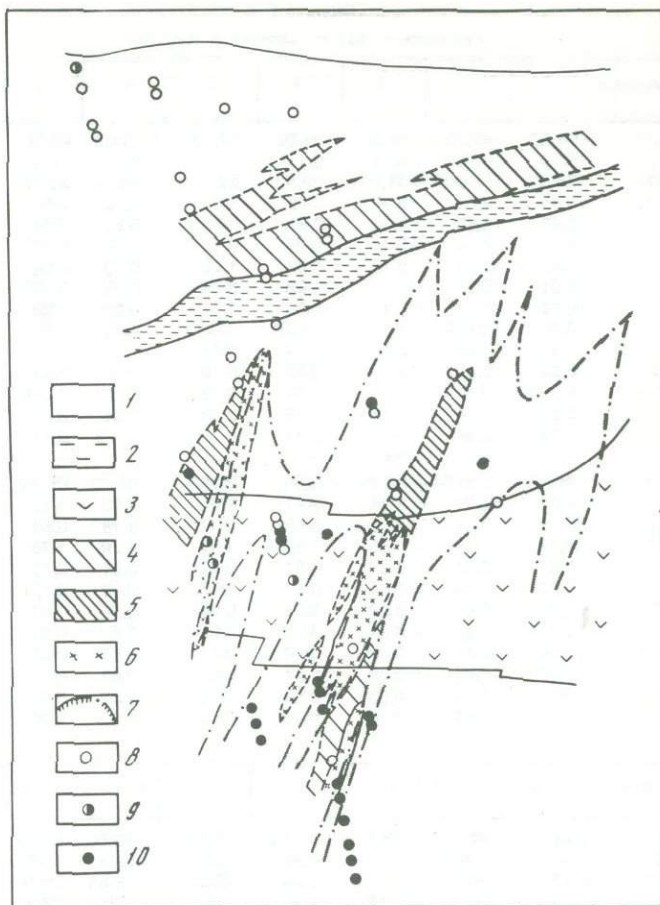


Рис. 1. Положение зон интенсивных хлоритизации и серицитизации и распределение поли типов серицита на разрезе через часть серебро-полиметаллического месторождения

1 — кислые вулканыты; 2 — осадочные породы; 3 — андезиты; 4-6 — зоны изменений: 4 — слабой серицитизации, 5 — интенсивной серицитизации, 6 — интенсивной хлоритизации; 7 — контур обильной вкрапленности галенита и сфалерита; 8-10 — поли типы слюд: 8 — 1M, 9 — 1M + 2M<sub>1</sub>, 10 — 2M<sub>1</sub>

MS-46 был определен состав одного зерна мусковита в трех точках и соседнего с ним зерна хлорита. Приведенные три анализа мусковита (см. табл. 1, обр. 47-49) значительно различаются содержанием железа; по остальным компонентам различия незначительны. Это подтверждает возможность захвата лучом зонда субмикроскопических листочков хлорита, от количества и размеров которых зависит вариация содержания в первую очередь железа, так как ассоциирующий хлорит характеризуется высокой железистостью (около 30% FeO).

При сравнении анализов слюд не было обнаружено никакой закономерности вариаций состава в зависимости ни от принадлежности к той или иной поли типной модификации, ни от глубины проявления. Серицит, взятый с большой глубины (600 м от дневной поверхности), имеет высокое, хотя и

Таблица 1  
Химический состав серицитов (мас. %)

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	50,50	47,20	48,30	48,90	47,60	47,30	46,50	47,50
TiO <sub>2</sub>	0,13	0,16	0,11	0,17	0,27	0,13	0,25	0,13
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	29,50	31,00	31,90	29,80	28,80	32,10	32,40	32,70
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,45	2,76	0,90	2,09	3,27	1,75	2,47	1,56
FeO	0,46	0,65	0,36	0,51	0,65	0,51	1,24	0,21
MnO	0,10	0,14	0,17	0,08	0,16	0,07	0,17	0,06
MgO	0,45	1,11	0,73	1,02	1,05	0,70	0,53	0,70
CaO	0,21	0,27	1,22	0,49	0,69	0,28	0,65	0,50
Na <sub>2</sub> O	0,13	0,08	0,42	0,08	0,26	0,09	0,26	0,13
K <sub>2</sub> O	9,88	10,12	8,61	10,39	8,93	9,52	8,80	8,90
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	1,18	0,24	He обн.	0,31	0,81	1,27	0,34	1,17
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	5,34	5,90	6,60	5,49	5,79	5,56	5,91	5,72
ZnO	0,12	0,12	—	0,16	0,82	0,10	0,016	0,049
S	0,05	0,05	0,31	0,09	0,75	0,04	0,06	0,06
F	0,23	0,24	—	0,24	—	—	0,11	0,21
CO <sub>2</sub>	—	—	He обн.	—	—	—	—	—
Сумма	99,68	100,04	99,69	99,82	99,85	99,42	99,70	99,59
Si <sup>IV</sup>	3,41	3,21	3,26	3,31	3,29	3,22	3,16	3,22
Al <sup>IV</sup>	0,59	0,79	0,74	0,69	0,71	0,78	0,84	0,78
Al <sup>VI</sup>	1,76	1,70	1,96	1,69	1,63	1,79	1,75	1,83
Ti	0,0	0,01	0,0	0,03	0,02	0,01	0,02	0,01
Fe <sup>3+</sup>	0,07	0,14	0,05	0,11	0,17	0,09	0,12	0,07
Fe <sup>2+</sup>	0,03	0,04	0,02	0,03	0,04	0,03	0,07	0,01
Mn	0,0	0,01	0,01	0,0	0,01	0,0	0,01	0,0
Mg	0,04	0,11	0,07	0,10	0,11	0,07	0,05	0,07
Ca	0,02	0,02	0,08	0,04	0,05	0,02	0,05	0,04
Na	0,02	0,01	0,05	0,03	0,03	0,02	0,03	0,01
K	0,85	0,88	0,74	0,90	0,78	0,83	0,76	0,76

	9	10	11	12	13	14	15	16	17
	49,80	49,00	48,30	51,61	45,38	45,95	45,75	45,65	46,99
	0,15	0,34	0,11	—	0,16	0,52	0,18	0,34	—
	28,20	32,10	31,90	32,64	28,12	29,10	27,95	28,11	34,51
	3,10	2,23	0,90	—	—	—	—	—	—
	1,08	0,24	0,36	2,32	5,48	4,79	7,13	5,13	0,12
	0,24	0,075	0,17	0,0	0,38	0,26	0,80	0,32	—
	1,36	0,61	0,73	43	2,42	2,21	2,93	2,32	0,43
	0,46	0,24	1,22	0,0	0,05	0,08	0,06	0,06	0,21
	0,21	0,08	0,42	0,0	0,07	0,07	0,07	0,07	0,18
	9,23	9,22	8,61	8,88	8,89	8,62	8,62	8,15	9,31
	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	5,74	5,25	5	3,57	7,15	8,94	8,94	8,05	7,15
	—	—	1,60	—	—	—	—	—	—
	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	—	—	0,31	—	—	—	—	—	—
	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	99,72	99,67	99,63	99,45	100,66	100,67	99,91	98,30	98,90
Si <sup>IV</sup>	3,37	3,27	3,29	3,35	3,18	3,19	3,13	3,20	3,19
Al <sup>IV</sup>	0,63	0,73	0,71	0,65	0,82	0,81	0,87	0,80	0,81
Al <sup>VI</sup>	1,62	1,79	1,84	1,84	1,50	1,56	1,60	1,53	1,95
Ti	0,0	0,01	0,0	0,0	0,01	0,02	0,01	0,02	0,0
Fe <sup>3+</sup>	0,15	0,11	0,05	0,09	0,23	0,20	0,28	0,21	0,0
Fe <sup>2+</sup>	0,06	0,1	0,02	0,0	0,10	0,08	0,12	0,09	0,01
Mn	0,01	0,0	0,01	0,0	0,02	0,02	0,05	0,02	0,0
Mg	0,13	0,05	0,07	0,04	0,25	0,23	0,33	0,24	0,04
Ca	0,03	0,01	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,01
Na	0,02	0,01	0,0	0,0	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02
K	0,80	0,78	0,75	0,73	0,79	0,76	0,82	0,78	0,81

Компоненты	18	19	20	21	22	23	24	25
SiO <sub>2</sub>	48,96	48,60	46,59	49,75	48,81	49,50	52,59	55,30
TiO <sub>2</sub>	—	1,05	1,12	0,95	1,08	0,88	1,15	1,41
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	35,29	26,99	27,35	30,41	26,39	28,88	25,15	19,99
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	2,33	3,45	1,32	3,62	1,75	2,92	3,88
FeO	0,24	0,83	3,32	0,12	0,80	1,54	0,70	1,17
MnO	—	0,20	0,15	0,02	0,07	0,05	0,03	0,18
MgO	0,38	1,42	1,47	1,25	1,40	1,10	0,87	0,88
CaO	0,22	0,51	0,47	0,60	1,67	0,39	0,54	1,52
Na <sub>2</sub> O	0,18	0,10	0,12	0,12	0,49	0,11	0,08	1,25
K <sub>2</sub> O	9,17	9,40	9,04	9,62	1,96	8,84	8,31	7,29
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	—	2,16	2,34	—	—	—	1,02	1,52
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	5,36	4,44	4,86	4,74	6,50	5,50	5,53	4,58
ZnO	—	—	—	—	—	—	—	—
S	—	—	—	—	—	—	—	—
F	—	0,32	0,26	0,21	0,18	0,25	0,25	0,27
CO <sub>2</sub>	—	0,46	1,08	0,47	0,18	0,84	0,53	0,37
Сумма	99,80	99,81	99,62	99,58	99,80	99,62	99,66	99,59
Si <sup>IV</sup>	3,22	3,36	3,29	3,34	3,38	3,38	3,57	3,76
Al <sup>IV</sup>	0,78	0,64	0,71	0,66	0,62	0,62	0,43	0,24
Al <sup>VI</sup>	1,95	1,56	1,55	1,74	1,45	1,70	1,58	1,36
Ti	0,0	0,06	0,06	0,05	0,06	0,05	0,06	0,07
Fe <sup>3+</sup>	0,0	0,12	0,10	0,06	0,19	0,09	0,14	0,19
Fe <sup>2+</sup>	0,01	0,10	0,15	0,0	0,05	0,06	0,04	0,06
Mn	0,0	0,01	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,01
Mg	0,04	0,14	0,13	0,12	0,17	0,09	0,08	0,09
Ca	0,01	0,0	0,0	0,0	0,08	0,0	0,0	0,07
Na	0,02	0,02	0,02	0,02	0,05	0,02	0,01	0,16
K	0,77	0,83	0,81	0,83	0,82	0,74	0,72	0,62

	26	27	28	29	30	31	32	33	34
	49,20	50,20	49,96	49,21	53,92	51,69	50,81	48,05	48,49
	1,98	0,51	0,33	0,26	0,02	0,17	0,34	0,34	0,15
	27,80	21,21	26,67	29,83	29,59	29,69	28,46	31,96	31,11
	1,87	4,70	0,60	0,67	0,89	1,30	2,48	0,87	1,59
	0,96	0,09	0,16	0,20	0,08	0,40	1,43	0,53	0,51
	0,02	0,04	He обн.	He обн.	He обн.	He обн.	He обн.	0,14	0,15
	1,89	2,62	1,69	1,85	0,56	1,68	1,97	1,21	1,20
	0,92	0,59	0,62	0,71	He обн.	0,18	0,30	0,15	0,30
	0,09	0,10	0,54	1,05	0,48	0,56	1,09	0,23	0,11
	9,04	7,98	6,69	6,08	7,54	7,80	8,12	8,40	9,57
	—	2,09	3,54	3,42	4,75	0,12	3,35	1,79	1,59
	5,38	2,48	5,04	6,40	2,12	5,99	1,13	5,92	5,30
	—	—	—	0,0375	—	0,0262	—	—	—
	—	0,14	—	—	—	—	—	—	—
	0,21	—	—	—	—	—	—	0,14	—
	0,23	—	—	—	—	—	—	—	—
	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	99,59	92,75	98,84	99,72	99,95	99,61	99,48	99,73	100,07
Si <sup>IV</sup>	3,32	3,59	3,41	3,36	3,53	3,42	3,37	3,26	3,28
Al <sup>IV</sup>	0,68	0,41	0,59	0,64	0,47	0,58	0,63	0,74	0,72
Al <sup>VI</sup>	1,54	1,38	1,79	1,76	1,82	1,74	1,59	1,81	1,75
Ti	0,10	0,03	0,02	0,02	0,01	0,0	0,01	0,01	0,0
Fe <sup>3+</sup>	0,09	0,25	0,03	0,04	0,05	0,06	0,13	0,04	0,08
Fe <sup>2+</sup>	0,05	0,0	0,01	0,01	0,0	0,02	0,08	0,02	0,03
Mn	0,0	0,28	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,01	0,01
Mg	0,19	0,0	0,17	0,19	0,06	0,17	0,19	0,11	0,12
Ca	0,09	0,05	0,04	0,05	0,0	0,01	0,02	0,01	0,12
Na	0,02	0,02	0,07	0,14	0,06	0,07	0,14	0,03	0,01
K	0,78	0,73	0,58	0,53	0,67	0,66	0,65	0,73	0,82

Таблица 1 (окончание)

Компоненты	35	36	37	38	39	40	41	42
SiO <sub>2</sub>	47,06	50,38	50,92	46,42	45,64	48,82	51,05	50,50
TiO <sub>2</sub>	0,33	0,13	0,08	0,16	0,16	0,28	0,18	0,15
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	30,61	28,14	30,46	33,49	35,28	23,37	27,25	24,00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,14	2,73	1,02	1,33	1,45	5,59	2,81	2,54
FeO	He обн.	0,33	0,25	—	—	1,61	1,40	0,70
MnO	0,16	0,19	0,15	0,00	0,00	0,70	0,60	0,18
MgO	1,15	1,99	0,86	0,80	0,83	1,64	3,19	1,90
CaO	1,01	He обн.	0,45	0,05	0,00	1,36	0,00	2,73
Na <sub>2</sub> O	0,38	0,13	0,20	0,36	0,27	0,21	0,11	0,06
K <sub>2</sub> O	8,39	9,38	7,35	8,90	9,05	7,99	8,32	6,48
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	2,35	1,30	2,87	—	—	—	1,40	1,80
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	7,67	5,45	4,87	—	—	5,28	4,05	3,61
ZnO	—	—	—	—	—	—	—	2,42
S	—	—	—	—	—	—	0,23	—
F	—	—	—	—	—	0,08	—	—
CO <sub>2</sub>	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	100,25	100,15	100,15	91,51	92,69	96,43	100,59	97,37
Si	3,27	3,38	3,40	2,45	3,09	3,47	3,41	3,67
Al <sup>IV</sup>	0,73	0,61	0,60	1,55	0,91	0,53	0,59	0,33
Al <sup>VI</sup>	1,77	1,62	1,80	1,14	1,90	1,42	1,55	1,72
Ti	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01
Fe <sup>3+</sup>	0,06	0,14	0,05	0,08	0,08	0,30	0,13	0,14
Fe <sup>2+</sup>	—	0,02	0,01	0,0	0,09	0,08	0,0	0,0
Mn	0,01	0,01	0,01	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Mg	0,12	0,20	0,08	0,08	0,08	0,17	0,32	0,05
Ca	0,07	0,0	0,03	0,0	0,0	0,0	0,0	0,01
Na	0,05	0,02	0,02	0,05	0,04	0,03	0,02	0,0
K	0,74	0,81	0,63	0,77	0,78	0,73	0,71	0,60

1—49 — месторождения: 1—16 — серебро-полиметаллическое, 17—27 — полиметаллическое с серебром, 28—33 — Балеysкое рудное поле, 34—37 — золото-серебряные в Охотско-Чукотском вулканическом поясе, 38—49 — золото-кварцевое.

Дополнительно определялись: P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> в обр. 3 (0,06%), 9 (0,08%), 10 (0,20%), 11 (0,06%), 42 (0,30%), 45 (0,25%); BaO в обр. 13 (0,07%), 14 (0,12%), 15 (0,04%), 16 (0,09%); Li<sub>2</sub>O в обр. 28 (0,018%), 29 (0,0375%), 31 (0,0262%), 40 (0,0015%); Rb<sub>2</sub>O в обр. 29 (0,032%), 28 (0,023%), 31 (0,054%), 40 (0,049%); Cs<sub>2</sub>O в обр. 28 (0,0125%),

	43	44	45	46	47	48	49
	47,34	47,10	50,30	47,08	52,6	55,2	54,46
	0,03	0,21	0,22	0,26	—	—	0,14
	28,26	33,90	26,16	33,53	37,9	33,9	24,73
	1,38	1,15	3,77	1,70	0,75	1,1	1,01
	0,71	0,14	2,60	0,19	—	—	0,34
	0,09	0,03	0,14	0,05	—	—	0,15
	1,87	1,03	2,20	1,44	1,1	1,4	1,71
	3,73	0,44	0,56	0,14	0,07	0,06	0,76
	0,30	0,34	0,12	0,26	—	—	0,11
	7,82	9,21	5,70	8,53	6,7	6,4	8,42
	1,60	0,94	2,43	1,18	—	—	1,65
	5,65	5,56	4,63	6,06	—	—	6,34
	1,65	—	—	0,19	—	—	—
	0,16	—	0,37	—	—	—	—
	—	0,18	—	0,19	—	—	—
	—	—	—	—	—	—	—
	100,37	100,15	99,45	100,53	99,12	98,06	99,82
	2,89	3,17	3,44	3,17	3,23	4,18	3,67
	1,11	0,83	0,56	0,83	0,77	—	0,33
	0,92	1,85	1,55	1,82	1,97	3,02	1,66
	0,0	0,01	0,01	0,02	0,0	0,0	0,01
	0,06	0,06	0,19	0,09	0,03	0,05	0,05
	0,0	0,01	0,15	0,01	0,01	0,02	0,02
	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,01
	0,16	0,10	0,22	0,15	0,10	0,16	0,17
	0,10	0,0	0,01	0,01	0,01	0,01	0,06
	0,0	0,04	0,02	0,03	0,0	0,0	0,01
	0,60	0,79	0,50	0,73	0,52	0,62	0,72

29 (0,0107%), 31 (0,0115%), 40 (0,0017%); Cl в обр. 40 (0,14), в обр. 38—49 (кроме обр. 40) содержание хлора ниже предела чувствительности метода.

Процек — компонент не определялся, не обн. — определялся, но не обнаружен. Анализы выполнены в лаборатории ИГЕМ АН СССР, аналитики О.В. Унанова, И.Б. Никитина.

В обр. 27 оказалась большая примесь кварца (около 10%), поэтому из анализа вычтен избыточный кремнезем; с этим связан дефицит суммы в анализе.

не экстремальное содержание калия (10,12% K<sub>2</sub>O), довольно низкое содержание кремнезема, но в целом не обнаруживает резких отличий от серицитов более высоких горизонтов (табл. 1, обр. 2). Рентгеноструктурное исследование серицитов месторождения показало очень слабую гидратированность или в большинстве случаев полное ее отсутствие, что совпадает с результатами химических анализов. Величина первого базального отражения серицитов заключена в пределах 10,0—10,1 Å и не зависит ни от глубины, с которой были отобраны образцы, ни от принадлежности серицита к 1M или 2M<sub>1</sub> структурным модификациям.

В полиметаллическом месторождении с серебром в том же вулканическом поясе (см. статью О.В. Русиновой и др. в настоящем сб.), серициты играли более значительную роль в процессе рудоотложения, чем в охарактеризованном выше серебро-полиметаллическом месторождении. Вмещающие породы подверглись интенсивной березитизации, охватившей практически все породы в пределах месторождения. В телах эксплозивных брекчий, к которым приурочены зоны сульфидной минерализации, серицитом замещались включения кислого стекла, а серицитом с кварцем и карбонатом — основная масса породы. Рудные тела, представленные кварцевыми и кварц-карбонатными жилами и зонами прожилков и вкрапленности, содержат прожилки серцита с галенитом, пиритом, карбонатом, а также мелкие

гнезда и линзочки почти чистого серицита с вкрапленностью или примазками сульфидов. Около рудных тел наблюдается ореол вкрапленности галенита и других сульфидов, сопровождаемый интенсивной серицитизацией пород. Подобные наблюдения свидетельствуют о близости серицитизации к рудному процессу. Тем не менее непосредственные сростания рудных минералов с серицитом встречаются значительно реже, чем сростания с карбонатами, с которыми рудные минералы образуют совместные прожилки, часто секущие гнезда серицита. Именно железо-марганцевые карбонаты отлагались вместе с рудой [8], тогда как серицит отлагался, по-видимому, несколько раньше, в предрудную и рудную стадии. Рентгеноструктурное и электронографическое исследования выявили принадлежность серицитов к модификациям 1M и, реже, 2M<sub>1</sub>, к слабо- или почти негидратированным разностям, что подтверждается и химическими анализами. Первое базальное отражение серицитов почти не отличается от 10 Å (не превышает 10,2 Å), не зависит от глубины отбора образцов и форм выделения серицита. Минералы представлены в основном модификацией 1M, иногда это смеси 1M + 2M<sub>1</sub>, лишь в редких случаях обнаружена чистая модификация 2M<sub>1</sub>. Для одного из этих образцов, отобранного в рудном теле из кварц-карбонатной жилы с сульфидами, изучен химический состав. В жиле возле сульфидных прожилков наблюдаются линзочки и прожилки белого рыхлого се-

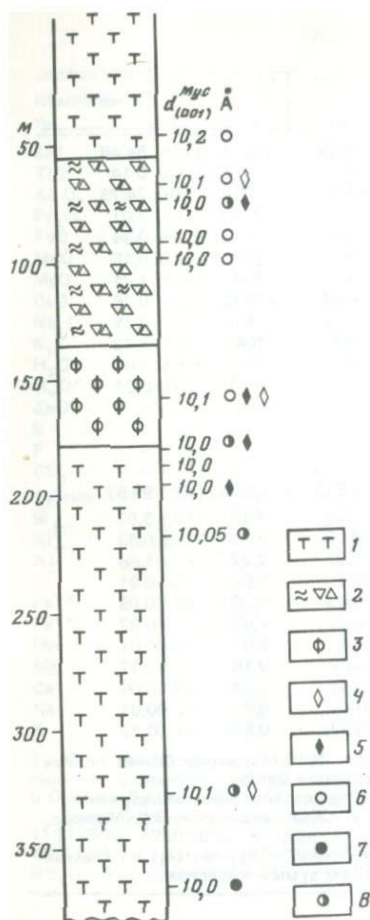


Рис. 2. Разрез по керну скважины рудовмещающей толщи вулканитов полиметаллического с серебром месторождения и распределение в нем политипов серицита и карбонатов

1 — туфы кварцевых порфиров; 2 — взрывчатые брекчи; 3 — фельзиты; 4, 5 — карбонаты: 4 — кальцит, 5 — манган-кальцит; 6—8 — политипы серицитов: 6 — 1M, 7 — 2M<sub>1</sub>, 8 — 1M + 2M<sub>1</sub>; d — величина базального отражения серицитов

рицита. Серицит имеет высокое содержание калия, алюминия и низкое двухвалентных металлов (см. табл. 1, обр. 26). Из слюд данного месторождения он ближе других к мусковиту. В разрезе по скважине (рис. 2) показано распределение политипных модификаций слюд и разновидности карбонатов в брекчизированных породах. Наблюдается тенденция к преобладанию серицитов 1M в верхнем интервале, а смесью с 2M<sub>1</sub> — в нижнем. У забоя скважины встречен серицит 2M<sub>1</sub> почти без примеси 1M. Межплоскостное расстояние серицитов довольно постоянно и колеблется от 10,0 до 10,1 Å, за исключением самого верхнего образца, показавшего несколько увеличенное межплоскостное расстояние 10,2 Å. Возможно, это связано с характером исходных пород: образец взят из горизонта туфов, которые могли содержать в цементе диагенетические гидрослюды, неполностью преобразованные в ходе гидротермального процесса. Карбонаты,

ассоциирующие с серицитами в керне скважины, представлены манган-кальцитами, свойственными рудным ассоциациям, и кальцитом. Серициты, развившиеся по включениям кислого стекла в взрывчатых брекчиях, слагают агрегаты агальматолитового типа желтовато-зеленого цвета, в которых присутствуют примесь кварца, иногда бедная вкрапленность пирита и вкрапленники либо обломки кристаллов калиевого полевого шпата. Такой серицит имеет повышенное содержание железа, магния, кальция и натрия (см. табл. 1, обр. 27, 30). В шлифах серицит, замещивший стекло, выглядит волокнистым, часто с пониженным двупреломлением. В его спутанно-волокнистых агрегатах видны участки с чрезвычайно тонкозернистым сложением, в которых оптически невозможно определить фазовый состав. Химически анализировались монофракции серицита, выделенные седиментацией и проверенные рентгеноструктурным анализом. На дифрактограммах отобранных фракций отмечаются очень слабые отражения, свойственные карбонатам, обычно присутствует пик кварца. В некоторых химических анализах отмечается несколько повышенное содержание CO<sub>2</sub> (до 0,8%), но его явно недостаточно, чтобы объяснить повышенные содержания кальция во фракции присутствием карбонатов, вхождение же такого количества

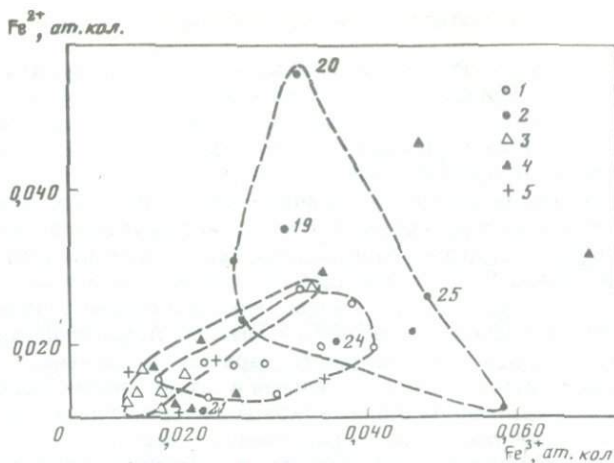


Рис. 3. Соотношение окисного и закисного железа в серицитах

1—5 — месторождения: 1 — серебро-полиметаллическое, 2 — полиметаллическое с серебром, 3 — золото-серебряное в Балейском рудном поле, 4 — золото-кварцевое, 5 — золото-серебряные в Охотско-Чукотском вулканическом поясе; цифры у точек соответствуют номерам в табл. 1

кальция в структуру серицита маловероятно. Содержание натрия в исследованных фракциях не соответствует межплоскостному расстоянию серицитов, измеренному по дифрактограммам (около  $10 \text{ \AA}$ ). Это позволяет предположить, что в исследованных образцах сохранилась часть магматического стекла, не замещенного серицитом и карбонатами, возможно в виде палагонита, и с этой примесью связаны отмеченные отклонения состава серицита. Значительных различий состава серицитов в зависимости от глубины выявить не удалось, лишь в одной скважине к поверхности наблюдалось увеличение отношения  $\text{Fe}^{3+} : \text{Fe}^{2+}$  в сериците (рис. 3). Обр. 25 (см. табл. 1) по сравнению с другими анализированными образцами отобран с самой большой глубины и в нем закисное железо преобладает над окисным. Это единственный случай из всех исследованных месторождений и сравнительно редкий случай вообще для серицитов. Проанализированный серицит слагает гнезда белого цвета среди березитов, в шлифе под микроскопом агрегат мелколистоватой слюды содержит зерна кварца, карбоната, вкрапленность пирита и отдельные гнезда темно-зеленого хлорита. Рентгеноструктурный анализ показал присутствие в пробе примеси манган-кальцита и высокожелезистого ортогонального хлорита. Серицит имеет межплоскостное расстояние  $10,0 \text{ \AA}$ , представлен смесью модификаций  $2M_1 + 1M$ . Расположенный выше по керну скважины обр. 24 характеризуется значительно более высоким отношением  $\text{Fe}^{3+} : \text{Fe}^{2+}$  (больше 1), хотя ассоциация, в которой обнаружен минерал, а также структурная характеристика серицита аналогичны обр. 25. Слюды из березитов имеют еще более высокое относительное содержание  $\text{Fe}^{3+}$  (обр. 29, 30 см табл. 1), но высшее оно в сериците из включений стекла в взрывчатой брекчии (обр. 32) и в рудном теле (обр. 26). Если на рис. 3 точки серицитов образуют полосу, соответствующую примерно постоянному и довольно высокому содержанию общего железа, то образец рудного серицита (обр. 26) содержит примерно в три раза меньше железа, причем все оно представлено окисной формой.

Балейское рудное поле заключено в осадочных породах и тем выделяется из круга рассматриваемых месторождений в вулканических толщах. Формирование рудного поля происходило в связи с поствулканической деятельностью, а характер оруденения, метасоматическое преобразование вмещающих пород и вертикальная зональность аналогичны таковым в месторождениях, заключенных в вулканогенных толщах. Это дало основание включить Балейское рудное поле в число исследуемых объектов. Согласно данным [9], в строении рудного поля выделяются три структурных этажа: нижний (гранитоиды, слагающие фундамент Балейской впадины), средний (вулканогенно-осадочные породы юрского возраста преимущественно андезитового состава) и верхний — главный рудовмещающий (терригенно-осадочная толща нижнемелового возраста). Оруденение представлено кварцевыми жилами, жильными зонами и штокверками, сопровождаемыми ореолами вкрапленной и прожилковой минерализации, и заключено в интенсивно аргиллизированных и окварцованных породах.

Аргиллизированные породы обнаруживают отчетливое зональное строение, в них выделяются зоны (снизу вверх): пропилитовая (в основном соответствует фундаменту), гидрослюдистая (захватывает нижнюю часть разреза осадочной толщи), зона смешанослойных образований (соответствует главному рудному интервалу) и кварц-каолининовая (образует "шапку" над рудными телами). Схематически строение ореола метасоматитов приведено на рис. 4. На основании данных декрепитации и гомогенизации газовой-жидких включений в рудном кварце вертикальный градиент температуры при формировании рудной минерализации оценивается приблизительно  $200^{\circ}/\text{км}$  [3]. Детально состав и зональность продуктов окolorудной аргиллизации были описаны ранее [9]. Сложность изучения слоистых силикатов месторождения, в частности слюд и гидрослюд, состоит в том, что рудовмещающие терригенные породы изначально содержали глинистые минералы, возникшие в них в результате диагенетических и эпигенетических преобразований до начала гидротермальной деятельности. Эти "ранние" глинистые минералы представлены главным образом слюдой-монтмориллонитом и хлорит-монтмориллонитом. Вблизи кварцеворудных жил на вмещающие породы наложился окolorудный метасоматизм, который отразился в формировании гидрослюд за счет смешанослойных образований. Отмечается вертикальная зональность, выраженная в уменьшении числа разбухающих (монтмориллонитовых) пакетов в составе гидрослюд с глубиной, что фиксируется уменьшением межплоскостного расстояния гидрослюд по данным рентгеноструктурного анализа. Сверху ореол аргиллизации перекрыт линзами гидротермальных кварцитов и кварц-каолининовых пород, слагающих верхнюю зону метасоматитов. Были проанализированы гидрослюды из трех горизонтов аргиллизированных пород: нижнего, среднего и верхнего. Наблюдаются отчетливое увеличение содержания калия в слюдах по направлению к глубоким горизонтам и некоторое уменьшение отношения  $\text{Fe}^{3+} : \text{Fe}^{2+}$  в том же направлении, особенно заметное между средним и нижним горизонтами (рис. 4, б).

Золото-серебряное месторождение в Охотско-Чукотском вулканогенном поясе заключено в вулканических породах дацитового состава, которые пропилитизированы: глубокие горизонты в эпидот-хлоритовой фации, а верхние горизонты в альбит-кальцит-хлоритовой фации. Рудные тела в виде крутопадающих жильных зон располагаются в основном в пределах верхней фации пропилитов. Вблизи рудных тел в пропилитах наблюдается интенсивная адуляризация, а непосредственно рудные тела заключены в ин-

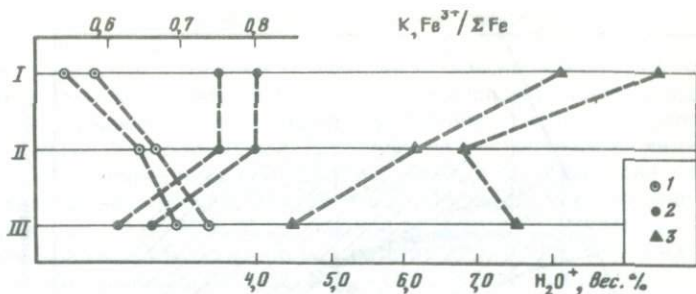


Рис. 4. Вариации состава серицитов в зависимости от глубины в Балейском рудном поле по [9]

I—III — уровни глубинности; содержания калия и железа — в атомах на ячейку; 1 — K, 2 —  $Fe^{3+}/Fe^{2+}$ , 3 —  $H_2O$ .

тенсивно серицитизированных породах. На верхних горизонтах оруденение сопровождается кварц-адулярной ассоциацией. Серициты представлены гидратированными разностями, степень гидратированности которых зависит от глубины. На рис. 5 показаны ореолы слабой и интенсивной серицитизации около зон сульфидной минерализации и отмечена величина межплоскостного расстояния серицитов для исследованных образцов. В самых глубоких горизонтах серициты не гидратированы и имеют  $d_{001} = 10,1 \text{ \AA}$ , выше их сменяют слабо гидратированные разности с  $d_{001} = 10,1-10,2 \text{ \AA}$ , а еще выше преобладают серициты с  $d_{001} = 10,3-10,5 \text{ \AA}$ , но встречается и  $d_{001} = 10,8 \text{ \AA}$ . На верхних горизонтах кроме преобладающих гидратированных серицитов присутствуют почти негидратированные разности, аналогичные серицитам глубоких горизонтов. Как правило, они приурочены к жильным зонам или кварц-сульфидным прожилкам. Таким образом, хотя степень гидратации серицитов здесь меньше, чем в Балейском месторождении, она обнаруживает отчетливую зависимость от глубины и степени интенсивности переработки вмещающих пород, сходную с таковой в Балейском рудном поле. В химическом составе слюд наблюдаются различия в зависимости от положения образцов в вертикальном разрезе. Проанализированы образцы с глубокого штольневого горизонта (обр. 11) и из надрудного уровня в стороне от рудного тела (обр. 21). Образец из глубокого горизонта отличается заметно более высоким содержанием калия и меньшей гидратированностью. Менее значительной оказалась разница в степени окисленности железа: в образце из глубокого горизонта отношение  $Fe^{3+}:Fe^{2+}$  приблизительно равно 3, а в надрудном сериците — 4.

Из другого золото-серебряного месторождения в Охотско-Чукотском вулканогенном поясе проанализирован один образец серицита, который оказался близок по химическому составу к околорудным серицитам месторождения, охарактеризованного выше, отличаясь лишь более высоким содержанием суммарного железа, причем за счет окисного (см. табл. 1, обр. 13). Этот образец взят из околорудных метасоматитов на верхних горизонтах и содержал ассоциацию кварц + адуляр + гидрослюда + сульфиды. Причина несколько повышенной железистости и окисленности железа в сериците не вполне ясна, не исключено влияние зоны окисления, широко проявленной на поверхности месторождения в виде залежей окислов марганца, развившихся по родонит-родохрозитовым рудам.

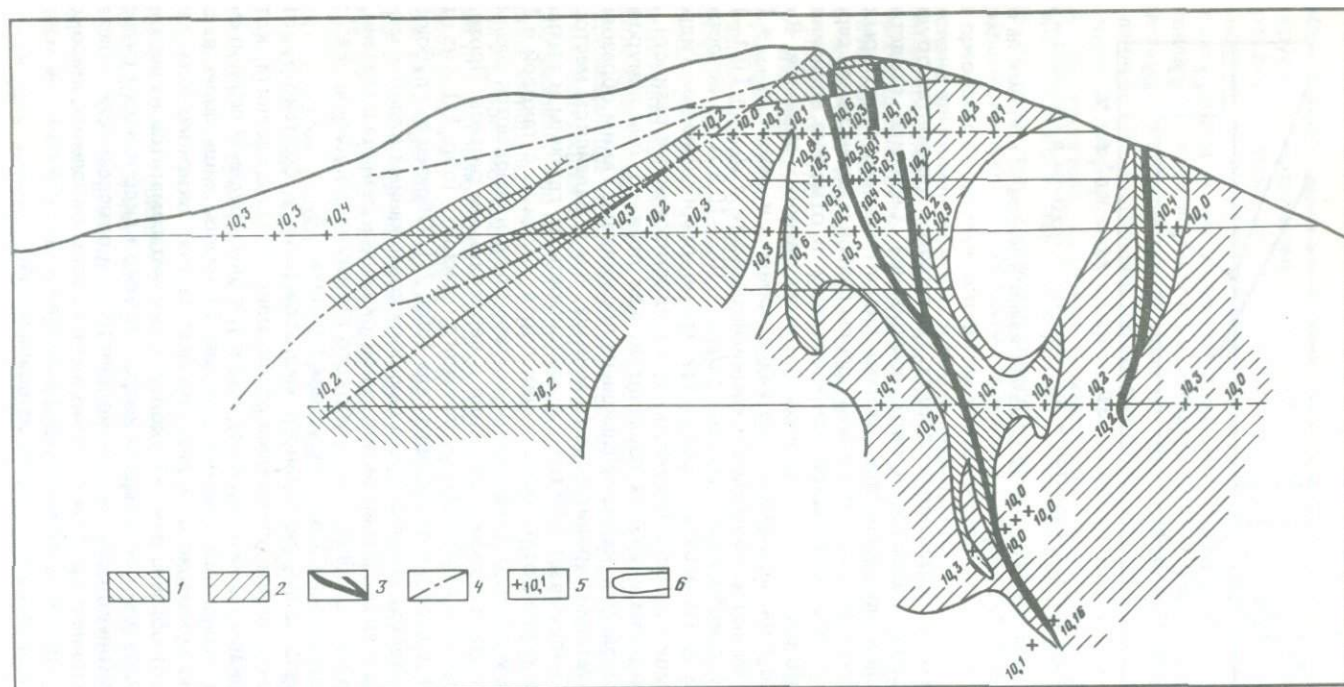


Рис. 5. Схема распространения околорудной серицитизации в золото-серебряном месторождении и вариации степени гидратированности серицитов

1 — интенсивная серицитизация; 2 — слабая серицитизация; 3 — кварцево-рудные жилы; 4 — нарушения; 5 — точки отбора проб и величина межплоскостного расстояния в Å; 6 — границы пород, серицитизированных в разной степени

Месторождение в Нижнем Приамурье интересно разнообразием проявившихся в нем метасоматических процессов и сложностью эволюции температурного режима минералообразования. Одним из наиболее распространенных и типичных окolorудных изменений на месторождении является серицитизация. Кварц-серицитовые породы образуют как бы конверты, в которые вложены все кварцево-рудные жилы. Мощность кварц-серицитовых зон составляет от 10 до 40 м. Для западной рудной зоны, кроме того, характерно развитие березитизации вдоль контакта жилы с параллельной ей дорудной дайкой гранодиорит-порфиров. Серицит представлен модификациями  $1M$  и  $2M_1$ , степень гидратированности малая. Наблюдается ясная зональность в размещении политипов слюд, которая выражается в том, что модификация  $1M$  преимущественно распространена в западной рудной зоне, удаленной от контакта с интрузивом и менее эродированной, а модификация  $2M_1$  — преимущественно в восточной зоне, более эродированной и приближенной к контакту с послерудным массивом гранодиорит-порфиров. Кроме того, кварцево-рудные жилы пересечены серией послерудных даек гранодиорит-порфиров, диорит-порфиритов и гранит-порфиров. В экзоконтактах даек кварцевые жилы и кварц-серицитовые породы подверглись термальному метаморфизму, и серицит представлен высокотемпературной модификацией  $2M_1$  [6]. На месторождении встречаются гидрослюды со значительной степенью гидратированности, но они приурочены к зонам послерудной аргиллизации и не имеют отношения к рудному процессу, хотя могут накладываться и пространственно совмещаться с окolorудными кварц-серицитовыми породами.

По химическому составу серициты в целом близки к серицитам серебро-полиметаллического месторождения (рис. 6), характеризуются ограниченной примесью фенгитовой составляющей, высоким содержанием калия. Слюды  $1M$  большей частью содержат больше железа, чем слюды  $2M_1$ , и проявляют тенденцию к некоторому обогащению магнием и обеднению алюминием по сравнению со слюдами  $2M_1$ . По-видимому, такие различия связаны, скорее всего, с различием минеральных ассоциаций, в которых встречаются эти модификации. Так, большинство анализированных слюд  $1M$  (см. табл. 1, обр. 35, 42, 43) находились в составе березитов с ассоциацией кварц+серицит+карбонат (анкерит, марганцовистый кальцит) + пирит+хлорит. Исключение составляет обр. 34, серицит которого ( $1M$ ) заместил мелкий ксенолит вмещающих пород в кварцевой жиле и находился в ассоциации с кварцем и пиритом. Слюды  $2M_1$  находились в кварцевой жиле в виде мелких гнезд либо в околожильной кварц-серицитовой породе, часто приурочены к контактовым зонам послерудных даек. Например, обр. 33 взят в экзоконтакте дайки диоритового порфирита, в месте пересечения ею кварцевой жилы, в нем содержится серицит  $2M_1$ . В 3 м от этого контакта в жиле располагался обр. 34 со слюдой  $1M$ . Подобные соотношения трактуются как результат перекристаллизации слюды  $1M$  под термальным воздействием дайки в  $2M_1$ . При этом K-Ag возраст серицита обр. 33 оказался значимо меньше, чем возраст серицита обр. 34 [1]. При перекристаллизации произошло некоторое обогащение серицита закисным железом.

Таковы наиболее существенные особенности слюд данного месторождения.

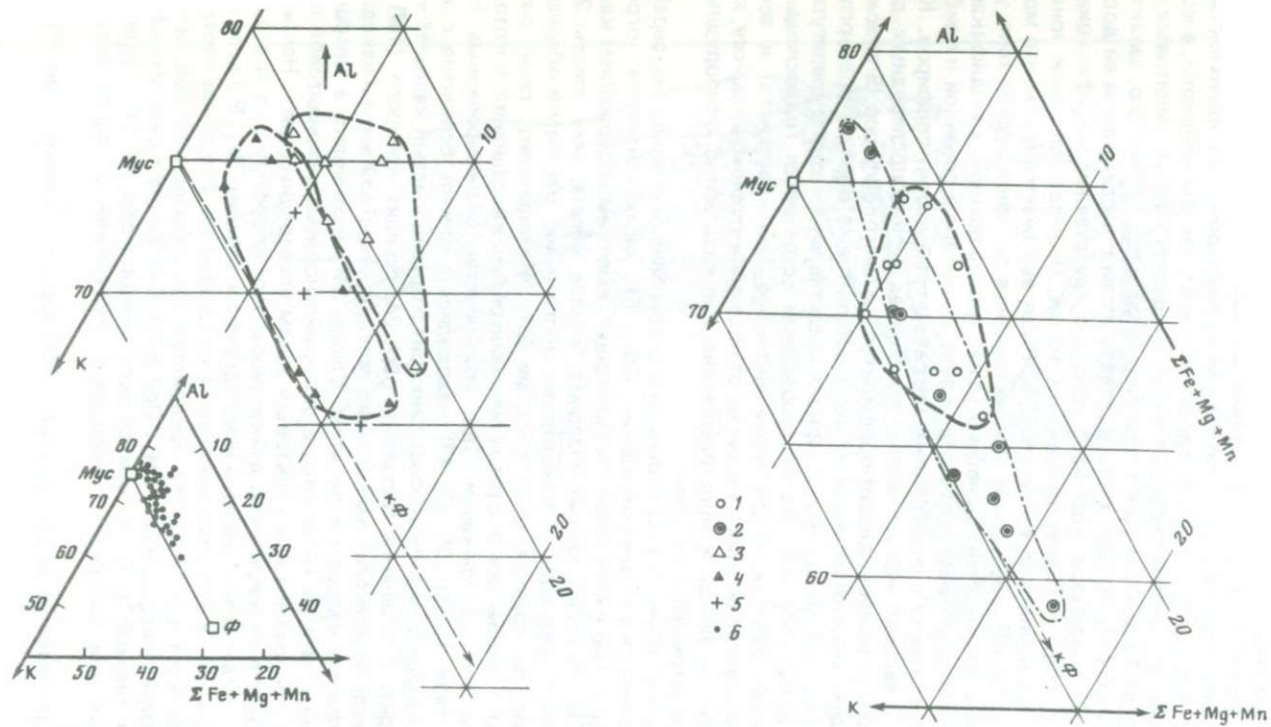


Рис. 6. Диаграмма составов исследованных серицитов из разных месторождений

1 — серебро-полиметаллического; 2 — полиметаллического с серебром; 3 — золото-серебряного в Балейском рудном поле; 4 — золото-кварцевого; 5 — золото-серебряных в Охотско-Чукотском вулканическом поясе; 6 — слюды из всех перечисленных месторождений на общей диаграмме

## ЗОЛОТО-ТЕЛЛУРИДНАЯ ФОРМАЦИЯ

Одно из месторождений этой формации в Кураминском вулканическом поясе охарактеризовано в [5], где кратко были отмечены некоторые особенности серицитов в рудных телах и окколорудных метасоматитах. Рудные тела в виде зон окварцевания располагаются среди интенсивно березитизированных андезито-дацитов и их туфов. На верхних горизонтах увеличивается окварцевание и количество кварц-серицитовых пород, а на глубоких горизонтах — березитизация. Серициты представлены модификациями  $1M$ ,  $2M_1$  и  $2M_2$ , степень гидратированности низкая, межплоскостные расстояния не превышают 10,1–10,2 Å. Более гидратированные разновидности встречаются в зонах трещиноватости. В дорудных березитизированных породах развиты в основном серициты  $2M_1$ , а в рудных телах — как  $1M$ ,

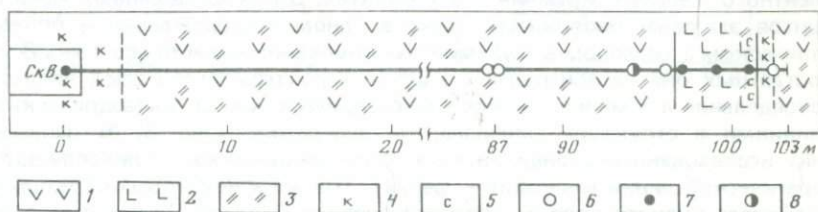


Рис. 7. Распределение поли типов серицитов в метасоматитах по керну подземной скважины в золото-теллуридном месторождении

1 — андезито-дациты; 2 — диабазовые порфириты; 3 — березитизированные породы; 4 — серицитовые кварциты; 5 — зоны серицитизации; 6–8 — поли типы серицита; 6 —  $1M$ , 7 —  $2M_1$ , 8 —  $1M + 2M_1$

так и смеси  $2M_1 + 1M$ . Характерными формами проявления слюд в рудных телах являются линзочки и полоски мономинерального состава, к ним бывают приурочены выделения блеклых руд, теллуридов и других рудных минералов. Эти образования являются продуктами концентрированного переотложения глинозема, выщелоченного при интенсивном окварцевании пород, серицит в них представлен поли типом  $1M$  и реже  $2M_2$ . Закономерности распределения слюд в вертикальном сечении обнаружить не удалось.

Другое, сходное по минеральным ассоциациям, месторождение в том же регионе также представлено зонами окварцевания в андезито-дацитах. Но окварцевание здесь не так интенсивно, и образования типа гидротермальных кварцитов встречаются лишь в отдельных участках. Большинство рудных тел следуют вдоль контакта даек диабазовых порфиритов и окружено ореолом интенсивно березитизированных пород. Закономерности распределения поли типов слюд ( $1M$ ,  $2M_1$ ,  $2M_2$ ) аналогичны описанным выше. В рудных зонах преимущественным развитием пользуется поли тип  $1M$ , тем не менее в пределах оруденелых даек его сменяет  $2M_1$ . Пример такого распределения показан на рис. 7, который показывает, что в данном случае возникновение поли типа  $2M_1$  вряд ли можно связывать с повышением температуры в пределах дайки, так как оруденение и серицитизация наложились на затвердевшую и остывшую дайку. По-видимому, главными факторами были повышенные основность и магнизиальность исходного материала.

## НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА ИССЛЕДОВАННЫХ СЕРИЦИТОВ

На общей диаграмме составов (см. рис. 6) исследованные серициты занимают довольно обширное поле, тяготеющее к точке мусковита. Максимальная степень фенгитовости составляет 60% и характерна для образцов серицита из включений стекла в взрывчатых брикетах. В основном их фенгитовость определяется высоким содержанием железа, при не очень высоком содержании магния. Рудные серициты, наоборот, очень близки по составу к мусковиту и содержат мало железа. Соотношение  $Fe^{3+} : Fe^{2+}$  довольно сильно варьирует в зависимости от глубины, как было показано выше, однако эта зависимость проявляется далеко не во всех месторождениях. По [11] известна связь между содержаниями трехвалентного железа и кремния в мусковитах. Для исследованных нами серицитов эта связь проявилась только в одном месторождении — полиметаллическом с серебром в Кураминском вулканогенном поясе (рис. 8, а), в остальных она не обнаружена. Важной характеристикой слюд является распределение алюминия между тетраэдрическими и октаэдрическими позициями в структуре минерала. На диаграмму (рис. 8, б) нанесены точки исследованных серицитов. Они легли довольно узкой полосой вдоль теоретической линии мусковит — фенгит. Только в некоторых образцах из Балейского рудного поля и золото-кварцевого (Нижнее Приамурье) отмечается избыточное обогащение октаэдрическим алюминием.

Часть исследованных серицитов содержит фтор. Количество фтора составляет не более 0,34%, а в большинстве образцов фтор отсутствует. Наибольшее содержание фтора отмечается в сериците из включений стекла в взрывчатых брикетах полиметаллического с серебром месторождения в Кураминском вулканогенном поясе. Вообще слюды этого месторождения по содержанию фтора заметно превосходят серициты всех других исследованных месторождений (рис. 9). На диаграмме (см. рис. 9) видна хорошо выраженная зависимость между содержаниями фтора и кристаллизационной воды; эта зависимость нарушается при содержаниях воды выше 5,4%. По-видимому, в этой области помимо обычной аналитической ошибки дополнительную неопределенность вносит избыточная гидратированность слюд, которая иногда фиксируется рентгеноструктурным методом (межплоскостное расстояние больше чем  $10,1-10,2 \text{ \AA}$ ). Определение воды в серицитах представляет аналитические трудности и часто сопряжено со значительными погрешностями. Так, высокое содержание воды в обр. 27 (5,85%) не соответствует определенной рентгеновским методом величине межплоскостного расстояния  $10 \text{ \AA}$  и данным ДТА. Судя по кривой потери веса, содержание кристаллизационной воды составляет 4,05%, именно это содержание и было принято при построении диаграммы (см. рис. 9). В обр. 42 обнаружено очень низкое содержание фтора, и причина сильного отклонения его фигуративной точки от общей тенденции осталась невыясненной. Таким образом, исследованные серициты обнаружили некоторую, хотя и небольшую, обогащенность фтором по сравнению с обогащенностью мусковитов из пегматитов и серицитов из медно-порфировых месторождений [11]. При этом отчетливо выделились богатые фтором серициты из полиметаллического с серебром месторождения, приуроченного к взрывчатым брикетах. Эти же серициты отличаются большими пределами вариации степени фенгитовости и степени окисления железа (см. рис. 3 и 6).

Одним из наиболее интересных вопросов в проблеме генезиса околорудных серицитов является вопрос об условиях образования политипов.

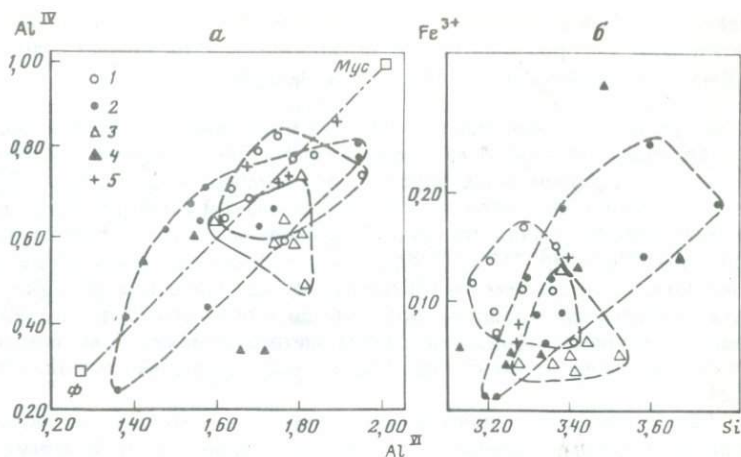
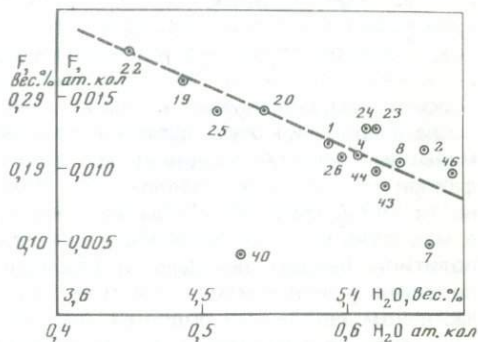


Рис. 8. Диаграммы состава серицитов (по осям — число атомов в ячейке)

*a* —  $Fe^{3+}$  — Si; *б* — AlVI—AlIV; околнурены поля серицитов из различных месторождений, обозначенных как на рис. 3

Рис. 9. Диаграмма фтористости серицитов

Цифры у точек соответствуют номерам в табл. 1



До последнего времени оставалось неясным принципиальное соотношение главных по распространенности политипов ( $1M$  и  $2M_1$ ) в низко- и среднетемпературных условиях: являются ли они полиморфными разновидностями, устойчивыми в разных температурных интервалах ( $1M$  — низкотемпературная,  $2M_1$  — высокотемпературная), или политип  $1M$  является метастабильным при всех условиях, но при повышенной температуре сравнительно быстро перекристаллизовывается в стабильный  $2M_1$  политип. Недавние работы Б.Б. Звягина с сотрудниками [4] показали, что структура слюды  $1M$  не устойчива для слюды чисто мусковитового состава. Присутствие двухвалентных металлов в октаэдрических позициях вызывает отклонения атомов от позиций идеальной мусковитовой структуры, понижает внутреннюю энергию кристалла, делает структуру модификации  $1M$  более выгодной энергетически. Экспериментальные исследования в области мусковитового состава при температуре до  $250-300^\circ C$  подтвердили метастабильность мусковита  $1M$  при низких параметрах [2]. Была оценена даже энергия активации необратимого перехода  $1M \rightarrow 2M_1$ , составляющая примерно 50 ккал/моль. Геологические наблюдения, имевшиеся ранее, как будто тоже подтверждают метастабильность  $1M$  политипа. Материалы, изложенные в настоящей статье, дают дополнительные основания для отнесения  $1M$  политипа к метастабильному промежуточному продукту

при реакции образования  $2M_1$  мусковита. В частности, изложенные данные позволяют распространить это предположение на слюды с довольно высоким содержанием фенгитовой составляющей.

Суммируя изложенные факты, обратим внимание на генетическое значение следующих из них. В метасоматических образованиях (березитизированные, кварц-серицитовые породы) при температуре порядка  $200^\circ\text{C}$  и более образуется  $2M_1$  политип. При более низкой температуре в аргилизированных породах возникают гидратированные слюды с преобладанием  $1M$  политипа. Политип  $1M$  наблюдается и в более высокотемпературных образованиях, но не в качестве продукта метасоматических реакций, а как результат заполнения полостей, возникающих при интенсивном растворении пород при предрудном кислотном метасоматизме. При заполнении пустот обычно отлагаются слюды обоих рассматриваемых политипов и слюда  $2M_2$ .

Эти факты свидетельствуют о решающей роли механизма минералообразования в формировании того или иного политипа, и не могут быть объяснены с позиций различных температурных полей их устойчивости. При поступлении раствора в поры или полость трещины давление в растворе падает и в осадок выпадает максимально возможное число минералов, в данном случае — слюды различных модификаций. Сосуществование мусковита политипов  $1M$  и  $2M_1$  было доказано электронно-микроскопическими исследованиями японских ученых. В процессе роста кристаллов, после заполнения поры давление на минералы резко возрастает, и фазы с меньшим кристаллизационным давлением растворяются, замещаясь фазами с большим давлением. Поэтому при умеренной интенсивности метасоматизма, когда не происходит полного растворения пород в макроучастках, первоначально осадившиеся из раствора метастабильные политипы быстро замещаются стабильным  $2M_1$  политипом. В крупных полостях в жилах или в участках интенсивного растворения пород при частичном заполнении полостей (при сохранении пористости) давление на кристаллы не повышается и метастабильные фазы сохраняются.

В низкотемпературных условиях возрастает вероятность образования метастабильных фаз вообще и политипов слюд в частности. Поскольку переход  $1M \rightarrow 2M_1$  имеет высокую энергию активации, то при отсутствии дополнительного теплового импульса он оказывается заторможенным. Поэтому в низкотемпературных условиях политип  $1M$  широко распространен не только в жилах, но и в метасоматических породах.

Выявилась также зависимость политипии серицитов от состава вмещающих пород. При равных внешних условиях политип  $2M_1$  преимущественно отмечается в вулканитах среднего и основного состава, тогда как  $1M$  — в более кислых породах. Возможно, что повышенная щелочность среды способствует стабилизации  $2M_1$  структуры серицита.

Интересны факты "обратных" политипных переходов  $2M_1 \rightarrow 1M$ . Они наблюдаются в приповерхностных и поверхностных условиях, когда на мусковиты накладываются низкотемпературные процессы, сопровождающиеся гидратацией слюд, переходом слюд в гидрослюды и смешанослойные образования. Такой переход к политипу  $1M$  (и  $1Md$ ) связан с изменением состава минерала и не является строго полиморфным. Иногда наблюдается образование слюд  $1M$  в жилах и прожилках, секущих кварц-серицитовые породы со слюдой  $2M_1$ . Этот случай интерпретируется неоднозначно: возможно приблизительно одновременное образование политипов, но по разным механизмам, как отмечено выше.

1. Аракелянц М.М., Русинов В.Л., Русинова О.В. Возраст околорудных пород и жил рудных месторождений Дальнего Востока. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1980, № 12, с. 99–109.
2. Мухамет-Галеев А.П., Покровский В.А., Зотов А.В. и др. Кинетика и механизм гидротермальной кристаллизации мусковита  $2M_1$  (экспериментальное исследование). — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1985, № 10, с. 63–75.
3. Ляхов Ю.В. О горизонтальной и вертикальной температурной зональности в пределах Балейского рудного поля (Восточное Забайкалье). — В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. М.: Наука, 1968, т. 1, с. 240–247.
4. Минеева Р.М., Соболева С.В., Звягин Б.Б. Сравнение энергетических характеристик политипных модификаций мусковита  $1M$  и  $2M_1$ . — В кн.: Научные основы и практическое использование типоморфизма минералов. М.: Наука, 1980, с. 91–97.
5. Минеральные ассоциации, структуры и текстуры руд / Генкин А.Д., Добровольская М.Г., Коваленкер В.А. и др. М.: Наука, 1984, 198 с.
6. Михайлова М.С., Русинова О.В. Некоторые особенности слоистых силикатов из разновозрастных гидротермальных образований золоторудного месторождения (Нижний Амур). — Тр. ЦНИГРИ, 1971, вып. 96, ч. 1, с. 115–123.
7. Омеляненко Б.И., Воловикова И.М., Дриц В.А. и др. О содержании понятия серцит. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1982, № 5, с. 69–87.
8. Русинов В.Л., Тронева Н.В. Железо-марганцевая фаза околорудных березитов. — Докл. АН СССР, 1985, т. 280, № 3, с. 730–732.
9. Русинова О.В. Некоторые особенности аргиллизации пород на Балейском месторождении и связь ее с рудообразованием. — В кн.: Проблемы метасоматизма. М.: Наука, 1970, с. 181–187.
10. Русинова О.В., Русинов В.Л. Состав, структура и закономерности геологического распространения диоктаэдрических калиевых слюд модификации  $2M_2$ . — В кн.: Очерки генетической минералогии. М.: Наука, 1976, с. 47–58.
11. Parry W.T., Ballantine J.M., Jacobs D.C. Geochemistry of hydrothermal sericite from Roosevelt Hot Springs and Tintic and Santa Rita Porphyry Copper deposits. — Econ. Geol., 1984, vol. 79, N 1, p. 72–86.

УДК 549.741

В.Л. Русинов

## КАРБОНАТЫ В РУДНОМ ПРОЦЕССЕ

## ВАРИАЦИИ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА

Карбонаты, встречающиеся в рудных полях, разнообразны по своему составу, геологическому положению и парагенезисам. Чаще всего встречаются кальцит, манган-кальцит, доломит, анкерит, родохрозит. Реже отмечаются магнезит, олигонит, кутнагорит, брейнерит. Другие карбонаты (сидерит, сидериплезит, хантит и пр.) в гидротермальных месторождениях золота и серебра редки. Самыми распространенными являются кальцит и его магнезиальные, железистые и марганцевые разновидности. Другие карбонаты, как правило, представлены двойными и тройными соединениями; наиболее обычен среди них анкерит. Изучались карбонаты из четырех месторождений, геологическое строение которых кратко изложено в статье о хлоритах и бертьеринах (см. статью О.В. Русиновой и др. в наст. сборнике): золото-кварцевое в Нижнем Приамурье, золото-теллуридное и два серебросодержащих полиметаллических в Кураминском вулканическом поясе. Составы карбонатов из этих месторождений приведены в табл. 1 и на рис. 1. Все анализы укладываются в пределы полей кальцита, анкерита (после анкерита включает и поле доломита на рис. 1, а) и олигонита, лишь один анализ соответствует магнезиту. Распределение карбонатов по

Таблица 1  
Химический состав карбонатов (мас. %)

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8
CaO	27,64	53,68	1,28	35,96	26,79	26,94	24,73	7,62
FeO	1,13	0,06	29,04	0,63	1,08	0,89	10,95	16,31
MnO	12,21	2,54	25,98	6,69	9,16	10,79	12,87	34,12
MgO	12,65	0,78	4,19	0,44	15,51	15,75	7,63	3,48
CO <sub>2</sub>	43,97	43,97	42,00	46,50	46,17	45,48	42,14	38,47
Сумма	97,60	101,03	102,49	90,12	98,71	100,36	98,32	100,00
Ca	49	95	02	85	48	47	0,46	0,15
Fe	02	—	45	01	01	01	0,45	0,23
Mn	17	03	41	13	13	14	0,19	0,52
Mg	32	02	12	01	38	38	0,20	0,10

Компоненты	18	19	20	21	22	23	24	25
CaO	1,34	0,77	2,42	49,51	46,80	28,29	29,63	30,32
FeO	18,39	19,21	19,10	0,82	1,67	17,58	17,75	17,66
MnO	35,58	35,30	32,79	0,92	1,43	2,31	2,30	2,29
MgO	1,41	0,55	2,27	0,63	1,34	6,58	6,47	6,71
CO <sub>2</sub>	44,00	44,33	44,33	44,00	44,00	44,00	44,00	44,00
Сумма	100,72	100,16	100,91	96,75	97,11	98,76	100,15	100,98
Ca	0,03	0,01	0,05	0,95	0,91	0,54	0,55	0,55
Fe	0,31	0,36	0,32	0,1	0,03	0,25	0,25	0,24
Mn	0,62	0,62	0,56	0,2	0,03	0,04	0,03	0,04
Mg	0,04	0,01	0,07	0,2	0,03	0,17	0,17	0,17

Компоненты	35	36	37	38	39	40	41
CaO	49,65	26,68	26,20	24,41	48,76	4,02	25,57
FeO	0,03	1,30	3,35	13,93	0,40	4,41	5,42
MnO	1,48	3,95	3,33	3,25	1,74	6,30	4,63
MgO	0,35	15,12	11,89	8,95	0,68	42,88	15,91
CO <sub>2</sub>	47,63	48,79	—	—	—	—	—
Сумма	99,14	95,78	44,77	50,54	98,48	99,75	97,70
Ca	0,97	0,51	0,55	0,48	0,96	0,08	0,53
Fe	0,00	0,02	0,05	0,22	0,01	0,13	0,15
Mn	0,02	0,06	0,06	0,05	0,02	0,10	0,07
Mg	0,01	0,41	0,34	0,25	0,01	0,69	0,25

Примечания. Состав изучался на микроанализаторе MS-46, аналитики Н.В. Тронева, В.А. Боронихин, С.Е. Борисовский.

1—6, 17—26 и 39—43 — серебро-полиметаллические месторождения, 7—16 и 36—38 — золоторудные месторождения. Ассоциации: 1—6 — карбонат + железистый бертьерит + калиевый полевой шпат ± галенит, сфалерит; 7,8 — карбонат + кварц + блеклые руды, галенит, барит; 9—16 — карбонат + серицит ± хлорит + пирит; 17—20 — карбонат + кварц + калиевый шпат + пирит; 21—35 — карбонат + железистый бертьерин +

месторождениям обнаруживает некоторые закономерности (табл. 2): для месторождений серебра характерны карбонаты, богатые железом и марганцем (олигониты, высокожелезистые анкериты), и не характерны магниевые карбонаты, в золоторудных месторождениях преобладают, напротив, магниезально-кальциевые разности (доломиты) и не характерны олигониты. В единственном анализе олигонита золоторудных месторожде-

	9	10	11	12	13	14	15	16	17
	54,59	52,29	52,59	52,77	52,43	33,32	32,34	32,28	1,34
	0,13	0,13	0,27	0,19	0,17	1,08	1,97	4,89	18,42
	1,14	1,12	1,81	1,08	1,58	1,15	1,18	1,47	32,75
	0,45	0,45	0,45	0,45	0,38	16,86	17,53	16,43	1,39
	44,00	44,33	44,00	44,04	44,08	46,90	46,53	44,33	44,33
	100,66	98,32	99,12	98,53	98,64	99,31	99,56	99,40	98,23
	0,97	0,97	0,96	0,97	0,97	0,57	0,54	0,54	0,03
	0	0	0	0	0	0,01	0,03	0,06	0,33
	0,02	0,02	0,03	0,02	2	0,02	0,02	0,02	0,59
	0,01	0,01	0,01	0,01	1	0,40	0,41	0,38	0,05

	26	27	28	29	30	31	32	33	34
	30,34	30,37	30,29	31,01	28,88	30,67	28,98	48,75	49,56
	8,07	8,86	7,46	6,63	11,14	8,44	12,24	1,97	0,18
	1,22	1,64	2,17	2,07	2,21	2,08	2,30	1,18	1,39
	12,04	11,06	11,75	12,11	9,72	13,23	10,24	0,41	0,37
	47,63	47,13	47,63	47,63	47,63	47,63	45,43	47,63	48,73
	99,30	99,56	99,30	99,45	99,58	99,49	99,19	99,94	100,24
	0,56	0,57	0,56	0,57	0,55	0,54	0,53	0,94	0,97
	0,12	0,13	0,11	0,09	0,16	0,11	0,18	0,03	0,00
	0,02	0,02	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,02	0,02
	0,30	0,28	0,30	0,31	0,26	0,32	0,26	0,01	0,01

	42	43	44	45	46	47	48	49
	28,64	30,44	51,80	46,98	50,52	53,62	27,04	39,97
	6,45	6,04	5,12	2,11	0,82	0,53	3,19	0,37
	5,10	5,13	6,20	3,35	1,11	0,43	1,12	0,18
	11,39	9,79	0,18	0,18	0,15	0,25	8,24	0,25
	—	—	—	—	—	—	—	—
	98,48	98,30	—	—	—	—	—	—
	0,57	0,60	0,89	0,93	0,95	0,97	0,59	0,96
	0,18	0,17	0,05	0,03	0,02	0,01	0,06	0,02
	0,08	0,08	0,05	0,03	0,02	0,01	0,04	0,01
	0,17	0,15	0,01	0,01	0,01	0,01	0,31	0,01

+ калиевый шпат + кварц; 26—32 — карбонат + серицит + пирит + кварц; 33—35 — карбонат + кварц ± серицит + сульфиды; 36—38 — кварц + карбонат + сульфиды; 39—43 — бертьерин + кварц + пирит + карбонат.

Минеральные виды: кальциты и манган-кальциты (2, 4, 9—13, 21, 22, 33—35, 39), доломиты и Мп-доломиты (1, 5, 6, 14—16, 36, 37), анкериты (7, 23—32, 38, 41—43), олигониты (3, 8, 17—20), манган-магнезит (40).

ний содержится относительно много кальция. Вероятно, такая закономерность связана с различным составом вмещающих пород: в исследованных золоторудных месторождениях это были андезиты и андезито-дациты, а в серебряных — липариты, игнимбриты, трахилипариты, дациты с низким отношением содержания магния и кальция к железу.

Расположение фигуративных точек карбонатов на диаграммах состава

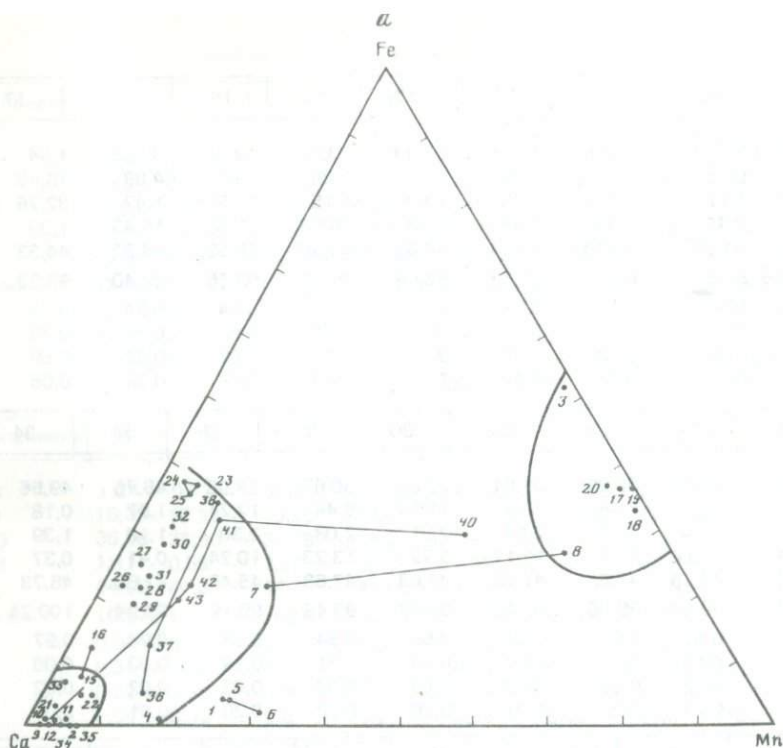
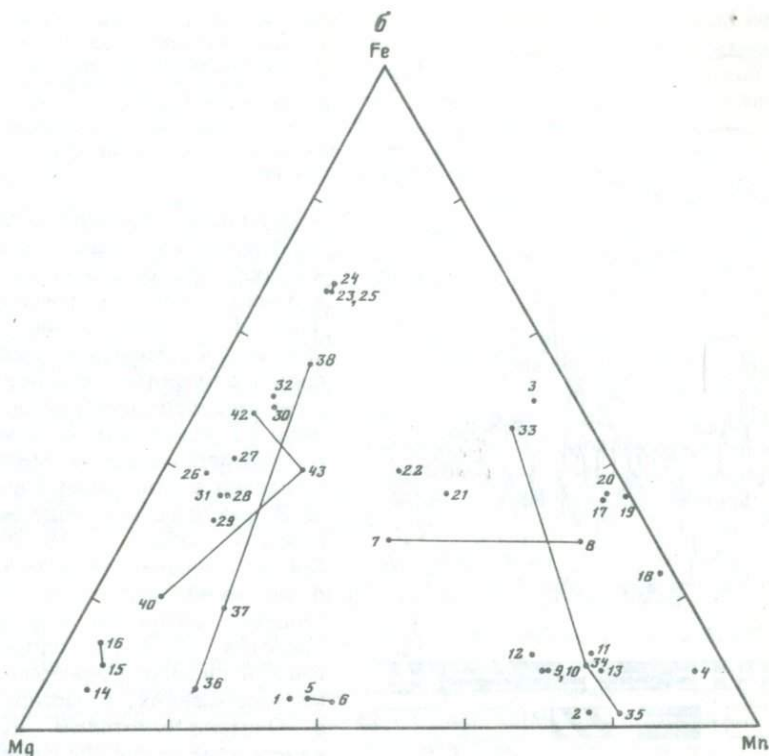


Рис. 1. Диаграммы состава карбонатов

Номера точек соответствуют номерам в табл. 1; контуры соединяют сосуществующие минералы, оконтурены области олигонитовых и кальцит-анкеритовых твердых растворов

показывает ограниченность смесимости кальция с марганцем и железом и практически полную смесимость минералов Fe—Mg—Mn. Состав кальцита ограничен в отношении марганца и гораздо более мобилен в отношении железа (см. рис. 1, а), образуя постепенный переход к анкеритам через железистые кальциты. Наибольшее содержание железа в ряду кальцит—анкерит в анализированных образцах составляет 25% сидеритового минерала, тогда как содержание родохрозитового минерала не выше 19%, а для кальцитов снижается до 13%. Намечается тенденция расширения предела вхождения марганца в кальциевые карбонаты с ростом железистости последних. В доломитах, напротив, примесь марганца преобладает над примесью железа, и на диаграмме Ca—Mg—Fe точки доломитов в общем располагаются ближе к вершине марганца, чем кальцитовые. Единственный образец магnezита (точка 40) содержал небольшие примеси кальция, железа и марганца примерно в равном количестве. Примечательно, что все анализированные карбонаты содержали железо в количестве, не превышающем 45% сидеритового минерала. Из "простых" карбонатов распространен только кальцит, что, по-видимому, связано со значительной разницей размеров ионных радиусов и обусловленными этим изоморфными способностями кальция, с одной стороны, и магния, марганца и железа — с другой. Такие различия существенны при генетической интерпретации марганцевистости



карбонатов: повышенные содержания марганца в доломите, анкерите возможны и при невысокой активности марганца в растворе, тогда как даже небольшая примесь этого элемента в кальците означает высокую активность его в растворе [1]. Как уже было нами отмечено, карбонаты золоторудного месторождения богаты кальцием, а бескальциевые или малокальциевые разности в нем не обнаружены. В пределах одного образца наблюдались рядом два карбоната: один слагает гнезда и прожилки и представлен зернами неправильной формы. Другой в виде игольчатых

Таблица 2  
Количественные соотношения минеральных видов  
среди изученных карбонатов

Минералы	Количество анализов	
	месторождения золота	месторождения серебра
Манган-кальцит	8	5
Доломит	3	0
Манган-доломит	2	3
Манган-анкерит	5	10
Манган-магнезит	0	1
Олигонит	1	5
Всего	19	24

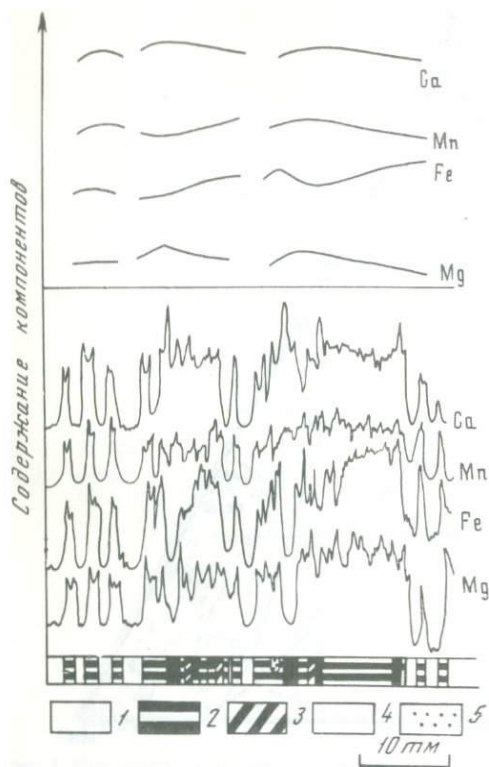


Рис. 2. Распределение элементов в зерне карбоната по профилю микронзондирования; сверху показаны усредненные графики вариации состава вдоль профиля

1 — кварц, 2 — анкерит, 3 — Mn-анкерит, 4 — кальцит, 5 — Mn-кальцит

кристалликов вращает в зерна первого карбоната, состав которого соответствует высокомарганцовистому анкериту (см. табл. 1, обр. 7; рис. 1). Игольчатый минерал имеет состав олигонита, но с повышенным содержанием кальция (обр. 8). Олигониты из серебро-полиметаллических месторождений в отличие от образца 8 практически не содержат кальция (обр. 3, 18–20). Среди проанализированных образцов не было высокомарганцевых разновидностей — родохрозитов, которые, однако, известны в золото-серебряных месторождениях, в частности в Охотско-Чукотском вулканогенном поясе. Для некоторых из проявлений Охотско-

Чукотского пояса вообще нехарактерно развитие железистых ассоциаций, в том числе и ассоциаций с железистыми карбонатами и хлоритами, а в тех проявлениях, где они есть, разъединены с родонит-родохрозитовыми ассоциациями пространственно, находятся в разных по глубинности зонах.

Исследованные карбонаты во многих образцах обнаруживают большую неравномерность состава. В одних случаях это обусловлено присутствием в образце двух или более разновидностей карбоната, различающихся формами выделения и, вероятно, временем образования, в других — неоднородность выражается в негомогенности отдельных зерен карбоната, обнаруживаемой только микронзондом. Обычно кальциты оказываются наиболее гомогенными и расхождения в анализах из разных точек шлифа для них незначительны. Довольно гомогенными были и анализированные олигониты. Наибольший разброс значений характерен для анкеритов. Как видно из рис. 1, а, негомогенность отражается в вариациях отношения кальция к железу, тогда как относительное содержание марганца находится примерно на одном уровне. На наш взгляд, в этом кроется принципиальное отличие неоднородности первого типа (присутствие разных по составу и времени образования карбонатов, различающихся содержанием марганца, но близких по отношению кальция к железу, см., например, точки 7–8, 40–41) от неоднородности второго типа (вариации состава внутри зерен и между зернами одного карбоната с заметно меняющимся отношением кальция к железу при неизменном относительном содержании марганца). Наглядный пример неоднородности внутри зерен карбоната показан<sup>1</sup> в табл. 1.

<sup>1</sup> Табл. I–VIII см. в конце книги.

На растровой микрофотографии части зерна доломита отчетливо обособлены обогащенная железом краевая кайма зерна (обедненная кальцием) и зона вокруг трещинки внутри зерна (слабо обедненная магнием). Марганец в этом зерне распределен независимо от распределения остальных компонентов: им значительно обогащена средняя часть зерна карбоната и в небольшой степени — зона, параллельная упомянутой трещинке, но не совпадающая с зоной повышенной железистости. Состав средней части сфотографированного зерна представлен в табл. 1 под № 14—16. В другом образце тоже из золоторудного месторождения неоднородность карбонатов оказалась обусловленной чрезвычайно тонким прорастанием пластинок анкерита пластинками кальцита с возникновением по границам пластинок зон марганец-анкерита и марганец-кальцита. Характер распределения фаз в этих сростаниях показан на рис. 2, изображающем распределение элементов вдоль профиля, исследованного на микроанализаторе. Зерно граничит с кварцем, мелкие выделения которого встречаются и в интервале профиля. Наблюдается обогащение анкерита железом в правой части профиля, а кальцием — в левой, т.е. неоднородность второго типа. Возникновение зон марганцевистого кальцита, по-видимому, отражает наложение рудного процесса с высокомарганцевыми растворами на сформированную ранее ассоциацию анкерита с кальцитом.

#### ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ РАСПРОСТРАНЕНИЕ КАРБОНАТОВ

Наряду со специфическими особенностями проявления карбонатов на отдельных месторождениях, существуют постоянно повторяющиеся закономерности. Карбонаты возникают на самых различных стадиях гидротермально-рудного процесса, но каждой стадии свойствен определенный вид или сочетание видов. Кальцит отлагается в дорудную стадию, обычно представленную пропилитизацией, другие карбонаты для пропилитов нехарактерны. В стадию предрудного выщелачивания, когда возникают околорудные березитизированные породы, обычно отлагаются либо кальцит, либо анкерит, реже — доломит. В строении березитов из Дарасунского месторождения отмечаются также более железистые разности (сидероплезит и др.) [3], что, возможно, вызвано более высокой железистостью вмещающих пород по сравнению с железистостью пород месторождений, исследованных нами. В рудную стадию в кварц-карбонатных прожилках среди березитов и в кварцево-рудных жилах отлагаются разнообразные карбонаты: кальцит, марганец-кальцит, анкерит, доломит, олигонит и др. Причем в одном образце могут присутствовать карбонаты двух или более видов. Для этих карбонатов характерны повышенная марганцевистость и сложные сростания зерен. В послерудную стадию вновь, как и в дорудную, образуется кальцит, но в виде кварц-карбонатных или цеолит-карбонатных прожилков, которые обычно имеют прямолинейную форму и образовались при заполнении трещин, а не в результате метасоматизма. Нами изучались карбонаты предрудной (березитовой) и рудной стадий.

В одном из золото-кварцевых месторождений наблюдается дифференциация карбонатов между западной и восточной рудными зонами [2]. Для западной зоны характерно обилие карбонатов, представленных линзами белого кальцита в кварце, а также зонами прожилков анкерита, марганец-кальцита и доломита в зальбандах жилы и в ее западном экзоконтакте. Для восточной зоны характерна меньшая распространенность карбонатов, которые представлены исключительно магниезильно-железистыми разностями. Это различие, возможно, связано с разными температурами рудного процесса в упомянутых зонах или с разной мольной долей углекислоты в

растворах. Для предрудных карбонатов наиболее типичны ассоциации с кварцем, серицитом и пиритом.

В рудную стадию отложение карбонатов возможно в слабокислой среде: при низком рН (по-видимому, менее 3–4 при 200–300°С) происходит интенсивное окварцевание пород, а отложение рудных минералов сопровождается образованием гнезд и прожилков серицита. Изучение взаимоотношений карбонатов в прозрачных шлифах с помощью прокрашивания индикаторными красителями показало, что в рудных ассоциациях два или более карбонатов обычно находятся в тесных сростаниях, образуя совместные гнезда или прожилки. Часто они срстаются с зернами рудных минералов: пирита, галенита, сфалерита, теллуридов и др. Наблюдаются реакционные каймы по краям прожилков и гнезд кальцита, обогащенные железом вплоть до образования анкерита. Такие каймы выявляются при прокрашивании, так как приобретают густо-синий цвет. Микронзондовый анализ показывает в них повышенное содержание железа.

### ПАРАГЕНЕЗИСЫ КАРБОНАТОВ

Наиболее часто встречающиеся парагенезисы карбонатов — это кальцит + хлорит, доломит + хлорит, олигонит + хлорит, анкерит + серицит, анкерит + олигонит, кальцит + анкерит. Во всех парагенезисах участвует кварц, во многих из них также присутствуют рудные минералы (галенит, сфале-

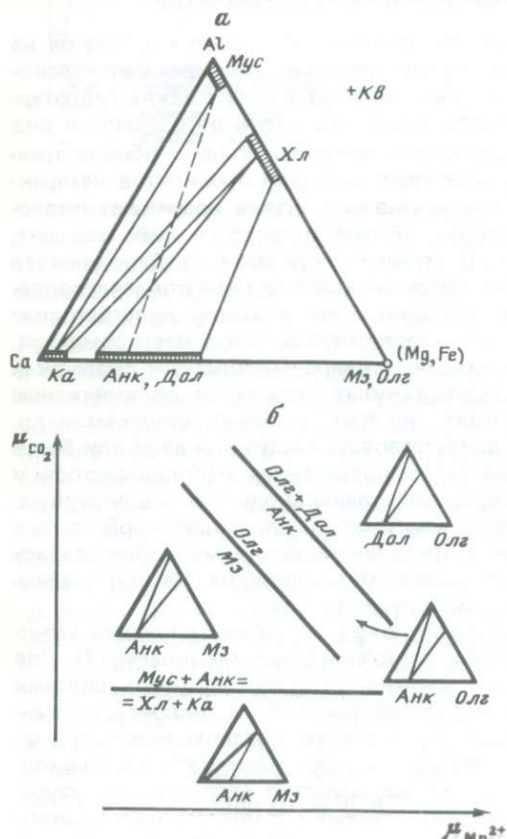
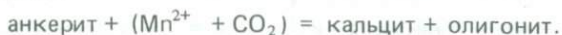


Рис. 3. Парагенезисы карбонатов в рудной процессе

а — диаграмма состав—парагенезис; б — зависимость парагенезисов от химических потенциалов углекислоты и марганца. Приняты следующие сокращения названий минералов: Анк — анкерит, Дол — доломит, Ка — кальцит, Кв — кварц, Мз — магнезит, Мус — мусковит, Олг — олигонит, Хл — хлорит

рит, пирит и другие). Схематично парагенезисы представлены на диаграммах (рис. 3). Их зависимость от химических потенциалов углекислоты и марганца хорошо отражает последовательность развития гидротермального процесса от дорудных к рудной стадии. Равновесие хлорит + кальцит +  $\text{CO}_2 = \text{мусковит} + \text{анкерит}$  является граничным для пропиловитового парагенезиса хлорита с кальцитом, который при повышении  $\mu\text{CO}_2$  сменяется парагенезисом мусковит + анкерит, являющимся главным в березитизированных породах. При дальнейшем повышении  $\mu\text{CO}_2$  и росте  $\mu_{\text{Mn}}$  анкерит становится неустойчив и разлагается на кальцит и олигонит (либо магнетит):



Это равновесие отвечает переходу к рудным ассоциациям, в которых анкерит неустойчив вследствие высокого  $\mu\text{CO}_2$ , но может сохраняться благодаря малой скорости реакций замещения. В пределах рудной стадии в условиях повышающихся  $\mu_{\text{Mn}}$  и  $\mu\text{CO}_2$  могут стать неустойчивыми все карбонаты с содержанием марганца ниже, чем таковые в олигонитах. Смена равновесий показана на диаграмме (рис. 3, б) и направление эволюции показано стрелкой, направленной от дорудных ассоциаций к рудным.

Интересны парагенезисы, сложенные двумя карбонатами разного состава. В обр. 7—8 (см. табл. 1, рис. 1, а) олигонит находился в ассоциации с марганцовистым анкером. Анкерит имеет максимальную марганцовистость, а олигонит — очень высокое содержание кальция. Учитывая отсутствие видимых реакционных взаимоотношений между ними, можно считать это доказательством того, что карбонаты находились в равновесии друг с другом. Возможно также, что магнетит (№ 40) равновесен с зернами анкерита (№ 39—43), но состав анкерита в образце весьма неоднороден, что заставляет с осторожностью подходить к этому предположению.

#### ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ КИСЛОРОДА И УГЛЕРОДА

Определен изотопный состав кислорода и углерода в карбонатах из кварц-карбонатных прожилков второй продуктивной ассоциации и в кальците из кальцит-волластонитовых линз в рудном теле западной зоны (табл. 3). Этот кальцит претерпел перекристаллизацию во время скарнирования и образования волластонита, так что изотопный состав кислорода и углерода в нем, видимо, в значительной степени отражает характер флюида и обстановку скарнового этапа. Для исследованных карбонатов характерно закономерное облегчение кислорода и углерода от нижних горизонтов к верхним (рис. 4). В кварц-карбонатных прожилках эта тенденция проявлена для кислорода, а углерод не обнаруживает заметных вариаций. В целом значения  $\delta^{13}\text{C}$  несколько выше для продуктивных кварц-карбонатных прожилков, чем для кальцит-волластонитовых образований. Облегчение кислорода и углерода снизу вверх может объясняться увеличением в этом направлении окислительного потенциала, либо уменьшением температуры, которое приводит к понижению степени фракционирования изотопов между раствором и твердыми фазами. Согласно термометрическим исследованиям [2], вертикальный градиент температуры в рудном теле был большим (до 30—70° на 100 м), тогда как признаков градиента окислительного потенциала по наблюдавшимся ассоциациям минералов не отмечалось. По-видимому, температурный фактор здесь был более действенным. Общий интервал величины  $\delta^{18}\text{O}$  укладывается в пределы, типичные для эпитепидальных золото-серебряных месторождений.

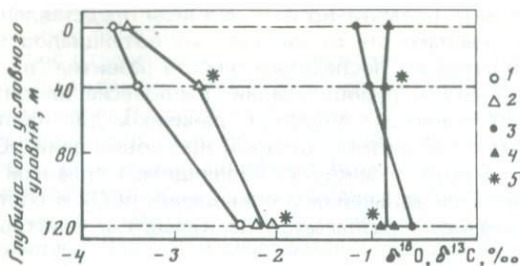


Рис. 4. Изотопный состав углерода и кислорода в карбонатах золото-кварцевого месторождения

1-2 —  $\delta^{18}\text{O}$ ; 3, 4 —  $\delta^{13}\text{C}$ ; 1, 3 — ассоциации кальцит + волластонит + кварц; 2, 4 — ассоциация анкерит + доломит + кварц; 5 — ассоциации с рудной минерализацией

Вариации  $\delta^{13}\text{C}$  несколько меньше, чем у кислорода. Если в ассоциации с волластонитом облегчение углерода вверх выражено достаточно отчетливо, то в продуктивной ассоциации состав углерода практически не меняется. Это может быть связано с меньшим температурным градиентом во время отложения продуктивной ассоциации, чем на этапе скарнирования.

Точки, соответствующие образцам из участков с повышенным содержанием золота, отмечены на рис. 4 звездочкой. Расположение этих точек укладывается в общую закономерность и не обнаруживает каких-либо отклонений, т.е. рудный процесс, видимо, не оказал заметного влияния на изотопные отношения в карбонатах.

Таблица 3

Изотопный состав кислорода и углерода в карбонатах

Форма проявления, ассоциация	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$
Кварц-карбонатная ассоциация		
Прожилок анкерита с кальцитом в кварцевой жиле с серицитом	-3,59	-0,79
Кварц-карбонатная жила	-2,76	-0,86
Прожилок розового кальцита в кварц-серицит-карбонатной породе	-2,46	-0,86
Кварц-анкеритовый прожилок в кварц-серицит-карбонатной породе	-2,04	-0,82
То же	-2,36	-0,84
Кальцит-волластонитовая ассоциация		
Кальцит-кварцевая жила, замещающаяся по трещинам волластонитом	-3,69	-1,15
Жила крупнозернистого кальцита с кристаллами эпидота и с волластонитом в кварце	-3,44	-1,07
Гнезда кальцита с волластонитом и сульфидами в кварце	-2,34	-0,58

Примечание. Аналитик Л.П. Носик (ИГЕМ АН СССР).

Произведенное исследование карбонатов в некоторых месторождениях золота и серебра позволило выявить общие особенности в составах, парагенезисах и эволюции карбонатов в ходе гидротермального процесса: эволюция их соответствует повышению активности углекислоты и марганца от дорудных к прерудным и рудной стадиям. Если содержание марганца в карбонатах отражает его активность в растворе, то соотношение кальция и железа определяется главным образом составом вмещающих пород: в андезитовых толщах преимущественно распространены анкериты, а в липаритовых — олигониты, доломиты. Как правило, рудные карбонаты имеют весьма неоднородный состав даже в пределах образца, шлифа; во многих случаях неоднородность обнаруживается только микроанализатором. Поэтому химический анализ, сделанный из навески обычным методом, дает усредненное значение составов карбонатов в большинстве случаев. При этом могут быть пропущены фазы, находящиеся в подчиненном количестве, например, высокомарганцевые разновидности. Повышенная марганцевистость карбонатных ассоциаций является отзвуком процесса рудоотложения и потому имеет практическое значение.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Бороденков А.Г., Русинов В.Л. Физико-химические условия образования карбонатов в некоторых рудных месторождениях. — Геохимия, 1982, № 9, с. 1257—1275.
2. Косовец Т.Н., Крылова В.В., Щитова В.И., Бархударян Н.Б. Использование палеотемпературных данных для выяснения генетических особенностей золотого оруденения и выявления рудоподводящих структур. — В кн.: Термобарогеохимия земной коры и рудообразование. М.: Наука, 1978, с. 115—123.
3. Щербань И.П., Широких Н.И. Вертикальная зональность в березитах золоторудного месторождения. — В кн.: Проблемы вертикальной метасоматической зональности. М.: Наука, 1978 с. 78—81.

УДК 553.411+550.4 (575.11)

Ю.Л. Гертман, В.М. Маркина

### МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ЧЕРТЫ ЗОНАЛЬНОСТИ ЗОЛОТО-СЕРЕБРЯНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ В СРЕДНЕЙ АЗИИ

#### ГЕОЛОГУСТРУКТУРНАЯ И МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Условия локализации оруденения в рудном поле изучали Ю.В. Нечаев, Б.Л. Овчинников, В.А. Королев, А.Е. Смыслова, В.П. Коржаев и др. Позиция рудного поля определяется пересечением глубинного меридионального разлома с зоной повышенной проницаемости субширотного простирания. Рудное поле представляет собой клиновидный тектонический блок субширотного простирания, ограниченный на севере и на юге субширотными нарушениями, а на востоке региональным разломом северо-западного простирания. Площадь месторождения сложена преимущественно отложениями андезит-дацитовой ( $C_2$ ), дацит-андезитовой ( $C_2-C_3$ ) и трахиандезитовой ( $P_1$ ) формаций, прорванных дайками диабаз-гранофировой формации ( $P_2$ ). Золото-серебряное оруденение локализуется в кварц-адуляр-карбонатных жилах, приуроченных к сложнопостроенной зоне северо-восточного разлома. Изучение прямых взаимоотношений даек с рудными телами [2] показало, что дайки диабазовых порфиритов внутрирудные. Имеющиеся определения возраста радиологическим ( $K-Ar$ ) методом

по околорудному адуляру из кварцевых жил [10] соответствуют позднепермскому времени.

Минералогия рудных тел изучалась Е.И. Николаевой, Н.И. Федотовой, В.М. Маркиной, И.Д. Увадьевым. Выделены четыре устойчивые минеральные парагенетические ассоциации, которые объединяют свыше 50 гипогенных минералов: 1) кварц-пиритовая, 2) кварц-пирит-полиметаллическая, 3) кварц-блеклорудно-серебряная и 4) кварц-карбонат-халькопиритовая.

Наиболее продуктивной на золото-серебряное оруденение является кварц-блеклорудно-серебряная ассоциация, являющаяся ведущей в рудных столбах ("бананцах") месторождения. Менее продуктивны кварц-пирит-полиметаллическая, кварц-пиритовая и кварц-карбонат-халькопиритовая ассоциации. Очень локально, слабо влияя на основные закономерности размещения рудной минерализации, проявлены пострудные ассоциации: кварц-гематитовая и редкометальная. Кварц-пиритовая ассоциация слагает краевые части рудных тел и тонкие кварцевые прожилки-индикаторы; кварц-пирит-полиметаллическая ассоциация приурочена к кварц-карбонатным брекчированным жилам, находящимся в непосредственном контакте с измененными диабазовыми дайками, которые также содержат повышенный комплекс этих минералов; кварц-блеклорудно-серебряная ассоциация образует гнездообразные скопления по центрам кварц-карбонатных брекчированных жил; кварц-карбонат-халькопиритовая ассоциация характерна для участков выклинивания рудных тел.

Рудные минералы в жилах месторождения составляют 0,5–1%. В отдельных участках количество сульфидов достигает 20–25%. Рудные минералы в порядке их распространенности представлены пиритом, халькопиритом, сфалеритом, галенитом, блеклыми рудами, аргентитом, сульфосолями серебра, самородным серебром, электрумом, кюстелитом, самородным золотом. Расчет количеств минералов в протолочках, отобранных по кварцево-рудным жилам на различных горизонтах месторождений, выявил вертикальную зональность их размещения. С глубиной увеличивается общее количество сульфидов, являющееся отражением обратной вертикальной зональности, что характерно для месторождений малоглубинного генезиса. При этом на уровне выклинивания оруденения заметно увеличиваются количества галенита, сфалерита, халькопирита, а количества блеклой руды и пирита уменьшаются.

По мнению Е.И. Николаевой [5], типоморфные особенности золота, а именно его низкая пробытность, зональность золотин, наличие кюстелита, отражают близповерхностные условия его отложения. Во всех минералах-концентраторах, как и в руде в целом, серебро резко преобладает над золотом [6]. Золото-серебряное отношение в рудах колеблется в широких пределах и в среднем составляет 1:60, что характерно для месторождений кварц-адуляр-золото-серебряного минерального типа золоторудной формации семейства близповерхностных месторождений [7].

#### ФОРМАЦИОННЫЕ ТИПЫ МЕТАСОМАТИТОВ

На месторождении выделяются метасоматиты двух формационных типов: пропилиты и аргиллизиты. Метасоматиты пропилитовой формации охватывают практически все рудное поле. Ассоциации новообразованных минералов находятся в прямой зависимости от состава исходных пород. Кислые породы, как правило, сохраняют свой первоначальный структурный облик и преобразуются слабо. Сумма новообразований составляет 15–30%; ассоциация новообразованных минералов: кварц + серицит + карбо-

нат (кальцит) + альбит. Средние и основные породы преобразованы интенсивнее (до 40%). Ведущими новообразованными минералами являются кальцит, альбит, хлорит, серицит, реже эпидот, серпентин, биотит, кварц. При изменении породы приобретают зеленоватый оттенок. Характерной особенностью пропилитов является преимущественно псевдоморфное развитие минералов-новообразований по породообразующим минералам: по плагиоклазу образуются пластинки и каемки альбита, по темноцветным минералам — листочки хлорита, при этом связующая масса изменена слабее, чем вкрапленники. Спорадически в пропилитах отмечаются новообразования эпидотов. Сумма минералов-новообразований в дацитах обычно не более 30%, реже составляет 40% и сильно снижается (до 15%) в вулканитах липаритовой формации.

Горизонтальная зональность пропилитов по отношению к рудным зонам месторождения не отмечается. Вертикальная зональность проявлена в некотором увеличении с глубиной (150–200 м от поверхности) распространенности эпидота (до 5%) и хлорита (10–15%), реже актинолита.

Внутри среднетемпературной фации пропилитов Д.С. Коржинский [4] и др. выделяют ряд минеральных ассоциаций разных температурных ступеней гидротермального метаморфизма: актинолитовой, эпидотовой, хлорит-серицитовой, обычно соответствующих фациям глубинности этих парагенезисов. Пропилиты характеризуемого района относятся к наиболее низкотемпературной ступени — хлорит-серицитовой, что косвенно свидетельствует о слабой эрозии рудного поля в целом.

Сравнение химического состава показывает, что при площадной пропилитизации происходит перераспределение компонентов. Пониженные содержания кремнезема в пропилитизированных породах позволяют предположить, что они могли служить источником вещества для образования рудоносных кварцевых жил, так как их формирование происходило с выносом кремнезема из боковых пород и с последующим переотложением его в трещинных полостях.

Пропилиты пересечены телами рудосопровождающих аргиллизитов, в которых наблюдается четкая горизонтальная и вертикальная зональность. По закономерной смене ассоциаций новообразований относительно рудных тел по латерали эти метасоматиты подразделяются на несколько зон.

Ведущими новообразованными минералами в околожильном пространстве являются минералы группы гидрослюд, которые слагают до 50–70% всей породы. Наличие гидрослюд подтверждено рентгеноструктурным анализом. В результате электронографического анализа глинистых минералов установлено, что гидрослюды представлены политипно-полиморфной модификацией 1М, которая характерна для эпитермальных месторождений, в частности для глинистых минералов Балейского месторождения [9]. Согласно экспериментам, эта модификация гидрослюды возникает при низких температурах. В составе новообразованных ассоциаций, смешанно-слоистые глинистые минералы типа хлорит—монтмориллонита и гидрослюды особенно характерны для верхних срезов рудоносных зон. Ассоциации новообразованных минералов в околожильном ореоле метасоматитов, а также характерные черты горизонтальной зональности позволяют отнести исследованные породы к аргиллизитовой формации [1, 3]. При аргиллизации пород освобожденное из силикатов железо связывается сероводородом в пирит. Наличие новообразованного пирита в ассоциации с глинистыми минералами отличает зоны гидротермальной аргиллизации от сходных с ними по составу кор выветривания [1, 9]. Д.В. Рундквист и И.Г. Павлова [8] настойчиво подчеркивали, что главное значение для определения метасоматической формации имеют ассоциации, слагающие

внутренние зоны в колонке. Новообразованные минеральные ассоциации внутренних зон месторождения (кварц + серицит + гидрослюда + каолинит) соответствуют формации аргиллизитов. При этом состав минеральных ассоциаций во внешних зонах изменения зависит от состава вмещающих пород, а в участках максимальной переработки пород внутренних зон формируются относительно простые по составу метасоматиты, развивающиеся как по кислым, так и по средним породам.

## ЗОНАЛЬНОСТЬ РУДОНОСНЫХ АРГИЛЛИЗИТОВ

**Горизонтальная зональность.** Ведущими в наиболее удаленной от рудных тел гидрослюдисто-хлорит-карбонатной зоне (зона 2) являются хлорит и карбонат (табл. 1, рис. 1). Эти минералы полностью замещают вкрапленники темноцветных минералов и развиваются в виде пятнообразных выделений по связующей массе и вкрапленникам полевых шпатов в ассоциации с серицитом, гидрослюдой, реже метасоматическим кварцем. Сумма новообразованных минералов составляет 40–70%, а мощность зоны варьирует от 10 до 80 м. Кварц-гидрослюдисто-карбонатная зона (зона 3) характеризуется преимущественным развитием тонкочешуйчатого серицита (до 15%), крипточешуйчатой гидрослюды (до 15%), кальцита и доломита (до 10–15%). В меньших количествах присутствуют: мусковит (до 5–10%), гидротермальный кварц (5–10%) и единичные включения апатита. На глубоких горизонтах месторождения (на уровнях выклинивания), в составе новообразований отмечаются альбит и реже биотит. Развитие новообразованных минералов в этой зоне происходит как псевдоморфно, так и в виде многочисленных мелких включений, гнезд, прожилков. Мощность карбонатных и кварцевых прожилков находится в пределах 0,1–2 мм. Сумма новообразованных минералов достигает 60–80%. Мощность внутренней II зоны колеблется в пределах 5–40 м и зависит, с одной стороны, от характера вмещающих пород (она наибольшая в породах, благоприятных для рудолокализации — автовулканических брекчиях трахиаंडезит-андезитовых порфиритов), с другой — от уровня среза.

Непосредственно к кварцево-рудным телам примыкает кварц-серицит-гидрослюдистая зона (зона 4) метасоматитов (внутренняя I, см. табл. 1). Ассоциация кварца с гидрослюдой, серицитом и пиритом замещает практически все первичные минералы, включая магматогенный кварц. Сумма новообразованных минералов редко составляет менее 80% и достигает обычно 100%. В некоторых разрезах отмечена кайма относительно слабого изменения. В этой кайме мощностью 1,5 м сумма новообразований резко падает (до 50%), что сопровождается уменьшением концентраций золота, сурьмы, меди, свинца в породе. Аналогичные случаи наблюдались нами и на других объектах. Впервые на существование каймы на месторождениях Восточного Узбекистана указали М.Д. Увадьев и Ю.Л. Гертман, а причины ее возникновения были рассмотрены в работе [11].

Мощность внутренней I зоны варьирует в пределах от нескольких сантиметров до 10 м и зависит в первую очередь от уровня среза конкретных рудных зон и степени рудонасыщенности вмещаемых тел. В участках повышенных концентраций рудных компонентов мощность околожильной зоны увеличивается, а в составе ее новообразований увеличивается количество крупночешуйчатого серицита.

В табл. 2 приведены расчетные параметры, свидетельствующие о тесной связи мощности метасоматитов кварц-серицит-гидрослюдистой зоны ( $m$  в метрах) с эрозионным срезом ( $H$ ) и продуктивностью ( $P$ ) рудных тел,

Таблица 1  
Метасоматическая колонка месторождения

Но- мер зоны	Форма- ция	Зоны	Новообразованные минералы	Сумма ново- образо- ваний, %	Мощ- ность зон, м
1	Пропи- литовая	Хлорит-серицит-аль- битовая (внешняя)	Альбит + серицит + хло- рит ± эпидот, <i>КПШ</i> , акти- нолит	30—40	Сотни метров
2	Аргил- лизито- вая	Гидрослюдисто-хло- рит-карбонатная (промежуточная)	Кальцит + доломит + + <i>КПШ</i> + хлорит + гидро- слюда + серицит + кварц + + пирит	40—70	10—80
3		Кварц-гидрослюдисто- карбонатная (внутрен- няя II)	Кальцит + доломит + + гидрослюда + серицит + + кварц + пирит ± альбит, биотит	60—80	5—40
4		Кварц-серицит-гидро- слюдистая (внутрен- няя I)	Гидрослюда + серицит + + кварц + пирит ± кальцит, альбит, каолинит, пиро- филлит, апунит	80—100	0,1—10

Таблица 2  
Количественная характеристика рудоносности метасоматитов

Параметры, характе- ризующие метасома- титы	Уравнение регрессии	Коэффициент корреля- ции — $r$
Эрозионный срез ( $H$ )	$H = 192,5 - 22m$	0,75
Продуктивность ( $P$ )	$P = -42,6 + 61,3m$	0,42

что является дополнительным свидетельством связи процессов метасоматоза и оруденения.

Характерной особенностью месторождения является широкое развитие в зонах метасоматитов и кварцевых телах калиевого полевого шпата (адуляра). Он развивается в связующей массе, реже по вкрапленникам полевых шпатов, образует также просечки и прожилки, где находится в тесной ассоциации с кварцем, кальцитом, реже хлоритом. Повышенное количество калиевого полевого шпата наблюдается в промежуточной зоне метасоматитов.

В местах выклинивания продуктивных кварцево-рудных жил рудная зона трассируется повышенным количеством кварц-калишпатовых прожилков. Кварц-калишпатовый метасоматоз является, вероятно, заключительной стадией гидротермального процесса.

Брекчии кислото состава с пористостью 6—11%, слагающие пологое тело в верхах месторождения, по своим фильтрационным свойствам представляли благоприятную среду для горизонтальной циркуляции гидротермальных растворов, в то время как плотные их перекрывающие липариты служили экраном. Экранирующей ролью верхнего горизонта в значительной степени объясняются интенсивные гидрослюдизация, каолинизация

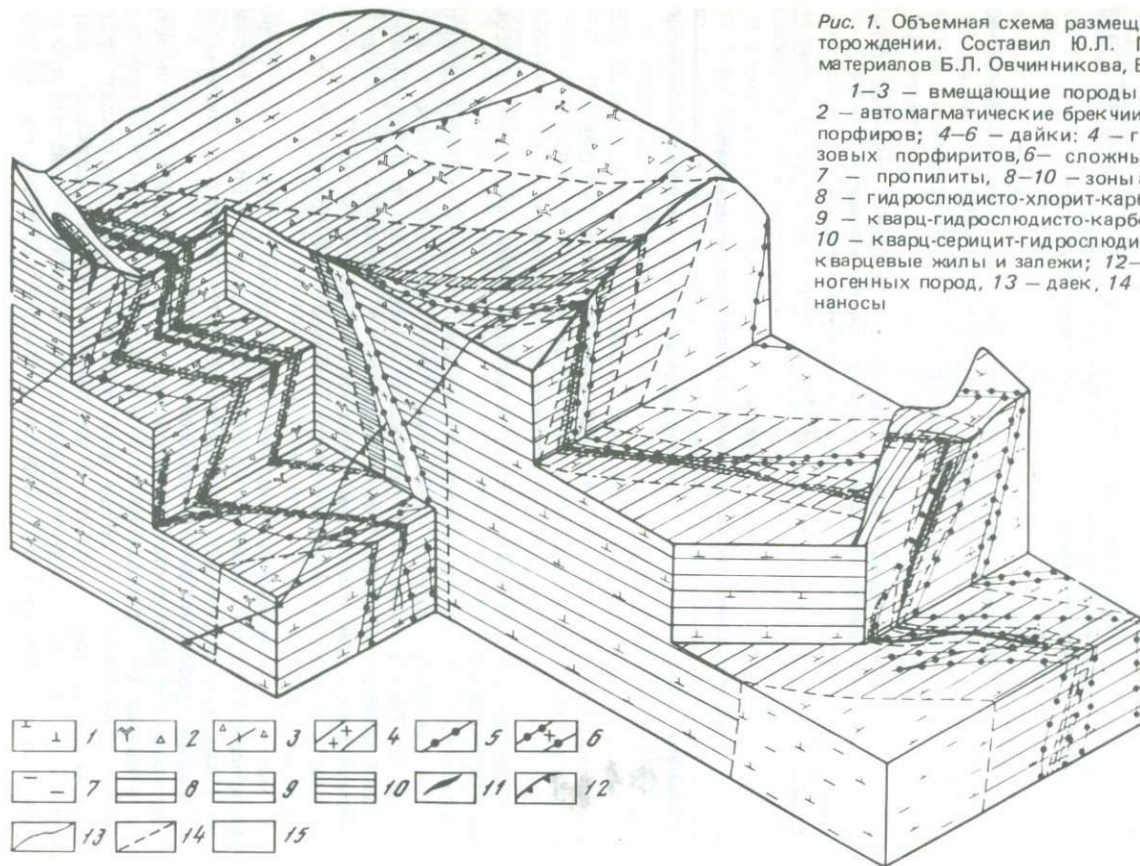


Рис. 1. Объемная схема размещения метасоматитов на месторождении. Составил Ю.Л. Гертман с использованием материалов Б.Л. Овчинникова, В.Л. Сафронова, К.Х. Кима

1-3 — вмещающие породы: 1 — дацитовые порфиры, 2 — автомагматические брекчии, 3 — брекчии липаритовых порфиров; 4-6 — дайки: 4 — гранит-порфиров, 5 — диабазовых порфиров, 6 — сложные; 7-10 — метасоматиты: 7 — пропилиты, 8-10 — зоны аргиллизированных пород: 8 — гидрослюдисто-хлорит-карбонатная (промежуточная), 9 — кварц-гидрослюдисто-карбонатная (внутренняя II), 10 — кварц-серицит-гидрослюдистая (внутренняя I); 11 — кварцевые жилы и залежи; 12-14 — границы: 12 — вулканогенных пород, 13 — даек, 14 — зон метасоматитов; 15 — наносы

и окварцевание пород, слагающих надрудные зоны аргиллизации непосредственно под экраном брекчий.

Баланс привноса—выноса вещества и расчет удельной внутренней энергии, проведенный по методу Ю.В. Казицина, В.А. Рудника, указывает, что данный ход процесса характерен для становления метасоматитов аргиллизитовой формации. Практически во всех изученных сечениях рудной зоны месторождения наблюдается увеличение общей пористости метасоматитов по направлению к рудолокализирующей структуре. При этом существует, видимо, оптимальный уровень пористости, благоприятный для формирования оруденения. В породах, имеющих относительно высокую пористость (5,9% и выше), промышленных руд не обнаружено. Брекчии липаритов, являясь коллекторами растекающихся растворов, интенсивно преобразуются с формированием надрудных аргиллизитов. Аналогичное явление отмечено и в туфах дацитовых порфиров, которые также имеют высокую первичную пористость.

На верхних горизонтах только в промежуточной (2) и особенно во внешней (1) зонах метасоматической колонки происходило накопление калия, кальция и углерода, что связано с преимущественным развитием в этой зоне калиевого полевого шпата и карбонатов. На глубоких горизонтах эта же тенденция наблюдается и во внутренних зонах метасоматитов, что указывает на уменьшение степени гидротермального преобразования с глубиной и на тенденцию к выклиниванию кварц-серицит-гидрослюдистой зоны метасоматитов.

**Вертикальная зональность.** Вертикальная зональность рудосопровождающих метасоматитов выражается в закономерной смене новообразованных ассоциаций минералов во внутренней зоне гидротермалитов. Эта смена позволяет выделить в строении гидротермальной колонны (в пределах рудного поля) приповерхностную (0—300 м) и субвулканическую (300—1000 м) фации глубинности.

В верхних срезях месторождения рудные зоны маркируются метасоматитами трещинного типа, сходными по минеральным ассоциациям с вторичными кварцитами. Эти метасоматиты локализируются в трещинах северо-восточного и субширотного направлений, которые вмещают и рудные тела. Трещинные метасоматиты отличаются от аргиллизитов, описанных выше, минеральным составом, латеральной зональностью, строением внутренней зоны. Внутренняя зона, имеющая мощность от 20 до 60 м, сложена кварц-алунит-каолининовым агрегатом с резко подчиненным количеством серицита, барита и диаспора. В виде линзовидных образований и прожилков в этой внутренней зоне отмечаются моновыделения алунита, каолинита и халцедоновидного кварца; попадая в нее, дайки гранит-порфиров подвергаются аналогичному изменению — в них интенсивно развиваются гидрокислы железа и ярозита.

Степень преобразования пород во внутренней зоне неоднородна: при доминирующем развитии нацело измененных разностей в ней встречаются блоки до 1 м<sup>2</sup> относительно слабо замещенных андезитовых порфиров, сохранивших первичную структуру и цвет. Новообразованные минералы в них развиваются главным образом по вкрапленникам, в миндалевидных скоплениях, а иногда и в микропрожилках. Приведенные данные позволяют сделать вывод, что верхним надрудным уровням становления метасоматической колонны (приповерхностная фация) отвечают рудосопровождающие метасоматиты, внутренние зоны которых несут повышенные количества каолинита, пиррофиллита и алунита.

Интервалу промышленного оруденения соответствуют аргиллизиты субвулканической фации глубинности, минеральные новообразованные

ассоциации которых отвечают типичным аргиллизитам (кварц + гидрослюда + каолинит) [1, 3, 8] и др. В строении аргиллизитов наблюдается следующая вертикальная зональность: с глубиной мощности внутренних зон метасоматитов уменьшаются до полного выклинивания внутренней (кварц-серицит-гидрослюдистой) зоны; в глубоких срезах уменьшается степень метасоматического преобразования; в составе метасоматитов внутренних зон на глубоких горизонтах в заметных количествах (до 5%) проявляются железистый карбонат, альбит, новообразованный биотит; с глубиной уменьшается степень вытеснения натрия и кальция из метасоматитов околожильного ореола.

## ПИРИТ

В пределах рудных зон месторождения выделяются два типа пирита (метасоматический и кварцеворудных тел), имеющие по несколько разновидностей, выделяемых по: 1) форме и размеру зерен, 2) внутренней структуре и времени ее выявления, 3) взаимоотношению с другими минералами и сонахождению их в определенных геологоструктурных позициях, 4) содержанию элементов-примесей в монопиритовой фракции, 5) относительно времени образования каждой разновидности.

Пирит I — (метасоматический —  $Pu^I$ ) объединяет шесть разновидностей, развивающихся в зонах аргиллизитов. Пирит II ( $Pu^{II}$ ) — включает четыре разновидности, приуроченные к кварцевым, кварц-карбонатным жилам и прожилкам и входящие в состав указанных минеральных ассоциаций рудных тел.

Разновидности пирита I: 1) пылевидно-мелкозернистая неравномерная вкрапленность по основной массе породы; 2) мелко-среднезернистые выделения по темноцветным минералам; 3) крупные (до 3–5 мм) метакристаллы; 4) средне-крупнозернистые сложнзональные выделения с редкими рудными включениями; 5) линзовидные и прожилковидные скопления; 6) крупные сростки и линзообразные прожилки.

Образование разновидностей пирита в метасоматитах происходило, вероятно, следующим образом.

В раннюю (предрудную) стадию проработки вмещающих пород пирит замещает рудную пыль и аксессуарный магнетит ( $Pu_1^I$ ), затем образуются мелкие амебовидные выделения по темноцветным минералам и цепочки мелких кубов по их спайности ( $Pu_2^I$ ). Эти две простейшие (первичные) разновидности характеризуют промежуточную зону метасоматитов.

Далее при усилении метасоматической проработки вмещающих пород пирит укрупняется, обрстая ранее выделившиеся разновидности ( $Pu_{1-2}^I$ ). При структурном травлении в течении 25 мин выявляется колломорфное или груботаблитчатое ядро — зародыш с грубокубической каемкой обрастания, где зоны роста выражены очень слабо и часто имеют назавершенный вид.

По мере нарастания степени метасоматоза происходит дальнейшее развитие этой разновидности с усложнением ее внутренней структуры и уменьшением времени ее вытравливания до 10–15 мин. Структурный рисунок приобретает следующий вид: колломорфное или груботаблитчатое ядро-зародыш с грубозональной каймой обрастания и с последующими четкими ритмичными зонами роста по кубу, которые несколько смещаются относительно друг друга, иногда усложняясь до пентагондекаэдров. При этом наблюдается четкая приуроченность данной разновидности пирита к темноцветным минералам, которые ею псевдоморфно замещаются, а реликтовая спайность сохраняется в ядре псевдоморфозы и обрастает ритмично повто-

ряющимися зонами (по кубу). Картина развития этой разновидности ( $Pu_3^1$ ) пирита четко прослеживается от промежуточных зон метасоматитов по II и I внутренним зонам вплоть до кварцеворудных тел, образуя своеобразный пик максимального развития (полные псевдоморфозы с идиоморфным обрастанием) во II внутренней зоне метасоматитов. В первой внутренней зоне, т.е. ближе к руде, часто наблюдается частично корродированное зерно темноцветного минерала с мелкими кубиками пирита ( $Pu_3^1$ ) по спайности, обросшее четкосоноальной идиоморфной каемкой ( $Pu_3^1$ ). Можно предположить, что интенсивность метасоматоза ближе к рудоносной структуре была настолько велика, что времени на полное замещение темноцветных минералов не было. Происходило быстрое осаждение вещества вокруг этих минералов с резким понижением энергетических способностей процесса в этом интервале. На некотором удалении от рудоносной структуры условия образования пирита были спокойнее, а концентрационные способности процесса — достаточно высокие для полного замещения железосодержащих породообразующих минералов. При последующей активизации метасоматического процесса образуются две разновидности пирита, закономерно сменяющие друг друга по направлению к руде. Первая разновидность — крупные метакристаллы (от 3—5 до 10 мм), развивающиеся за счет обрастания ранее выделявшихся разновидностей на некотором удалении от рудоносной структуры, характерны для II внутренней зоны метасоматитов. Кристаллы обладают очень сложной внутренней структурой, которая обнаруживается только после длительного травления. Внутренний структурный рисунок протравленных зерен следующий: несколько груботаблитчатых, колломорфных зародышей с нечетко выраженными колломорфными зонами роста, часто со следами спайности реликтовых породообразующих минералов имеют общее колломорфное обрамление с плохо выраженными грубокубическими зонами роста, обычно подчеркнутыми обильными нерудными включениями. Развиваясь на некотором удалении от кварцеворудных тел, метакристаллы как бы ограничивают зоны интенсивной метасоматической проработки, свидетельствуя о близости рудоносной структуры.

Вторая разновидность наблюдается по мере приближения к рудоподводящей структуре. Она представлена густой идиоморфной вкрапленностью мелких кубов и пентагондодекаэдров, иногда образующих линзовидные и прожилковидные скопления в зальбандах кварцевых прожилков ( $Pu_5^1$ ), а также средне-крупнозернистыми выделениями, образующими крупные сростки и линзообразные прожилки, приуроченные к зальбандам кварцеворудных жил и прожилков ( $Pu_6^1$ ). Внутренняя структура последней разновидности характеризуется сложным рисунком, быстро проявляющимся при травлении. Это — чаще всего несколько губчатых и колломорфных зародышей с первичными зонами роста (частично корродированными) и общим ритмично-зональным обрамлением с постепенными смещениями и усложнением зон роста (куб — пентагондодекаэдр — многоугольник). Иногда по этим зонам роста наблюдаются каплевидные включения других сульфидов. Учитывая пространственную близость этих двух разновидностей ( $Pu_5^1$  и  $Pu_6^1$ ) к рудовмещающей структуре и зараженность рудными включениями, можно предположить близость образования  $Pu_5^1$  и  $Pu_6^1$  к процессу рудоотложения.

Таким образом, рассматривая развитие метасоматического пирита во времени и пространстве, можно заметить, что неоднократное изменение интенсивности метасоматической проработки вмещающих пород вызвало укрупнение форм пирита с усложнением его структуры, образовав не-

сколько разновидностей, зонально распределенных по отношению к рудному телу.

В направлении от слабоизмененных пород к рудным телам происходят следующие изменения: а) увеличивается общее количество пирита с наиболее интенсивным его накоплением во II внутренней зоне метасоматитов ("пограничная зона обогащения", по Г.М. Власову); б) акцессорный магнетит замещен пиритом во внешних зонах, в промежуточной зоне он развивался по железосодержащим силикатам, а во внутренних зонах выделялся совместно с гидрослюдой и другими новообразованными минералами; в) псевдоморфные выделения пирита сменяются метакристаллами кубической формы и кристаллами с гранями пентагондодекаэдра; г) вростики нерудных минералов в пирите заменяются включениями сфалерита, галенита, блеклой руды, серебра, золота. В этом же направлении в пирите возрастают концентрации серебра и золота.

В вертикальном направлении в пирите изменяются концентрации ряда элементов-примесей. В пирите кварцеворудных тел увеличиваются с глубиной содержания никеля и кобальта (в 2,5 и 4 раза соответственно). Во внутренних и промежуточных зонах аргиллизитов на глубоких горизонтах в пирите отсутствуют висмут и сурьма и повышены содержания никеля, кобальта, элементов полиметаллической группы.

1. Околорудные метасоматиты относятся к аргиллизитовой формации, они сопряжены с оруденением во времени и пространстве и характеризуются наличием хорошо проявленной горизонтальной и вертикальной минеральной зональности.

2. Пирит рудных зон месторождения тесно связан с формированием метасоматической колонки и подчеркивает ее зональное строение.

3. Элементы объемной зональности околорудных метасоматитов и пирита позволяют вести разработку поисковых минералогических признаков месторождений данного типа.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. *Волостных Г.Т.* Аргиллизация и оруденение. М.: Наука, 1972. 240 с.
2. *Гертман Ю.Л., Овчинников Б.Л.* Взаимоотношение даек и оруденения на золото-серебряном месторождении Чаткальских гор. — Докл. АН УзССР, 1980, № 3, с. 31—34.
3. *Казин Ю.В.* Метасоматизм гидротермальных месторождений. Л.: Недра, 1972. 249 с.
4. *Коржинский Д.С.* Зависимость метаморфизма от глубинности в вулканогенных формациях. — Тр. Лаб. вулканологии, 1961, вып. 19, с. 8—14.
5. *Николаева Е.И.* О золото-серебряной минерализации месторождения. Зап. Узб. отд-ния Всесоюз. минерал. о-ва, 1975, вып. 28, с. 24—31.
6. *Овчинников Б.Л., Троянов Д.М., Ким К.Х., Николаева Е.И.* Минералогическая характеристика золото-серебряного месторождения. — В кн.: Минералогия золота. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1974, ч. I, с. 53—61.
7. *Петровская Н.В.* Самородное золото. М.: Наука, 1973. 347 с.
8. *Рундквист Д.В., Павлова И.Г.* Опыт выделения формации гидротермально-метасоматических пород. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1974, вып. 3, с. 3—10.
9. *Русинова О.В.* Некоторые результаты изучения глинистых минералов Балейского золоторудного месторождения. — Тр. ЦНИГРИ, 1968, вып. 79, с. 34—42.
10. *Томсон И.Н., Полякова О.П.* Об этапах формирования вулканогенного оруденения в Чаткало-Кураминском регионе в свете данных абсолютной геохронологии. — Геохимия, 1978, № 8, с. 1258—1263.
11. *Увадьев М.Д., Гертман Ю.Л., Беллев А.А.* Метасоматические процессы в околожильном ореоле (на примере малоглубинных золоторудных месторождений одного из районов Средней Азии). — В кн.: Петрология рудоносных метасоматитов: Тез. докл. 2-го Среднеаз. совещ., Фрунзе, 13—15 мая. Фрунзе: Ин-т горн. дела АН КиргССР, 1980, с. 21—22.

## МИГРАЦИЯ И ОТЛОЖЕНИЕ ЗОЛОТА И СЕРЕБРА В ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ УСЛОВИЯХ

Если определение источника металлов гидротермальных месторождений по-прежнему является трудноразрешимой проблемой, то в решении двух других важнейших задач гидротермального рудообразования: 1) выявления форм и условий миграции металлов, 2) установлении обстановки и причин осаждения рудных минералов — в последнее время достигнуты определенные успехи, хотя область нашего незнания и здесь остается обширной.

Целью нашей статьи является анализ вопросов гидротермальной миграции и осаждения применительно к благородным металлам — золоту и серебру. Мы рассмотрим состояние изученности форм переноса Au и Ag — комплексных соединений этих металлов с разнообразными лигандами — и проанализируем надежность имеющихся термодинамических данных, на основании чего попытаемся выделить наиболее вероятные формы переноса Au и Ag в различных геохимических обстановках и причины их осаждения.

### ФОРМЫ ПЕРЕНОСА ЗОЛОТА И СЕРЕБРА В ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ РАСТВОРАХ

**Комплексные соединения серебра в гидротермальных условиях.** В настоящее время серебро является едва ли не единственным (кроме, пожалуй, ртути) металлом, для которого изучено подавляющее большинство комплексных соединений с неорганическими лигандами, потенциально способных обеспечить его перенос в гидротермальных растворах. Круг рассматриваемых лигандов определяется, естественно, наиболее вероятным составом гидротермальных растворов, реконструируемым на основании изучения газовой-жидких включений и современных геотермальных систем. В первую очередь, в него входят хлорид-ион, формы сульфидной серы  $H_2S$  и  $HS^-$ , гидроксил-ион и карбонатные ионы [6].

Термодинамическая устойчивость хлоридных комплексов серебра экспериментально изучена в широком интервале температур (до  $350^\circ C$ ), концентраций  $\Sigma Cl_{(p-p)}$  (до 4M) и ионных сил (до 5). В работах [7, 8] осуществлен критический анализ всех имеющихся на сегодняшний день данных и определены термодинамические свойства хлоро-комплексов серебра при  $25-350^\circ C$ . Надежно установлено существование в хлоридных растворах четырех серебросодержащих частиц, последовательно сменяющих друг друга с ростом  $a_{Cl^-}$ :  $Ag^+$ ,  $AgCl^0$ ,  $AgCl_2^-$ ,  $AgCl_3^{2-}$ . Определены температурные зависимости констант равновесия следующих реакций:



$$p K_{(1)}^0 = -431,83 + 13984,6/T + 78,117 \cdot \ln T - 0,195 T + 8,692 \cdot 10^{-5} \cdot T^2 \quad (0 - 350^\circ C),$$

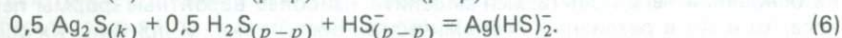
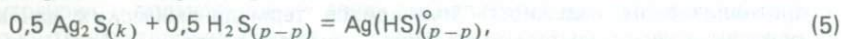
$$p K_{(2)}^0 = 2826,9/T - 4,023 + 0,00342 \cdot T \quad (0 - 350^\circ C),$$

$$p K_{(3)}^{\circ} = 2357,4/T - 3,359 \quad (0 - 350^{\circ}\text{C}),$$

$$p K_{(4)}^{\circ} = 1583,1/T - 0,640 \quad (0 - 200^{\circ}\text{C}).$$

В зависимости от температуры изменяется относительная устойчивость хлорокомплексов. Так, с ростом температуры расширяется поле преобладания  $\text{AgCl}_2^-$  и охватывает практически весь интервал концентраций хлора ( $0,03-7\text{ м ΣCl}_{(p-p)}$  [6]), характерных для высокотемпературных ( $> 150-200^{\circ}\text{C}$ ) металлоносных растворов. Поэтому  $\text{AgCl}_2^-$  доминирует в гидротермальном переносе серебра хлоридными термами. Участие  $\text{Ag}^+$  и  $\text{AgCl}^{\circ}$  в миграции серебра практически незначимо.  $\text{AgCl}_3^{2-}$  может присутствовать в заметных количествах в термальных рассолах, особенно при температуре ниже  $200^{\circ}\text{C}$ .

Результаты ряда работ В.В. Иваненко, Я.И. Ольшанского и др. по изучению растворимости  $\alpha - \text{Ag}_2\text{S}$  в присутствии сульфидной серы обобщены Вл.К. Козловым [10]. Наблюдаемая зависимость растворимости от pH удовлетворительно описывается образованием гидросульфидных комплексов  $\text{Ag}(\text{HS})^{\circ}$  и  $\text{Ag}(\text{HS})_2^-$  по реакциям:

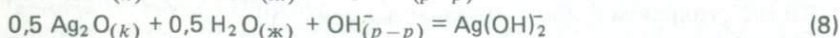
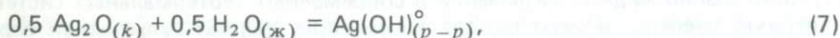


Приводятся температурные зависимости  $pK^{\circ}$  реакций (5) и (6) в интервале  $25-180^{\circ}\text{C}$ :

$$p K_{(5)}^{\circ} = \frac{538,14}{T} + 4,415.$$

$$p K_{(6)}^{\circ} = \frac{1838,81}{T} - 1,748.$$

В щелочных растворах в результате гидролиза иона  $\text{Ag}$  (I) происходит образование гидроксокомплексов серебра. Вл.К. Козлов [10] экспериментально определил константы равновесия реакций:

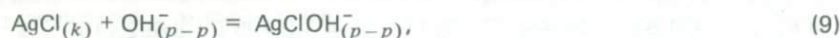


при  $25, 60, 90^{\circ}\text{C}$ . Им рассчитаны температурные зависимости реакций (7) и (8) в интервале  $25-200^{\circ}\text{C}$ :

$$p K_{(7)}^{\circ} = \frac{701,1}{T} + 3,41,$$

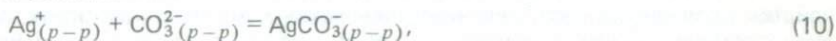
$$p K_{(8)}^{\circ} = \frac{1209}{T} + 0,29.$$

Возможность образования смешанных гидроксохлоридных комплексов серебра в хлоридных растворах повышенной щелочности изучена авторами методами растворимости и спектрофотометрии. Установлено существование комплекса  $\text{AgCl}_2\text{OH}^{2-}$  при ( $25^{\circ}\text{C}$ ) и  $\text{AgClOH}^-$  (при  $25-300^{\circ}\text{C}$ ), рассчитана температурная зависимость  $pK^{\circ}$  реакции:



$$p K_{(9)}^{\circ} = \frac{2966}{T} + 4,667 \quad (25-300^{\circ}\text{C}).$$

Вл.К. Козлов [10] экспериментально изучил растворимость  $\text{Ag}_2\text{O}_{(k)}$  и  $\text{Ag}_2\text{CO}_{3(k)}$  в щелочных карбонатных растворах при 25, 60 и 90°С и установил существование карбонатных комплексов  $\text{AgCO}_3^-$  и  $\text{Ag}(\text{CO}_3)_2^{3-}$ , а также смешанных гидроксокарбонатных  $\text{AgCO}_3\text{OH}^{2-}$  и при 90°С  $\text{AgCO}_3(\text{OH})_2^{3-}$ . Для реакций



им рассчитаны температурные зависимости  $\text{p}K^\circ$  (25–100°С):

$$\text{p}K^\circ_{(10)} = -\frac{886,7}{T} + 0,313,$$

$$\text{p}K^\circ_{(11)} = -\frac{953,0}{T} + 1,05.$$

В работе [10] Вл.К. Козлов излагает результаты исследования растворимости  $\text{Ag}_{(k)}$  в воде в восстановительных условиях: при 200 и 280°С измеренные концентрации  $\Sigma\text{Ag}_{(p-p)}$  составляют соответственно  $3,41 \cdot 10^{-5}$  и  $2,81 \cdot 10^{-4}$  моль/1 кг  $\text{H}_2\text{O}$ . Эту растворимость он объясняет образованием в растворе атомарного серебра  $\text{Ag}_{(p-p)}^\circ$  по реакции



Однако более поздние наши эксперименты, проведенные по иной методике (изучалась растворимость  $\text{Ag}_{(k)}$  в воде при 300 и 450°С в атмосфере водорода), не подтвердили результатов [10]. Было установлено, что растворимость  $\text{Ag}_{(k)}$  в воде в восстановительных условиях (в отсутствие соединения  $\text{Ag}(I)$ ) при 300–450°С не превышает  $10^{-6}$  моль/1 кг  $\text{H}_2\text{O}$  (это предел чувствительности атомно-абсорбционного анализа в пламени), и в качестве формы миграции серебра в гидротермальных растворах частица  $\text{Ag}_{(p-p)}^\circ$  рассматриваться не может.

Описанные выше комплексы, в первую очередь хлоридные и гидросульфидные, в состоянии обеспечить перенос серебра в количествах, вполне достаточных для формирования гидротермальных месторождений (что будет показано ниже). Поэтому для объяснения миграции  $\text{Ag}$  нет необходимости прибегать к помощи известных в химии и подчас весьма устойчивых комплексов серебра с такими экзотическими для гидротермального процесса лигандами, как  $\text{S}_2\text{O}_3^{2-}$ ,  $\text{SO}_3^{2-}$ ,  $\text{CN}^-$ ,  $\text{SCN}^-$ ,  $\text{PO}_4^{3-}$ . Вкладом сульфатных комплексов в гидротермальную растворимость серебра, как показано в [6], можно пренебречь, поскольку сульфат-ион предпочтительнее ассоциирует с ионами щелочных металлов.

К сожалению, очень слабо изучена устойчивость (особенно верхние температурные пределы) органических комплексов серебра, широко известных в аналитической химии. В [6] высказывается предположение, что эти комплексы могут иметь определенное значение при температурах не выше 300°С; экспериментальное исследование их устойчивости в гидротермальных условиях остается важной задачей.

К сожалению, почти полностью отсутствуют в литературе сведения о совместной растворимости серебра и ряда элементов, нередко сопутствующих золоту и серебру в рудах:  $\text{Se}$ ,  $\text{Te}$ ,  $\text{As}$ ,  $\text{Sb}$ . В экспериментах авторов по растворимости смитита ( $\text{AgAsS}_2(k)$ ) в присутствии  $\text{As}_2\text{S}_3(k)$  в сульфидных субнейтральных растворах при 90°С была установлена независимость концентрации  $\text{Ag}$  от концентрации  $\text{As}$  в растворе. Эти результаты не исключают, однако, возможности существования смешанных суль-

фидных комплексов серебра с мышьяком, а также сурьмой, при более высоких температурах. Таким образом, и эта проблема требует своего экспериментального разрешения.

**Комплексы золота в гидротермальных условиях.** Растворимость золота в водных растворах электролитов, стехиометрия и термодинамические свойства комплексов, особенно при повышенных температурах, к настоящему времени изучены значительно слабее, чем это сделано для серебра.

Дискуссия о формах переноса золота, начавшаяся более чем столетие тому назад, не завершена и сейчас. Наиболее известны представления о переносе золота в виде сульфидных (Т. Сьюард, Б. Вейсберг) или хлоридных (Х. Хелгесон, Р. Гаррелс) комплексов. Высказывались также гипотезы о миграции золота в форме кислородных соединений в щелочных растворах (А.Л. Павлов, Л.К. Павлова), гидроксокомплексов (Н.Н. Баранова и др.) и тиосульфатов (Н.Г. Тюрин). Эти предположения подверглись серьезной критике В.В. Щербиной и Г.Р. Колониным. В последнее время В.И. Белеванцевым, Г.Р. Колониным и др. [5], а также Н.Н. Барановой и Б.Н. Рыженко [4] был проведен термодинамический анализ имеющихся экспериментальных данных в системе  $Au-Cl-S-Na-H_2O$ . В результате рассмотрения В.И. Белеванцев и др. приняли концепцию преимущественно сульфидного и гидросульфидного переноса золота; Н.Н. Баранова и Б.Н. Рыженко рассматривают несколько вариантов в зависимости от возможного состава гидротермальных растворов.

Сложилось своеобразное положение: при наличии большого массива расчетных данных и теоретических построений прямые экспериментальные исследования термодинамических свойств комплексов золота, особенно при повышенных температурах, выполнены лишь для немногих соединений (сульфидные [20], хлоридный [15] и гидроксильный [9] комплексы). Это обстоятельство придает теоретическим рассуждениям в той или иной степени гипотетический характер. Однако ряд важных закономерностей гидротермального транспорта золота все же удалось выявить.

Можно считать установленным, что в широком диапазоне физико-химических параметров гидротермального процесса перенос золота происходит в форме соединений исключительно  $Au(I)$ ; комплексы трехвалентного золота в гидротермальной миграции практически не участвуют. Это экспериментально показано нами в работе [2]; в [4] расчетным путем определено, что концентрация комплексов  $Au(III)$  в обычных гидротермальных растворах не превышает  $10^{-30}$  моль/1 кг  $H_2O$ . Только в сильно кислых обогащенных хлоридами растворах (по предварительным результатам наших экспериментов) не исключено появление хлорокомплексов  $Au(III)$  в заметных количествах.

С достоверностью определена растворимость  $Au$  в воде при  $300-500^\circ C$  и  $500-1500$  бар в широком диапазоне  $lg f_{O_2}$  ( $-30,6 \div -17,3$ ); установлено образование в этих условиях гидрокомплекса  $AuOH^0$  по реакции



и определены значения  $pK^0$  (9) в изученных условиях [9]. Экспериментально полученные значения растворимости значительно превышают расчетные данные [12]. Несмотря на то что они отражают нижний предел содержания золота в гидротермальном флюиде, в ряде случаев даже эта простейшая форма нахождения золота в растворе, не требующая присутствия никаких дополнительных комплексообразующих лигандов, по-видимому, может обеспечить перенос  $Au$  в количестве, достаточном для образования промышленной минерализации (так при  $400^\circ C$  и  $f_{O_2} =$

$= 10^{-2.4} \div 10^{-1.6}$  атм концентрация  $\text{AuOH}^0_{(p-p)}$  может достигать  $10^{-7} \div 10^{-5}$  моль/1 кг  $\text{H}_2\text{O}$  [9]).

В работе [1] высказывалось предположение о существовании в водных растворах атомарной частицы  $\text{Au}^0_{(p-p)}$ . Однако последующие исследования [2, 9] не подтвердили этой гипотезы (так же, как и в случае с Ag).

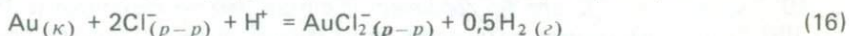
Т.М. Сьюард [20] исследовал растворимость Au в водных сульфидных растворах при  $\text{pH}_{20^\circ}$  4–9,5 в присутствии пирит-пиритинового буфера в интервале температур 160–300°C. Он установил существование трех гидросульфидных комплексов золота, сменяющих друг друга по мере роста pH:  $\text{AuHS}^0$ ,  $\text{Au}(\text{HS})^-_2$ ,  $\text{Au}_2(\text{HS})_2\text{S}^{2-}$ , и рассчитал значения  $\text{pK}^0$  реакций



в интервале температур 175–250°C.

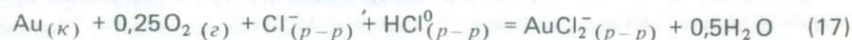
Позднее данные Т.М. Сьюарда были пересчитаны и, с учетом результатов собственных экспериментов при 25°C, несколько иначе интерпретированы В.И. Белеванцевым, Г.Р. Колониным и др. [5].

Н.М. Николаева с соавторами [15] измерила потенциал  $\text{Au}/\text{AuCl}^-_2$  при 25–80°C. Используя эти данные и экстраполяционное эмпирическое уравнение  $E^0 = f(T)$  из [15], мы рассчитали значения  $\text{pK}^0$  реакции



и  $\Delta G^0_{\text{AuCl}^-_{2(p-p)}}$  при 250 и 300°C. Экстраполировав данные [15] к 300°C, Н.Н. Баранова и Б.Н. Рыженко показали, что рассчитанная концентрация  $\text{AuCl}^-_2$  значительно (на несколько порядков) ниже экспериментально определенной растворимости золота при тех же условиях [1, 19]. Поскольку Au(I) весьма склонно к гидролизу, особенно при повышенных температурах, авторы работы [1] предположительно связывают высокие (до  $10^{-4} \div 10^{-3}$  моль/1 кг  $\text{H}_2\text{O}$ ) концентрации  $\text{Au}_{(p-p)}$  в экспериментах Р. Хенли при 300–500°C [19] с образованием гидроксохлоридных и гидроксокомплексов в значительно больших количествах, чем  $\text{AuCl}^-_2$ .

Предварительные результаты проведенных нами совместно с Н.Н. Барановой (ГЕОХИ АН СССР) экспериментов по изучению растворимости золота в хлоридных растворах не подтвердили это предположение. Оказалось, что при 450°C и 500 атм в широком диапазоне концентраций KCl в кислых и нейтральных растворах преобладает хлоридный комплекс  $\text{AuCl}^-_2$ . Вид комплекса установлен по характеру зависимостей растворимости золота от кислотности и концентрации  $\text{Cl}^-$ . Для реакции



по предварительным данным при 450°C и 500 атм  $\text{pK}^0_{(17)} \approx -2,5$ . Полученное ориентировочное значение константы равновесия реакции (17) много выше по сравнению с оценками на основании экстраполяции низкотемпературных данных (на четыре–пять порядков).

Ряд других комплексов со смешанными лигандами ( $\text{Cl}^-$ ,  $\text{HS}^-$ ,  $\text{OH}^-$ ) [5], а также сульфитные и тиосульфатные комплексы ощутимого вклада в перенос золота не вносят. Аммиачные комплексы золота также можно не принимать во внимание в связи с их необратимым гидролизом [4].

## ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ПЕРЕНОСА И ОСАЖДЕНИЯ ЗОЛОТА И СЕРЕБРА В ГИДРОТЕРМАЛЬНОМ ПРОЦЕССЕ

**Анализ экспериментальных данных.** В данном разделе мы рассмотрим воздействие главных физико-химических параметров, контролирующих гидротермальное рудообразование ( $T$ ,  $P$ ,  $pH$ ,  $f_{O_2}$ ,  $a_{\Sigma H_2S + HS^-}$ ,  $a_{Cl^-}$ ) на равновесия, определяющие перенос и осаждение золота и серебра.

Реконструкция состава и физико-химических параметров рудообразующего раствора представляет на сегодняшний день наибольшее затруднение при моделировании процесса рудообразования. Обычно используется комплекс методов: 1) изучение газовой-жидких включений (ГЖВ) в гидротермальных минералах; 2) анализ парагенезисов рудных и нерудных минералов, изучение химизма минералов; 3) исследование растворов современных геотермальных систем с высокими содержаниями рудных металлов; 4) изучение изотопных отношений в минералах и ГЖВ.

Рассмотрим имеющуюся информацию. В первую очередь, необходимо оценить концентрацию Au и Ag в рудоносном растворе. В работе [3] впервые проведено прямое определение концентраций Au и Ag во включениях рудообразующих растворов в кварцах и кальцитах из рудных ассоциаций на двух субвулканических золото-серебряных месторождениях золото-сульфидной формации с теллуридами. Концентрации во включениях уменьшаются от  $5 \cdot 10^{-3}$  до  $10^{-4}$  моль/1 кг  $H_2O$  для Ag и от  $5 \cdot 10^{-5}$  до  $3 \cdot 10^{-6}$  моль/1 кг  $H_2O$  для Au параллельно с падением температуры (с 360 до 160°C) от прерудных ассоциаций через продуктивные стадии до пострудных кварц-кальцитовых жил. Продуктивные стадии характеризуются температурами 330–260°C.

Уровень концентрации хлора в ГЖВ из кварцев Au–Ag месторождений колеблется от 2–2,5 до 0,2–0,5 моль/1 кг  $H_2O$  [4]. Сульфидная сера содержится в ГЖВ в концентрациях  $10^{-6}$ – $10^{-2}$  моль/1 кг  $H_2O$  (прямые потенциометрические определения Н.Н. Колпаковой [11]).

Минералогия околорудных метасоматитов указывает на то, что рудообразующие гидротермы варьируют обыкновенно от слабо щелочных до слабо кислых. Данные по pH растворов в ГЖВ и современных геотермальных системах подтверждают это и позволяют полагать, что pH отклоняется от нейтральной точки воды в среднем на одну единицу в кислую область [6].

В связи с окислительно-восстановительным характером реакций отложения самородных Au и Ag исключительно важное значение приобретает корректная оценка окислительно-восстановительных условий. В первом приближении мы будем считать, что интервал  $f_{O_2}$  при формировании Au–Ag месторождений располагается между значениями, соответствующими магнетит-гематитовому и пирит-пирротитовому равновесиям.

Влияние давления на гидротермальные равновесия, как правило, мало существенно в связи с малыми объемными эффектами соответствующих реакций. Необходимо, однако, учитывать, возможность вскипания растворов в результате резкого сброса давления, что может привести к отделению более летучих компонентов в газовую фазу и, следовательно, к изменению состава раствора.

Таким образом, поведение золота и серебра в гидротермальном процессе необходимо изучать в зависимости от рассмотренных выше параметров. Для этого удобно использовать диаграммы в координатах двух интенсивных параметров, например,  $\lg a_{\Sigma H_2S + HS^-}$  – pH при фиксированных значениях всех остальных переменных.

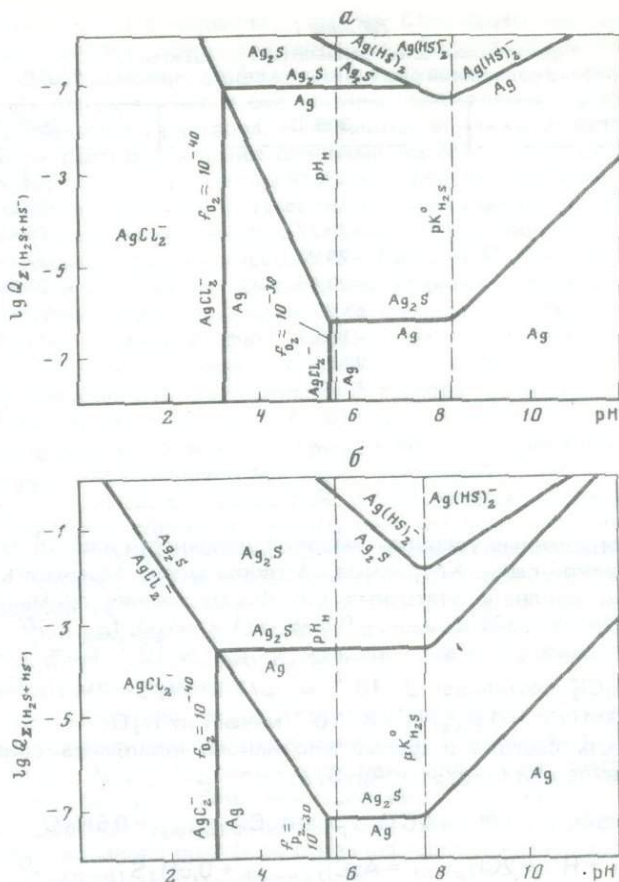


Рис. 1. Растворимость серебра в гидротермальных растворах при  $a_{Ag(p-p)} = 10^{-4}$ ;  $a_{Cl^-} = 0,5$  моль/1 кг  $H_2O$  при  $300^\circ C$  (а) и  $250^\circ C$  (б)

Начнем рассмотрение с серебра. Наиболее распространенными минералами серебра в гидротермальных условиях можно считать аргентит  $Ag_2S$  и самородное серебро [10], их мы и будем использовать в расчетах равновесий с водными комплексами серебра — хлоридными, гидроксо- и гидроксохлоридными и гидросульфидными. На рис. 1 представлены диаграммы в координатах  $lg a_{\Sigma(H_2S+HS^-)} - pH$ , термодинамические данные для расчета которых взяты из справочника [14] и рассмотренных выше работ (табл. 1).

Что показывают диаграммы? Прежде всего выделяются две области растворения серебра: 1) кислые растворы, обедненные сульфидной серой — растворение в форме  $AgCl_2^-$ ; 2) слабощелочные—щелочные растворы, обогащенные сульфидной серой — растворение в форме  $Ag(HS)_2^-$ . Гидроксохлоридные и гидроксокомплексы во всем диапазоне рассмотренных условий неустойчивы.

Геохимически важной представляется в основном кислая область миграции серебра в форме  $AgCl_2^-$ . Гидросульфидный комплекс устойчив лишь

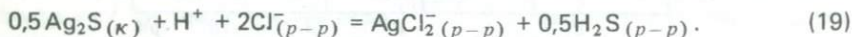
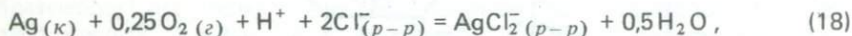
Таблица 1

Термодинамические данные ( $\Delta G_f^\circ$ , кДж/моль)  
для расчета равновесий растворимости серебра при 300 и 250°С

Соединение	300°С	250°С
$\text{Ag}_2\text{S}_{(к)}$	-50,12	-48,04
$\text{H}_2\text{O}_{(ж)}$	-195,35	-202,66
$\text{OH}_{(p-p)}$	-70,37	-89,45
$\text{Cl}_{(p-p)}^-$	-79,83	-92,72
$\text{H}_2\text{S}_{(p-p)}$	-20,46	-25,86
$\text{HS}_{(p-p)}^-$	63,85	49,79
$\text{AgCl}_2_{(p-p)}^-$	-168,1	-179,9
$\text{Ag}(\text{HS})_{(p-p)}$	20,5	17,6
$\text{Ag}(\text{HS})_2_{(p-p)}^-$	41,8	30,6
$\text{AgClOH}_{(p-p)}$	-161,3	-178,1
$\text{AgOH}_{(p-p)}^0$	-43,2	-51,7
$\text{Ag}(\text{OH})_2_{(p-p)}^-$	-138,1	-162,7

в малораспространенных условиях высокой щелочности и высоких концентраций сульфидной серы. Хлоридные растворы могут переносить серебро в количествах, вполне достаточных для формирования промышленного оруденения. Так, при 300°С,  $a_{\text{Cl}^-} = 0,5$  моль/1 кг  $\text{H}_2\text{O}$ ,  $f_{\text{O}_2} = 10^{-35}$  и pH 4 (в малосульфидных растворах при  $a_{\Sigma\text{H}_2\text{S}+\text{HS}^-} \leq 10^{-3}$  моль/1 кг  $\text{H}_2\text{O}$ ) активность  $\text{AgCl}_2^-$  составляет  $2 \cdot 10^{-4}$  моль/1 кг  $\text{H}_2\text{O}$  ( $2 \cdot 10^{-2}$  г/кг или  $20 \text{ млн}^{-1}$ ), а при  $a_{\text{Cl}^-} = 1$   $a_{\text{AgCl}_2^-} = 8 \cdot 10^{-4}$  моль/1 кг  $\text{H}_2\text{O}$ .

Растворимость серебра в форме хлоридного комплекса описывается реакциями равновесия с  $\text{Ag}_{(к)}$  и  $\text{Ag}_2\text{S}_{(к)}$ :



Растворимость возрастает с ростом температуры,  $a_{\text{Cl}^-}$ , снижением pH, а также с ростом  $f_{\text{O}_2}$  (равновесие (18)) и уменьшением  $a_{\Sigma(\text{H}_2\text{S}+\text{HS}^-)}$  (равновесие (19)). Следовательно, причинами осаждения могут быть уменьшение температуры, кислотности раствора (нейтрализация),  $f_{\text{O}_2}$ ,  $a_{\text{Cl}^-}$  и возрастание  $a_{\Sigma\text{H}_2\text{S}+\text{HS}^-}$ .

Рассмотрим количественное воздействие этих факторов. При понижении температуры на 50° (с 300 до 250°С) осаждается 95% серебра, находившегося в растворе в равновесии с  $\text{Ag}_2\text{S}$ , и 20% серебра, находившегося в равновесии с  $\text{Ag}_{(к)}$ . А поскольку при таком снижении температуры к тому же значительно расширяется поле устойчивости  $\text{Ag}_2\text{S}$  за счет  $\text{Ag}_{(к)}$ , падение температуры представляется очень важной, если не главной причиной осаждения серебра в гидротермальных условиях. Нейтрализация растворов также является очень действенным фактором осаждения серебра: возрастание pH на 1 единицу приводит к осаждению 90% серебра; аналогичный эффект вызывается уменьшением  $f_{\text{O}_2}$  на 4 порядка. Уменьшение вдвое  $a_{\text{Cl}^-}$  приводит к осаждению 75% серебра, а возрастание  $a_{\Sigma\text{H}_2\text{S}+\text{HS}^-}$  на порядок — 70% серебра. При температурах выше 250–300°С преимущественно выпадает самородное серебро, ниже — в основном аргентит.

Механизм воздействия рассмотренных выше факторов осаждения может

быть различным. По-видимому, весьма благоприятным для осаждения процессом является смешение гидротерм с более холодными субнейтральными—слабощелочными маломинерализованными метеорными водами, приводящее одновременно к охлаждению, разбавлению по хлору и нейтрализации рудоносного раствора. Нейтрализация также может быть вызвана вступлением раствора в более основные породы (известняки, доломиты, основные магматиты или метаморфиты) с соответственно более щелочными поровыми растворами; к тому же высокая концентрация Ca и Mg в поровых растворах может вызвать уменьшение активности хлорид-иона за счет образования прочных ассоциатов  $\text{CaCl}_2^0$  и  $\text{MgCl}_2^0$ . К уменьшению кислотности и  $a_{\text{Cl}^-}$  могут привести также резкий сброс давления (в результате тектонических подвижек) и связанное с ним вскипание раствора, при котором в газовую фазу уходят преимущественно кислые газы, в частности HCl; при этом раствор еще и охлаждается.

Резкая зависимость растворимости серебра от целого ряда физико-химических параметров гидротермального процесса создает предпосылки для неоднократного переотложения его по мере транспортировки от источников в случае изменения факторов равновесия.

Теперь обратимся к золоту. Как уже отмечалось, термодинамический анализ поведения золота в гидротермальных условиях затрудняется немногочисленностью экспериментальных данных, особенно в высокотемпературной области; результаты же экстраполяционных расчетов не вызывают доверия (в этом уже пришлось убедиться на примере комплекса  $\text{AuOH}^0$ ). Поэтому, мы вынуждены ограничиться весьма ориентировочным, во многом качественным рассмотрением вопроса, наметив лишь основные тенденции развития процесса.

Наиболее вероятной формой высокотемпературной гидротермальной миграции золота в бедных сульфидной серой растворах является хлоридный комплекс  $\text{AuCl}_2^-$ . Гидроксо- и гидроксохлоридные комплексы золота, по-видимому, могут играть значительную роль только в геохимически почти невероятных ультращелочных гидротермальных растворах, к тому же, при  $f_{\text{O}_2}$ , на много порядков превышающих значения, характерные для  $f_{\text{O}_2}$  гидротермального рудообразования.

Вместе с тем в богатых сульфидной серой растворах золото, подобно серебру, может переноситься в виде различных гидросульфидных комплексов, из которых наибольшее значение, по-видимому, имеет  $\text{Au}_2(\text{HS})_2\text{S}^{2-}$ . Максимум растворимости золота в этой форме приходится на область значений pH, близкую к величине  $\text{p}K_{1, \text{H}_2\text{S}}^{(p-p)}$  — первой константы диссоциации сероводородной кислоты.

В обоих рассмотренных случаях растворимость золота сильно зависит от окислительно-восстановительного потенциала, возрастая с ростом  $f_{\text{O}_2}$ . В случае гидросульфидных комплексов растворимость, правда с увеличением  $f_{\text{O}_2}$ , достигает максимума и затем уменьшается из-за окисления сульфидной серы.

Главным фактором, определяющим миграцию и отложение золота, является температура. Максимальная растворимость золота в гидросульфидной форме ( $n \cdot 10^{-6} m$ ) достигается в области 250°C и затем падает с ростом температуры. Напротив, равновесная концентрация  $\text{AuCl}_2^-$  с увеличением температуры от 250 до 450°C возрастает по крайней мере на 2 порядка.

Таким образом, в надкритических растворах перенос золота, по-видимому, осуществляется преимущественно в хлоридной форме ( $\text{AuCl}_2^-$ ). При охлаждении до температур гидротермального процесса (350–250°C)

растворимость резко падает, что и приводит к интенсивному осаждению и образованию основной массы оруденения. При более низких температурах подвижность золота невелика, здесь речь может идти, вероятно, лишь о локальных процессах переотложения, скорее всего в форме гидросульфидных комплексов.

Не исключено также участие в гидротермальной миграции Au его комплексов с Te и Se (на что косвенно указывает нередкое нахождение минералов Te и Se в золотоносных парагенезисах). Этот вопрос ждет своего экспериментального решения.

**Геологическое приращение.** Пользуясь результатами проведенного выше анализа поведения Au и Ag в гидротермальных условиях, мы предприняли попытку анализа некоторых вопросов формирования Au-Ag оруденения на месторождении Кочбулак, принадлежащем к формации малоглубинных золото-сульфидно-кварцевых с теллуридами. Скудость термодинамической информации по формам переноса Au ограничивает возможности анализа, поэтому основное внимание будет обращено на разбор поведения серебра.

Геологические и физико-химические условия рудообразования детально рассмотрены в [13], поэтому мы остановимся лишь на отдельных моментах.

На основании анализа парагенезисов выделяются три золотоносные стадии: I — золото-пирит-кварцевая; II — золото-блеклорудно-теллуридная; III — сфалерит-галенитовая, а также поздняя безрудная, баритовая.

В.Б. Наумовым, В.А. Коваленкером и В.Ю. Прокофьевым проведено исследование ГЖВ в кварцах, кальцитах, баритах и сфалеритах из парагенезисов разных стадий (рис. 2). В пределах каждой рудной стадии наблюдается падение температуры рудоотложения от 320–270°C в начале стадии до 200–150°C к ее концу. По составу ГЖВ хлоридно-натриевые,  $m_{Cl^-} = 0,1-1$  моль/1 кг H<sub>2</sub>O; углекислота во включениях не найдена. Наблюдаются газовые (наиболее высокотемпературные), жидкие (< 50°C) и двухфазные (газ + жидкость) включения; из последних часть гомогенизируется в жидкость, остальные — в газ. Эти факты могут указывать на явления гетерогенизации и вскипания раствора в ходе минералообразования, которые, по-видимому, играли весьма важную роль в процессе рудоотложения. На возможность вскипания раствора в результате резкого сброса давления при тектонических подвижках указывают широко развитые в рудных телах зоны дробления.

Физико-химические условия отложения Au и Ag в первом приближении можно оценить с помощью диаграммы 8.6 из работы [6]. Повсеместная распространенность в рудах пирита, отсутствие гематита и пирротина, частая встречаемость халькопирита позволяют оценить  $f_{O_2}$  величинами  $10^{-31} \div 10^{-36}$  бар.  $a_{\Sigma H_2S + HS^-}$  принята равной  $10^{-4} m$  по аналогии с данными [11]. Повсеместное присутствие серицита, замещающего калиевый полевой шпат в рудной зоне, и наблюдаемые сростания серицита с блеклыми рудами непосредственно в рудных парагенезисах, отсутствие каолинита — все это указывает на слабокислую реакцию растворов (рН 4,5 ÷ 5,5).

Отложение руд первой, существенно золотой, стадии шло из растворов, в которых золото присутствовало, скорее всего в форме хлоридного комплекса AuCl<sub>2</sub><sup>-</sup>, устойчивость которого резко снизилась в результате падения температуры и вскипания растворов (с уходом из системы более кислотных компонентов). Более растворимое в этих условиях серебро в основном оставалось в растворе, с чем и связано низкое его содержание в рудах стадии I.

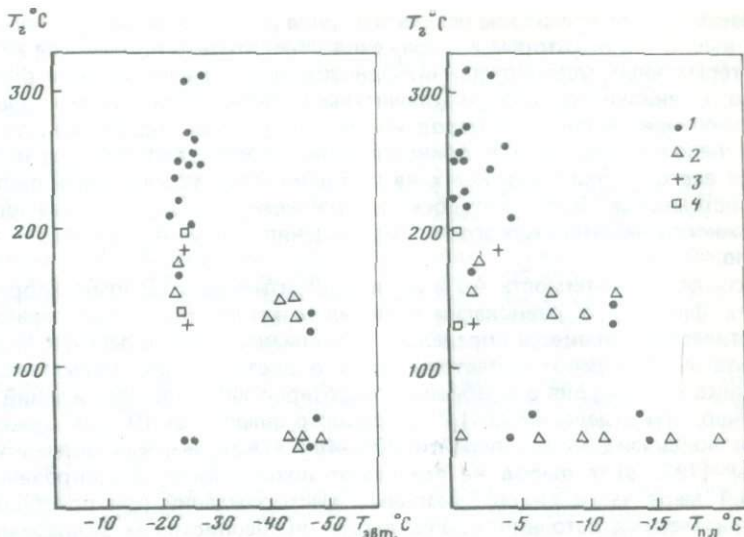


Рис. 2. Результаты исследования ГЖВ в минералах из руд месторождения Кочбулак  
1 – в кварце; 2' – в барите; 3' – в сфалерите, 4 – в кальците

Минерализация стадии II формировалась при переменных параметрах, о чем свидетельствует ряд реакционных парагенезисов рудных минералов. Отложение золота происходило из первых, наиболее горячих (возможно, и более кислых, на что указывает присутствие галлуазита) порций раствора. По-видимому, в дальнейшем происходило некоторое подщелачивание раствора, на что косвенно указывают возрастание роли карбоната, увеличение сурьмяности блеклых руд к концу стадии на фоне падения температуры. Эти процессы в конечном итоге привели к распаду хлоридного комплекса  $AgCl_2^-$  и интенсивному отложению серебра, о чем свидетельствуют повышенные содержания серебра в рудах конца этой стадии.

Формирование парагенезисов третьей, сфалерит-галенитовой стадии, вероятно, происходило при некотором дальнейшем подщелачивании растворов, снижении  $f_{O_2}$  и температуры [13]. В этих условиях могло иметь место лишь локальное переотложение серебра и еще в меньшей степени – золота. Высокие (до  $300^\circ C$ ) температуры стадий I–III свидетельствуют о поступлении в систему существенных объемов высокотемпературных флюидов из глубинных зон. Формирование баритовой, низкотемпературной минерализации – стадии IV ( $t \leq 150^\circ C$ ) – началось тогда, когда этот глубинный поток в основном иссяк, и в систему получили доступ более холодные и соленые (по ГЖВ концентрация хлоридов составляет 3–3,5 моль/1 кг  $H_2O$ , по составу это  $CaCl_2 + MgCl_2 + NaCl$ , в отличие от  $Na(K) - Cl$  – растворов стадий I–III), обогащенные Ca, Mg, Ba формационные воды из девонских известняков. Миграция Au и Ag в этих условиях маловероятна.

В целом более высокая миграционная способность Ag по отношению к Au, особенно при температурах ниже  $300\text{--}250^\circ C$ , обеспечила обогащение серебром более низкотемпературных ассоциаций и гипсометрически более высоких участков месторождения.

В заключение рассмотрим результаты ряда работ последних лет, позволяющие высказать некоторые соображения относительно источников Au и Ag гидротермальных месторождений. Однозначное решение вопроса в пользу только ювенильного либо исключительно "немагматического" (за счет заимствования металла из пород на пути движения гидротерм), по-видимому, невозможно, да и в принципе такая постановка вопроса неверна. Скорее всего, в разных случаях на передний план может выйти любой из двух источников. Здесь хотелось бы привести данные, указывающие на возможность магматического происхождения Au и Ag, иногда игнорируемую.

Высокая растворимость Au и Ag в надкритических щелочно-хлоридных водных флюидах в равновесии с модельными магмами при параметрах магматического процесса определена экспериментально в работах [16, 17]. Результаты этих работ свидетельствуют о достаточности магматического источника Au и Ag для образования гидротермальных месторождений (так, например, при отделении 2% 1M хлоридного флюида от  $10^3$  км<sup>3</sup> гранитной магмы во флюид может перейти 200–400 т Ag), но, как подчеркивают авторы [16], этот вывод не исключает возможности формирования по крайней мере части гидротермальных месторождений при преобладании немагматических источников. Результаты вышеописанных экспериментов подтверждаются прямыми определениями высоких (до 0,25 моль/1 кг H<sub>2</sub>O) концентраций серебра в высокотемпературных (до 530°C) и соленых (40–50% NaCl<sub>э.кв.</sub>) ГЖВ в кварцах из гранитов Гвадалказара, Сан Луис Потоси, Мексика [18].

Подводя итог рассмотрению поведения золота и серебра в гидротермальном процессе, подчеркнем, что осаждению этих металлов способствует возникновение резких градиентов температур, pH и  $f_{O_2}$ . Существенным фактором осаждения может быть смешение рудоносных растворов с метеорными водами, резко отличающимися по химизму, температуре и окислительному потенциалу.

Авторы выражают благодарность В.А. Коваленкеру, В.Б. Наумову, В.Ю. Прокофьеву и В.Л. Русинovu за любезно предоставленные результаты анализа ГЖВ в минералах из руд месторождения Кочбулак и полезное обсуждение ряда вопросов статьи.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Баранова Н.Н., Барсуков В.Л., Дарьина Т.Г. и др. О взаимодействии золота с водными щелочными растворами при 25 и 250°C. — *Геохимия*, 1977, № 6, с. 877–884.
2. Баранова Н.Н., Зотов А.В., Банных Л.Н. и др. Экспериментальное изучение растворимости золота в воде при 450°C и 500 атм. в зависимости от окислительно-восстановительных условий. — *Геохимия*, 1983, № 8, с. 1133–1138.
3. Баранова Н.Н., Козеренко С.В., Григорян С.С. и др. Экспериментальные данные о концентрациях золота и серебра в гидротермальных растворах (по результатам анализа газово-жидких включений). — *Геохимия*, 1980, № 8, с. 1146–1154.
4. Баранова Н.Н., Рыженко Б.Н. Система Au–Cl–S–Na–H<sub>2</sub>O в связи с условиями переноса и отложения золота в гидротермальном процессе (моделирование на ЭВМ). — *Геохимия*, 1981, № 7, с. 989–1001.
5. Белеванцев В.И., Колонин Г.Р., Васильева Н.Г. и др. Возможные формы нахождения и растворимость золота в рудообразующих растворах. — В кн.: Гидротермальное низкотемпературное рудообразование и метасоматоз. Новосибирск: Наука, 1982, с. 83–117.
6. *Геохимия гидротермальных рудных месторождений* / Под ред. Х. Барнса. М.: Мир, 1982. 397 с.
7. Зотов А.В., Лёвин К.А., Ходаковский И.Л. и др. Термодинамические свойства Ag<sup>+</sup> в водном растворе при 273–573 К. — *Геохимия*, 1985, № 9, с. 1300–1310.
8. Зотов А.В., Лёвин К.А., Ходаков-

- ский И.И. и др. Термодинамические свойства хлоридных комплексов серебра в водном растворе при 273–623 К. — Геохимия, 1986, № 5, с. 690–702.
9. Зотов А.В., Баранова Н.Н., Дарьина Т.Г. и др. Устойчивость гидроксокомплекса  $AuOH^0$  в воде при 300–500°C и давлении 500–1500 атм. — Геохимия, 1985, № 1, с. 105–109.
  10. Козлов Вл.К. Исследование гидротермальных равновесий в системах, содержащих серебро: Автореф. дис. ... канд. хим. наук. Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1983. 20 с.
  11. Колпакова Н.Н., Миронова Г.Д. Возможность использования сульфид-серебряного электрода в геохимических исследованиях. — Геохимия, 1978, № 12, с. 1873–1876.
  12. Летников Ф.А., Вилор Н.В. Золото в гидротермальном процессе. М.: Недра, 1981, 224 с.
  13. Минеральные ассоциации, структуры и текстуры руд как показатели условий гидротермального рудообразования / А.Д. Генкин, М.Г. Добровольская, В.А. Коваленкер и др. М.: Наука, 1984. 198 с.
  14. Наумов Г.Б., Рыженко Б.Н., Ходковский И.Л. Справочник термодинамических величин. М.: Атомиздат, 1971. 239 с.
  15. Николаева Н.М., Еренбург А.М., Антипина В.А. О температурной зависимости стандартных потенциалов галогенидных комплексов золота. — Изв. СО АН СССР. Сер. хим., 1972, вып. 4, № 9, с. 126–130.
  16. Орлова Г.П., Рябчиков И.Д., Волченкова В.А. Распределение серебра между гранитным расплавом и флюидом. — Геология руд. месторождений, 1983, № 3, с. 91–94.
  17. Рябчиков И.Д., Орлова Г.П. Золото в магматических флюидах. — В кн.: Физико-химические модели петрогенеза и рудообразования. Новосибирск: Наука, 1984, с. 103–111.
  18. Chryssoulis S., Wilkinson N. High silver content of fluid inclusions in quartz from Guadalcazar granite San Luis Potosi, Mexico: a contribution to ore genesis theory. // Econ. Geol. 1983. Vol. 78, p. 302–318.
  19. Henley R.W. Solubility of gold in hydrothermal chloride solutions. // Chem. Geol., 1973. Vol. 11, N 2, p. 73–78.
  20. Seward T.M. Thio complexes of gold and the transport of gold in hydrothermal ore solutions. // Geochim. et cosmochim. acta, 1973, Vol. 37, p. 379–399.

УДК 549:553.435 (497.2)

В.А. Коваленкер, Д. Цонев, В.В. Бресковска,  
В.С. Малов, Н.В. Тронева

## НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО МИНЕРАЛОГИИ МЕДНОКОЛЧЕДАННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЦЕНТРАЛЬНОГО СРЕДНЕГОРЬЯ БОЛГАРИИ

В схеме генетической систематики золотоносных образований Н.В. Петровская [10] выделяет существенно сульфидную группу формаций, к которой принадлежат и формации колчеданных месторождений, образовавшихся в условиях малых и средних глубин в связи с геосинклинальным базальтоидным либо андезит-дацит-липаритовым вулканизмом. Аналогична по геологическому содержанию золото-сульфидная (колчеданная) формация И.С. Рожкова [2], к которой он относит колчеданные месторождения Урала, Северного Кавказа, Армении, Грузии, Алтая и других эвгеосинклинальных и миогеосинклинальных вулканогенных областей.

Типичными представителями золото-сульфидной формации являются известные медноколчеданные месторождения Центрального Среднегорья Болгарии (Челопеч, Радка, Елшица, Красен, Воздол и др.), чрезвычайно разнообразная сульфидная минералогия которых продолжительное время является предметом пристального внимания болгарских минералогов [11–14, 16, 18, 19, 21], а в последние годы изучалась авторами данной статьи. Эти исследования показали, что руды указанных месторождений

имеют ряд специфических особенностей. Одни из этих особенностей (широкое развитие тонкодисперсного колломорфного пирита, барита, ангидрита, борнита и энаргита, минералов германия и других редких элементов) характерны для субвулканических метасоматических медноколчеданных месторождений, приуроченных к подвижным вулканогенным поясам как герцинского (Северный Кавказ, Урал), так и альпийского (Малый Кавказ) тектоно-магматических циклов. Другие особенности минералогии (присутствие в рудах таких редких минералов, как костовит, колорадоит, теллур самородный, голдфилдит, хемусит, некрасовит, моусонит и др.) сближают упомянутые месторождения с некоторыми золото-сульфидно-кварцевыми месторождениями верхнепалеозойского вулканогенного пояса Средней Азии. Показательно, что отдельные рудные тела или их части в золото-сульфидно-кварцевых месторождениях по количеству сульфидов и структурно-текстурным особенностям весьма близки к типично колчеданным. Черты сходства отмечаются также в типах околорудных изменений (окварцевание, серицитизация, алунификация, пиритизация), в геохимическом профиле рудной минерализации (Cu, Fe, Sn, Te, Bi, V, Sb, As и др.), обязательном присутствии в районах развития медноколчеданного и золото-сульфидно-кварцевого оруденения месторождений медно-порфировой формации.

Представляется, что отмеченное сходство не является чисто внешним, случайным, а свидетельствует о более глубоких связях между группами золото-сульфидно-кварцевых и существенно сульфидных формаций руд, образование которых Н.В. Петровская [10] рассматривает как своего рода ветви генетически единого процесса формирования золоторудной минерализации в вулканогенных поясах.

В связи со сказанным определенным интерес представляет сопоставление данных по минералогии золото-сульфидно-кварцевых<sup>1</sup> и медноколчеданных месторождений. В предлагаемой статье обобщены новые данные по минералогии руд и закономерностям изменения химизма некоторых рудных минералов, полученные авторами при изучении медноколчеданных месторождений Челопеч, Радка, Елшица.

#### ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ЦЕНТРАЛЬНОГО СРЕДНЕГОРЬЯ И МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ РУД МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЧЕЛОПЕЧ, РАДКА И ЕЛШИЦА

Среднегорская зона является частью Альпо-Гималайского орогена на территории Болгарии [3]. В геосинклинальных концепциях она рассматривается как позднеальпийская (верхний мел) ортогеосинклиналь, образовавшаяся раньше, чем Старопланинская зона, расположенная к северу от Среднегорской и имевшая во время палеогена характер миогеосинклинали [1].

В альпийском цикле для Среднегорской зоны выделяются три эпохи минералообразования [3]. Главной из них является вторая альпийская металлогеническая эпоха, пространственно и генетически связанная с верхнемеловым вулкано-интрузивным магматизмом, с которым ассоциирует медноколчеданное и медно-порфировое оруденение.

Указанное оруденение пространственно приурочено к западной сложно-построенной и наиболее поднятой части Центрального Среднегорья [4].

<sup>1</sup> См. статью В.А. Коваленкера "Типоморфные минералы руд малоглубинных золото-серебряных месторождений верхнепалеозойской вулканической области Средней Азии" в настоящем сборнике

Большую роль в локализации оруденения играет так называемая Панагюрская субмеридиональная рудоконтролирующая структура [4]. Все известные в районе медноколчеданные (Челопеч, Радка, Елшица, Красен) и медно-порфиновые (Медет, Елаците, Цар Асен) месторождения и значительное число рудопроявлений (Церово, Криви Дол, Бая Дере, Стинцата и др.) локализованы в пределах этой структуры, при ее пересечении со среднегорскими субширотными структурными зонами. Уместно заметить, что пространственная сближенность медноколчеданного и медно-порфинового оруденения определяется их генетической связью с проявлениями верхнемелового вулкано-интрузивного магматизма: первое приурочено, как правило, к его эффузивной и субвулканической фациям, а второе — к интрузивной.

Месторождение Челопеч расположено в зоне Забалканского глубинного разлома. Рудные тела — штокверки, штоки, линзы и "трубы" — состоят из вкрапленных, прожилково-вкрапленных и массивных сульфидных руд. Они располагаются среди вулканогенно-туфогенных и дайковых пород андезито-дацитового состава, подвергнутых интенсивным гидротермальным изменениям (окварцевание, серицитизация, каолинизация, алунитизация, пиритизация).

Месторождение Радка также приурочено к гидротермально-измененным вулканогенно-осадочным (андезит-трахиандезитовая серия) и дайковым (плаггиолипариты) породам, слагающим так называемую Попинскую линейamentную геосинклиналь. Гидротермальные изменения представлены следующими фациями (от рудных тел): алунитовые кварциты — монокварциты — серицитовые с диаспором метасоматиты — кварц-серицитовые метасоматиты — пропилиты. Рудная минерализация образована преимущественно метасоматическим путем при замещении вулканитов. Руды, в основном прожилково-вкрапленные и массивные, слагают разнообразные по морфологии рудные тела — штоки, штокверки, линзы, гнезда, жилы.

Месторождение Елшица расположено в южной части Панагюрского района. Рудную минерализацию, представленную вкрапленными, прожилково-вкрапленными и массивными рудами, вмещают измененные (серицитизация, окварцевание) плаггиолипариты. Рудные тела — штокверки, штоки и линзы.

Приведенные выше данные показывают, что рассматриваемые золото-медноколчеданные месторождения имеют большое сходство в геологической позиции и условиях локализации оруденения, типах руд и морфологии рудных тел, околорудных изменений вмещающих вулканитов. Также большим сходством характеризуется в целом и минеральный состав руд указанных месторождений (табл. 1). В то же время наблюдаются и некоторые различия, связанные, вероятно, как с проявлением общей латеральной зональности в Панагюрском рудном районе, так и с различиями глубины эрозионного среза каждого из месторождений.

Всего в рудах месторождений Челопеч, Радка и Елшица известно около 50 гипогенных рудных минералов, примерно пятая часть из которых установлена в результате наших исследований (см. табл. 1). Нельзя не отметить также, что помещенные в табл. 1 такие минералы, как беггерит, бриартит, нагиагит, эвкайрит и др., данные о которых заимствованы из работ Г. Терзиева [12, 13], нами при изучении руд не обнаружены.

Во всех трех месторождениях встречается сравнительно ограниченный круг основных минералов: пирит, халькопирит, борнит, теннантит, энаргит, сфалерит, галенит, а также халькозин, ковеллин, марказит, бетехтинит, самородное золото. Все эти минералы являются типичными для медноколчеданных месторождений.

Таблица 1

Рудные минералы медноколчеданных месторождений Центрального Среднегорья

Минерал	Месторождение			Минерал	Месторождение		
	Челопеч	Радка	Елшица		Челопеч	Радка	Елшица
Айкинит	+(*)			Марказит	+	+	+
Алтаит	+		+(*)	Молибденит		+(*)	
Арсеносульванит	+(*)	+(*)		Моусонит	+(*)		
Беегерит		+(?)		Нагиагит	+(?)		
Бетехтинит	+	+	+	Некрасовит	+(*)		
Борнит	+	+	+	Пирит	+	+	+
Бриартит		+(?)		Реньерит	+(?)	+	
Виньсенит		+(*)		Минерал		+(*)	
Висмутин	+			$Cu_{10}Fe_4As_2S_{16}$		+(*)	
Виттихенит	+(?)	+(*)		Минерал		+(*)	
Галенит	+	+	+	$Cu_{11}Fe_4GeAsS_{16}$			
Галлит	+(?)	+		Рокезит		+(*)	
Германит		+		Сильванит	+		+
Голдфилдит	+(*)		+(*)	Станнин	+(?)	+(?)	
Дигенит	+	+		Сфалерит	+	+	+
Золото самородное	+	+	+	Теллур самородный	+		+(*)
Идаит	+(?)	+(?)		Теллуrowисмутит	+		+
Касситерит			+	Теннантит	+	+	+
Клаусталит	+(*)			Тетрадимит	+		+
Ковеллин	+	+	+	Тетраэдрит	+(?)	+(*)	
Колорадоит	+(*)			Фаматинит	+		
Колусит	+	+		Халькозин	+	+	+
Костовит	+			Халькопирит	+	+	+
Люционит	+			Хемусит	+		
				Эвкайрит	+(?)		
				Энаргит	+	+	+

(\*) — минералы, установленные в месторождениях авторами.

(?) — минералы, ранее упоминавшиеся в рудах месторождений [12, 13], но не подтвержденные в процессе данных исследований.

Ряд редких минералов присутствует в рудах Челопеча и Елшицы, но отсутствует в Радке. Прежде всего это относится к минералам теллура — голдфилдиту, алтаиту, самородному теллуру, сильваниту, теллуrowисмутиту, тетрадимиту. Другие минералы характерны для Челопеча и Радки, но не известны в Елшице. Это минералы группы колусита-арсеносульванита, сульфиды германия и галлия, висмутовые сульфосоли. Наконец, отдельные редкие минералы встречаются только в одном из месторождений: в Челопече диагностированы клаусталит, колорадоит и костовит, моусонит и хемусит, люционит и фаматинит, в Радке — рокезит и молибденит, в Елшице — касситерит.

Даже из краткого сравнительного анализа минералогии руд изученных месторождений следует, что Челопеч занимает как бы центральное, связующее положение, обладая минералого-геохимическими особенностями, характерными и для Елшицы (теллуридная линия), и для Радки (редкометалльная линия). Можно заметить также, что для Челопеча по сравнению с Радкой более характерно олово, чем германий.

Отмеченные выше особенности минерального состава руд среднегорских медноколчеданных месторождений в той или иной мере присущи и другим месторождениям данной формации. Теллуридные, германиево- и

олово-сульфидные минеральные ассоциации отмечаются в ряде медноколчеданных месторождений Южного Урала, Северного и Малого Кавказа. В упоминавшихся золото-сульфидно-кварцевых месторождениях Средней Азии теллуридные и олово-сульфидные парагенезисы развиты более широко и, напротив, в них отсутствуют минералы германия, индия, галлия.

Выявленные особенности рудной минерализации среднегорских золото-медноколчеданных месторождений подчеркиваются закономерными вариациями химического состава как основных, так и редких минералов.

#### ОСОБЕННОСТИ ХИМИЗМА ОСНОВНЫХ РУДООБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ

**Блеклые руды.** Многочисленные исследования химического состава блеклых руд из месторождений различных генетических типов позволили прийти к выводу, что для месторождений колчеданных формаций характерны мышьяковистые блеклые руды (теннантиты), в которых наблюдается резкое преобладание цинка над железом [8]. Систематические исследования химизма блеклых руд месторождений Челопеч, Радка и Елшица ранее не проводились, однако они на основании изучения оптических свойств и единичных определений состава относились в основном к теннантитам и цинковистым теннантитам, и лишь небольшая часть выделений блеклой руды диагностировалась как тетраэдрит и швацит [13, 21].

Проведенные нами исследования подтвердили высказанное ранее положение о преимущественно мышьяковом составе блеклых руд золото-медноколчеданных месторождений. В то же время на верхних горизонтах месторождений Челопеч и Елшица нами установлена весьма редко встречающаяся теллуристая разновидность блеклой руды — голдфилдит, находки которого ранее были известны главным образом в рудах малоглубинных золото-сульфидно-кварцевых месторождений [5, 9].

Рассмотрим некоторые закономерности распределения блеклых руд и вариаций их химического состава в изученных месторождениях. В месторождении Челопеч, по данным Г. Терзиева [13], блеклая руда является одним из наиболее часто встречаемых минералов. Особенно широко этот минерал развит на верхних горизонтах месторождения, в зоне халькопирит-теннантит-пиритовых руд, где халькопирит и теннантит находятся в равных соотношениях, но иногда теннантит преобладает [12]. В этой зоне среди теннантита отмечены реликтовые выделения зональных кристаллов голдфилдита (табл. II, а), который интенсивно замещается теннантитом, халькопиритом и теллуридами. Судя по наблюдаемым взаимоотношениям, голдфилдит — один из наиболее ранних минералов, образование которого происходило после отложения пирита. В составе голдфилдита определено от 17,64 до 26,16 мас. % теллура (табл. 2, ан. 1—4), что соответствует содержанию от 56 до 80% голдфилдитовой молекулы. Минерал характеризуется резким преобладанием железа над цинком и варьирующими соотношениями сурьмы и мышьяка ( $Sb : As$  от 1:0,6 до 1:4,6). Постоянно в голдфилдите отмечается небольшая примесь висмута (0,2—0,7 мас. %), а в одном из зерен было установлено высокое (1,89 мас. %) содержание селена.

Состав теннантина, замещающего голдфилдит, характеризуется преобладанием цинка над железом и мышьяка над сурьмой (см. табл. 2, ан. 5, 7, 9). Ни висмут, ни селен в этом минерале не обнаружены, а небольшие количества теллура установлены только в одном из проанализированных зерен. В более поздней генерации блеклой руды из халькопирит-теннантитовой зоны выявлены значительные содержания сурьмы (см. табл. 2, ан. 17, 18).

Таблица 2

Химический состав (в мас. %) блеклых руд месторождения Челопеч

Но- мер ана- лиза	Cu	Fe	Zn	Sb	As	Te	Bi	Se	S	Сумма
1	39,64	4,06	Не обн.	2,01	2,48	26,16	0,34	Не опр.	24,79	99,48
2	40,30	3,87	То же	1,45	4,29	24,38	0,21	То же	24,90	99,40
3*	43,19	0,41	"	7,50	2,73	17,64	Не обн.	1,89	24,91	99,27
4	45,34	0,51	0,45	2,26	6,42	17,64	0,69	0,19	25,82	99,32
5	43,67	1,35	5,59	1,95	17,38	1,81	Не обн.	Не опр.	27,49	99,24
6	45,18	3,53	0,30	0,43	15,03	Не обн.	7,30	0,11	27,40	99,28
7	42,08	1,98	6,19	4,52	16,79	То же	Не обн.	Не обн.	29,26	100,82
8	47,82	2,83	Не обн.	1,77	17,63	"	То же	1,74	28,43	100,22
9	42,73	1,83	6,21	3,98	17,81	"	"	Не обн.	28,52	101,08
10	47,90	3,10	0,32	2,16	18,30	"	0,17	0,23	27,94	100,12
11	47,16	3,70	0,41	0,39	18,79	"	0,64	0,20	29,44	100,73
12	47,46	3,22	0,32	0,42	18,98	"	Не обн.	0,26	28,57	99,23
13	46,58	3,08	0,11	3,19	19,03	"	То же	1,02	27,47	100,48
14	48,04	2,28	1,36	0,47	20,27	"	"	Не обн.	29,65	102,07
15*	44,23	3,55	2,30	2,19	17,92	"	1,61	То же	28,15	99,95
16*	48,71	1,89	1,04	1,08	20,08	"	Не обн.	"	28,54	101,34
17	42,79	4,87	1,51	9,15	13,78	"	0,53	"	27,67	100,30
18	42,15	4,66	1,66	11,42	12,14	"	0,44	"	27,56	100,03

\* Анализы выполнены И.П. Лапутиной.

Ниже по разрезу зона халькопирит-теннантит-пиритовых руд сменяется зоной люционит-энаргит-пиритовых руд [12], в которых теннантит имеет подчиненное распространение. Состав (см. табл. 2, ан. 6, 8, 10—13) теннантита по соотношению железа и цинка, присутствию висмута и селена, содержаниям сурьмы достаточно близок составу распространенного на более высоких горизонтах голдфилдита и отличается от последнего отсутствием теллура и значительно более высокими содержаниями мышьяка. Эти данные позволяют высказать предположение, что и голдфилдит, и теннантит из люционит-энаргит-пиритовой зоны принадлежат к одной генерации блеклой руды, а разные содержания теллура и мышьяка в них обусловлены различиями окислительно-восстановительной обстановки в период минералообразования.

Теннантит из расположенной на более глубоких горизонтах зоны борнит-пиритовых руд (см. табл. 2, ан. 14—16) содержит более высокие количества цинка по сравнению с теннантитом из люционит-энаргит-пиритовых руд.

В месторождении Радка блеклая руда также является одним из ведущих рудных минералов. Нами изучены блеклые руды из рудных тел сложного минерального состава. Эти рудные тела сложены главным образом борнитом, халькопиритом, сфалеритом, теннантитом, галенитом, бетехтинитом и пиритом, которые сопровождаются комплексом редких минералов германия, галлия, индия и других элементов. Руды с энаргитом сохранились только на самых верхних горизонтах, в значительной мере к настоящему времени отработанных, а зона халькопирит-теннантит-пиритовых руд была, вероятно, эродирована. Таким образом, можно предположить, что изученные нами рудные тела сложного состава в вертикальном разрезе соответствуют зоне борнит-пиритовых руд, развитых на глубоких гори-

Таблица 3

Химический состав (в мас. %) блеклых руд месторождения Радка

Но- мер ана- лиза	Cu	Ag	Fe	Zn	Sb	As	Te	Bi	S	Сумма
1*	41,06	0,70	0,57	6,15	16,26	8,65	0,22	1,35	25,99	100,95
2**	41,00	1,27	1,20	5,97	14,80	9,05	0,57	1,25	26,46	101,57
3***	44,76	0,45	0,61	6,05	11,10	10,48	0,36	0,50	25,40	99,71
4	41,71	He обн.	1,09	7,90	2,09	16,75	He обн.	0,96	29,53	100,03
5	42,88	0,12	0,51	8,15	2,41	17,58	То же	He обн.	27,75	99,40
6	44,18	He обн.	0,30	8,52	3,00	17,61	"	То же	26,62	100,23
7	41,68	То же	1,06	8,10	1,50	18,24	"	0,74	29,72	101,04
8	43,62	"	0,27	8,35	2,74	18,51	"	He обн.	28,28	101,77
9	44,47	"	0,28	8,41	2,25	18,77	"	То же	28,06	102,24
10	43,45	"	0,11	7,63	2,98	18,85	"	"	27,98	101,00
11	43,63	0,14	0,60	7,88	0,80	19,33	"	"	29,43	101,81
12	42,98	0,13	0,13	8,40	2,45	19,45	"	"	29,09	102,63
13	42,51	0,10	4,06	4,15	0,80	19,60	"	"	28,21	99,43
14	43,20	0,18	0,09	8,34	1,38	19,70	"	"	28,47	101,36
15	42,77	0,45	1,66	6,62	10,84	11,77	"	0,65	26,42	101,18

\* Установлены также: Cd — 0,20, Sn — 0,22.

\*\* Cd — 0,14, Sn — 0,22.

\*\*\* Hg — 0,14, Cd — 0,19, Sn — 0,17 и в обр. 10: Cd — 0,14.

зонтах месторождения Челопеч. Именно этим обстоятельством можно объяснить отсутствие в рудах Радки голдфилдита, место которого здесь, обычно, занимают промежуточные члены тетраэдрит-теннантитовой серии, содержащие небольшие количества теллура и висмута (табл. 3, ан. 1—3, 15). В этих минералах обнаружены относительно повышенные количества серебра, не характерного для блеклых руд других месторождений района.

Состав теннантита из ассоциации с бетехтинитом, борнитом, сфалеритом и галенитом (см. табл. 3, ан. 4—12, 14) характеризуется очень высокими содержаниями цинка и приблизительно постоянными соотношениями сурьмы и мышьяка. В теннантите, представляющем более глубокие части рудных тел и ассоциирующем с реньеритом, сфалеритом и галлитом (см. табл. 3, ан. 13), отношение цинка к железу равно единице.

Месторождение Елшица сложено в основном пирит-халькопиритовыми с теннантитом рудами, развитыми на верхних горизонтах. С глубиной они сменяются борнит-пиритовыми с халькопиритом, теннантитом, сфалеритом, галенитом, халькозином и бетехтинитом рудами.

Нами изучен состав блеклых руд из пирит-халькопиритовой зоны. Как показали исследования, блеклые руды представлены голдфилдитом и замещающим его теннантитом (табл. 4). Голдфилдит образует правильно ограненные зональные зерна или их агрегаты (табл. II, б), которые образуют и корродируются теннантитом. При замещении голдфилдита теннантитом происходит новообразование самородного теллура, тетрадимита, алтаита и других теллуридов.

Голдфилдит из Елшицы (см. табл. 4, ан. 1—14) характеризуется очень низкими содержаниями сурьмы и железа, в нем практически отсутствует цинк, а концентрации висмута довольно высокие. В составе замещающего его теннантита значительно возрастает содержание железа, появляются небольшие количества цинка и теллура, исчезают сурьма и висмут (см. табл. 4, ан. 15—17).

Таблица 4

Химический состав (в мас. %) блеклых руд месторождения Елшица

Номер анализа	Cu	Fe	Zn	Sb	As	Te	Bi	S	Сумма
1	42,48	0,27	Не обн.	0,23	4,05	26,44	2,62	25,68	101,77
2	44,95	0,16	То же	0,27	4,32	25,85	0,47	25,43	101,45
3	43,38	0,39	"	0,23	5,30	25,74	0,10	25,55	100,69
4	43,62	0,42	"	0,31	5,33	25,64	0,31	25,69	100,32
5	42,71	0,64	"	0,15	4,75	24,52	3,38	25,25	101,40
6	42,49	0,55	"	0,38	5,66	24,38	1,38	25,51	100,35
7	44,72	0,15	"	0,20	5,23	23,97	0,17	26,43	100,87
8	43,35	0,20	"	0,39	5,04	23,75	0,23	26,13	99,09
9	43,07	1,03	"	0,16	5,26	23,01	1,30	25,71	99,54
10	45,15	0,63	0,04	0,20	6,39	22,31	0,14	26,72	101,58
11	43,83	0,74	Не обн.	0,16	6,44	22,07	Не обн.	26,14	99,38
12	44,83	0,13	То же	0,36	6,84	21,26	1,49	26,51	101,42
13	44,47	0,26	"	0,18	5,47	21,24	2,96	26,52	101,10
14	46,56	0,20	"	0,14	6,84	19,83	0,27	26,35	100,19
15	46,33	4,76	0,25	Не обн.	20,11	1,39	Не обн.	29,00	101,84
16	46,07	4,56	0,26	То же	20,04	0,13	То же	29,26	100,32
17	46,17	4,61	0,23	"	20,35	0,23	0,34	30,34	102,27

Таким образом, изучение химического состава блеклых руд медноколчеданных месторождений Центрального Среднегорья показало, что они, как правило, представлены минералами рядов теннантит—голдфилдит (Елшица) или теннантит—голдфилдит и теннантит—тетраэдрит (Челопеч) либо только минералами теннантит-тетраэдритовой серии (Радка). При анализе диаграммы состава блеклых руд (рисунок) выявляется, что их сурьмянистость увеличивается в ряду месторождений Елшица (практически безсурьмянистые разновидности) — Челопеч (промежуточные члены ряда теннантит—тетраэдрит) — Радка (вплоть до тетраэдрита).

Следует отметить, что ранее в золото-сульфидно-кварцевых месторождениях был описан природный минеральный ряд тетраэдрит—голдфилдит [9]. Находка голдфилдита в золото-медноколчеданных месторождениях Центрального Среднегорья (первая в Болгарии) позволяет говорить о существовании в природе также минерального ряда теннантит—голдфилдит. Имеющиеся данные свидетельствуют, что для золото-медноколчеданных месторождений, сформировавшихся в субэвальных условиях, типоморфны минералы теннантит-голдфилдитовой серии, в то время как для золото-сульфидно-кварцевых руд малоглубинных месторождений характерны минералы тетраэдрит-голдфилдитовой серии.

**Энаргит и люцит.** Минералы представляют собой структурные разновидности соединения  $Cu_3AsS_4$ . Энаргит, ромбический минерал вюртцитового структурного типа, широко развит в рудах Челопеча и Радки и менее характерен для месторождения Елшица.

Люцит, тетрагональный минерал сфалеритового структурного типа, присутствует только в люцит-энаргит-пиритовых рудах Челопеча, в которых он играет подчиненную роль по сравнению с энаргитом. Г. Терзиев [11], специально изучавший условия нахождения и свойства минералов люцитовой серии, выделял в челопечских рудах и сурьмянистый аналог люцита — фаматинит.

Данные о химическом составе энаргита и минералов люцит-фаматинитовой серии приведены в табл. 5. Все анализы удовлетворительно пересчи-

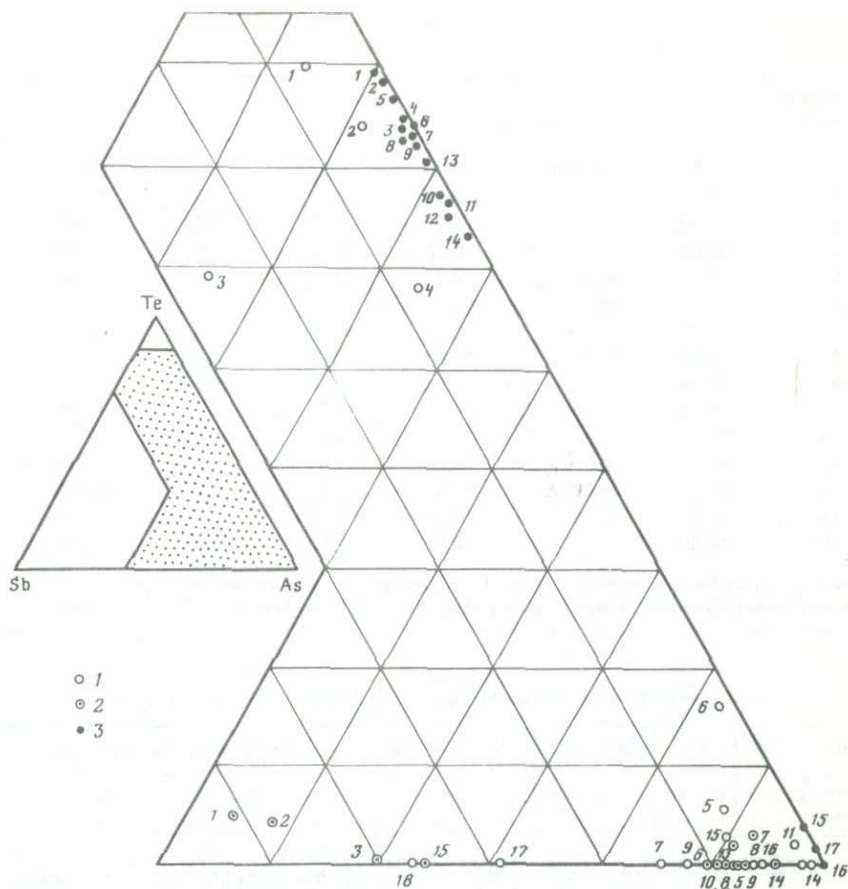


Рис. 1. Вариации содержаний (мол.%) полуметаллов в составе блеклых руд изученных месторождений

1 — Челопеч; 2 — Елшица; 3 — Радка; цифры у точек — номера некоторых анализов соответственно в табл. 2, 3, 4

тываются на кристаллохимическую формулу  $Cu_3XS_4$ , где X—As, Sb. Составы энаргита из Челопеча и Радки практически не различаются. Для этого минерала характерны небольшие содержания сурьмы и нехарактерны, а практически отсутствуют примеси железа и селена. Напротив, в люционите селен установлен почти в каждом проанализированном зерне (см. табл. 5, ан. 8—15). В некоторых зернах обнаружены также заметные количества железа. Для этого минерала типичны также значительные вариации содержания мышьяка и сурьмы, однако соотношения этих элементов, характерного для фаматинитовой части люционит—фаматинитового ряда ( $Sb > As$ ), нами не было обнаружено.

**Пирит.** Минерал является наиболее распространенным во всех трех месторождениях. Он встречается в рудных телах на всех интервалах глубин. На верхних горизонтах пирит преимущественно мелкозернистый. Здесь широко развиты колломорфные формы, которые подчеркиваются концентрически-зональным строением зерен минерала, наблюдаемым даже без травле-

Таблица 5  
Химический состав (в мас.%) энаргита и люцитита

Номер анализа	Cu	Fe	As	Sb	Se	S
1	48,18	Не обн.	18,79	Не обн.	Не обн.	32,64
2	49,03	То же	17,93	1,18	То же	32,87
3	48,78	"	17,97	1,10	0,14	32,51
4	48,86	"	18,85	Не обн.	Не обн.	32,70
5	48,04	0,28	18,76	0,22	То же	33,04
6	48,79	Не обн.	18,71	0,90	"	33,11
7	49,31	То же	18,52	1,11	"	32,97
8	48,14	0,75	17,87	0,70	0,08	32,81
9	48,45	0,99	17,91	1,18	0,17	32,85
10	48,55	Не обн.	17,85	1,23	1,50	32,14
11	48,64	То же	16,85	2,73	0,88	32,50
12	48,36	0,12	16,09	3,01	0,66	32,15
13	47,92	Не обн.	15,97	3,99	0,90	32,06
14	47,85	То же	15,29	6,00	Не обн.	32,34
15*	47,89	"	12,51	9,10	1,22	31,64

1—4 энаргит из Челопеча, 5—7 энаргит из Радки, 8—15 люцитит из Челопеча.  
\* Установлено также 0,31 мас.% олова. Анализы 1 и 14 выполнены И.П. Лапутиной.

Таблица 6  
Химический состав (в мас.%) сфалерита из месторождения Радка

Номер анализа	Zn	Fe	Cu	Cd	S	Сумма	Эмпирическая формула
1	66,95	Не обн.	1,01	0,54	34,04	102,54	$(Zn_{0,97}Cu_{0,01}Cd_{0,01})_{0,99}S_{1,01}$
2	66,66	То же	0,23	0,42	33,42	101,73	$(Zn_{0,99}Cu,Cd)_{1,00}S_{1,00}$
3	64,85	1,01	0,40	0,35	33,08	99,09	$(Zn_{0,97}Fe_{0,02}Cu_{0,01}Cd)_{1,00}S_{1,00}$
4	65,67	Не обн.	1,27	0,54	33,16	100,64	$(Zn_{0,97}Cu_{0,02}Cd_{0,01})_{1,00}S_{1,00}$

ния благодаря различной окраске (от бледно-соломенно-желтой до серо-розовой) различных зон (табл. II, в). Часто отмечаются участки в различной степени перекристаллизованного колломорфного пирита (табл. II, з). Особенно интенсивно этот процесс происходил на глубоких горизонтах, где основная масса пирита в настоящее время представлена мелко-среднезернистыми агрегатами зерен кубической, октаэдрической, пентагондодекаэдрической формы или их комбинаций.

Д. Цоневым [16, 21] высказывалось соображение, что протоконцентрации цветных и редких элементов изначально присутствовали в виде примесей в тонкозернистом колломорфном пирите, большие массы которого выпадали на ранних стадиях формирования руд. Перекристаллизация пирита под воздействием более поздних гидротермальных растворов приводила к высвобождению элементов-примесей, которые вовлекались в минералообразующий процесс. Сравнение имеющих у нас данных о составе колломорфных пиритов из Челопеча (Fe — 44,9, Cu — 4,08, As — 0,20, S — 52,47, сумма 101,71 мас.%) и Радки (Fe — 46,35, Cu — 0,49, As — 1,05, S — 52,85, сумма 100,74 мас.%) с данными по составу перекристаллизованного пирита

Сумма	Эмпирическая формула
99,60	$Cu_{2,99}As_{0,99}S_{4,02}$
101,01	$Cu_{3,02}(As_{0,94}Sb_{0,04})_{0,98}S_{4,01}$
100,50	$Cu_{3,02}(As_{0,94}Sb_{0,03})_{0,97}(S_{3,99}Se_{0,01})_{4,0}$
100,41	$Cu_{3,01}As_{0,99}S_{4,00}$
100,47	$(Cu_{2,96}Fe_{0,02})_{2,98}(As_{0,98}Sb_{0,01})_{0,99}S_{4,03}$
101,51	$Cu_{2,99}(As_{0,97}Sb_{0,03})_{1,00}S_{4,01}$
101,91	$Cu_{3,01}(As_{0,96}Sb_{0,04})_{1,00}S_{3,99}$
100,35	$(Cu_{2,97}Fe_{0,05})_{3,02}(As_{0,94}Sb_{0,02})_{0,98}S_{4,02}$
101,55	$(Cu_{2,98}Fe_{0,07})_{3,03}(As_{0,93}Sb_{0,04})_{0,97}(S_{3,99}Se_{0,01})_{4,00}$
101,27	$Cu_{2,99}(As_{0,98}Sb_{0,04})_{1,02}(S_{3,92}Se_{0,07})_{8,99}$
101,60	$Cu_{3,00}(As_{0,89}Sb_{0,09})_{0,98}(S_{3,98}Se_{0,04})_{4,02}$
100,39	$(Cu_{3,02}Fe_{0,01})_{3,03}(As_{0,85}Sb_{0,10})_{3,95}(S_{3,98}Se_{0,03})_{4,01}$
100,84	$Cu_{3,00}(As_{0,85}Sb_{0,13})_{0,98}(S_{3,97}Se_{0,04})_{4,01}$
101,48	$Cu_{2,99}(As_{0,81}Sb_{0,20})_{1,01}S_{4,00}$
102,36	$Cu_{3,01}(As_{0,67}Sb_{0,30})_{0,97}(S_{3,95}Se_{0,06})_{4,01}$

из Челопеча (Fe — 48,90, Cu — не обн., As — 0,14, S — 53,16, сумма — 102,20 мас.%) показывает, что, действительно, при перекристаллизации пирита могли высвободиться и вовлекаться в рудообразующий процесс значительные количества таких элементов, как медь и мышьяк.

**Сфалерит.** Является одним из основных рудных минералов медноколчеданных месторождений Центрального Среднегорья, однако в отличие от пирита его образование происходило в одну из заключительных стадий процесса минералообразования [16]. Сфалерит ассоциирует с широким кругом минералов редких элементов, а также с галенитом, бетехтинитом, теннантитом поздних генераций.

В составе сфалерита постоянно устанавливаются небольшие переменные количества меди и кадмия (табл. 6). Показательно, что проанализированные сфалериты, за исключением одного, не содержат железа, место которого занимает медь, что служит подтверждением высказывавшегося предположения [21] о снижении активности железа и возрастании активности меди от начала к концу процесса формирования медноколчеданных руд. Такие же закономерности установлены для сфалеритов золото-сульфидно-кварцевых месторождений Средней Азии [7], что может свидетельствовать об однонаправленности процессов минералообразования в медноколчеданных и золото-сульфидно-кварцевых рудах.

#### МИНЕРАЛЫ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ

Давно обращено внимание [13, 21], что по набору и концентрациям редких элементов (Ge, Ga, In, V, Sn и др.) изученные медноколчеданные месторождения выделяются среди других месторождений данной формации. Весьма характерной особенностью руд центральносреднегорских месторождений является то, что практически все редкие элементы в них представлены минеральной формой и образуют нередко по несколько об-

Таблица 7

Химический состав (в мас.%) минералов из месторождения Радка

Номер анализа	Cu	Fe	Zn	Ge	As	S
1	45,81	5,22	2,38	10,94	1,43	32,72
2	41,63	13,51	1,71	8,94	0,62	33,77
3	41,62	13,77	1,81	7,75	1,69	33,92
4	44,05	13,88	0,34	4,68	4,89	32,36
5	44,06	13,08	1,19	4,53	4,81	32,44
6	43,89	13,89	0,42	5,49	3,79	32,34
7	44,03	13,57	0,59	4,49	4,69	32,31
8	44,01	13,86	0,28	4,65	4,83	32,40
9	43,98	14,05	0,30	4,66	4,71	32,40
10	43,94	13,90	0,27	4,65	4,80	32,28
11	43,94	13,89	0,25	4,56	4,83	32,24

1 — германит, 2 и 3 — реньерит, 4—11 — минерал  $\text{Cu}_{11}\text{Fe}_4\text{GeAsS}_{16}$ .

ственных минералов. Так, на нижних горизонтах месторождения Радка в ряде рудных тел наблюдались почти мономинеральные скопления реньерита, который нигде, кроме знаменитых африканских медно-редкометалльных месторождений Кипуши и Тзумеб, в макроколичествах не встречается. В ассоциации с реньеритом, как и на африканских месторождениях, находятся галлит, сфалерит и теннантит, что позволяет проводить некоторые аналогии между такими разными по геологической позиции объектами.

Помимо минералов германия и галлия, в рудах Челопеча и Радки присутствуют минералы олова, ванадия, индия, висмута, в месторождениях Елшица и Челопеч — теллура, ртути, селена. Некоторые из минералов (рокезит, колорадоит, клаусталит, некрасовит и др.) впервые в этих месторождениях установлены в процессе наших исследований, для других получены новые данные по их химическому составу, уточнены условия нахождения.

**Минералы германия и олова.** Реньерит, германит, не названный реньеритоподобный минерал  $\text{Cu}_{11}\text{Fe}_4\text{GeAsS}_{16}$ , винсьенит развиты в основном в месторождении Радка, причем реньерит и германит образуют заметные скопления на глубоких горизонтах, в то время как реньеритоподобный минерал  $\text{Cu}_{11}\text{Fe}_4\text{GeAsS}_{16}$  встречается на более высоких уровнях в ассоциации с борнитом, энаргитом, сфалеритом, теннантитом, рокезитом, бетехтинитом и халькозинитом. В рудах Челопеча перечисленные минералы нами не были встречены, однако в работах Г. Терзиева [12, 13] реньерит упоминается. Нами в этом месторождении установлены сульфостаннаты меди и железа — моусонит и винсьенит, а присутствие германия (до 0,5 мас.%) выявлено в составе арсеносульванита. Не обнаружены, как отмечалось выше, минералы германия и в рудах месторождения Елшица.

Химический состав германита, реньерита и не названного минерала  $\text{Cu}_{11}\text{Fe}_4\text{GeAsS}_{16}$  приведен в табл. 7. Германит обычно встречается в тесной ассоциации с реньеритом. Его состав хорошо пересчитывается на формулу  $\text{Cu}_3\text{XS}_4$  (где X—Ge, As, Fe), предложенную для этого минерала К. Леви [17].

Состав реньерита отличается от состава германита меньшими количествами меди и большими железа и серы (см. табл. 7, ан. 2, 3). Исследования состава реньерита показали, что соотношения элементов отвечают формуле  $\text{Cu}_5\text{Fe}_2\text{GeS}_8$  или  $\text{Cu}_{10}\text{Fe}_4\text{Ge}_2\text{S}_{16}$ , на которую хорошо пересчитываются анализы реньерита из Радки (см. табл. 7).

Сумма	Эмпирическая формула
98,50	$\text{Cu}_2(\text{Cu}_{0,83}\text{Zn}_{0,14})_{0,97}(\text{Ge}_{0,59}\text{Fe}_{0,37}\text{As}_{0,07})_{1,03}\text{S}_{4,00}$
100,17	$\text{Cu}_{9,96}(\text{Fe}_{3,67}\text{Zn}_{0,40})_{4,07}(\text{Ge}_{1,87}\text{As}_{0,13})_{2,00}\text{S}_{15,99}$
100,56	$\text{Cu}_{9,90}(\text{Fe}_{3,73}\text{Zn}_{0,34})_{4,07}(\text{Ge}_{1,61}\text{As}_{0,34})_{1,95}\text{S}_{15,99}$
100,20	$\text{Cu}_{10,97}(\text{Fe}_{3,91}\text{Zn}_{0,08})_{3,99}\text{Ge}_{1,02}\text{As}_{0,97}\text{S}_{15,97}$
100,11	$\text{Cu}_{10,98}(\text{Fe}_{3,71}\text{Zn}_{0,29})_{4,00}\text{Ge}_{0,99}\text{As}_{1,02}\text{S}_{16,01}$
99,82	$\text{Cu}_{10,95}(\text{Fe}_{3,94}\text{Zn}_{0,10})_{4,04}\text{Ge}_{1,20}\text{As}_{0,80}\text{S}_{16,00}$
99,68	$\text{Cu}_{11,01}(\text{Fe}_{3,86}\text{Zn}_{0,14})_{4,00}\text{Ge}_{0,98}\text{As}_{0,99}\text{S}_{16,01}$
99,75	$\text{Cu}_{10,98}(\text{Fe}_{3,90}\text{Zn}_{0,07})_{4,97}\text{Ge}_{1,01}\text{As}_{1,05}\text{S}_{16,02}$
100,10	$\text{Cu}_{10,95}(\text{Fe}_{3,98}\text{Zn}_{0,07})_{4,05}\text{Ge}_{1,01}\text{As}_{1,00}\text{S}_{15,99}$
99,84	$\text{Cu}_{10,97}(\text{Fe}_{3,95}\text{Zn}_{0,07})_{4,02}\text{Ge}_{1,02}\text{As}_{1,01}\text{S}_{15,98}$
99,55	$\text{Cu}_{10,98}(\text{Fe}_{3,95}\text{Zn}_{0,06})_{4,01}\text{Ge}_{1,00}\text{As}_{1,02}\text{S}_{15,98}$

Минерал  $\text{Cu}_{11}\text{Fe}_4\text{GeAsS}_{16}$  встречается на более высоких горизонтах Радки, чем реньерит и германит. Он в виде мелких (до 0,1 мм) округлых либо имеющих кристаллическую огранку зерен образует редкую вкрапленность в борните либо сфалерите, реже — в теннантите. В отраженном свете имеет характерный желто-оранжевый цвет; минерал более светлый, чем реньерит; у него слабая анизотропия, а двуотражение и плеохроизм не наблюдаются. В составе минерала (см. табл. 7, ан. 4—11) установлены более высокие по сравнению с реньеритом содержания меди и мышьяка, более низкие — цинка и серы. Практически во всех проанализированных зернах отношение германия и мышьяка близко 1 : 1.

Минерал  $\text{Cu}_{11}\text{Fe}_4\text{GeAsS}_{16}$  можно, вероятно, считать германиевым аналогом сложного сульфида меди, железа, олова и мышьяка, установленного В.А. Коваленкером в одном из золото-сульфидно-кварцевых месторождений Средней Азии, также в ассоциации с борнитом, энаргитом, халькопиритом и теннантитом. Формула этого минерала —  $\text{Cu}_{11}\text{Fe}_4\text{SnAsS}_{16}$  — подобна формуле германиево-мышьякового минерала из Радки.

Примечательно, что и у реньерита имеется оловянный аналог — винсьенит  $\text{Cu}_{10}\text{Fe}_4\text{SnAsS}_{16}$ . Минерал, по составу и свойствам отвечающий винсьениту, найден Д. Цоневым [16] в рудах Радки в ассоциации с энаргитом, халькопиритом, борнитом на тех же горизонтах рудных тел, что и минерал  $\text{Cu}_{11}\text{Fe}_4\text{GeAsS}_{16}$ . В составе винсьенита из Радки установлено (в мас.%) : Cu — 41,26, Fe — 13,92, Sn — 7,58, As — 4,50, S — 32,74, сумма — 102,09. Этот состав пересчитывается на формулу  $\text{Cu}_{10,16}\text{Fe}_{3,90}\text{Sn}_{1,00}\text{As}_{0,94}\text{S}_{15,98}$ .

Другие минералы олова более широко развиты в рудах Челопеча. Помимо хемусита — медно-молибдено-оловянного сульфида, открытого именно в этом месторождении [19], нами здесь установлен моусонит. Он встречается в ассоциации с энаргитом, люцитом и теннантитом в виде мельчайших (10—15 мкм) включений в названных минералах. Его состав, определенный в трех зернах (соответственно для зерен 1, 2 и 3 (в мас.%) : Cu — 44,08, 44,15, 44,63; Fe — 12,48, 12,44, 12,23; Sn — 14,05, 13,94, 14,04; Se — 1,49, 1,40, 1,30; S — 29,55, 29,65, 29,79; сумма — 101,65; 101,58; 101,99), хорошо пересчитывается на кристаллохимическую формулу  $\text{Cu}_6\text{Fe}_2\text{Sn}(\text{S,Se})_8$ . Следует заметить, что значительные количества селена в моусоните устанавливаются весьма редко. Известно, что повышенные количества этого элемента могут входить в состав сульфидов в условиях высокоокислительной

Таблица 8  
Химический состав некрасовита (мас.%) из месторождения Челопеч

Номер анализа	Cu	Fe	Zn	V	Sn	As	Se	S
1	43,79	4,54	1,28	1,40	15,14	3,38	1,27	29,36
2	43,12	4,19	0,83	1,86	18,44	1,48	1,43	28,92
3	43,69	2,26	2,07	2,08	19,65	0,31	2,31	28,30
4	45,68	2,28	1,60	1,21	14,74	4,01	2,25	28,60
5	44,83	4,05	0,46	1,95	13,84	4,31	1,88	29,18

Таблица 9  
Химический состав (в мас.%) колусита и арсеносульванита из золото-медноколчеданных месторождений Центрального Среднегорья

Номер анализа	Cu	Fe	V	As	Sb	Sn	Ge	S
1*	48,11	1,15	3,32	6,62	0,20	9,23	Не обн.	31,01
2	49,79	1,36	2,89	9,75	1,51	3,10	0,56	31,16
3	48,67	0,94	2,51	10,40	2,82	2,55	0,40	30,66
4	48,78	1,58	2,75	10,31	1,26	2,16	1,14	31,12
5	49,66	Не обн.	3,09	13,71	Не обн.	Не обн.	0,33	33,22
6	49,04	То же	3,12	14,20	То же	То же	0,39	33,16
7	48,56	"	3,18	14,05	"	"	0,56	33,15
8	48,83	"	3,21	14,18	"	"	0,31	33,13
9	49,05	"	3,15	14,44	"	"	0,27	33,02
10	49,20	"	3,12	11,21	"	"	3,06	33,00

1-4 — колусит; 1 — Челопеч, 2-4 — Радка; 5-10 — арсеносульванит; 5-9 — Челопеч, 10 — Радка.

\* Выполнен И.П. Лапутиной.

обстановки минералообразующей среды [20]. Характерно, что и ассоциирующие с моусонитом теннантит (см. табл. 2, ан. 8, 13) и люционит (см. табл. 5, ан. 9-13, 15) также содержат заметные количества этого элемента. Эти данные согласуются с наблюдаемыми между минералами структурными соотношениями, свидетельствующими о принадлежности моусонита, люционита и теннантита к одному парагенезису.

Высокие содержания селена установлены и в некрасовите  $Cu_2V_2Sn_6S_{32}$  — оловянном аналоге колусита [6], который найден нами в теннантит-халькопирит-пиритовых с голдфилдитом и теллуридами рудах Челопеча. Это вторая находка некрасовита в месторождениях мира. В Челопече некрасовит образует тонкие прожилковидные выделения среди халькопирита и теннантита либо нарастает на них. Под микроскопом минерал светло-розово-коричневый, изотропный. Интересно, что интенсивность розово-коричневой окраски у некрасовита из Челопеча выше, чем у минерала из Кайрагача [6], что, наверное, связано с большим количеством олова, входящего в его состав (табл. 8). Действительно, в минерале из месторождения Кайрагач содержание олова варьирует от 10,64 до 11,95 мас.%, что соответствует

Сумма	Кристаллохимическая формула
100,06	$Cu_{18,00}(Cu_{5,66}Fe_{1,67}Zn_{0,67})_{8,00}(V_{0,84}Fe_{1,12})_{2,06}(Sn_{4,88}As_{1,55})_{5,98} \times (S_{31,45}Se_{0,55})_{32,0}$
100,27	$Cu_{18,00}(Cu_{5,60}Fe_{1,96}Zn_{0,44})_{8,00}(V_{1,27}Fe_{0,65})_{1,92}(Sn_{5,40}As_{0,68})_{6,08} \times (S_{31,37}Se_{0,63})_{32,00}$
100,67	$Cu_{18,00}(Cu_{6,11}Fe_{0,78}Zn_{1,11})_{8,00}(V_{1,43}Fe_{0,64})_{2,07}(Sn_{5,80}As_{0,14})_{5,94} \times (S_{30,95}Se_{1,03})_{31,98}$
100,37	$Cu_{18,00}(Cu_{6,89}Fe_{0,26}Zn_{0,85})_{8,00}(V_{0,82}Fe_{1,15})_{1,97}(Sn_{4,30}As_{1,85})_{6,15} \times (S_{30,89}Se_{0,99})_{31,88}$
100,50	$Cu_{18,00}(Cu_{6,11}Fe_{1,65}Zn_{0,24})_{8,00}(V_{1,31}Fe_{0,83})_{2,14}(Sn_{3,98}As_{1,96})_{5,94} \times (S_{31,10}Se_{0,81})_{31,91}$

Сумма	Кристаллическая формула
99,64	$(Cu_{25,26}Fe_{0,69}V_{25,95}V_{2,18}(As_{2,95}Sn_{2,60}Sb_{0,05})_{5,60}S_{32,28})$
100,12	$(Cu_{25,69}Fe_{0,31}V_{26,00}(V_{1,86}Fe_{0,49})_{2,35}(As_{4,27}Sn_{0,86}Sb_{0,41}Ge_{0,26})_{5,80}S_{31,87})$
98,95	$(Cu_{25,56}Fe_{0,44}V_{26,00}(V_{1,65}Fe_{0,12})_{1,77}(As_{4,63}Sn_{0,72}Sb_{0,77}Ge_{0,18})_{6,30}S_{31,98})$
99,10	$(Cu_{25,30}Fe_{0,70}V_{26,00}(V_{1,78}Fe_{0,23})_{2,01}(As_{4,53}Sn_{0,60}Sb_{0,34}Ge_{0,52})_{5,99}S_{31,99})$
100,01	$Cu_{24,20}V_{1,88}(As_{5,66}Ge_{0,14})_{5,80}S_{32,10}$
99,91	$Cu_{23,90}V_{1,90}(As_{5,88}Ge_{0,16})_{6,04}S_{32,10}$
99,50	$Cu_{24,14}V_{1,88}(As_{5,80}Ge_{0,24})_{6,04}S_{31,94}$
99,66	$Cu_{23,90}V_{1,96}(As_{5,88}Ge_{0,14})_{6,02}S_{32,12}$
99,93	$Cu_{23,90}V_{1,92}(As_{5,98}Ge_{0,12})_{6,10}S_{32,02}$
99,59	$Cu_{23,10}V_{1,98}(As_{4,66}Ge_{1,32})_{5,98}S_{32,02}$

3,09-3,48 формульных единиц, в то время как в минерале из Челопеча оно достигает 13,84-19,65 мас.% (3,98-5,80 формульных единиц). Минералы практически не различаются содержаниями меди, железа и ванадия, мышьяка и серы, однако содержания цинка и селена в некрасовите из Челопеча выше, а сурьма в нем отсутствует.

Расчетные формулы изученного некрасовита весьма близки к стехиометрической  $Cu_{26}V_2Sn_6S_{32}$ . Кристаллохимическая формула минерала  $Me_{18}^{+}Me_8^{2+}Me_6^{4+}S_{32}$ , или  $Cu_{18}^{+}(Cu, Fe, Zn)_8^{2+}(V, Fe)_2^{3+}(Sn, As, Sb)_6^{4+}S_{32}$  [6]. Только в этом случае достигается электронейтральность молекулы некрасовита.

Помимо некрасовита, в рудах медноколчеданных месторождений установлены и другие минералы ванадия — колусит и арсеносульванит. В месторождении Челопеч колусит обнаруживается редко, в основном в зоне люционит-энаргит-пиритовых руд. Он встречается либо в виде мелких включений (до 30 мкм) в энаргите и люционите, либо совместно с энаргитом образует тонкие каймы нарастающие на пирит. В составе колусита (табл. 9, ан. 1) присутствуют значительные количества олова. По существу — это минерал

Таблица 10

Химический состав (в мас.%) рокезита и галлита из месторождения Радка

Номер анализа	Cu	Fe	Zn	In	Ga	S
1	26,06	0,53	Не обн.	47,14	Не обн.	26,36
2	26,92	0,18	То же	48,11	То же	26,62
3	26,06	0,11	"	48,25	"	26,51
4	26,50	0,15	"	48,54	"	26,37
5	26,09	0,23	"	46,73	"	26,56
6	27,45	0,47	"	45,70	"	26,34
7	26,89	0,60	"	46,77	"	26,21
8	32,67	2,42	0,30	Не обн.	31,16	32,75
9	32,06	2,21	1,97	То же	30,80	32,66
10	31,55	2,81	1,48	"	29,87	32,58
11	31,14	2,45	1,90	"	30,18	32,90

1—7 — рокезит, 8—11 — галлит.

колусит—некрасовитового ряда, приближающийся по содержаниям олова к некрасовиту.

В Радке мельчайшие (10—40 мкм) округлые выделения колусита либо их скопления наблюдаются в энаргите или борните также на высоких горизонтах рудных тел. Колусит ассоциирует с винсьенитом и реньеритоподобным минералом  $Cu_{11}Fe_4GeAsS_{16}$ . Минерал из Радки характеризуется относительно невысокими содержаниями олова и более значительными, чем в Челопече, сурьмы, а также постоянной примесью германия (см. табл. 9, ан. 2—4).

Арсеносульванит в исследованных месторождениях ранее не отмечался. В месторождении Челопеч мелкие удлиненные и округлые выделения этого минерала (20—50 мкм) встречены в зоне люцит-энаргитовых руд на относительно высоких горизонтах. В Радке единичные включения арсеносульванита в энаргите обнаружены также на верхнем горизонте рудного тела в зоне борнит-энаргитовых руд.

Химический состав арсеносульванита (см. табл. 9, ан. 5—10) характеризуется удивительным постоянством соотношений ванадия и мышьяка (~1 : 3). Мы полагаем, что это явление обусловлено не случайным совпадением, а особенностями структуры минерала, в которой ванадий, как и в колусите, занимает индивидуальную позицию. Об этом свидетельствуют последние сведения о структуре арсеносульванита [15], согласно которым параметр кубической ячейки этого минерала, так же как в колусите, удвоен ( $a = 10,527 \text{ \AA}$ ,  $I43m$ ,  $z = 8$ ). В этой связи анализы арсеносульванита пересчитаны не на ранее предлагавшуюся формулу  $Cu_3(As, V)S_4$  [17], а на формулу  $Cu_2V_2As_6S_{32}$ . В отличие от колусита, где  $Me : S = 17 : 16$ , в арсеносульваните это отношение равно 1 : 1.

В изученном арсеносульваните постоянно отмечается примесь германия, причем в минерале из Радки его количество почти на порядок выше, чем в Челопече.

**Минералы индия и галлия.** Присутствуют, как показали наши исследования, только в месторождении Радка. Рокезит развит на верхних горизонтах, в ассоциации с борнитом, теннантитом, халькопиритом, сфалеритом, бетехтинитом и реньеритоподобным минералом  $Cu_{11}Fe_4GeAsS_{16}$ . Встречается чрезвычайно редко (обнаружен в двух образцах) в виде мельчайших (не более 30 X 80 мкм) округлых или удлиненных зерен, либо образует пластинчатые кристаллики в теннантите и борните. Состав рокезита (табл. 10,

Сумма	Кристаллохимическая формула
100,09	$Cu_{0,99}(In_{0,99}Fe_{0,02})_{1,01}S_{1,99}$
101,83	$Cu_{1,01}(In_{1,00}Fe_{0,01})_{1,01}S_{1,98}$
100,93	$Cu_{0,99}In_{1,01}S_{1,99}$
101,56	$Cu_{1,00}(In_{1,01}Fe_{0,01})_{1,02}S_{1,97}$
99,61	$Cu_{0,99}(In_{0,99}Fe_{0,01})_{1,00}S_{2,01}$
99,96	$Cu_{1,03}(In_{0,95}Fe_{0,04})_{0,99}S_{1,97}$
100,47	$Cu_{1,02}(In_{0,98}Fe_{0,03})_{1,01}S_{1,97}$
99,30	$Cu_{1,01}(Ga_{0,88}Fe_{0,09}Zn_{0,01})_{0,98}S_{2,01}$
99,70	$Cu_{0,99}(Ga_{0,85}Fe_{0,09}Zn_{0,08})_{1,02}S_{2,00}$
98,29	$Cu_{0,98}(Ga_{0,84}Fe_{0,12}Zn_{0,04})_{1,01}S_{2,01}$
98,57	$Cu_{0,97}(Ga_{0,86}Fe_{0,80}Zn_{0,06})_{1,02}S_{2,03}$

ан. 1—7) хорошо пересчитывается на кристаллохимическую формулу  $CuInS_2$ . Ранее минерал в месторождениях Болгарии не встречался, но были известны его находки в медноколчеданных месторождениях Северного Кавказа и Казахстана. В этих месторождениях, так же как в Радке, рокезит ассоциирует с борнитом, бетехтинитом, германитом, идаитом, штрмейеритом.

Галлит установлен на глубоких горизонтах Радки, в участках руд, обогащенных реньеритом и германитом. Весьма характерна тесная ассоциация галлита со сфалеритом, в котором он образует тонкие (1—5 мкм) пластинчатые, либо эмульсионные выделения. В некоторых агрегатах сфалерита наблюдаются и более крупные зерна галлита (табл. II, *d, e*). Отдельные относительно крупные округлые включения галлита приурочены к борниту. Ранее галлит упоминался в списке минералов Радки и Челопеча [12, 21], однако сведения о его составе и рентгеноструктурные данные не приводились. В составе галлита из Радки, помимо меди, галлия и серы (см. табл. 10, ан. 8—11), установлены также небольшие количества железа и цинка, комплексные с галлием. Анализы хорошо пересчитываются на стехиометрическую формулу  $CuGaS_2$ .

В связи с нахождением галлита в медноколчеданных рудах следует заметить, что этот весьма редкий минерал до последнего времени был известен только в своеобразных африканских медно-редкометалльных месторождениях Тзумеб и Кипуши. Мы уже отмечали, что некоторые образцы руд глубоких горизонтов Радки, в которых развит и галлит, удивительно напоминают массивные германиевые руды Тзумеба и Кипуши. В других медноколчеданных месторождениях галлит не найден, хотя небольшие количества реньерита и германита в них часто присутствуют. Для золото-сульфидно-кварцевых месторождений минералы германия, индия и галлия не характерны.

**Селениды и теллуриды.** Развита на верхних горизонтах месторождений Челопеч и Елшица. Как отмечалось, они присутствуют главным образом в халькопирит-теннантит-пиритовых с голдфилдитом и люцит-энаргит-пиритовых рудах.

Клаусталит, ранее в месторождениях Центрального Среднегорья не известный, установлен нами в ассоциации с люцитом, энаргитом, теннантитом в месторождении Челопеч. Минерал встречается редко. Он образует мелкие ксеноморфные включения либо тонкие прожилки в основных

рудообразующих минералах. Некоторые ассоциирующие с клаусталитом минералы также содержат повышенные количества селена. Состав челопечского клаусталита (мас.%) Pb — 76,64, Cu — 0,55, Se — 18,24, S — 4,21; сумма — 99,64) пересчитывается на формулу  $(Pb_{1,00}Cu_{0,02})_{1,02}(Se_{0,62} \cdot S_{0,36})_{0,98}$ , т. е. этот минерал, строго говоря, является галеноклаусталитом. Образование клаусталита происходит в высокоокислительных условиях [20], в связи с чем обнаружение его в рудах верхних горизонтов Челопеча подтверждает высказанное соображение о высоких значениях  $P_{O_2}$  при образовании слагающих эти руды минералов.

Теллуриды, сформированные в своеобразной, богатой медью обстановке верхних частей рудных тел Челопеча и Елшицы, представлены костовитом, сильванитом, самородным теллуrom, алтаитом, колорадоитом, а также теллуrowисмутитом и тетрадимитом.

Костовит первоначально был обнаружен именно в рудах Челопеча [18], а затем в сходной ассоциации (теллуr, сильванит, алтаит, колорадоит, петцит и другие теллуриды) описан В.А. Коваленкером в золото-сульфидно-кварцевых рудах одного из месторождений Средней Азии. В составе костовита из этого месторождения в отличие от челопечского было обнаружено серебро (3—4 мас.%), комплементарное с медью.

Повторный анализ костовита из Челопеча, выполненный в процессе данных исследований, показал, что он также содержит серебро. Анализы двух зерен этого минерала (в мас.%, соответственно: Cu — 7,07 и 7,00; Ag — 1,04 и 1,35; Au — 25,93 и 25,54; Te — 64,82 и 65,70; Se — 0,32 и 0,09; сумма — 99,18 и 99,68) пересчитаны на кристаллохимические формулы:  $(Cu_{0,87}Ag_{0,08})_{0,95}Au_{1,03}(Te_{3,99}Se_{0,03})_{4,03}$  и  $(Cu_{0,86}Ag_{0,10})_{0,96} \cdot Au_{1,01}(Te_{4,02}Se_{0,01})_{4,03}$ .

В составе самородного теллура, ассоциирующего с костовитом, установлены (в мас.%): Te — 97,58, Bi — 0,15; Sb — 0,31, Se — 0,29, сумма — 98,33. Впервые обнаруженный в челопечских рудах теллурид ртути — колорадоит также находится в ассоциации с костовитом, теллуrom, алтаитом и теллуrowисмутитом. Его состав ((в мас.%) Hg — 58,31, Cu — 0,74, Ag — 0,10, Te — 38,76, S — 0,13, сумма — 98,04) отвечает формуле  $(Hg_{0,96}Cu_{0,04})_{1,00}(Te_{0,99}S_{0,01})_{1,00}$ .

Теллуридная минерализация весьма типична для месторождений (в том числе золото-медноколчеданных) золото-сульфидной формации. Считается, что теллуриды вместе с самородным золотом слагают одну из поздних минеральных ассоциаций. Наши наблюдения над структурными взаимоотношениями теллуридов и ассоциирующих с ними сульфидов и сульфосолей в челопечских рудах не противоречат такому заключению. В то же время эти наблюдения дают основание полагать, что не малая часть теллура, а также висмут и другие элементы были заимствованы из ранее образовавшегося голдфилдита при взаимодействии с ним новых порций гидротермального раствора, несущего (либо извлекающего из пирита и прочих ранних минералов) золото, серебро, ртуть и другие элементы. В пользу сказанного свидетельствует тесная пространственная связь теллуридов и голдфилдита.

**Висмутовые сульфосоли.** Висмутин, ширмерит и виттихенит [12] на верхних горизонтах месторождения Челопеч развиты, хотя и не так широко, как голдфилдит и теллуриды. Кроме них, нами в зоне люонит-пиритовых руд установлен айкинит. Его анализ ((в мас.%) Cu — 11,53, Pb — 35,37, Bi — 34,64, Se — 2,51, S — 15,88, сумма — 99,93) пересчитывается на формулу  $Cu_{1,04}Pb_{0,98}Bi_{0,96}(S_{2,84}Se_{0,18})_{3,02}$ . Интересно, что, как и другие минералы из этой зоны, айкинит является селенсодержащим.

В рудах Радки из висмутовых сульфосолей упоминался беегерит, кото-

рый, по данным Д. Цонева [16], распространен в центральных участках рудных тел в ассоциации с халькопиритом, галенитом и кварцем. Нами на относительно глубоких горизонтах месторождения установлена другая висмутовая сульфосоль — виттихенит, который здесь ассоциирует с борнитом, теннантитом, ковеллином и арсеносульванитом.

Состав двух проанализированных зерен минерала ((в мас.%) Cu — 38,87 и 38,43; Bi — 41,66 и 41,37; S — 19,31 и 19,21; сумма соответственно 99,84 и 99,01) пересчитывается на формулы:  $Cu_{3,03}Bi_{0,99}S_{2,98}$  и  $Cu_{3,02}Bi_{0,99}S_{2,99}$ . Эти формулы весьма близки к идеальной формуле виттихенита. Характерно, что, как и в других минералах Радки, селен в виттихените отсутствует. Это, вероятно, может быть объяснено более восстановительными условиями минералообразования на указанном месторождении.

Выполненные исследования значительно расширили и уточнили состав руд среднегорских медноколчеданных месторождений. Некоторые из изученных минералов ( $Cu_{11}Fe_4GeAsS_{16}$ ,  $Cu_{10}Fe_4As_2S_{16}$ ) являются, возможно, новыми минеральными видами. Другие (голдфилдит, некрасовит, винсьенит, рокезит, арсеносульванит) — впервые найдены в месторождениях Болгарии. Наконец, третьи (клаусталит, колорадоит, моусонит, айкинит и другие) — не были известны в рассматриваемых месторождениях.

Получены новые данные по химизму как основных, так и редких минералов руд. Эти данные касаются и вариаций минералообразующих элементов в минералах переменного состава, и содержаний некоторых элементов-примесей, имеющих важное индикаторное значение. Показано, что наряду с высокоцинковистыми теннантитам, типичными для медноколчеданных месторождений, в изученных рудах важную роль играют минералы, в которых железо преобладает над цинком. К ним в первую очередь относятся минералы теннантит-голдфилдитовой серии, возникающие на ранних стадиях минералообразующего процесса. Эти минералы формируются на высоких горизонтах месторождений в условиях повышенных значений  $P_{O_2}$  и  $[H_2S]$ . Для этих же горизонтов характерны относительно высокая селективность блеклых руд, люционита, моусонита, айкинита, некрасовита и других минералов, а также присутствие селенидов (клаусталит). Эти данные использованы для оценки глубины эрозионного среза месторождений. В частности, на основе изучения особенностей химизма рудных минералов делается вывод о том, что Челопеч и Елшица эродированы в меньшей степени, чем Радка. Указанный вывод имеет важное значение, поскольку зная специфику рудной минерализации Радки можно с достаточной степенью уверенности предвидеть, какие руды следует ожидать на глубоких, еще не вскрытых горизонтах Челопеча и Елшицы. Нам представляется, что глубокие горизонты всех трех месторождений весьма перспективны на редкометальную (германий, галлий, индий) минерализацию.

Изучение особенностей состава минералов ранних и поздних ассоциаций показало, что значительную роль при формировании продуктивных ассоциаций играли вовлекаемые в рудный процесс элементы, изначально накапливавшиеся в ранних сульфидах, что свидетельствует о большом значении процессов мобилизации и перегруппировки полезных компонентов руд при образовании месторождений.

Сравнение особенностей минералогии руд месторождений Центрального Среднегорья и золото-сульфидно-кварцевых месторождений Средней Азии выявляет в них много общих черт, свидетельствующих о близости условий их локализации и однотипности процессов формирования рудной минерализации. Такое сходство обусловлено, по нашему мнению, связью

и тех и других месторождений с субэвральным вулканизмом преимущественно андезито-дацитового состава, формированием в условиях малых глубин и, наконец, принадлежностью их единому семейству золото-сульфидно-кварцевых формаций. Имеющиеся различия (степень сульфидности руд, преобладание германиево-мышьяковой линии в медноколчеданных, а оловянно-сурьмяной — в золото-сульфидно-кварцевых месторождениях и др.) объясняются развитием рассматриваемых типов оруденения в металлогенических поясах, различающихся строением земной коры.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Бончев Е. Върху някои тектонски проблеми на Среднегористо. — Сп. на Бълг. геол. дружество, 1970, т. XXXI, вып. 3, с. 281—288.
2. Бородаевская И.Б., Рожков И.С. Месторождения золота. — В кн.: Рудные месторождения СССР. М.: Недра, 1978, т. 3, с. 5—76.
3. Василев Л., Станишева-Василева Г. Среднегорская зона — общая структурно-геологическая, петрологическая и металлогеническая характеристика. — В кн.: Путеводитель: Экскурсия 1, XIII съезд ММА. Варна, 1982, с. 1—10.
4. Димитров Ц., Цонев Д. Геологическое строение Центрального Среднегорья. — В кн.: Путеводитель: Экскурсия 2. XIII съезд ММА. Варна, 1982, с. 1—19.
5. Коваленкер В.А., Тронева Н.В., Доброниченко В.В. Особенности состава главных рудообразующих минералов трубообразных рудных тел Кочбулакского месторождения. — В кн.: Методы исследования рудообразующих сульфидов и их парагенезисов. М.: Наука, 1980, с. 140—164.
6. Коваленкер В.А., Естугнеева Т.Л., Малов В.С. и др. Некрасовит  $Cu_{26}V_2Sn_6S_{32}$  — новый минерал группы колусита. — Минерал. журн., 1984, т. 6, № 2, с. 88—97.
7. Минеральные ассоциации, структуры и текстуры руд как показатели условий гидротермального минералообразования/Генкин А.Д., Добровольская М.Г., Коваленкер В.А. и др. М.: Наука, 1984. 198 с.
8. Мозгова Н.Н., Целин А.И. Блеклые руды. М.: Наука, 1983. 280 с.
9. Новгородова М.И., Целин А.И., Дмитриева М.Т. Новый изоморфный ряд в группе блеклых руд. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1978, вып. 1, с. 100—110.
10. Петровская Н.В. Самородное золото. М.: Наука, 1973. 347 с.
11. Терзиев Г. О люцит-фаматинитовой серии минералов. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1966, вып. 3, с. 260—271.
12. Терзиев Г. О гипогенной зональности руд полиметаллического месторождения Челопеч. — Геология руд. месторождений, 1966, № 3, с. 37—48.
13. Терзиев Г. Минерален състав и генезис на рудното находище Челопеч. — Изв. Геол. ин-та на БАН. Сер. геохим. минералогия и петрография, 1968, т. XVIII, с. 123—187.
14. Тодоров Т. Минераложка характеристика на находище Воздол, Челопешко рудно поле. — Сп. на Бълг. геол. дружество, 1982, т. XLIII, вып. 3, с. 271—281.
15. Хорошилова Л.А., Франк-Каменецкая О.В., Рождественская И.В., Франк-Каменецкий В.А. Кристаллическая структура арсеносульфаниита. — Тр. Ин-та геологии Коми фил. АН СССР, 1984, № 46, с. 78—83.
16. Цонев Д. Медно-пиритное месторождение Елшица. Медно-пирит-полиметаллическое месторождение Радка. Месторождение Челопеч. — В кн.: Путеводитель: Экскурсия 2. XIII съезд ММА. Варна, 1982, с. 24—47, 73—88.
17. Levy C.C. Contribution à la minéralogie des sulfures de cuivre du type  $Cu_2XS_4$ . — Mem. Bur. rech. géol. et minieres. 1967, N 54, p. 1—178.
18. Terziev G. Kostovite, a gold-copper telluride from Bulgaria. — Amer. Mineral, 1966, vol. 51, N 1—2, p. 29—36.
19. Terziev G. Hemusite — a complex copper-tin-molybdenum sulfide from the Chelopech ore deposits, Bulgaria. — Amer. Mineral, 1966, vol. 56, N 11—12, p. 1847—1854.
20. Tischendorf G., Ungethüm H. Über die Bildungsbedingungen von Claustaligalenit und Bemerkungen zur Sebnverteilung im Galenit in Abhängigkeit vom Redoxpotential und vom pH-Wert. — Chem. Erde, Bd. 23, N 4, S. 279—311.
21. Tzonev D. Evolution of the mineral parageneses in the Radka and Elshitsa cupriferous-pyritic deposits, Panagyurishte ore district. IY IAGOD Symposium, Varna, 1974, vol. 11.

**ТИПОМОРФНЫЕ МИНЕРАЛЫ РУД  
МАЛОГЛУБИННЫХ ЗОЛОТО-СЕРЕБРЯНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ  
ВЕРХНЕПАЛЕОЗОЙСКОЙ ВУЛКАНИЧЕСКОЙ ОБЛАСТИ  
СРЕДНЕЙ АЗИИ**

Известные мезо-кайнозойские малоглубинные золото-серебряные месторождения вулканогенных поясов Тихоокеанского кольца и Карпато-Балканской области характеризуются весьма разнообразным минеральным составом. По [2, 7] в них встречено около 130 минералов, причем по уменьшающейся распространенности намечается следующий ряд: кварц и халцедон — минералы группы каолинита и гидрослюда — карбонаты — адуляр — сульфиды железа — сульфиды меди, свинца, цинка — сульфосоли серебра, меди, свинца, сурьмы и мышьяка — теллуриды золота, серебра, свинца, висмута — арсенопирит — флюорит — цеолиты — гематит — селениды серебра, золота, свинца — алунит. Самородные элементы в этих месторождениях нередко представлены не только золотом, но и серебром, теллурием, мышьяком [7].

Отличительными особенностями указанных месторождений являются преобладание кварца среди жильных минералов и низкое в целом содержание сульфидов (как правило, 2—3, иногда до 5—10%) в рудах. Это явилось основанием для отнесения рассматриваемых месторождений к убого- или малосульфидной формации [2, 7]. В то же время наряду с малосульфидными проявлениями в вулканогенных областях встречаются малоглубинные месторождения, отдельные участки которых существенно обогащены сульфидами. Одни исследователи выделяют такие месторождения в качестве особой, равноправной с убогосульфидной, золото-сульфидно-кварцевой формации [4, 9], другие — рассматривают их "как разновидности (субформации) убогосульфидного оруденения, возникшие как следствие частичного пространственного совмещения обычно обособленных полей разнотипной минерализации — существенно кварцевой и существенно сульфидной" [8, с. 69].

Мы полагаем, что решению этого важного, с точки зрения классификационных построений и в генетическом плане, вопроса будут способствовать приводимые ниже результаты сравнительного изучения типоморфных особенностей рудных минералов, слагающих продуктивные ассоциации золото-серебряных месторождений, развитых в пределах верхнепалеозойской вулканогенной области Средней Азии.

По степени сульфидности руд здесь выделены месторождения золото-кварцевой (убогосульфидной, сульфидов до 2—3%) и золото-сульфидно-кварцевой (умеренносульфидной, сульфидов более 5%) формаций, которые в свою очередь подразделены на минеральные типы, отражающие специфические минералого-геохимические черты конкретных месторождений. Так, месторождения золото-кварцевой формации отнесены к золото-серебро-кварцевому и золото-серебро-адуляр-карбонатно-кварцевому минеральным типам, а среди месторождений золото-сульфидно-кварцевой формации выделены золото-серебро-полисульфидно-теллуридно-кварцевый, золото-серебро-полисульфидно-барит-карбонатно-кварцевый и золото-полисульфидно-кварцевый минеральные типы.

В отличие от месторождений Тихоокеанского кольца и Карпато-Балканской области золото-серебряная малоглубинная минерализация рассматри-

ваемого региона Средней Азии является более древней. Ее формирование, судя по имеющимся геохронологическим данным, произошло в основном в нижнепермское время (290—260 млн. лет) в связи с мощным импульсом магматической деятельности в период позднегерцинской тектоно-магматической активизации.

### МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ РУД МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗОЛОТО-КВАРЦЕВОЙ И ЗОЛОТО-СУЛЬФИДНО-КВАРЦЕВОЙ ФОРМАЦИИ

Изученные малоглубинные месторождения верхнепалеозойской вулканогенной области Средней Азии по разнообразию минералов, слагающих руды, превосходят любое из известных малоглубинных месторождений влуканических поясов — в них достоверно диагностировано в общей сложности свыше 150 минералов, из которых более 130 — рудные (табл. 1 и 2). Среди рудных минералов установлены самородные элементы и интерметаллиды; простые и сложные сульфиды серебра, железа, меди, свинца и цинка; арсениды и сульфоарсениды железа и кобальта; сульфовисмутиты меди, серебра, свинца; сульфоантимониты серебра, меди, свинца; сульфостаннаты меди и железа; теллуриды золота, серебра, никеля, железа, меди, свинца ртути, сурьмы, висмута; сульфотеллуриды, сульфоселено-теллуриды и сульфоселениды висмута; селениды и сульфоселениды серебра; оксиды железа, титана и олова, молибдаты и вольфраматы.

Относительная распространенность приведенных в табл. 1 и 2 минералов не одинакова. В изученных месторождениях Средней Азии, так же как и во всех малоглубинных золото-серебряных месторождениях, господствуют, по выражению Н.В. Петровской [6], несколько одних и тех же минералов. Это пирит, халькопирит, сфалерит, галенит, блеклая руда, занимающие главенствующую роль среди рудных минералов, количество которых в месторождениях разных формационных типов, как уже указывалось, различно.

Среди остальных рудных минералов выделяется несколько их групп, типоморфных для месторождений определенных формаций. Именно эти минералы, количественная роль которых, как правило, невелика, определяют во многих случаях минералого-геохимический профиль месторождений, черты их сходства и различия.

Для месторождений золото-кварцевой формации характерно присутствие в рудах таких минералов, как дискразит  $Ag_3Sb$ , алларгентум  $Ag_6Sb$  и сурьмянистое серебро (до 5—6 мас.% Sb), которые в месторождениях золото-сульфидно-кварцевой формации не встречаются (см. табл. 2). Самородное золото и электрум характерны для месторождений обеих формаций, но количественно в убогосульфидных рудах преобладает низкопробное золото (электрум, кустелит), а в умеренносульфидных — высокопробное золото. Самородные висмут, теллур, олово типичны для золото-сульфидно-кварцевых месторождений, хотя единичные выделения самородного висмута были встречены и в одном из проявлений убогосульфидной золото-серебряной минерализации. Следует, однако, отметить, что указанное проявление несмотря на низкую сульфидность руд по своим минералого-геохимическим особенностям ближе к месторождениям золото-сульфидно-кварцевой, чем золото-кварцевой формации. Из этого примера ясно, что, несмотря на существенные различия в минеральном составе и сульфидности руд, убого- и умеренносульфидные месторождения изученного региона Средней Азии принадлежат единому семейству золото-серебряных формаций и между ними возможны взаимопереходы.

Таблица 1

Рудные минералы месторождений золото-кварцевой формации

Самородные элементы и интерметаллиды	Простые и сложные сульфиды	Арсениды и сульфоарсениды	Сульфоантимониты и сульфоарсениды серебра	Теллуриды, селениды, сульфоселениды	Оксиды молибдаты, вольфраматы
Алларгентум	Акантит	Арсенопирит	Миаргирит	Агвиларит	Вульфенит
Дискразит	Галенит	Лёллингит	Пираргирит	Гессит	Гематит
Золото	Марказит	(Fe, Co, Cu)	Полибазит	Лайтакарит	Магнетит
Кюстелит	Пирит	(As, S) <sub>3</sub>	Прустит	Науманнит	Мартит
Sb-серебро	Пирротин		Стефанит	Петцит	Мушкетовит
Электрум	Халькозин			Тетрадимит	Касситерит
	Халькопирит				Рутил
	Сфалерит				Шеелит
	Теннантит				
	Тетраэдрит				
	Фаматинит				

Рассмотрим группы минералов, которые встречаются в золото-кварцевых месторождениях, но достоверные находки которых в золото-сульфидно-кварцевых рудах не известны. К таким минералам относятся акантит, арсенопирит, лёллингит и другие сульфоарсениды железа и кобальта, небольшие количества которых постоянно отмечаются в месторождениях золото-кварцевой формации. В золото-сульфидно-кварцевых месторождениях также не установлены сульфоантимониты (миаргирит, пираргирит, полибазит, стефанит), селениды и сульфоселениды (науманнит, агвиларит) серебра, которые являются важнейшими минералами продуктивных ассоциаций руд золото-кварцевых месторождений.

В то же время в умеренносульфидных месторождениях весьма заметную роль играют сульфовисмутиты серебра, меди и свинца, разнообразные теллуриды золота, серебра, свинца, ртути и других элементов, сульфотеллуриды и сульфоселениды висмута, которые спорадически встречаются в отдельных проявлениях золото-кварцевой формации и играют в них третьестепенную роль (см. табл. 1).

Еще одна группа минералов — сульфостаннаты меди и железа — типоморфна для золото-сульфидно-кварцевых месторождений изученного региона, хотя диоксид олова (касситерит) отмечается также и в некоторых убогосульфидных месторождениях. Следует заметить, что в целом для малоглубинного золото-серебряного оруденения присутствие оловянной, так же как и висмутовой, минерализации не типично [2, 7], однако при пространственном совмещении золоторудных и оловянных провинций (Восток СССР) в золото-серебряных месторождениях получают развитие и минералы олова, в том числе сульфостаннаты меди и железа [1]. Висмутовая минерализация широко развита в изученных золото-сульфидно-кварцевых месторождениях, что можно было бы объяснить региональными особенностями, поскольку рассматриваемая вулканогенная область Средней Азии является и висмутовой провинцией. Однако незначительная роль висмутовой минерализации в рудах месторождений золото-кварцевой формации, разновозрастных с золото-сульфидно-кварцевыми проявлениями, заставляет думать, что причины повышенной висмутоносности золото-сульфидно-кварцевого оруденения являются более сложными. В этой связи уместно вспомнить, что некоторые среднеглубинные золото-сульфидно-кварцевые месторождения Забайкалья и Армении, отличающиеся слож-

Таблица 2

Рудные минералы месторождений золото-сульфидно-кварцевой формации

Самородные элементы	Простые и сложные сульфиды	Сульфостаннаты меди и железа	Сульфоантимониты меди и свинца	Сульфовисмутиты серебра, меди и свинца	Теллуриды, сульфотеллуриды, селениды, сульфоселениды	Оксиды
Висмут	Борнит	Виньсенит	Антимонит	Айкинит	Алтаит	Гематит
Золото	Галенит	Вольфсонит	Бурнонит	Берриит	Вейссит	Магнетит
Медь	Голдфилдит	Кестерит	Гетероморфит	Бенжаминит	Волынский	Касситерит
Олово	Ковеллин	Sn-Sb-колусит	Плагионит	Викингит	Гессит	Рүтил
Селено-теллур	Люционит	Курамит	Халькостибит	Висмутин	Гуанахуатит	
Теллур	Марказит	$Cu_{1,2}Fe_3Sn_3S_{1,6}$		Годрушит	Жозеит-В	
Электрум	Пирит	$Cu_{1,1}Fe_4SnAsS_{1,6}$		Гладит	Ингодит	
	Пирротин	$Cu_{1,1}Fe_2Sn_4S_{1,6}$		Густавит	Калаверит	
	Халькозин	$Cu_{1,0}Fe_2Sn_4S_{1,6}$		Джуноит	Колорадоит	
	Халькопирит	$Cu_{1,0}Fe_3Sn_3S_{1,6}$		Купропавонит	Костовит	
	Сфалерит	$Cu_{1,1}Sn_5S_{1,6}$		Крупкаит	Лайтакариит	
	Теннантит	$Cu_{2,6}Fe_8Sn_6S_{3,6}$		Линдстрёмит	Мелонит	
	Bi-Te-теннантит	Моусонит		$CuFeBi(S, Se)_3$	$Bi_3(S, Se)_2$	
	Тетраэдрит	Мохит		Михараит	$Bi_3TeSeS$	
	Bi-Te-тетраэдрит	Некрасовит		Павонит	$Bi_3Te(S, Se)$	
	Te-тетраэдрит	Станноидит		Пекоит	$Bi_2SeS$	
	Фаматинит	Cu-станноидит		Сахароваит	Монтбрейит	
	Фрейбергит	Хемусит		Трежерит	Петцит	
	Энаргит	Чаткалит		Фридрихит	Риккардит	
				Хаммарит	Сильванит	
				Ширмерит	Теллурантимон	
				Эмплектит	Теллуровисмутит	
				Эскимоит	Тетрадимит	
					Фробергит	
					Штютцит	
					Эмпрессит	

ным полиминеральным составом руд, широким развитием в них теллуридной минерализации, обладают также и высокой висмутоносностью. Такое совпадение, вероятно, носит не случайный характер, а является следствием глубоких генетических связей между сульфидностью руд, их теллуру- и висмутоносностью, глубиной сферы рудоотложения, источниками рудного вещества и минералообразующих растворов.

Краткое рассмотрение особенностей минерального состава руд месторождений золото-кварцевой и золото-сульфидно-кварцевой формаций изученного региона Средней Азии показывает, что по комплексу основных рудных минералов эти месторождения имеют большое сходство. Основные минералого-геохимические различия между ними определяются как степенью сульфидности руд, так и присутствием ряда второстепенных и редких минералов, типоморфных для месторождений определенных формаций. Для золото-кварцевых месторождений — это дискразит, алларгентум,

сурьмянистое серебро, сульфиды, селениды, сульфоселениды и сульфоантимониты серебра, что определяет Ag-Sb-Se геохимический профиль минерализации указанной формации. Для золото-сульфидно-кварцевых месторождений типоморфны теллуриды золота, серебра, ртути, свинца, висмута и других элементов, сульфотеллуриды, сульфоселениды и селениды висмута, сульфовисмутиты серебра, меди, свинца, сульфоантимониты меди и свинца, сульфостаннаты меди и железа (геохимический профиль: Au-Ag-Te-Bi-Sb-Sn-Se).

Минералы группы блеклых руд, а также самородное золото являются неотъемлемой составной частью продуктивных ассоциаций месторождений обоих формационных типов. Поэтому важное типоморфное значение, как и будет показано ниже, приобретают особенности химического состава этих "сквозных" минералов, позволяющие использовать их как показатели формационной принадлежности месторождений. Более подробно далее нами и будет рассмотрен химизм ряда других минералов, типоморфных для минерализации золото-кварцевых либо золото-сульфидно-кварцевых месторождений, поскольку эти минералы (сурьмяные и висмутовые сульфосоли, теллуриды и селениды) играют важную роль и как носители полезных компонентов, и как геохимические индикаторы эволюции химизма минералообразующего раствора.

#### ОСОБЕННОСТИ ХИМИЗМА ТИПОМОРФНЫХ МИНЕРАЛОВ

Химический состав систематически отобранных образцов самородного золота, интерметаллидов серебра и сурьмы, блеклых руд, разнообразных сульфосолей, теллуридов и селенидов из месторождений золото-кварцевой и золото-сульфидно-кварцевой формаций рассматриваемого региона области определен в лаборатории рентгеноспектрального анализа ИГЕМ АН СССР на микрозонде MS-46 "Cameca" Н.В. Тронева, В.С. Маловым, И.П. Лапутиной. Всего выполнено свыше 700 полных количественных анализов указанных минералов, часть из которых ранее была опубликована совместно с аналитиками в связи с описанием отдельных минералов или их групп.

**Самородное золото и интерметаллиды серебра и сурьмы.** Типоморфные особенности самородного золота из золото-серебряных месторождений региона в разное время изучали А.С., Р.П., С.Т. Бадаловы, Ю.А. Волков, Д.У. Ермакбаева, А.М. Жирнов, Р.И. Конеев, Н.Н. Королева, М.М. Мансуров, Э.А. Маркова, Г.С. и Е.З. Мещаниновы, М.И. Моисеева, М.И. Новгородова, С.К. Смирнова и многие другие исследователи.

С широким внедрением микрозонда в минералогические исследования наряду с такими типоморфными особенностями самородного золота, как физические свойства, габитусные формы, характер искажения этих форм, внутренняя структура, морфология и размер выделений, большое информативное значение приобрело знание химического состава и закономерностей его вариаций во времени и пространстве.

Самородное золото и его природные сплавы с серебром являются важнейшими минералами всех изученных месторождений золото-кварцевой и золото-сульфидно-кварцевой формации региона. В месторождениях золото-кварцевой формации самородное золото встречается в ряде ассоциаций. В месторождении золото-серебро-кварцевого минерального типа Р.И. Конеевым (1981 б) выделены два типа золота: тонкодисперсное, рассеянное в минералах, главным образом в сульфидах кварц-пиритовой ассоциации, и видимое, входящее в состав кварц-карбонат-полисульфидной и кварц-полиметаллической ассоциаций. Проба самородного золота из первой

ассоциации, по данным указанного исследования, варьирует от 80 до 800‰, а из второй — от 540 до 800‰. Р.И. Конеевым показано также, что наиболее часто в золоте отмечается небольшая примесь меди, а в кюстелите — сурьмы.

По нашим данным, в рассматриваемом месторождении электрум образует в кварце различные по крупности выделения, находящиеся в сростании или с пиритом и халькопиритом, или халькопиритом и сфалеритом. Содержание золота в электруме, по данным анализа на микрозонде, варьирует от 58,3 до 69,2 мас.%, серебра от 29,5 до 39,0 мас.%. В составе минерала определены также медь (до 0,90 мас.%), висмут (до 0,43 мас.%) и ртуть (0,19–0,68 мас.%).

Проба золота, ассоциирующего с минералами серебра, заметно снижается. Так, с акантитом, фрейбергитом, полибазитом, стефанитом, науманнитом, агвиларитом ассоциируют электрум, в котором серебро преобладает над золотом (Au от 33,7 до 39,4; Ag от 60,2 до 65,3; Cu до 0,4 мас.%), и кюстелит (Au от 6,6 до 8,6; Ag от 84,3 до 91,8 мас.%). Ртуть, висмут и сурьма в золоте из данной ассоциации не обнаружены.

Золото из рассматриваемых выше ассоциаций из месторождения золото-серебро-кварцевого типа имеет близкий состав и особенности строения с золотом из месторождений золото-серебро-адуляр-карбонатно-кварцевого минерального типа золото-кварцевой формации. В них относительно высокопробное золото также ассоциирует с кварцем, пиритом, арсенопиритом, халькопиритом и сфалеритом, а электрум и кюстелит ассоциируют с минералами тетраэдрит-фрейбергитового ряда, сульфоантимонитами, сульфидами, селенидами и сульфоселенидами серебра. При этом в составе электрума, пробность которого в целом несколько ниже, чем пробность электрума из месторождений золото-серебро-кварцевого типа, и варьирует в широких пределах (Au от 47,5 до 65,9, Ag от 35,5 до 55,1 мас.%), нередко отмечается ртуть (до 0,9 мас.%).

Для месторождений золото-сульфидно-кварцевой формации характерно в основном высокопробное золото, которое входит в состав многочисленных продуктивных ассоциаций. Так, в месторождении золото-серебро-полисульфидно-теллуридно-кварцевого типа выделяются несколько генераций самородного золота. К ранним генерациям отнесены мелкие, ксеноморфные и пылевидные выделения золота, образующие "сгустковые" скопления в пятнисто-сером метасоматическом кварце, который развит в зальбандах ритмично-полосчатых кварц-сульфидных жил и прожилков либо развивается по обломкам порфириров в брекчиевидных рудах трубообразных тел. В месторождении золото-серебро-полисульфидно-барит-карбонат-кварцевого типа раннее золото представлено чрезвычайно мелкими "пылеватыми" ксеноморфными выделениями, образующими "сгустковые" скопления в метасоматическом раннем кварце либо на границе кварца и барита и очень редко — в барите. В месторождении золото-полисульфидно-кварцевого типа выделения раннего золота также имеют весьма мелкие размеры. Оно приурочено к кварцу и, чаще, пириту, в котором образует округлые включения.

Раннее золото из рассмотренных месторождений характеризуется очень высокой пробой (950–995‰), причем элементы-примеси для него в целом не характерны. Среди последних можно отметить ртуть (до 0,3–0,8 мас.%).

Для следующих по времени образования генераций золота из золото-сульфидно-кварцевых месторождений весьма типичны ассоциации с теллуридами и висмутовыми сульфосолями. Закономерные сростания указанных минералов с самородным золотом наблюдались нами на всех изученных месторождениях указанной формации.

Наиболее высокопробное золото ( $890-920^{0}/_{00}$ ) ассоциирует с калаверитом и сиванитом. Эта ассоциация наиболее характерна для месторождений золото-серебро-полисульфидно-теллуридно-кварцевого минерального типа. Встречаются также полиминеральные сростания — золото + калаверит + алтаит + петцит + колорадоит, при этом нередко можно видеть, что калаверит корродируется алтаитом. Наиболее часто наблюдается ассоциация золота с алтаитом и колорадоитом, являющаяся типоморфной для месторождений золото-сульфидно-кварцевой формации. Пробность золота из этой ассоциации во всех изученных месторождениях лежит в довольно узких пределах ( $850-880^{0}/_{00}$ ), а содержание ртути варьирует от 0,4 до 0,9 мас.%.

Близкими значениями пробности ( $840-870^{0}/_{00}$ ) обладает золото, ассоциирующее с минералами висмутин-айкинитового ряда, а также образующее включения в блеклой руде. Последние нередко зональны, причем изменение состава от центра к периферии золотин весьма значительно. Например, в одной из золотин, находящейся в блеклой руде, центральная часть представлена высокопробной разновидностью (Au — 95,51; Ag — 5,05; Cu — 0,50; Bi — 0,53; Hg — 0,79 мас.%), которая обрастается электрумом, содержащим значительные количества ртути (Au — 65,03; Ag — 27,99; Cu — 0,39; Bi — 0,89; Hg — 5,29 мас.%).

С одним из поздних теллуридов — гесситом, а также с халькопиритом ассоциирует обычно относительно низкопробное золото — от  $670-850^{0}/_{00}$  (в месторождениях золото-серебро-полисульфидно-теллуридно-кварцевого и золото-серебро-полисульфидно-барит-карбонатно-кварцевого типов) до  $500-600^{0}/_{00}$  (в месторождении золото-полисульфидно-кварцевого типа). В ассоциации с сульфосолями лиллианитовой гомологической серии встречено еще более низкопробное золото ( $400-500^{0}/_{00}$ ), однако его количественная роль весьма незначительна.

Особо следует остановиться на содержаниях в самородном золоте ртути. Высокие ее концентрации ( $3-9$  мас. $^{0}/_{00}$ ) установлены в относительно низкопробном ( $400-600^{0}/_{00}$ ) золоте, ассоциирующем с гесситом и сульфосолями лиллианитовой гомологической серии в месторождениях золото-сульфидно-кварцевой формации. В высокопробном золоте из этих месторождений содержания ртути, как уже говорилось, значительно ниже, но отмечаются повсеместно. В то же время в золоте из убогосульфидных руд ртуть, как правило, не отмечается, либо ее содержания очень малы. Вероятно, это не случайно, ибо именно в золото-сульфидно-кварцевых месторождениях относительно широким распространением пользуется собственный минерал ртути — ее соединение с теллуrom (колорадоит), который для золото-кварцевых месторождений не типичен. Сказанное позволяет считать повышенные содержания ртути в золоте одним из характернейших типоморфных признаков, указывающих на принадлежность минерализации к золото-сульфидно-кварцевой формации.

В золото-кварцевых месторождениях, помимо самородного золота, в составе продуктивных ассоциаций заметную роль играют соединения серебра с сурьмой — сурьмянистое серебро, алларгентум и дискразит. Эти минералы образуют тесную ассоциацию с сульфоантимонитами серебра, науманнитом, пруститом. По данным экспериментальных исследований [15], при  $200^{\circ}\text{C}$  в самородном серебре растворимо примерно 6 мас.% сурьмы, а в алларгентуме и дискразите вариации указанного элемента составляют соответственно 9—19 и 23—27 мас.%. Определение составов сурьмянистого серебра, алларгентума и дискразита на микрозонде (табл. 3) показало, что пределы вариаций содержаний серебра и сурьмы в них соответствуют областям гомогенности данных минералов при темпе-

Таблица 3

Химический состав интерметаллидов серебра и сурьмы из различных типов месторождений золото-кварцевой формации

Номер анализа	Ag	Cu	Sb	Сумма
1	75,90	0,30	23,30	99,50
2	83,77	—	15,69	99,46
3	83,69	—	15,94	99,63
4	90,08	—	10,18	100,26
5	82,94	—	16,91	99,83
6	87,72	0,61	12,00	100,33
7	93,62	—	6,22	99,92
8	94,33	—	5,24	99,57
9	97,97	—	0,65	99,03
10	95,27	0,99	3,77	100,03
11	95,62	—	3,42	99,04
12	93,46	0,09	6,26	99,72
13	98,74	—	0,76	99,50
14	96,30	—	3,50	99,80
15	96,88	0,12	3,11	100,11
16	97,75	0,51	2,06	100,32

1 — дискразит, 2—6 — алларгентум, 7—16 — сурьмянистое серебро. Прочерк — элемент не обнаружен; в ан. 9 определено также 0,40 мас.% золота.

Типы месторождений: 1—3, 5—14 — золото-серебро-кварцевый, 4, 15, 16 — золото-серебро-адуляр-карбонатно-кварцевый.

Аналитики Н.В. Тронева, И.П. Лапутина.

ратурах не выше 200° С. Весьма показательно, что указанные минералы не обнаружены в золото-сульфидно-кварцевых месторождениях региона. В то же время они весьма типичны для малоглубинных золото-серебряных месторождений убогосульфидной формации Востока СССР.

Таким образом, изучение состава минералов ряда золото-серебро и интерметаллидов серебра и сурьмы в золото-серебряных месторождениях региона показало: 1) типоморфными для месторождений золото-кварцевой (убогосульфидной) формации являются электрум, кюстелит, сурьмянистое серебро, алларгентум, дискразит, которые ассоциируют с минералами тетраэдрит-фрейбергитового ряда, сульфоантимонитами, сульфидами и селенидами серебра; высокопробное золото в указанных месторождениях не имеет широкого развития и принадлежит редко встречающимся ассоциациям с теллуридами и висмутовыми сульфосолями; 2) для месторождений золото-сульфидно-кварцевой (умеренносульфидной) формации характерно высокопробное золото, ассоциирующее с кварцем, теллуридами, висмутовыми сульфосолями и блеклыми рудами; низкопробное золото (электрум), ассоциирующее с гесситом и минералами лиллианитовой гомологической серии, встречается сравнительно редко и отличается высокими содержаниями ртути.

**Блеклые руды.** Как ни один другой минерал они играют важнейшую роль в составе продуктивных ассоциаций золото-серебряных месторождений рассматриваемого региона. Принадлежат к числу главных рудных минералов, они являются одним из основных концентраторов и носителей серебра в месторождениях золото-кварцевой формации, а в золото-сульфидно-кварцевых месторождениях, входя в состав золото-продуктивных ассоциаций, нередко служат вмещителем выделений самородного золота и других золото- и серебросодержащих минералов.

Кристаллическая структура минералов группы блеклых руд допускает широкие возможности вхождения в их состав разнообразных элементов (Cu, Ag, Fe, Zn, Cd, Hg, Pb, Mn, Sb, As, Te, Bi, Se, S) и значительные их вариации. В общем виде формула блеклой руды может быть представлена как  $(\text{Cu, Ag})_{10} (\text{Fe, Zn, Cd, Hg, Mn, Pb})_2 (\text{Sb, As, Te, Bi})_4 (\text{S, Se})_{13}$ . Среди семейства блеклых руд как самостоятельные минералы И. Костов [3] выделяет: тетраэдрит  $\text{Cu}_{12}\text{Sb}_4\text{S}_{13}$ , зигерландит  $\text{Cu}_{10}\text{Zn}_2\text{Sb}_4\text{S}_{13}$ , коппит  $\text{Cu}_{10}\text{Fe}_2\text{Sb}_4\text{S}_{13}$ , шватцит  $\text{Cu}_{10}\text{Hg}_2\text{Sb}_4\text{S}_{13}$ , теннантит  $\text{Cu}_{12}\text{As}_4\text{S}_{13}$ , зандбергерит  $\text{Cu}_{10}\text{Zn}_2\text{As}_4\text{S}_{13}$ , лауранит  $\text{Cu}_{10}\text{Fe}_2\text{As}_4\text{S}_{13}$ , фрейбергит  $(\text{Cu}_4 \cdot \text{Ag}_6)_{10} (\text{Fe, Zn})_2\text{Sb}_4\text{S}_{13}$ , голдфилдит  $\text{Cu}_{12-x}\text{Te}_x\text{S}_{13}$ , анивит  $\text{Cu}_{12}\text{Bi}_4 \cdot \text{S}_{13}$  и другие. Однако в природных условиях конечные члены блеклых руд встречаются редко. Как правило, они представлены промежуточными членами соответствующих изоморфных рядов. Предполагается полная смесимость и между сурьмой и мышьяком, и между двухвалентными металлами (Fe, Zn, Cd, Hg и др.). Известны теллуристые разновидности блеклой руды, содержащие до 90% голдфилдитовой молекулы (см. статью В.А. Коваленкера, Д. Цонева и др. в данном сборнике). В то же время в природных висмутсодержащих блеклых рудах содержание анивитовой молекулы составляет не более 45% [5]. Именно таким составом характеризуется блеклая руда из месторождения золото-полисульфидно-кварцевого минерального типа, а в золото-серебро-полисульфидно-теллуридно-кварцевом типе месторождений установлены блеклые руды, содержание голдфилдитовой молекулы в которых достигает почти 80%. В месторождениях золото-кварцевой формации весьма типичными для продуктивных ассоциаций оказались фрейбергиты, количество серебра в которых достигает 36,4 мас.%. Найдены в изученных месторождениях обеих формаций и другие конечные члены из группы блеклых руд — практически чистые тетраэдрит, зигерландит, зандбергерит, однако более широким распространением пользуются промежуточные минералы тетраэдрит—теннантитового, тетраэдрит—голдфилдитового, тетраэдрит—фрейбергитового, теннантит—анивит—голдфилдитового и других рядов этого удивительного семейства.

Обобщенные данные результаты определения химического состава более чем в 400 зернах блеклой руды из месторождений золото-кварцевой и золото-сульфидно-кварцевой формаций рассматриваемого региона приведены в табл. 4.

Среди блеклых руд золото-кварцевых месторождений выделены две основные генерации — ранняя (I) и поздняя (II), которые ассоциируют с разновозрастными минеральными комплексами продуктивной стадии минерализации. Блеклые руды I генерации образуют ассоциацию с халькопиритом, галенитом, электрумом, отложение которой происходило после кристаллизации пирита и сфалерита, но предшествовало формированию комплекса минеральных ассоциаций интерметаллидов сурьмы и серебра, сульфидов, селенидов и сульфоантимонитов серебра, к которым принадлежат и блеклые руды II генерации. Среди последних выделены две фацальные разновидности — IIa и IIб, особенности пространственного распределения которых имеют в изученных месторождениях сложный, неоднозначный характер.

Как правило, блеклая руда I генерации представлена минералами теннантитовой части ряда тетраэдрит—теннантит либо мышьяковистым тетраэдритом, в котором количество сурьмы в молекулярных процентах лишь не намного выше количества мышьяка. Содержание серебра в этой блеклой руде не превышает 1,5 мас.%, а цинка в ней всегда больше, чем железа, т.е. эта генерация представлена сурмянистым зандбергеритом. Теллур для указанного минерала в целом не характерен, а заметные количества висму-

Таблица 4

Химический состав блеклых руд месторождений золото-кварцевой и золото-сульфидно-кварцевой формаций

Формация и минеральный тип месторождения	Генерация минерала	Cu	Ag	Fe	Zn	Sb	As	Te	Bi	S	
Золото-кварцевая Золото-серебро-кварцевый и золото-серебро-адуляр-карбонатно-кварцевый	I n = 22*	37,79—44,15 40,24 9,92	0,12—1,31 0,64 0,09	0,63—5,99 2,15 0,60	1,56—7,06 5,68 1,36	0,10—23,71 12,27 1,58	4,00—20,44 11,56 2,42	0,00—0,28 0,05 (55%) 0,01	0,00—7,92 0,65 (8%) 0,05	24,98—28,69 26,62 13	
	IIa n = 22	23,75—39,19 30,96 8,33	1,40—19,24 10,95 1,73	0,30—6,37 2,40 0,73	0,10—7,18 4,69 1,22	20,31—27,64 25,11 3,52	0,00—6,26 2,18 (92%) 0,50	He обн.	He обр.	22,50—25,46 24,39 13	
	IIб n = 35	11,54—24,89 17,46 5,09	20,24—36,37 28,51 4,90	0,89—6,24 4,76 1,58	0,00—5,51 1,51 (85%) 0,43	14,30—27,01 22,68 3,45	0,00—8,31 2,27 (88%) 0,56	То же	То же	21,46—24,05 22,48 13	
	Золото-сульфидно-кварцевая Золото-серебро-полисульфидно-теллуридно-кварцевый	Ia n = 30	40,62—45,96 44,40 11,65	0,00—1,49 0,39 (90%) 0,06	0,06—2,22 0,55 0,16	0,00—1,81 0,50 (77%) 0,13	5,23—17,29 11,05 1,51	0,00—4,90 2,89 (89%) 0,64	10,00—24,12 15,62 2,04	0,00—3,00 0,36 (30%) 0,01	23,79—25,83 24,99 13
		I б n = 6	30,05—38,66 35,70 9,93	6,34—12,92 8,33 1,36	0,10—1,64 5,15 1,63	4,92—11,70 1,05 0,28	2,46—4,09 9,80 1,42	11,17—17,24 3,14 0,74	0,00—0,87 13,88 1,85	0,00—0,87 0,24 (33%) 0,02	23,08—24,32 23,57 13
		Iв n = 27	33,10—44,46 40,95 10,76	0,15—5,35 1,04 0,16	0,18—4,32 1,92 0,57	0,86—5,71 2,49 0,64	15,47—25,57 17,79 2,44	2,32—6,44 3,34 0,74	1,45—10,21 6,42 0,84	0,00—4,08 0,45 (23%) 0,03	23,94—26,72 24,97 13
		IIa n = 50	36,88—44,28 38,56 10,01	0,00—2,01 0,56 0,08	0,42—6,42 2,40 0,71	0,30—7,39 4,67 1,18	18,35—29,44 25,66 3,48	0,13—6,28 2,38 0,52	0,00—1,02 0,04 0,01	0,00—6,70 0,44 (31%) 0,03	24,89—26,37 25,26 13
		IIб n = 14	26,28—37,76 35,30 9,23	2,82—17,08 5,35 0,82	1,13—3,13 1,67 0,50	3,83—6,64 5,51 1,40	17,74—27,83 24,49 3,34	1,19—6,98 2,90 0,64	He обн.	He обн.	23,89—25,65 25,08 13
		Золото-серебро-полисульфидно-барит-карбонатно-кварцевый	I n = 43	38,24—43,32 40,19 10,27	0,00—4,97 0,57 (77%) 0,09	0,11—5,86 3,85 1,12	0,05—6,15 1,77 0,44	10,94—17,48 12,77 1,70	0,80—9,46 6,72 1,46	0,31—14,70 4,21 0,54	0,86—9,58 4,70 0,36
II n = 16			35,77—41,80 39,05 10,06	0,00—2,59 0,75 (75%) 0,11	0,53—4,68 2,25 0,66	2,00—7,10 4,42 1,11	13,82—25,91 21,37 2,87	1,96—9,61 4,72 1,03	0,00—0,43 0,03 (6) 0,01	0,00—7,83 1,34 (56%) 0,10	25,01—26,66 25,47 13
Золото-полисульфидно-кварцевый			Ia n = 12	37,53—44,94 41,76 10,34	0,00—0,73 0,13 (36%) 0,02	0,97—3,71 1,88 0,54	1,59—6,60 4,80 1,19	0,80—7,24 3,09 0,41	9,10—15,88 11,97 2,57	1,31—10,10 3,03 0,38	0,58—16,03 9,28 0,72
		Iб n = 24	37,88—43,84 41,60 10,03	0,00—0,55 0,17 (83%) 0,02	0,76—4,06 2,11 0,58	3,62—7,41 5,96 1,40	0,46—14,30 7,12 0,90	9,76—20,68 15,43 3,15	0,00—0,13 0,05 (43%) 0,01	0,00—2,78 0,87 (61%) 0,06	24,67—28,78 27,20 13
	II n = 27	37,40—41,20 39,13 10,01	0,00—0,36 0,18 (70%) 0,02	0,39—2,37 1,16 0,34	5,36—8,54 6,89 1,71	15,58—28,32 20,88 2,79	1,56—9,13 5,89 1,28	He обн.	0,00—3,77 0,81 (59%) 0,06	23,93—27,01 25,63 13	

Примечание. Для каждой генерации: верхняя строка — пределы содержания элементов (мас.%), средняя строка — усредненное значение содержания элементов (мас.%) и частота встречаемости (в скобках), нижняя строка — формульный коэффициент для усредненного состава блеклой руды (расчет на S = 13).

\*n — количество проанализированных зерен блеклой руды.

\*\* В 20 зернах блеклой руды, помимо указанных элементов, установлен селен (от 0,11 — до 0,88, среднее — 0,24 мас.%).

та установлены только в ранней генерации блеклой руды, находящейся в ассоциации с самородным висмутом, селенистым висмутином и лайтакариитом. Следует, однако, еще раз подчеркнуть, что ассоциация висмут-содержащей блеклой руды с минералами висмута обнаружена в золото-кварцевом месторождении, минералого-геохимические особенности которого близки к таковым месторождений золото-сульфидно-кварцевой формации.

Блеклая руда поздней генерации во всех изученных месторождениях золото-кварцевой (убогосульфидной) формации представлена минералами ряда тетраэдрит—фрейбергит (IIa) и фрейбергитом (IIб) (см. табл. 4). Для химизма минералов, принадлежащих этой генерации, характерны высокие содержания серебра и резкое преобладание сурьмы над мышьяком. Интересно распределение в минералах ряда тетраэдрит—фрейбергит двухвалентных металлов. В целом в высокосеребристых разностях (IIб) железо преобладает над цинком, однако имеется ряд случаев, когда железа меньше, чем цинка, либо их содержания эквивалентны. Среди малосеребристых разностей (IIa) отмечаются как высокожелезистые, так и высокоцинкистые блеклые руды.

Во всех изученных месторождениях золото-сульфидно-кварцевой формации блеклые руды принадлежат главным образом ассоциациям основных продуктивных стадий минерализации, образуя в них несколько последовательно сформированных генераций. Наиболее контрастные различия химизма наблюдаются между крайними возрастными их группами, в связи с чем для каждого рассматриваемого месторождения выделены группы ранних (I) и поздних (II) генераций минерала, как это было сделано для золото-кварцевых месторождений. Кроме того, в ряде случаев среди ранних и поздних генераций выделены их разновидности (Ia, Ib, Iv и IIa, IIб, IIв), характеризующие химизм одновозрастных генераций блеклой руды в различных частях вертикального разреза месторождений.

Приведенные в табл. 4 обобщенные данные результатов анализа показывают, что в месторождениях золото-сульфидно-кварцевой формации ранние генерации блеклой руды содержат повышенные количества теллура, а в ряде случаев и висмута. Развитая на верхних горизонтах месторождений золото-серебро-полисульфидно-теллуридно-кварцевого типа блеклая руда Ia по составу ( $Te > Sb, As, Bi$ ) отвечает голдфилдиту, для которого характерны высокие содержания меди и низкие железа и цинка. Серебро отмечено в 90% проанализированных зерен, а висмут только в 30%. Содержание мышьяка варьируют в узких пределах, в то время как количества сурьмы, в целом комплементарные теллуру, подвергнуты значительным изменениям (рис. 1).

На более глубоких горизонтах месторождений указанного типа ранние генерации блеклой руды (Iб и Iv) характеризуются уменьшением содержания теллура и меди при возрастании содержания серебра и сурьмы (см. рис. 1). Количество мышьяка при этом увеличивается незначительно. Высокосеребристая разновидность минерала (Iб), представляющая промежуточные члены фрейбергит—голдфилдитового ряда, имеет преимущественное распространение на средних горизонтах. В ней железо преобладает над цинком, тогда как в теллуристом тетраэдрите (Iв), развитом на глубоких горизонтах, железа меньше, чем цинка.

В месторождении золото-серебро-полисульфидно-барит-карбонатно-кварцевого типа ранние генерации блеклой руды (I) по составу отвечают промежуточным членам голдфилдит-анивит-теннантит-тетраэдритового твердого раствора (рис. 2). В одних образцах теллуристые разновидности блеклых руд представлены минералами ряда теннантит—голдфилдит (до 46% голд-

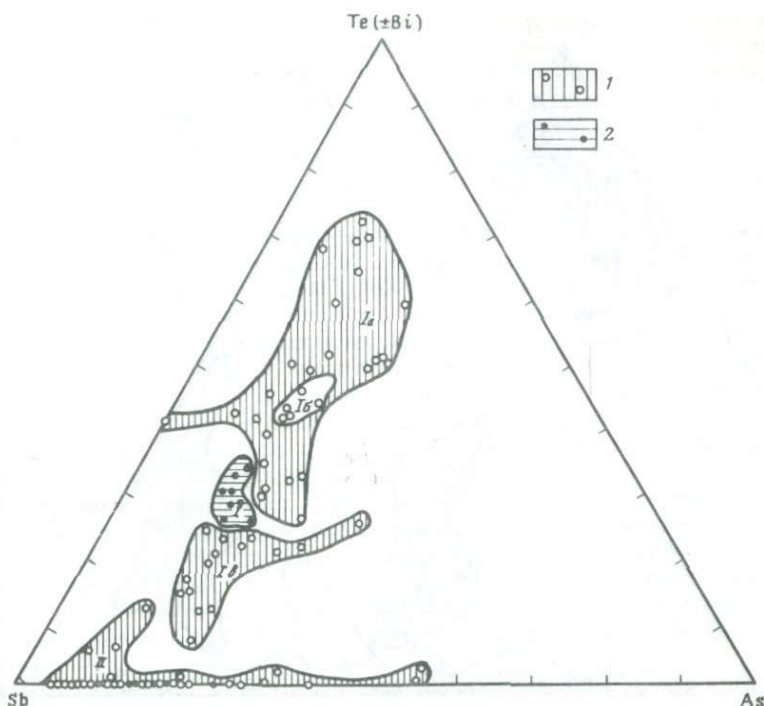


Рис. 1. Вариации содержаний (мол.%) полуметаллов в составе ранних (Ia, Ib) и поздних (II) генераций блеклых руд из месторождений золото-серебро-полисульфидно-теллуридно-кварцевого типа

1, 2 — месторождения, локализованные: 1 — в вулканитах  $C_2 - C_3$ , 2 — в известняках  $D_3$

филдитовой молекулы), в других — принадлежат тетраэдрит-голдфилдитовому ряду. Содержания висмута в них, как правило, более высокие, чем в ранних генерациях блеклых руд рассмотренных выше месторождений.

В основе химического состава ранних генераций блеклых руд месторождения золото-полисульфидно-кварцевого минерального типа лежит теннантитовая молекула. Среди них выделены минералы, содержащие относительно высокие количества висмута и теллура (Ia, голдфилдит-анивит-теннантитовый твердый раствор), и высоковисмутистые минералы теннантитовой части тетраэдрит-теннантитового ряда (Ib) (см. табл. 4, рис. 2). Интересно, что среди группы Ia наряду с промежуточными Te-Vi-теннантитами присутствуют как существенно теллуристые, так и висмутовые их разновидности, т.е. минералы голдфилдит-теннантитовой и анивит-теннантитовой серий.

Поздние генерации блеклых руд во всех изученных золото-сульфидно-кварцевых месторождениях имеют весьма близкий химический состав (см. табл. 4, рис. 1, 2). В золото-серебро-полисульфидно-кварцевых месторождениях они представлены низкомышьяковистыми тетраэдритами (84–87% тетраэдритовой молекулы). В месторождениях других минеральных типов данной формации за счет небольшого повышения содержаний мышьяка количество тетраэдритовой молекулы в поздних генерациях блеклой руды снижается до 61–72%.

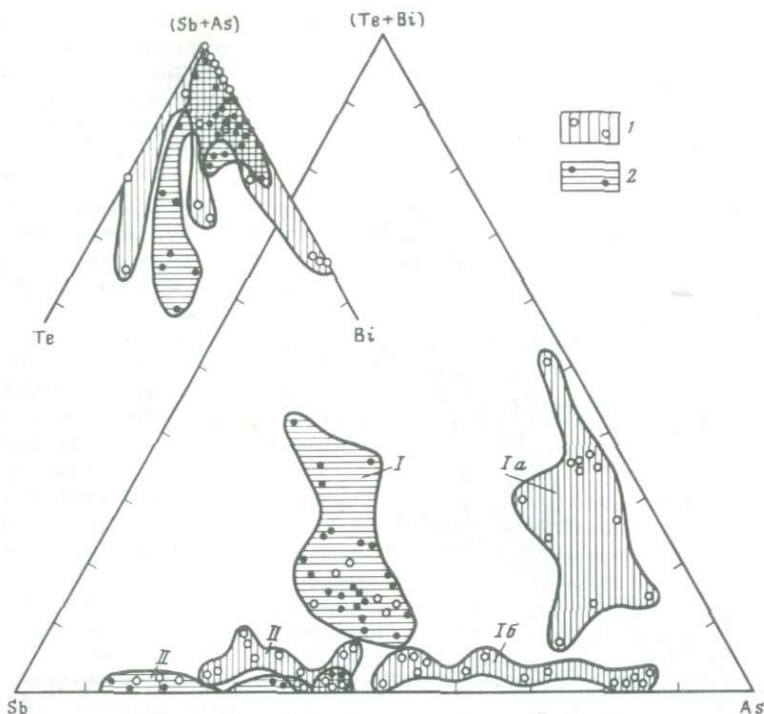


Рис. 2. Вариации содержаний (мол.%) полуметаллов в составе ранних (I, Ia, Ib) и поздних (II) генераций блеклых руд из месторождений различных типов

1 — золото-полисульфидно-кварцевого; 2 — золото-серебро-полисульфидно-барит-карбонатно-кварцевого

В блеклых рудах II генерации соотношение одно- и двухвалентных катионов близко стехиометрическому 10 : 2, причем цинк всегда преобладает над железом. Количество висмута, как правило, ниже, чем в ранних генерациях. Наиболее высокие содержания серебра в месторождениях золото-серебро-полисульфидно-теллуридно-кварцевого типа отмечены в поздних блеклых рудах (Ib), которые имеют преимущественное развитие либо в ассоциации с гесситом и сульфосолями лиллианитовой гомологической серии, либо в относительно обогащенных серебром, свинцом и цинком рудах, сложенных ассоциациями сфалерит-галенитовой стадии.

При сравнении закономерностей изменения химического состава блеклых руд легко видеть, что от ранних к поздним генерациям увеличиваются содержания цинка, серебра и сурьмы, а концентрация теллура, мышьяка и железа снижается. Однонаправленность эволюции химизма блеклых руд свидетельствует о генетической близости месторождений различных минеральных типов золото-сульфидно-кварцевой формации.

Иные закономерности эволюции состава характерны для блеклых руд золото-кварцевых месторождений: ранние генерации минерала имеют меньшую железистость, которая резко возрастает в поздних (Ib) генерациях блеклых руд. Параллельно растут содержания серебра и сурьмы. Однако в этой связи необходимо отметить, что если низкая сурьмянистость блеклых руд ранних генераций в золото-кварцевых месторождениях обусловлена высокими содержаниями мышьяка, то в золото-сульфидно-квар-

цевых месторождениях она определяется в основном значительными количествами теллура и висмута, входящими в состав ранних генераций минерала.

Таким образом, основные типоморфные особенности блеклых руд золото-серебряных месторождений, выявленные в результате проведенных исследований, сводятся к следующему: 1) ранние генерации блеклых руд месторождений золото-кварцевой формации имеют низкие содержания серебра (до 1–2 мас.%), цинк в них преобладает над железом, а мышьяк — над сурьмой, в то время как поздние генерации представлены высокосеребристыми членами тетраэдрит—фрейбергитового ряда и фрейбергитом, характеризующимися повышенной железистостью и высокой сурмянистостью; 2) для месторождений золото-сульфидно-кварцевой формации характерно: а) широкое развитие разнообразных твердых растворов блеклых руд, относящихся к рядам тетраэдрит—голдфилдит, теннантит—голдфилдит; теннантит—анивит, анивит—голдфилдит, теннантит—тетраэдрит и тетраэдрит—фрейбергит; б) обязательное присутствие в составе ранних генераций блеклой руды высоких содержаний теллура, висмута и меди и преобладание железа над цинком; в) повышение содержаний цинка, сурьмы и серебра в поздних генерациях минерала.

**Висмутовые сульфосоли.** Отличительная черта малоглубинных золото-сульфидно-кварцевых месторождений региона — широкое развитие в них висмутовой минерализации, представленной сульфосолями, теллуридами, сульфотеллуридами и сульфоселенидами. В количественном отношении среди перечисленных групп минералов преобладают висмутовые сульфосоли, которые присутствуют в рудах всех изученных месторождений (см. табл. 2).

В малоглубинных убогосульфидных месторождениях золото-кварцевой формации региона висмутовые сульфосоли (в основном висмутин) встречаются эпизодически, поэтому роль регионального фактора для объяснения обогащенности висмутом золото-сульфидно-кварцевых месторождений не может рассматриваться в качестве определяющей. Напротив, имеющиеся данные свидетельствуют о том, что висмутовая минерализация является неотъемлемой частью руд месторождений данной формации.

Минералы айкинит-висмутиновой серии установлены во всех месторождениях золото-сульфидно-кварцевой формации. В месторождении золото-серебро-полусульфидно-теллуридно-кварцевого типа висмутин встречается практически на всем вертикальном интервале рудной минерализации, однако крупные скопления этого минерала тяготеют к верхним горизонтам. Айкинит, напротив, более характерен для относительно глубоких частей рудных тел. Другие члены рассматриваемого ряда чаще встречаются на средних уровнях рудного интервала.

Химический состав минералов айкинит-висмутиновой серии приведен в табл. 5. Все анализы удовлетворительно пересчитываются на формулы рассматриваемых минералов. Для айкинита характерны небольшие примеси серебра, сурьмы и мышьяка, что, как было показано выше, отражает геохимическую специфику руд месторождений различных минеральных типов. Высокие содержания селена (0,95–2,78 мас.%) установлены в айкините только из месторождения золото-серебро-полисульфидно-барит-карбонатно-кварцевого типа (см. табл. 5, ан. 3–6). Мы объясняем это кристаллизацией минерала в условиях высоких значений  $P_{O_2}$  (верхняя часть рудоносной зоны), которые благоприятны для замещения серы селеном. Подтверждением служит практическое отсутствие селена в айкините из месторождений других минеральных типов, в которых образование минерала происходило в нижних частях рудоносной зоны, в относительно восстановительных условиях.

Таблица 5

Химический состав минералов висмутин-айкинитовой серии  
из различных типов месторождений золото-сульфидно-кварцевой формации

Номер анализа	Cu	Ag	Pb	Bi	Sb	As	Se	S	Сумма
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
1	10,85	0,61	34,87	37,11	—	—	0,09	16,73	100,26
	0,98	0,03	0,97	1,02	—	—	—	3,00	6
2	10,82	0,59	35,92	36,40	0,23	—	0,15	16,80	100,91
	0,97	0,03	0,99	0,99	0,01	—	0,01	2,99	6
3	10,93	—	35,83	35,68	—	0,37	2,21	15,66	100,68
	1,00	—	1,00	0,99	—	0,03	0,16	2,83	6
4	10,64	—	37,24	35,80	—	0,86	1,08	16,50	102,12
	0,95	—	1,02	0,97	—	0,06	0,08	2,92	6
5	11,01	—	35,85	37,59	—	0,45	0,95	16,94	102,80
	0,97	—	0,97	1,01	—	0,03	0,07	2,95	6
6	10,82	—	35,72	36,06	—	—	2,78	15,52	100,90
	1,00	—	1,00	1,00	—	—	0,20	2,81	6
7	10,93	—	36,20	36,29	—	0,12	0,05	16,74	100,33
	0,99	—	1,00	1,00	—	0,01	—	3,00	6
8	11,16	—	36,07	35,61	0,23	0,42	—	16,83	100,32
	1,00	—	0,99	0,97	0,01	0,03	—	2,99	6
9	11,01	—	36,87	35,45	0,16	0,30	—	16,76	100,55
	0,99	—	1,02	0,97	0,01	0,02	—	3,00	6
10	11,07	—	36,19	35,56	0,20	0,45	0,25	16,65	100,87
	1,00	—	1,00	0,97	0,01	0,03	0,02	2,97	6
11	9,08	—	31,57	41,36	0,41	0,40	0,25	17,05	100,12
	4,82	—	5,14	6,68	0,11	0,18	0,11	17,95	35
12	9,35	—	30,42	42,11	0,23	0,43	1,02	16,75	100,31
	4,96	—	4,95	6,79	0,06	0,19	0,43	17,61	35
13	9,39	—	30,66	40,35	1,18	0,75	—	17,10	99,28
	4,96	—	4,96	6,49	0,32	0,33	—	17,92	35
14	9,51	0,28	28,75	43,95	0,39	—	0,19	17,26	100,38
	5,01	0,09	4,65	7,04	0,11	—	0,06	18,02	35
15	9,23	0,33	30,12	41,86	0,52	—	0,09	17,05	99,20
	4,93	0,10	4,93	6,80	0,15	—	0,04	18,05	35
16	8,24	—	23,81	49,02	1,52	—	—	17,64	100,23
	2,12	—	1,87	3,83	0,20	—	—	8,98	17
17	7,87	0,26	22,94	50,05	0,41	—	0,13	17,67	99,93
	2,04	0,04	1,82	3,94	0,06	—	0,02	9,07	17
18	3,80	—	13,51	64,76	—	0,13	1,87	17,35	101,41
	1,91	—	2,09	9,90	—	0,05	0,76	17,30	32
19	6,75	—	22,31	52,41	—	—	1,05	16,74	99,26
	2,97	—	3,01	7,02	—	—	0,37	14,62	28
20	6,97	—	23,02	49,41	—	1,53	1,11	17,21	99,25
	2,98	—	3,02	6,44	—	0,56	0,38	14,62	28
21	2,19	—	7,64	69,81	1,12	1,25	2,04	18,26	102,31
	2,10	—	2,22	20,14	0,28	1,00	1,56	34,34	60
22	1,94	—	7,91	69,88	0,83	1,30	2,05	18,13	102,10
	1,86	—	2,32	<b>20,30</b>	0,21	1,10	1,58	34,34	60
23	1,91	—	6,34	70,36	1,63	0,65	1,68	17,53	100,10
	1,86	—	1,90	20,86	0,84	0,54	1,32	33,88	60
24	2,01	—	6,20	70,21	0,94	0,43	1,56	17,80	99,15
	2,00	—	1,90	21,26	0,48	0,36	1,46	33,12	60
25	0,53	—	1,52	79,89	—	—	2,03	17,99	101,96
	0,04	—	0,04	1,94	—	—	0,13	2,84	5

Таблица 5 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
26	0,56 0,04	—	1,21 0,03	79,02 1,95	—	—	1,56 0,10	17,95 2,88	100,10 5
27	—	—	—	78,84 1,90	1,05 0,05	1,16 0,08	—	18,84 2,97	99,89 5
28	—	—	—	81,80 2,02	—	—	—	18,48 2,98	100,28 5
29	—	—	—	78,38 1,91	2,81 0,12	—	2,16 0,14	17,79 2,83	101,14 5
30	—	—	0,80 0,02	78,00 1,89	0,85 0,04	1,30 0,09	2,50 0,16	17,80 2,81	101,25 5
31	—	—	1,60 0,04	75,40 1,80	1,00 0,05	2,50 0,16	2,40 0,16	17,90 2,79	101,80 5
32	—	—	1,70 0,04	77,00 1,82	0,90 0,03	2,00 0,13	3,00 0,20	18,00 2,78	102,60 5
33	0,78 0,06	—	0,23 0,01	77,02 1,89	1,08 0,05	—	2,17 0,14	17,81 2,85	99,09 5
34	0,25 0,02	—	0,30 0,01	76,04 1,86	1,49 0,06	1,22 0,08	2,04 0,13	17,84 2,84	99,18 5
35	—	—	0,21 0,01	77,05 1,89	1,05 0,04	0,62 0,04	2,08 0,14	17,95 2,87	99,25 5
36	—	—	—	78,36 1,90	2,48 0,10	—	0,80 0,05	18,62 2,95	100,26 5
37	—	—	—	77,93 1,90	2,55 0,10	—	0,83 0,05	18,55 2,95	99,86 5
38	—	—	—	77,57 1,88	2,99 0,12	—	0,23 0,02	18,86 2,98	99,65 5
39	—	—	—	77,70 1,90	2,91 0,12	—	0,94 0,06	18,29 2,92	99,84 5
40	—	—	—	77,91 1,92	1,67 0,07	—	0,92 0,06	18,33 2,95	98,93 5
41	—	—	—	77,75 1,91	2,24 0,09	—	1,19 0,08	18,14 2,92	99,32 5
42	0,95 0,08	—	—	77,76 1,87	0,75 0,03	0,69 0,05	2,38 0,15	17,98 2,82	100,51 5

Примечание: Здесь и далее в таблицах для каждого анализа: верхняя строка — содержание элементов (в мас.%), нижняя — формульные коэффициенты, прочерк — элемент не обнаружен. 1–10 — айкинит, 11–15 — фридрихит, 16, 17 — хаммарит, 18 — гладит, 19, 20 — линдстрёмит, 21–24 — лекоит, 25–42 — висмутин.

Типы месторождений: 1, 2, 11–18, 21–29, 36–41 — золото-серебро-полисульфидно-теллуридно-кварцевый; 3–6, 19–20, 30–35, 42 — золото-серебро-полисульфидно-барит-карбонатно-кварцевый; 8–10 — золото-полисульфидно-кварцевый.

Аналитики: Н.В. Тронева — 1–2, 6, 11, 14–17, 26, 32, 36–39, В.С. Малов — остальные.

Близкий по составу к айкиниту фридрихит  $Cu_5Pb_5Bi_7S_{18}$  (см. табл. 5, ан. 11–15) найден только на средних горизонтах месторождения золото-серебро-полисульфидно-теллуридно-кварцевого типа. Он кристаллизуется в моноклинной ячейке с пространственной группой  $Pb2_1m$  и параметрами  $a = 3 \times 11,28$ ,  $b = 11,65$ ,  $c = 4,01 \text{ \AA}$  (а айкинита  $Pbnm$ ,  $a = 11,32$ ,  $b = 11,64$ ,  $c = 4,04 \text{ \AA}$ ) и имеет величину отношения  $(Cu_2S + PbS) : Bi_2S_3 = 15 : 7$  (у айкинита — 3 : 1) [3]. Для изученного фридрихита характерна небольшая примесь серебра и сурьмы. Заметные количества селена установлены только в одном из образцов минерала, отобранного из относительно высокого

участка рудной зоны и находящегося в ассоциации с селенсодержащими пекоитом и джуноитом.

Еще один член айкинит-висмутинового ряда — редкий минерал хаммарит  $\text{Cu}_2\text{Pb}_2\text{Bi}_4\text{S}_9$ ; так же как и фридрихит, он встречается на средних горизонтах трубообразного и жильного рудных тел. Состав хаммарита (см. табл. 5, ан. 16, 17) отличается от состава айкинита и фридрихита увеличением роли  $\text{Bi}_2\text{S}_3$  — отношение  $(\text{Cu}_2\text{S} + \text{PbS}) : \text{Bi}_2\text{S}_3$  равно 3 : 2. Для этого минерала характерна примесь сурьмы.

В гладите —  $\text{Cu}_2\text{Pb}_2\text{Bi}_{10}\text{S}_{18}$  — отношение  $(\text{Cu}_2\text{S} + \text{PbS}) : \text{Bi}_2\text{S}_3 = 3 : 5$ , т.е. по составу он ближе к висмутину, чем к айкиниту. Минерал обнаружен только в одном образце из относительно высокозалегающего жильного рудного тела месторождения золото-серебро-полисульфидно-теллуридно-кварцевого типа, где он тесно ассоциирует с пекоитом и джуноитом. В изученном гладите, помимо меди, свинца, висмута и серы, установлены также повышенные содержания селена (см. табл. 5, ан. 18).

Очень редкий минерал линдстрёмит  $\text{Cu}_2\text{Pb}_3\text{Bi}_7\text{S}_{16}$  (ранее достоверные его находки в СССР не были известны) установлен на средних горизонтах месторождения золото-серебро-полисульфидно-барит-карбонатно-кварцевого типа, где его мелкие пластинчатые выделения, ассоциирующие с тетрадимитом, самородным золотом и висмутином, приурочены к бариту либо располагаются на границе барита и кварца. В составе линдстрёмита (см. табл. 5, ан. 19, 20) установлены селен (около 1 мас.%) и в одном из зерен мышьяк (до 1,5 мас.%).

Постоянно высокие содержания селена обнаруживаются в пекоите  $\text{Cu}_2\text{Pb}_2\text{Bi}_{22}\text{S}_{36}$ , который развит преимущественно на высоких и средних горизонтах рудных тел месторождения золото-серебро-полисульфидно-теллуридно-кварцевого типа. Отношение  $(\text{Cu}_2\text{S} + \text{PbS}) : \text{Bi}_2\text{S}_3$  в минерале равно 3 : 11, а его структура (пространственная группа  $Pb2_1m, a = 33,50, b = 11,50, c = 3,99 \text{ \AA}$ ) близка к структуре фридрихита, поскольку основу структурного мотива того и другого минерала составляют крупкаитовые ленты  $\text{CuPbBi}_3\text{S}_6$  [3]. Для минерала характерны также высокие содержания сурьмы и мышьяка (см. табл. 5, ан. 21—24).

Значительные количества сурьмы и мышьяка установлены в некоторых образцах конечного члена ряда — висмутина из месторождения золото-серебро-полисульфидно-барит-карбонатно-кварцевого типа (см. табл. 5, ан. 25—29, 36—42). Такой же вывод можно сделать в отношении селена: в образцах с глубоких горизонтов указанных месторождений элемент отсутствует, в то время как в образцах из верхних частей месторождений висмутин содержит значительные количества селена.

Таким образом, проведенные исследования показали, что для месторождения золото-сульфидно-кварцевой формации верхнепалеозойской вулканической области Средней Азии минералы айкинит-висмутиновой серии являются весьма характерными. Особенно широко они развиты в рудах месторождений золото-серебро-полисульфидно-теллуридно-кварцевого и золото-серебро-полисульфидно-барит-карбонатно-кварцевого типов, в которых установлены почти все (за исключением крупкаита) члены данного минерального ряда. В месторождениях золото-полисульфидно-кварцевого типа присутствуют только крайние члены ряда.

К джуноитовой гомологической серии по составу относят джуноит  $\text{Cu}_2\text{Pb}_3\text{Bi}_8(\text{S}, \text{Se})_{16}$  и нордстрёмит  $\text{CuPb}_3\text{Bi}_7(\text{S}, \text{Se})_{14}$ , а также эмплектит  $\text{CuBiS}_2$ , крупкаит  $\text{Cu}_2\text{Pb}_2\text{Bi}_6\text{S}_{12}$  и галенобисмутит  $\text{PbBi}_2\text{S}_4$  [14]. В то же время структурное родство джуноита ( $C2/m, a = 26,66, b = 4,06, c = 17,03 \text{ \AA}, \beta = 127^\circ 20'$ ) и нордстрёмита ( $P2_1/m, a = 17,97, b = 4,11, c =$

$= 17,62 \text{ \AA}$ ,  $\beta = 93^\circ 30'$ ) с галенобисмутитом ( $Pnma$ ,  $a = 11,79$ ,  $b = 14,59$ ,  $c = 4,10 \text{ \AA}$ ), крупкаитом ( $Pb2_1m$ ,  $a = 11,20$ ,  $b = 11,56$ ,  $c = 4,00 \text{ \AA}$ ) и эмплектитом ( $Pnma$ ,  $a = 6,14$ ,  $b = 3,91$ ,  $c = 14,53 \text{ \AA}$ ) требует дополнительных доказательств [3; 14].

В рассматриваемых месторождениях из минералов названной серии установлены только эмплектит и джуноит. В месторождении золото-серебро-полисульфидно-теллуридного типа эмплектит встречается только на самых высоких горизонтах трубообразных рудных тел, где он либо образует мелкие обособленные включения в голдфилдите, либо находится в сростании с медно-оловянным сульфидом мохитом. Взаимоотношения эмплектита с вмещающими минералами показывают, что он образует ассоциацию с голдфилдитом, фаматинитом, курамитом, мохитом — одну из ранних в золото-блеклорудно-теллуридной стадии.

В месторождении золото-серебро-полисульфидно-барит-карбонатно-кварцевого типа эмплектит также ассоциирует с ранними генерациями висмут-теллуросодержащей блеклой руды, однако, в отличие от рассмотренного выше, эмплектит в данном месторождении является одним из наиболее распространенных. Он слагает относительно крупные агрегаты, нарастающие на блеклую руду, прожилки и разнообразной формы включения в последней. Нередко отмечаются тесные субграфические сростания эмплектита с блеклой рудой, а также сульфостаннатами меди и железа. Изучение структурных соотношений указанных минералов свидетельствует, что и в рассматриваемом месторождении эмплектит входит в состав ранних продуктивных ассоциаций. Характерно, что на более глубоких горизонтах количество минерала заметно убывает. Тесная ассоциация эмплектита с теллуристыми разновидностями блеклых руд, приуроченность его выделений к высоким частям разреза рудоносной зоны свидетельствуют, что этот минерал образуется в обстановке повышенных значений  $P_{O_2}$ . В ходе развития процесса минералообразования, приводящего к смене физико-химической обстановки, происходит замещение эмплектита поздними генерациями блеклой руды и халькопиритом, которое сопровождается разложением минерала и новообразованием самородного висмута, лайтака риита и фазы  $Cu_3 + xBi_{5-x}S_9$ .

Составы эмплектита и джуноита приведены в табл. 6. Для этих минералов, как для минералов айкинит-висмутиновой серии, характерна примесь сурьмы и мышьяка — типоморфных элементов месторождений золото-сульфидно-кварцевой формации. В целом содержания указанных элементов колеблются в пределах 0,5–1,5 мас.%, но в одном из образцов эмплектита (см. табл. 6, ан. 8) установлено очень высокое содержание сурьмы, показывающее возможность образования в природных условиях твердого раствора между изоструктурными эмплектитом и халькостибитом. И для эмплектита, и для джуноита характерны в целом высокие содержания селена.

К эмплектиту по составу близок очень редкий минерал годрушит  $Cu_4Bi_6S_{11}$  ( $A2/m$ ,  $a = 27,21$ ,  $b = 3,93$ ,  $c = 17,58 \text{ \AA}$ ,  $\beta = 92,9^\circ$ ), известный до настоящего времени только в месте первой находки (Банска Годруша, СССР) [12]. Структура минерала обнаруживает сходство со структурой эмплектита [3].

Годрушит установлен нами в рудах месторождения золото-серебро-полисульфидно-барит-карбонатно-кварцевого типа, где он образует агрегаты игольчатых и пластинчатых зерен, располагающиеся либо в барит-карбонат-кварцевой жильной массе, либо среди блеклой руды. Нередко агрегаты

Таблица 6

Химический состав минералов джуноитовой гомологической серии из различных типов месторождений золото-сульфидно-кварцевой формации

Номер анализа	Cu	Ag	Pb	Bi	Sb	As	Se	S	Сумма
1	2	3	4	5	6	7	8	9	
1	18,71	—	—	59,43	—	0,56	4,27	16,91	98,69
	1,00	—	—	0,97	—	0,03	0,19	1,81	4
2	18,76	—	—	57,36	1,66	0,86	2,25	17,76	98,65
	1,00	—	—	0,93	0,05	0,04	0,10	1,88	4
3	17,93	—	—	58,49	0,49	0,53	2,80	17,37	97,61
	0,98	—	—	0,97	0,02	0,03	0,12	1,88	4
4	18,60	—	0,18	61,43	0,16	0,31	0,27	18,88	99,83
	0,99	—	—	0,99	0,01	0,01	0,01	1,99	4
5	18,60	—	0,36	60,59	0,44	0,06	0,32	18,71	99,14
	1,00	—	0,01	0,98	0,01	—	0,01	1,99	4
6	18,85	—	—	62,11	—	—	1,15	18,21	100,32
	1,01	—	—	1,01	—	—	0,05	1,93	4
7	18,41	—	—	60,88	0,48	—	2,37	18,08	100,22
	0,99	—	—	0,99	0,01	—	0,10	1,91	4
8	19,07	—	—	52,67	7,47	—	1,74	18,89	99,84
	0,98	—	—	0,82	0,20	—	0,07	1,92	4
9	18,50	—	—	59,49	1,20	—	1,65	18,02	98,86
	1,00	—	—	0,97	0,03	—	0,08	1,92	4
10	4,21	—	21,43	54,07	0,62	0,21	1,23	16,65	98,42
	1,99	—	3,09	7,71	0,15	0,08	0,47	15,51	29
11	3,93	0,53	19,98	55,32	1,35	—	0,66	17,03	98,80
	1,83	0,14	2,87	7,84	0,32	—	0,26	15,73	29
12	4,23	0,38	20,16	54,57	0,70	0,24	3,01	16,03	99,93
	1,98	0,10	2,89	7,76	0,17	0,09	1,13	14,86	29
13	4,18	—	21,03	53,57	0,83	1,07	3,41	16,20	100,28
	1,93	—	2,97	7,49	0,20	0,41	1,26	14,77	29
14	4,27	—	20,19	53,88	0,74	0,96	3,16	16,15	99,34
	1,98	—	2,94	7,60	0,18	0,37	1,18	14,84	29
15	4,33	—	20,56	53,52	0,74	0,68	3,66	16,06	99,54
	2,02	—	2,94	7,59	0,18	0,27	1,33	14,85	29

1—9 — эмплектит, 10—15 — джуноит.

Типы месторождений: 1—7 — золото-серебро-полисульфидно-барит-карбонатно-кварцевый, 8—15 — золото-серебро-полисульфидно-теллуридно-кварцевый.

Аналитики: Н.В. Тронева — 6—10; остальные — В.С. Малов.

годрушита обрастают каймами айкинита. Состав минерала (табл. 7, ан. 1—6) достаточно близок к таковому минерала из Банска Годруша [12], однако при расчете формулы (суммарный формульный коэффициент = 21) железо объединялось с медью и серебром, а не с висмутом. В изученном минерале присутствуют также значительные количества селена, который в годрушите из Банска Годруша не отмечался.

Изучение структурных особенностей минерала методом электронной микродифракции (лаборатория электронной микроскопии ИГЕМ АН СССР, аналитик Н.В. Трубкин) показало, что минерал кристаллизуется в моноклинной симметрии, в одной из трех пространственных групп:  $C2/m$ ,  $C2$  или  $Cm$ . Угол моноклинности  $\beta$  при этом составляет  $92,2^\circ \pm 0,1^\circ$ , а параметры элементарной ячейки равны:  $a = 17,92 \pm 0,04$ ,  $b = 3,94 \pm 0,04$ ,  $c = 27,10 \pm 0,04$  Å. Представляется, что выбор пространственной группы  $C2/m$ , а не

Таблица 7

Химический состав гондрушита  
и других сульфосолей системы Cu-(Ag)-(Pb)-Bi-(Se)-S  
из месторождения золото-серебро-полисульфидно-барит-карбонатно-кварцевого типа

Номер анали- за	Cu	Ag	Fe	Pb	Bi	Sb	As	Se	S	Сум- ма
1	12,32	0,74	0,50	0,41	64,45	—	0,41	3,47	17,16	99,46
	3,68	0,13	0,17	0,04	5,86	—	0,10	0,83	10,17	21
2	13,09	0,75	0,56	—	65,16	—	1,47	2,09	18,54	101,66
	3,73	0,13	0,18	—	5,65	—	0,36	0,48	10,48	21
3	13,47	0,51	0,18	—	65,21	0,29	1,00	0,84	18,81	100,31
	3,89	0,09	0,06	—	5,72	0,04	0,25	0,19	10,76	21
4	12,06	1,12	0,78	—	64,50	—	1,31	1,72	18,52	100,01
	3,50	0,19	0,26	—	5,69	—	0,32	0,40	10,64	21
5	13,18	0,63	—	0,23	65,52	—	0,46	1,37	18,51	99,90
	3,86	0,11	—	0,02	5,83	—	0,11	0,32	10,73	21
6	11,39	2,18	0,27	1,44	62,90	—	1,00	3,28	17,05	99,51
	3,43	0,39	0,10	0,13	5,75	—	0,25	0,79	10,16	21
7	7,94	3,83	—	12,01	54,82	0,11	—	4,07	15,42	98,30
	2,34	0,66	—	1,08	4,92	0,02	—	0,97	9,01	19
8	8,28	3,74	—	11,56	55,21	—	0,84	5,06	15,58	100,27
	2,36	0,63	—	1,01	4,80	—	0,20	1,16	8,82	19
9	9,38	1,83	—	11,27	56,51	—	—	4,11	15,65	98,75
	2,72	0,31	—	1,00	4,99	—	—	0,96	9,01	19
10	4,92	4,45	—	1,93	66,78	0,37	0,62	4,49	15,69	99,25
	1,69	0,90	—	0,20	6,98	0,07	0,18	1,24	10,70	22

1—6 — гондрушит, 7—9 — купропавонит, 10 — медный аналог бенжаминита. Аналитики: Н.В. Тронева — 2—5; В.С. Малов — остальные.

$A2/m$ , как это сделано авторами первоописания гондрушита, целесообразнее, поскольку и купробисмутит, структура которого в сущности представляет собой однослойный мотив гондрушитового типа [3], также принадлежит к пространственной группе  $C2/m$ .

По структурным особенностям к гондрушиту близок купропавонит  $AgCu_2PbBi_5S_{10}$  ( $C2/m$  или  $Cm$ ,  $a = 13,45$ ,  $b = 4,02$ ,  $c = 33,06 \text{ \AA}$ ,  $\beta = 93^\circ 30'$ ), выделенный в самостоятельный минеральный вид С. Каруп-Мёллером и Е. Маковицким [11]. Минерал, обладающий близким к купропавониту составом (см. табл. 7, ан. 7, 8), обнаружен нами в ассоциации с гондрушитом и другими висмутовыми сульфосолями. Минерал встречается в виде весьма мелких (не более 50—60 мкм) округлых и овальных включений в голдфилдите и в висмут-теллурсодержащей блеклой руде. Имеет характерные оптические свойства — под микроскопом он белый, с ярко выраженным голубоватым оттенком, заметным двуотражением и сильной анизотропией. В отличие от купропавонита из Аласка Майн [11], в изученном минерале содержания селена достигают 4,07—5,06 мас. %, а относительно меньшие количества серебра компенсируются увеличением содержания меди.

Еще большие количества меди установлены в близком по свойствам к купропавониту минерале, встреченном в образце из того же рудного тела (см. табл. 7, ан. 9). Состав минерала хорошо пересчитывается на формулу купропавонита, однако в нем серебро почти полностью замещено медью, а часть серы — селеном. Поэтому идеализированная формула минерала должна иметь вид  $Cu_3PbBi_5(S, Se)_{10}$  и именно этот минерал, ве-

роятно, следует рассматривать как собственно купропавонит. Порошковая проба минерала получена из очень малого количества вещества, поэтому на ней зафиксировано всего 11 слабых отражений: 3,86 (1); 3,62 (3); 3,14 (2); 2,97 (9); 2,84 (10); 2,72 (1); 2,21 (1); 2,12 (5); 2,11 (5); 1,923 (3); 1,565 (1), которые соответствуют основным линиям рентгенограммы купропавонита [11], но имеют несколько большие величины межплоскостных расстояний. Это, скорее всего, обусловлено вхождением в состав минерала значительных количеств селена.

В ассоциации с гондрушитом и купропавонитом встречаются также очень мелкие (20–30 мкм) выделения минерала, несколько отличающегося от купропавонита оптическими свойствами. Анализ минерала (см. табл. 7, ан. 10) хорошо пересчитывается на идеализованную формулу  $(\text{Cu,Ag})_{3-x} \cdot (\text{Bi, Pb})_{7+x} (\text{S, Se})_{12}$ , т.е. этот минерал может рассматриваться как медный аналог бенжаминита  $\text{Ag}_3\text{Bi}_7\text{S}_{12}$ .

Лиллианитовая гомологическая серия (ЛГС), включающая лиллианит, густавит, ширмерит, викингит, эскимоит, урейит и трежерит, выделена С. Каруп-Мёллером и Е. Маковицким [13]. По мнению указанных исследователей, кристаллические структуры этих минералов состоят из слоев с "галенитоподобной структурой", расположенных параллельно плоскости (010) и разделяющихся слоями атомов свинца с тригональной призматической координацией. Друг от друга минералы отличаются толщиной галенитоподобного слоя, т.е. числом октаэдров ( $N$ ) в нем. Все члены ЛГС, кроме неупорядоченного ширмерита, обладают упорядоченной кристаллической структурой.

В рудах месторождения золото-серебро-полисульфидно-теллуридно-кварцевого типа установлены разнообразные Ag-Cu-Pb-Bi-сульфосоли, среди которых можно выделить ширмерит, викингит, трежерит, эскимоит, принадлежащие к ЛГС, а также берриит.

Минералы ЛГС и берриит обнаружены на относительно глубоких участках рудных тел, где они образуют локальные скопления. Результаты анализа минералов ЛГС приведены в табл. 8. Химический состав минералов варьирует в широких пределах. Число  $N_{\text{хим}}$ , которое в идеальном случае должно быть равно  $N_{\text{крист}}$ , т.е. числу октаэдров в "галенитоподобном" слое, изменяется от 4,42 до 7,96, содержание "густавитового" компонента — от 63,05 до 94,95%. Особенностью изученных минералов является присутствие в них широкого спектра элементов-примесей (Cu, Sb, Te, Se).

Близким к минералам ЛГС составом обладает берриит. Этот минерал распространен более широко, чем рассмотренные выше сульфосоли. В изученном берриите выявлены существенные вариации содержания основных компонентов (табл. 9). Отношение Cu/Ag, варьирует от 0,97 до 1,42, причем в одном из зерен минерала серебро преобладает над медью, что ранее для берриитов не отмечалось. Как и в других сульфосолях из золото-сульфидно-кварцевой формации, в берриите присутствуют заметные количества селена, теллура, сурьмы, что еще раз подчеркивает геохимическую специфику минерализации месторождений золото-сульфидно-кварцевой формации.

В другом участке того же рудного тела, в котором распространены сульфосоли ЛГС, но в ассоциации с тетраэдритом и серебро-висмутсодержащим галенитом встречено пластинчатое выделение голубовато-серого слабоанизотропного минерала. В его составе (аналитик В.С. Малов) определены: Pb — 30, 47, Bi — 30, 50, Sb — 19,31, Se — 0,16, S — 18,98, сумма — 99,42 мас. %. Анализ пересчитывается на формулу  $\text{Pb}_{0,98}\text{Sb}_{1,06}\text{Bi}_{0,98} \cdot (\text{S}_{3,97}\text{Se}_{0,01})_{3,98}$ , весьма близкую формуле, приводимой в работе И.Костова, И. Минчевой-Стефановой [3] для сахароваита  $\text{PbSbBiS}_4$  — недоста-

Таблица 8

Химический состав минералов лиллианитовой гомологической серии  
из месторождения золото-серебро-полисульфидно-теллуридно-кварцевого типа

Номер анали- за	Cu	Ag	Pb	Bi	Sb	Te	Se	S	Сумма	Густа- вито- вая мо- леку- ла, %
1	0,66	9,13	18,65	50,55	1,49	0,29	—	16,86	97,63	94,96
	0,13	1,04	1,11	2,99	0,15	0,03	—	6,49		
2	0,31	9,25	20,20	51,37	0,90	0,78	1,20	16,47	100,48	91,81
	0,06	1,03	1,17	2,95	0,09	0,07	0,18	6,17		
3	0,16	10,17	18,89	50,71	0,81	0,97	1,75	15,86	99,32	92,74
	0,03	1,21	1,17	3,11	0,08	0,10	0,28	6,34		
4	0,18	10,00	20,24	50,94	0,88	0,42	1,96	16,15	100,77	90,51
	0,04	1,17	1,23	3,07	0,09	0,04	0,30	6,35		
5	0,29	9,59	21,35	50,83	0,81	0,53	0,63	16,71	100,74	88,25
	0,06	1,18	1,29	3,05	0,08	0,05	0,10	6,55		
6	0,26	9,64	21,42	50,10	0,85	0,51	1,07	15,83	99,68	87,29
	0,05	1,19	1,37	3,18	0,09	0,05	0,18	6,55		
7	0,20	9,85	21,29	49,41	0,75	0,87	1,92	15,59	99,88	86,93
	0,04	1,22	1,38	3,17	0,08	0,09	0,32	6,51		
8	0,22	8,91	24,71	46,58	0,66	0,76	0,74	15,83	98,32	79,63
	0,05	1,13	1,62	3,04	0,07	0,08	0,13	6,64		
9	0,24	9,50	23,50	47,37	0,64	1,17	1,13	15,26	98,81	80,97
	0,05	1,27	1,64	3,28	0,08	0,13	0,21	6,89		
10	0,25	9,35	32,01	38,37	0,43	0,76	1,72	14,87	97,76	63,05
	0,08	1,76	3,13	3,72	0,07	0,12	0,44	9,40		
11	0,41	9,76	22,67	47,23	1,00	0,78	0,55	16,62	99,02	82,50
	0,38	5,34	6,46	13,34	0,48	0,36	0,41	30,59		
12	0,22	9,47	23,18	45,01	0,63	0,74	2,36	15,45	97,06	79,37
	0,21	5,39	6,87	13,22	0,31	0,36	1,84	29,57		
13	0,33	8,74	24,73	46,66	0,88	0,64	0,59	15,61	98,18	78,51
	0,30	5,27	6,97	13,04	0,42	0,29	0,44	28,42		
14	0,10	9,69	25,27	45,46	0,75	0,76	2,44	15,9	99,78	76,85
	0,09	5,32	7,23	12,89	0,37	0,36	1,83	28,07		
15	1,92	9,67	21,43	48,23	0,60	0,58	2,42	14,96	100,61	85,79
	1,80	5,34	6,17	13,76	0,29	0,27	1,82	27,83		
16	0,92	9,18	24,82	43,33	1,39	0,53	—	16,96	97,13	76,70
	0,93	5,44	7,65	13,25	0,73	0,27	—	33,80		
17	0,13	9,78	24,71	43,77	0,33	1,66	2,09	15,07	97,54	75,67
	0,13	5,99	7,87	13,83	0,18	0,86	1,75	31,04		
18	0,25	9,30	26,88	44,28	0,59	0,89	2,34	15,11	99,64	73,03
	0,25	5,53	8,32	13,59	0,31	0,44	1,90	30,23		
19	0,02	10,37	27,32	43,88	0,74	1,23	5,07	12,64	101,27	72,74
	0,02	6,89	9,46	15,05	0,58	0,69	4,60	28,26		
20	0,57	9,59	27,81	43,06	0,35	1,00	1,50	15,37	99,25	92,74
	0,65	6,45	9,74	14,96	0,21	0,57	1,38	34,79		
21	0,52	10,22	27,80	42,95	0,57	0,90	4,16	13,64	101,03	72,22
	0,58	6,72	9,52	14,58	0,33	0,50	3,74	30,19		

1—10 — ширмерит, 11—14 — викингит ( $N_{\text{ХИМ.}} \sim 5,5$ ), 15—18 — трежерит ( $N_{\text{ХИМ.}} \sim 6$ )  
19—21 — эскимоит ( $N_{\text{ХИМ.}} \sim 7$ ). Аналитик Н.В. Тронева.

Таблица 9

Химический состав беррита  
из месторождения золото-серебро-полисульфидно-кварцевого типа

Номер анализа	Cu	Ag	Pb	Bi	Sb	Te	Se	S	Сумма
1	5,82	8,10	21,86	44,09	0,44	1,14	1,60	15,87	98,32
	2,81	2,30	3,23	6,47	0,11	0,27	0,62	15,18	31
2	5,40	8,10	21,74	43,80	0,24	0,69	1,69	15,95	97,60
	3,25	2,32	3,25	6,49	0,06	0,17	0,66	15,41	31
3	5,70	7,99	22,09	45,33	0,18	1,77	1,91	15,77	100,74
	2,73	2,25	3,24	6,60	0,05	0,74	0,42	14,92	31
4	6,31	8,27	20,25	45,36	0,80	0,77	0,71	16,53	99,00
	2,99	2,31	2,95	6,55	0,20	0,18	0,21	15,55	31
5	5,88	8,85	19,78	45,22	0,80	0,58	1,59	16,24	98,94
	2,80	2,49	2,89	6,55	0,20	0,14	0,61	15,33	31
6	6,34	7,77	19,84	47,96	0,24	0,49	0,35	16,42	98,92
	2,99	2,16	2,88	6,90	0,06	0,11	0,13	15,39	31
7	4,47	7,81	21,93	42,26	0,63	0,50	3,95	14,43	99,12
	2,24	2,30	3,36	6,88	0,17	0,12	1,59	14,31	31
8	6,25	7,48	18,87	48,54	0,24	0,25	0,31	16,32	98,55
	2,99	2,11	2,77	7,07	0,06	0,06	0,12	15,77	31
9	5,90	8,46	18,84	48,17	0,98	0,73	0,56	17,22	100,94
	2,78	2,35	2,72	6,91	0,24	0,17	0,21	16,09	31
10	5,47	8,38	18,48	46,80	0,90	0,67	3,46	15,98	99,41
	2,63	2,37	2,74	6,89	0,23	0,16	1,35	14,38	31

Аналитик Н.В. Тронева.

точно изученного минерала. Нам не удалось пока получить дополнительные характеристики выявленного минерала.

Другая редкая сульфосоль — михарит  $Cu_4FePbBiS_6$ , ранее неизвестная в месторождениях СССР, установлена нами в рудах месторождения золото-полисульфидно-кварцевого типа. Минерал тесно ассоциирует с айкинитом, галенитом, гесситом и тетраэдритом, т.е. входит в состав позднего сульфидно-теллуридного парагенезиса. В двух проанализированных зернах михарита (аналитик Н.В. Тронева) установлены (в мас. %, соответственно для зерен 1 и 2): Cu — 27,39 и 27,27; Fe — 6,35 и 6,35; Pb — 23,55 и 22,94; Bi — 22,69 и 22,15; S — 20,47 и 20,71; сумма — 100,44 и 99,41. Анализы хорошо пересчитываются на кристаллохимическую формулу михарита. Обращает на себя внимание отсутствие в составе михарита селена.

Таким образом, заканчивая рассмотрение особенностей химизма висмутовых сульфосолей, отметим, эти минералы являются неотъемлемой частью продуктивных ассоциаций и их присутствие в рудах не может рассматриваться как следствие пространственного совмещения полей разнотипной минерализации [8]. Химизм минералов — вхождение в их состав меди, серебра, сурьмы, мышьяка, теллура, селена, т.е. элементов, определяющих геохимический профиль малоглубинных золото-сульфидно-кварцевых месторождений — убеждает в неслучайности появления этих сульфосолей, тесной пространственной и временной связи этих минералов с самородным золотом, теллуридами золота и серебра.

**Теллуриды, сульфотеллуриды, селениды и сульфоселениды.** Широкое развитие теллуридной минерализации весьма типично для малоглубинных месторождений золота, обладающих высоким (10 : 1 — 1 : 1) Ag : Au

отношением [2, 7, 10]. В настоящее время известно значительное число таких месторождений, приуроченных чаще всего к областям развития базальтоидного вулканизма [10]. Значительная часть золота в указанных месторождениях находится в форме теллуридов (калаверит, креннерит, сивьянит, петцит), которые тесно ассоциируют с теллуридами ртути, свинца, висмута и серебра. В большинстве случаев устанавливается тесная пространственная и временная связь этой минерализации с фемическими вулcano-плутоническими образованиями — субщелочными вулканидами повышенной основности (базальты, андезитобазальты, двупироксеновые андезиты, трахиандезиты, трахиандезит-андезиты и трахиандезит-дациты), их субвулканическими и интрузивными комагматами (диоритовые порфиры, диориты, кварцевые диориты, монцониты, сиенито-диориты) и дайковой фацией [10].

В то же время руды многих малоглубинных золото-серебряных месторождений содержат повышенные количества селена, в том числе в форме селенидов и сульфоселенидов серебра, золота, свинца. По данным В.Г. Хомича [10], золото-серебро-селенидная минерализация парагенетически связана с комплексом сиалических вулcano-плутонических образований (липариты, липарито-деллениты, липарито-дациты). В качестве примера золото-серебро-селенидных месторождений называют рудные поля некоторых районов США, Японии, Индонезии, Востока СССР. Примечательно, что руды указанных месторождений имеют повышенные содержания серебра и весьма низкую сульфидность.

Среди изученных золото-серебряных месторождений верхнепалеозойской вулканической области Средней Азии повышенная роль теллуридной минерализации характерна для проявлений золото-сульфидно-кварцевой (умеренносульфидной) формации. Наиболее важное значение теллуриды имеют в рудах месторождений золото-серебро-полисульфидно-теллуридно-кварцевого типа. К теллуридной минерализации указанных месторождений по минералого-геохимическим особенностям близки ассоциации теллуридов месторождения золото-серебро-полисульфидно-барит-карбонатно-кварцевого типа, однако в количественном отношении в них преобладают висмутовые сульфосоли и сульфоселениды висмута. Возможно это объясняется тем, что к настоящему времени изучены только верхние горизонты данного месторождения. В меньшей степени теллуриды (в основном гессит и вольтинскит) развиты в месторождении золото-полисульфидно-кварцевого типа, где они ассоциируют с айкинитом, михараитом и сульфостаннатами меди и железа.

Сугубо подчиненную роль теллуридная минерализация играет в золото-кварцевых месторождениях региона, в некоторых из которых периодически отмечаются гессит, петцит, селенистый тетрадимит, иногда алтаит, которые ассоциируют с самородным золотом и блеклыми рудами. В этих месторождениях существенное значение имеют селениды и сульфоселениды серебра науманнит и агвиларит, которые являются неотъемлемой частью золото-серебряных продуктивных ассоциаций. Примечательно, что и некоторые сульфоантимониты серебра (пираргирит, полибазит), ассоциирующие с селенидами, нередко содержат повышенные (до 2,5 мас. %) количества селена.

В золото-сульфидно-кварцевых месторождениях селенида серебра не установлены, но повышенные содержания селена характерны для некоторых минералов (висмутовые сульфосоли, теллур самородный, сульфотеллуриды висмута, блеклые руды), особенно развитых на высоких горизонтах. Более того, в верхней части рудоносной зоны месторождения золото-серебро-полисульфидно-карбонатно-кварцевого типа относительно широ-

ким распространением пользуются сульфоселениды висмута (лайтакариит, гуанохуатит и др.). Таким образом, селен является типоморфным элементом и для месторождений золото-сульфидно-кварцевой формации. Пространственное совмещение теллуридной и селенидной минерализации в золото-серебряных месторождениях изученного региона обусловлено, вероятно, особенностями строения и состава земной коры данной области Средней Азии, переходным, сиалически-фемическим профилем проявленного здесь магматизма.

Химический состав минералов системы Au—Ag—(Cu)—Te из месторождений изученного региона приведен в табл. 10. В составе калаверита почти постоянно обнаруживается примесь серебра. Небольшие количества меди и сурьмы в составе минерала встречаются спорадически.

В некоторых силванитах также установлены примеси сурьмы, замещающей теллур, и меди, содержание которой может достигать 2,3 мас. %. Еще большие количества меди, замещающей серебро, присутствуют в костовите (см. табл. 10, ан. 21—24), который в отдельных участках трубообразных тел месторождения золото-серебро-полисульфидно-теллуридно-кварцевого типа занимает место силванита. В костовите постоянно обнаруживается и небольшая примесь сурьмы.

Состав петцита, широко развитого в рудах месторождений золото-сульфидно-кварцевой формации, а также образующего единичные включения в отдельных месторождениях золото-кварцевой формации, отвечает стехиометрическим соотношениям элементов в этом минерале.

Весьма широким развитием в рудах золото-сульфидно-кварцевых месторождений пользуются минералы системы Ag—Te, особенно гессит. Реже встречаются шютцит  $Ag_{5-x}Te_3$  и эмпрессит AgTe, часто ассоциирующие с самородным теллуrom. Химический состав теллуридов серебра приведен в табл. 11. Все проанализированные минералы характеризуются близкими к стехиометрическим соотношениями элементов и практическим отсутствием примесей. Отмечается лишь мышьяк, замещающий теллур в шютците, и золота в гессите (1,16—1,24 мас. %) из месторождения золото-серебро-полисульфидно-барит-карбонатно-кварцевого типа. Присутствие золота отличает минерал из этого месторождения от гессита из других месторождений региона.

Следует сказать, что гессит присутствует в месторождениях в самых разнообразных ассоциациях — с алтаитом, петцитом, галенитом, халькопиритом, сульфотеллуридами висмута, сфалеритом, минералами ЛГС, сульфостаннатами меди и железа.

Алтаит, так же как и гессит, встречается в самых разнообразных ассоциациях — с высокопробным золотом, калаверитом, монтбрейитом, силванитом, петцитом, колорадоитом, халькопиритом, галенитом, тетрадимитом и теллуrowисмутитом, волинскитом, что характеризует его как "сквозной" минерал продуктивных стадий минерализации. Наиболее широко алтаит развит в месторождениях золото-серебро-полисульфидно-теллуридно-кварцевого типа. Для него особенно характерны сростания с высокопробным золотом, колорадоитом, калаверитом и силванитом, теллуrowисмутитом, самородным теллуrom. На более глубоких горизонтах этот минерал часто ассоциирует с галенитом. В составе алтаита примеси обычно не обнаруживаются, а свинец и теллур находятся в стехиометрических отношениях.

Для месторождений золото-сульфидно-кварцевой формации типоморфен и редкий теллурид ртути — колорадоит, который встречается в виде очень мелких зерен, находящихся в сростаниях с другими теллуридами. Однако в некоторых месторождениях наблюдались его выделения, достигшие

Таблица 10

Химический состав минералов системы Au—Ag(Cu)—Te  
из месторождений различных формаций

Номер анализа	Au	Ag	Cu	Te	Sb	Сумма
1	42,85	0,27	—	56,67	0,23	100,03
	0,98	0,01	—	2,00	0,01	3
2	42,24	0,41	0,34	56,48	0,36	99,89
	0,96	0,02	0,02	1,88	0,02	3
3	42,78	0,15	—	56,77	0,32	100,02
	0,98	0,01	—	2,00	0,01	3
4	42,49	0,14	0,20	56,43	0,26	99,32
	0,97	0,01	0,01	2,00	0,01	3
5	42,99	—	—	57,13	0,13	100,25
	0,98	—	—	2,01	—	3
6	42,75	0,48	—	55,75	0,22	99,20
	0,98	0,02	—	1,99	0,01	3
7	42,59	0,62	—	57,45	—	100,66
	0,96	0,03	—	2,01	—	3
8	42,08	0,67	—	56,17	—	98,92
	0,97	0,03	—	2,00	—	3
9	42,47	0,64	—	57,07	—	100,18
	0,97	0,03	—	2,00	—	3
10	43,18	0,66	—	56,98	—	100,82
	0,98	0,03	—	1,99	—	3
11	42,97	0,66	—	56,92	—	100,54
	0,97	0,03	—	2,00	—	3
12	40,93	1,86	0,34	57,51	—	100,64
	0,91	0,08	0,02	1,99	—	3
13	39,70	1,98	0,34	58,49	—	100,51
	0,89	0,08	0,02	2,01	—	3
14	41,21	1,08	—	56,82	—	99,14
	0,94	0,05	—	2,01	—	3
15	41,57	1,19	—	56,39	—	99,15
	0,95	0,05	—	2,00	—	3
16	25,10	12,14	—	61,22	0,30	98,76
	1,06	0,93	—	3,99	0,02	6
17	25,04	9,18	2,30	63,88	0,54	100,90
	1,01	0,68	0,29	3,99	0,03	6
18	23,98	11,99	0,68	62,28	0,34	99,27
	0,99	0,91	0,09	3,99	0,02	6
19	24,16	13,01	0,36	62,36	0,42	100,31
	0,99	0,98	0,04	3,96	0,03	6
20	24,90	13,36	—	62,69	—	100,95
	1,02	1,00	—	3,98	—	6
21	27,82	3,64	4,34	64,41	0,28	100,50
	1,12	0,30	0,58	3,99	0,01	6
22	27,93	3,19	4,56	64,31	0,32	100,32
	1,13	0,24	0,57	4,03	0,02	6
23	26,40	4,36	4,94	64,14	0,33	100,17
	1,06	0,32	0,62	3,98	0,02	6
24	25,71	3,25	5,57	64,27	0,31	99,11
	1,04	0,24	0,70	3,99	0,02	6
25	25,49	41,42	—	33,29	—	100,20
	1,00	2,08	—	2,02	—	6
26	25,85	40,36	—	33,74	—	99,95
	1,02	2,92	—	2,06	—	6

1—15 — калаверит, 16—20 — сильванит, 21—24 — костовит, 25—26 — петцит. Формации:  
1—25 — золото-сульфидно-кварцевая, 26 — золото-кварцевая

Таблица 11

Химический состав минералов системы Ag—Te  
из месторождений различных формаций

Номер анализа	Ag	Au	Te	As	Сумма
1	46,56	0,36	54,85	—	101,77
	1,00	—	1,00	—	2
2	44,06	—	55,77	—	99,83
	1,00	—	1,00	—	2
3	59,82	—	39,76	1,23	100,81
	5,02	—	2,83	0,15	8
4	59,99	—	40,11	1,18	101,28
	5,02	—	2,84	0,14	8
5	62,24	—	37,17	—	99,41
	1,99	—	1,01	—	3
6	62,85	—	37,21	—	100,06
	2,00	—	1,00	—	3
7	62,67	—	37,61	—	100,28
	1,99	—	1,01	—	3
8	60,88	1,16	36,52	—	98,56
	1,96	0,02	1,01	—	3
9	61,87	1,42	36,87	—	100,16
	1,98	0,02	1,00	—	3
10	62,18	—	36,92	—	99,00
	2,00	—	1,00	—	3
11	62,69	—	37,35	—	100,04
	1,99	—	1,01	—	3
12*	63,05	0,29	37,93	—	101,99
	1,96	—	1,00	—	3
13	62,53	0,06	36,73	—	99,32
	2,00	—	1,00	—	3
14	62,54	0,04	37,13	—	99,71
	2,00	—	1,00	—	3
15	62,27	0,33	37,19	—	99,79
	1,99	0,01	1,00	—	3
16	62,62	0,22	37,23	—	100,07
	1,99	0,01	1,00	—	3
17	62,64	0,97	36,68	—	100,29
	1,99	0,02	0,99	—	3
18**	62,97	—	36,79	—	99,76
	2,00	—	1,00	—	3

1,2 — эмпрессит, 3, 4 — штюцит, 6—18 — гессит.

Формации: 1—12 — золото-сульфидно-кварцевая; 13—18 — золото-кварцевая. Аналитики: В.С. Малов — 1, 7, 8, 18; Н.В. Тронева — остальные.

\* Кроме того, установлено 0,72 мас. % Cu.

\*\* Кроме того, установлено 0,30 мас. % Hg.

гающие 8—10 см. Чаще всего колорадоит ассоциирует с алтаитом, калаверитом, самородным золотом. Иногда образует изолированные включения в тетраэдрите. Состав колорадоита варьирует в небольших пределах. Так, в колорадоите из месторождения золото-серебро-полисульфидно-теллуридно-кварцевого типа установлено (аналитик Н.В. Тронева; среднее из 9 анализов; мас. %): Hg —  $59,38 \pm 0,65$ , Cu —  $0,67 \pm 0,35$ , Te —  $38,29 \pm 0,47$ , Sb —  $0,63 \pm 0,29$ . Этот состав пересчитывается на формулу  $(\text{Hg}_{0,97}\text{Cu}_{0,03})_{1,00}(\text{Te}_{0,98}\text{Sb}_{0,02})_{1,00}$ . Для изученного колорадоита, так же как и для других теллуридов данного месторождения, характерны при-

меси меди и сурьмы. В составе колорадоита из другого месторождения этого типа определены (аналитик И.П. Лапутина, мас. %): Hg — 60,90 Te — 38,59, сумма — 99,49; формула — HgTe. Весьма примечательно, что собственный минерал ртути в рудах изученных месторождений представлен соединением ртути с теллуридом, а не с серой — киноварью, характерным минералом малоуглубленного золото-серебряного оруденения вулканогенных областей [2].

Редкий дителлурид никеля — мелонит встречен в образцах из теллуридных скоплений в одном из трубообразных рудных тел месторождения золото-серебро-полисульфидно-теллуридно-кварцевого типа, где он в виде тонких пластинчатых кристаллов располагается в агрегате алтаита и теллурантимона. Шире минерал распространен в рудах другого месторождения указанного минерального типа, в котором он в ассоциации с калаверитом, колорадоитом и алтаитом образует каймы, обрастающие выделения тетраэдрита, бурнонита и галенита. Встречается мелонит среди кварца, образуя в нем мелкие округлые зерна. Химический состав мелонита из обоих месторождений весьма близок: содержания никеля варьируют от 17,78 до 17,84 мас. %, а теллура — от 80,11 до 80,20 мас. %. В качестве элементов-примесей отмечаются железо (до 0,14 мас. %) и кобальт (до 0,80 мас. %).

В рудах этих же месторождений установлен очень редкий дителлурид железа — фробергит. В одном из жильных рудных тел, в участке, обогащенном теллуридами, этот минерал образует тесные сростания с сивьянитом, калаверитом и алтаитом. Состав фробергита (Fe — от 17,42 до 17,71 мас.%, Te — от 82,10 до 83,16 мас.%) хорошо пересчитывается на формулу со стехиометрическими соотношениями железа и теллура. В одном из зерен минерала установлены заметные количества меди (до 0,62 мас. %).

Вольнскит  $\text{AgBiTe}_2$  — один из поздних теллуридов в рудах золото-сульфидно-кварцевых месторождений. В месторождении золото-серебро-полисульфидно-теллуридно-кварцевого типа он обычно ассоциирует с висмутовыми сульфосолями, гесситом, тетрадимитом, алтаитом, в месторождении золото-серебро-полисульфидно-барит-карбонатно-кварцевого типа — с гесситом и сульфоселенотеллуридами висмута, в месторождении золото-полисульфидно-кварцевого типа — с гесситом, айкинитом, михаритом. Как видно из сказанного, во всех изученных месторождениях минерал находится в богатых висмутом, серебром и теллуридом ассоциациях. Не отличается разнообразием и состав вольнскита (Ag от 18,41 до 19,43, Bi — от 34,29 до 36,58 и Te — от 43,58 до 44,76 мас. %). В отдельных зернах минерала обнаруживаются небольшие примеси сурьмы (до 0,57 мас. %), мышьяка (до 0,63 мас. %) и селена (до 0,35 мас. %). Все проанализированные зерна минерала (более полутора десятков) имеют состав, хорошо пересчитывающийся на стехиометрическую формулу.

В поздних ассоциациях золото-сульфидно-кварцевых месторождений весьма широко развиты различные теллуриды, сульфотеллуриды, сульфоселенотеллуриды и сульфоселениды висмута. Кроме того, в них установлен редкий теллурид сурьмы — теллурантимон  $\text{Sb}_2\text{Te}_3$ . Этот минерал изоструктурен с теллуровисмутитом  $\text{Bi}_2\text{Te}_3$ , вследствие чего в рудах месторождения широко развиты промежуточные члены теллуру-антимон-теллуровисмутитового твердого раствора (табл. 12).

Помимо сурьмы, висмута и теллура, в указанных минералах в некоторых случаях устанавливаются примеси свинца и мышьяка, которые объединяются с висмутом и сурьмой при расчете формул. Иногда в составе промежуточных членов обнаруживается сера. Следует отметить, что если сурьмосодержащие теллуровисмутиты были известны в некоторых месторож-

Таблица 12

Химический состав минералов ряда теллурантимон—теллуrowисмутит из месторождения золото-серебро—полисульфидно-теллуридно-кварцевого типа

Номер анализа	Bi	Sb	Te	Pb	As	S	Сумма
1	—	38,95	61,21	—	—	—	100,16
	—	2,00	3,00	—	—	—	5
2	—	38,98	61,16	—	—	—	100,14
	—	2,00	3,00	—	—	—	5
3	—	38,91	61,18	—	—	—	100,09
	—	2,00	3,00	—	—	—	5
4	8,73	32,49	58,48	—	—	—	99,70
	0,27	1,74	2,99	—	—	—	5
5	13,42	29,48	55,89	—	—	0,48	99,27
	0,42	1,59	2,89	—	—	0,10	5
6	40,94	9,25	48,94	—	—	0,67	99,80
	1,45	0,56	2,84	—	—	0,15	5
7	43,06	4,34	49,98	1,47	1,17	—	100,02
	1,57	0,27	2,99	0,05	0,12	—	5
8	44,08	4,64	48,67	1,49	—	—	98,88
	1,65	0,30	2,99	0,06	—	—	5
9	50,70	0,82	48,67	—	—	—	100,10
	1,93	0,05	3,02	—	—	—	5
10	51,46	0,81	48,64	—	0,16	—	101,07
	1,94	0,05	3,00	—	0,01	—	5

Аналитики: Н.В. Тронева — 1—8; В.С. Малов — остальные.

дениях, то обогащенные висмутом теллурантимоны ранее не описывались. Обнаружение в рудах изученных месторождений теллурантимон—теллуrowисмутитового ряда подтверждает высказанное выше положение о типоморфном значении широкого развития минеральных рядов и твердых растворов в рудах месторождений золото-сульфидно-кварцевой формации. С другой стороны, находка минералов теллурантимон—теллуrowисмутитового ряда является свидетельством повышения активности сурьмы в поздних порциях минералообразующего раствора.

Для тетрадимита (табл. 13) весьма характерна примесь селена, достигающая 3,16 мас.%. По существу — это селенистая разновидность тетрадимита. Минерал тесно ассоциирует с поздними теллуридами, особенно часто с гесситом и вольтинским. Именно в тетрадимите из этой ассоциации, образующем пластинчатые выделения в гессите, обнаруживаются высокие содержания селена. Тетрадимит встречается и в виде зернистых масс, развивающихся по раннему висмутину. В этом случае он содержит значительно меньшие количества селена (см. табл. 13, ан. 3, 4, 8, 9). Наиболее высокоселенистый тетрадимит установлен на верхних горизонтах одного из месторождений золото-кварцевой формации, аномально обогащенного висмутом (см. табл. 13, ан. 10—13). Этот минерал, по существу, занимает промежуточное положение между тетрадимитом и кавачулитом.

Другой сульфотеллурид висмута — жозеит-В обладает близкими с тетрадимитом оптическими свойствами и рентгенограммой. Поэтому уверенно различить минералы можно только по особенностям химического состава. В жозеите-В (см. табл. 13, ан. 15) более высокие содержания висмута и более низкие — теллура. Имеющийся анализ пересчитывается на формулу  $(\text{Bi}, \text{Pb}, \text{Sb})_{3,92} \text{Te}_{1,87} (\text{S}, \text{Se})_{1,18}$ . Этот сульфотеллурид встречается в рудах редко.

Таблица 13. Химический состав сульфотеллуридов и сульфоселенидов висмута из месторождений различных формаций

Номер анализа	Cu	Bi	Pb	Sb	As	Te	Se	S	Сумма
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
1	—	58,54	—	0,44	—	35,87	1,19	4,06	100,10
	—	1,98	—	0,02	—	1,99	0,11	0,90	5
2	—	58,95	—	—	—	35,64	2,56	3,70	100,25
	—	1,99	—	—	—	1,97	0,23	0,81	5
3	—	58,51	1,33	—	—	35,80	0,40	4,22	100,26
	—	1,99	0,04	—	—	1,99	0,04	0,94	5
4	—	59,05	—	0,35	—	36,19	—	4,58	98,13
	—	1,99	—	0,02	—	1,99	—	1,00	5
5	—	52,54	5,17	—	0,70	35,27	1,95	4,00	99,63
	—	1,77	0,18	—	0,06	1,94	0,17	0,88	5
6	—	58,18	—	0,43	0,40	34,95	1,25	3,96	99,97
	—	1,99	—	0,02	0,04	1,95	0,11	0,89	5
7	—	57,23	1,24	—	—	35,25	3,16	3,24	100,12
	—	1,96	0,04	—	—	1,98	0,29	0,73	5
8	—	51,75	7,58	—	—	35,29	0,68	4,37	99,67
	—	1,75	0,26	—	—	1,96	0,06	0,97	5
9	—	56,02	—	1,38	—	35,83	0,55	4,42	98,20
	—	1,90	—	0,08	—	1,99	0,05	0,98	5
10	—	57,71	—	—	—	35,21	5,41	2,18	100,51
	—	2,00	—	—	—	2,00	0,50	0,50	5
11	—	57,46	—	—	—	35,18	4,78	2,38	99,80
	—	2,01	—	—	—	2,01	0,44	0,54	5
12	—	57,64	—	—	—	35,15	3,52	3,03	99,34
	—	2,00	—	—	—	2,00	0,32	0,68	5
13	—	57,20	—	—	—	34,62	5,19	2,27	99,28
	—	2,01	—	—	—	1,99	0,48	0,52	5
14	—	58,29	—	0,56	0,32	35,90	0,99	4,05	100,21
	—	1,97	—	0,03	0,03	1,99	0,09	0,89	5
15	—	71,82	1,21	0,67	—	22,11	0,28	3,39	99,48
	—	3,72	0,17	0,06	—	1,87	0,04	1,14	7
16	0,10	78,61	0,37	—	1,34	0,30	18,62	0,81	100,14
	0,01	3,98	0,02	—	0,19	0,03	2,50	0,30	7
17	0,28	77,29	0,27	—	0,53	0,12	18,87	0,99	98,35
	0,05	3,96	0,01	—	0,08	0,01	2,56	0,33	7
18	0,12	79,08	0,60	—	—	—	14,97	2,80	98,24
	0,02	3,96	0,03	—	—	—	1,99	0,99	7
19	—	80,64	—	—	—	—	13,79	3,77	98,20
	—	3,99	—	—	—	—	1,80	1,21	7
20	—	80,19	—	—	—	—	17,00	2,44	99,63
	—	3,98	—	—	—	—	2,23	0,79	7
21	0,75	78,00	—	—	1,15	—	15,80	3,49	99,19
	0,12	3,68	—	—	0,15	—	1,97	1,07	7
22	0,71	77,50	0,60	—	0,66	—	18,10	1,33	98,90
	0,09	2,80	0,02	—	0,06	—	1,72	0,31	5
23	—	82,88	—	—	1,55	—	13,10	3,90	101,43
	—	2,81	—	—	0,15	—	1,18	0,86	5
24	3,20	75,49	1,67	—	—	—	17,72	1,51	99,59
	0,36	2,61	0,06	—	—	—	1,63	0,34	5

1—14 — ряд тетрадимит—кавацүлит, 15 — жозеит-В, 16—21 — лайтакариит, 22—24 — минерал Bi<sub>3</sub>(Se, S)<sub>2</sub>.

Формации: 1—9, 14—17, 19—24 — золото-сульфидно-кварцевая; 10—13, 18 — золото-кварцевая.

Аналитики: Н.В. Тронева — 2, 3, 9—14, 21—24; В.С. Малов — остальные.

Таблица 14  
Химический состав науманнита  
из месторождений золото-кварцевой формации

Номер анализа	Ag	Cu	Se	Te	S	Сумма
1	73,17	—	24,45	—	0,48	98,10
	2,00	—	0,95	—	0,05	3
2	72,77	0,11	25,54	0,35	0,53	99,36
	1,99	0,01	0,95	0,01	0,05	3
3	73,03	—	25,14	0,42	0,55	99,14
	2,00	—	0,94	0,01	0,05	3
4	77,03	—	19,10	—	4,05	100,18
	1,98	—	0,67	—	0,35	3
5	73,94	—	25,87	—	0,42	100,23
	2,00	—	0,96	—	0,04	3
6	73,01	0,47	22,89	—	1,89	98,26
	1,97	0,02	0,84	—	0,17	3
7	73,34	—	25,35	—	0,45	99,14
	2,01	—	0,95	—	0,04	3

Аналитики И.П. Лапутина и Н.В. Тронева.

И в тетрадимите, и в жозеите-В из примесей обнаруживаются сурьма, мышьяк, свинец. Содержание свинца в отдельных зернах тетрадимита достигает 5,17–7,58 мас.%. К сожалению, нам не удалось получить их порошкограммы, однако по оптическим свойствам эти минералы практически не отличимы от обычного тетрадимита.

Выше мы уже отметили, что для рудной минерализации золото-серебро-полисульфидно-барит-карбонатно-кварцевого типа, по крайней мере для верхних горизонтов месторождения, характерно преобладание селена над теллуrom, что связывается с относительно широким распространением лайтакариита  $Bi_4(Se, S)_3$  и сульфоселенида висмута  $Bi_3(Se, S)_2$ . Составы этих минералов приведены в табл. 13. В некоторых зернах минералов, помимо основных элементов, присутствуют примеси меди, свинца, мышьяка. Интересно отметить, что для сульфоселенидов, как и для других минералов этого типа минерализации, более характерна примесь мышьяка, в то время как в минералах из месторождений золото-серебро-полисульфидно-теллуридно-кварцевого типа чаще встречается примесь сурьмы.

Рассмотренные данные показывают, что теллуридно-селенидная минерализация является неотъемлемой частью продуктивных ассоциаций золото-сульфидно-кварцевой формации. При этом следует отметить, что сульфоселениды и сульфоселенотеллуриды характерны для верхних частей рудных тел, где встречается также самородный теллур, содержащий, как правило, 3–10, а в отдельных случаях до 15–17 мас.% селена. Селенид серебра — науманнит  $Ag_2Se$  характерен, как уже отмечалось, для продуктивной ассоциации месторождений золото-кварцевой формации региона. Минерал образует мелкие (не более 100 мкм) выделения среди сульфoантимонитов серебра, располагаясь обычно по периферии их агрегатов. Достаточно часто встречаются и тесные сростания науманнита с алларгентумом и сурьмянистым серебром.

В составе науманнита (табл. 14) помимо серебра и селена иногда усталиваются небольшие примеси меди и теллура, а также серы, содержание которой может достигать 4 мас.%. В этом случае минерал по составу приближается к сульфоселениду серебра агвилариту —  $Ag_4SeS$ .

Подводя итог рассмотрению типоморфных особенностей теллуридной и селенидной минерализаций в золото-серебряных месторождениях верхнепалеозойской вулканической области Средней Азии, еще раз отметим, что для проявлений золото-кварцевой (убогосульфидной) формации теллуриды в целом не характерны, в то время как селен является для них одним из профилирующих элементов, образующих собственные минералы. Напротив, в месторождениях золото-сульфидно-кварцевой формации, теллуридная минерализация является неотъемлемой частью продуктивных ассоциаций, что и определяет нередко практическую ценность этих месторождений. Весьма заметна в продуктивных ассоциациях и роль селена, однако он либо входит в состав других минералов продуктивных комплексов, либо представлен соединениями с висмутом, а не с серебром, как в золото-кварцевых месторождениях.

Изучение типоморфных рудных минералов малоглубинных месторождений золото-кварцевой (убогосульфидной) и золото-сульфидно-кварцевой (умеренноссульфидной) формаций верхнепалеозойской вулканической области Средней Азии позволило установить, что золото-кварцевые месторождения по своим минералого-геохимическим особенностям в целом близки к золото-серебряным месторождениям мезо-кайнозойских поясов, в то время как золото-сульфидно-кварцевые месторождения по ряду особенностей существенно отличаются от типичных представителей убогосульфидной золото-серебряной минерализации.

К таким особенностям прежде всего относятся повышенная сульфидность руд, необычное видовое разнообразие рудных минералов, широкое развитие среди них твердых растворов, минеральных рядов и гомологических серий. Для геохимического профиля указанных месторождений помимо золота и серебра характерна высокая роль теллура, селена, меди, висмута, олова, сурьмы — элементов, определяющих металлогению региона. Однако, как показали проведенные исследования, ни сложный состав руд, ни присутствие в них элементов, не свойственных убогосульфидному золото-серебряному оруденению [8] не могут служить основанием для отнесения изученной минерализации к гибридным, полигенным образованиям. Этому противоречат такие факты, как проявление во всех рассматриваемых месторождениях однотипных минеральных ассоциаций, формирование которых подчинялось общей последовательности минералообразования, тесная ассоциация минералов золота и серебра с минералами так называемых "чуждых" (олово, висмут) элементов, нахождение в составе "чуждых" минералов типоморфных для данных месторождений элементов-примесей, а также закономерная, изотипная для всех месторождений, эволюция состава рудных минералов в ходе минералообразования.

Перечисленные факты, напротив, могут служить отражением общих закономерностей развития полистадийного процесса рудогенеза, свойственных месторождениям, принадлежащим одной формации. Эта малоглубинная золото-сульфидно-кварцевая формация по своему геологическому содержанию является как бы связующим звеном между убогосульфидной и существенносульфидной формациями вулканогенных областей и равноценна с ними с точки зрения иерархии классификационных построений.

Детальные исследования типоморфных минералов руд верхнепалеозойских малоглубинных месторождений золото-кварцевой и золото-сульфидно-кварцевой формаций позволили выявить некоторые интересные закономерности, которые, вероятно, имеют значение и для золото-серебряного оруденения других вулканических областей.

1. Для месторождений золото-кварцевой формации, имеющих Au—Ag—Sb—Se геохимический профиль продуктивной минерализации, типоморфны ассоциации с электрумом, сурьмянистым серебром, алларгентумом, дискразитом, акантитом, минералами тетраэдрит—фрейбергитового ряда, полибазитом, пираргиритом, стефанитом, науманнитом, агвиларитом. Неотъемлемой частью минерализации основных продуктивных стадий месторождений золото-сульфидно-кварцевой формации являются высокопробное золото, ртутистый электрум, разнообразные по составу блеклые руды, минералы люционит—фаматинитового ряда, сульфовисмутиты серебра, свинца и меди, сульфостаннаты меди и железа, теллуриды золота, серебра, ртути, свинца, висмута, сульфотеллуриды и сульфоселениды висмута, самородные висмут и теллур, определяющие геохимический профиль месторождений.

2. Блеклые руды золото-кварцевых месторождений представлены, в основном, минералами теннантит—тетраэдритового и тетраэдрит—фрейбергитового рядов. В золото-сульфидно-кварцевых месторождениях широко развиты разнообразные твердые растворы, относящиеся к рядам тетраэдрит—голдфилдит, теннантит—голдфилдит, теннантит—анивит, анивит—голдфилдит, теннантит—тетраэдрит и тетраэдрит—фрейбергит. Такое многообразие состава блеклорудной минерализации, отражающее геохимические особенности руд, является типоморфным признаком месторождений малоглубинной золото-сульфидно-кварцевой формации.

3. Химический состав блеклых руд закономерно изменяется во времени и пространстве. В золото-кварцевых месторождениях ранние генерации представлены теннантитом, поздние — Ag-тетраэдритом и фрейбергитом; в золото-сульфидно-кварцевых — для ранних генераций блеклых руд характерны высокие содержания теллура и висмута, причем теллуристость минералов возрастает на высоких горизонтах, а висмутистость увеличивается на более глубоких уровнях рудной зоны. Ранние генерации минерала имеют также повышенную медистость ( $Cu/\Sigma Me^{2+} > 7$ ), железо в них преобладает над цинком. Поздние генерации представлены главным образом серебросодержащим зигерландитом со стехиометрическим соотношением меди и двухвалентных металлов  $(Cu + Ag) / \Sigma Me^{2+} \approx 5$ .

4. В месторождениях золото-кварцевой формации среди сульфосолей определяющее значение имеют сульфоантимониты серебра. В золото-сульфидно-кварцевых месторождениях преимущественным развитием пользуются сульфовисмутиты — разнообразные минералы айкинит-висмутиновой, лиллианитовой, джуноитовой и павонит-бенжаминитовой гомологических серий. Менее распространены сульфоантимониты меди и свинца. Для верхних горизонтов месторождений характерны высокоселенистые, относительно простые по составу минералы системы Cu—(Ag)—(Pb)—Bi—S (висмутин, эмплектит, годрушит, купропавонит, "купробенжаминит", иногда — айкинит), которые ниже по разрезу сменяются джуноитом и промежуточными высоковисмутовыми селенсодержащими членами висмутин-айкинитового ряда (пекоит, гладит, линдстрёмит). На более глубоких уровнях рудной зоны появляются минералы ЛГС (ширмерит, викингит, трежерит, эскимоит), а также берриит и минералы висмутин-айкинитовой серии, в которых  $(Cu_2S + PbS) > Bi_2S_3$  (хаммарит, фридрихит). Содержания селена в этих минералах в целом ниже, чем в находящихся на более высоких горизонтах. Наконец, в нижних частях рудной зоны преимущественным развитием пользуются крайние члены висмутин-айкинитового ряда — висмутин и айкинит, к которым иногда добавляется михараит. Минералы в этой зоне практически не содержат селена.

Типичными элементами-примесями сульфовисмутитов помимо селена

являются сурьма, мышьяк, теллур — типоморфные элементы руд месторождений золото-сульфидно-кварцевой формации.

5. Характерная черта теллуридной минерализации золото-сульфидно-кварцевых месторождений — многообразии соединений теллура с золотом, серебром, свинцом, ртутью, висмутом, никелем, железом, медью, в то время как сульфотеллуриды, сульфоселенотеллуриды и сульфоселениды представлены только соединениями с висмутом. Для самых верхних частей месторождений золото-сульфидно-кварцевой формации типичны сульфоселениды и сульфоселенотеллуриды висмута. На относительно более глубоких горизонтах большее значение приобретают теллуриды и сульфотеллуриды (минералы системы  $Au-Te$  и  $Au-Ag-Te$ , алтаит, колорадоит и др.). На самых нижних горизонтах из теллуридов преимущественно встречаются гессит, алтаит и волюнскит.

6. Совокупность полученных данных позволяет утверждать, что химический состав типоморфных минералов коррелируется с геохимическим профилем каждого конкретного месторождения и что уровень содержания теллура и висмута в ранних генерациях блеклых руд в целом коррелируется с масштабами проявления собственно теллуридной и висмутовой минерализации — в месторождениях золото-сульфидно-кварцевой формации. Выявленные закономерности необходимо использовать при оценке золото-серебряных проявлений в вулканических областях.

Автор выражает глубокую признательность В.С. Малову, Н.В. Троневой, И.П. Лапутиной.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Берман Ю.С., Ботова М.М., Сандомирская С.М. Оловянная и серебряная минерализация кайнозойского близповерхностного месторождения. — Сов. геология, 1981, № 11, с. 25—30.
2. Константинов М.М. Золотое и серебряное оруденение вулканогенных поясов мира. М.: Недра, 1984. 165 с.
3. Костов И., Минчева-Стефанова Й. Сульфидные минералы. М.: Мир, 1984. 280 с.
4. Малахов А.А. К систематике эндогенных рудных формаций золота в Узбекистане. — В кн.: Рудные формации и основные черты металлогении золота Узбекистана. Ташкент: Фан, 1969, с. 25—46.
5. Мозгова Н.Н., Целин А.И. Блеклые руды. М.: Наука, 1984. 280 с.
6. Петровская Н.В. Самородное золото. М.: Наука, 1973. 347 с.
7. Петровская Н.В., Сафонов Ю.Г., Шер С.Д. Формации золоторудных месторождений. — В кн.: Рудные формации эндогенных месторождений. М.: Наука, 1976, т. 2, с. 3—110.
8. Петровская Н.В., Новгородова М.И., Носик Л.П. "Чуждые" минеральные ассоциации как показатели полигенности некоторых малоглубинных месторождений. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1979, № 10, с. 69—85.
9. Сидоров А.А., Найборodin В.И. О типах золото-серебряных месторождений в Охотско-Чукотском вулкано-генном поясе. — Докл. АН СССР, 1968, т. 181, № 1, с. 188—191.
10. Хомич В.Г. Принципы рудно-формационной систематики проявлений золото-серебряной минерализации для прогнозно-металлогенических целей. — В кн.: Минеральные типы рудных месторождений в вулканогенных поясах и зонах активизации Северо-Востока Азии. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1983, с. 200—235.
11. Karup-Möller S., Makovicky E. On pavonite, cupropavonite, benjaminite and "oversubstituted" gustavite. — Bull. Miner., 1979, vol. 102, p. 351—367.
12. Kodéra M., Kupčík V., Makovicky E. Hodrushite — a new sulphosalt. — Miner. Mag., 1970, vol. 37, N 3, p. 641—648.
13. Makovicky E., Karup-Möller S. Chemistry and crystallography of the lillianite homologous series: Part 1: General properties and definitions. — N. Jb. Miner. Abh., 1977, vol. 130, H. 3, p. 264—287.
14. Mumme W.G. The crystal structure of nordströmite  $CuPb_3Bi_7(S, Se)_{14}$  from Falun, Sweden: a member of the junöite homologous series. — Canad. Miner., 1980, vol. 14, N 3, p. 343—352.
15. Petruk W., Cabri L., Harris D.C. et al. Allargentum redefined. — Canad. Miner., 1970, vol. 10, pt. 1, p. 163—172.

*Н.С. Бортников, В.А. Коваленкер, В.Р. Гейнке,  
Н.В. Тронева, Н.В. Раздолина*

## **ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ И ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЕ АССОЦИАЦИИ СУЛЬФОСОЛЕЙ В СЕРЕБРО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ СРЕДНЕЙ АЗИИ**

В Средней Азии известны комплексные серебро-полиметаллические месторождения, локализованные в вулканогенных породах верхнепалеозойского возраста. Своеобразие этих месторождений заключается в сочетании различных типов минерализации: свинцово-цинковой, медно-висмутовой и флюоритовой. Значительное распространение получили минералы из группы сульфосолей: блеклые руды, сурьмяные сульфосоли серебра и висмутовые сульфосоли свинца, меди и серебра, исследование которых имеет значительный практический и научный интерес. Во-первых, эти минералы являются источниками ценных попутных компонентов (висмута и серебра); во-вторых, сульфосоли представляют собой соединения с широкими изоморфными замещениями или образуют большое количество минеральных видов при одинаковом элементарном составе, а это дает возможность проследить вариации химизма в пространстве и во времени (скрытая минералого-геохимическая зональность) и поведение важнейших рудных компонентов в процессе минералообразования; в-третьих, в последние годы накоплен большой экспериментальный материал об условиях устойчивости сульфосолей, что позволяет оценивать физико-химические параметры формирования руд в определенные стадии минерализации.

В предлагаемой статье нами предпринята попытка осветить особенности химизма и парагенетических ассоциаций минералов группы сульфосолей в серебро-полиметаллических месторождениях.

### **ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ СЕРЕБРО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ**

Серебро-полиметаллические месторождения приурочены к вулканогенным толщам верхнепалеозойского возраста (верхний структурно-литологический ярус), которые, согласно В.А. Арапову, выполняют послеинверсионные вулканотектонические мульды проседания. В составе толщ преобладают вулканогенные породы кислого состава: лавы и брекчиевые лавы фельзитовых и сферолитовых липаритовых порфиров, туфы, туфолавы и игнимбриты липаритовых и трахилипаритовых порфиров, реже наблюдаются дацит-липаритовые порфиры и их туфы, андезит-дацитовые и дацит-андезитовые порфириты и их туфы. Мульды нередко осложняются рядом более локальных вулканоструктур — кальдер обрушения, центральные части которых занимают экстрезивные купола (лавобрекчии и кластолавы липаритов и кварцевых порфиров). Вулканогенные породы в районе образуют пологие брахиформные складки. Они прорываются дайками фельзитов и диабазов, приуроченных главным образом к тектоническим нарушениям северо-восточного, субширотного и реже субмеридионального простирания. Как правило, месторождения располагаются в краевых частях верхнепалеозойских мульд и приурочены к разрывным трещинам, оперяющим крупные тектонические разломы. Обычно они тяготеют к корневым частям древних вулканов и субвулканических тел. Рудные тела представлены сериями субпараллельных крутопадающих жил, зона-

ми прожилково-вкрапленного и штокверкового оруденения в интенсивно метасоматически-измененных вмещающих породах. Рудная минерализация сформировалась в результате длительного гидротермального процесса в несколько последовательных стадий. К продуктам ранней стадии относятся кварц-гематитовые и кварц-халькопиритовые прожилки, маломощные жилы и зоны вкрапленности. Позже образовались флюорит-сульфидные жилообразные тела и галенит-сфалеритовые (с баритом) жилы и зоны прожилково-вкрапленной минерализации. Процесс завершился образованием барит-кварц-карбонатных жил и прожилков. Несмотря на некоторые различия в вещественном составе различных месторождений, многие исследователи считают эти месторождения продуктами одного и того же рудного процесса. По мнению этих геологов, серебро-полиметаллические месторождения различаются по степени проявления различных стадий или минеральных ассоциаций. В некоторых случаях эти различия обусловлены фациальными изменениями в составе руд.

Руды серебро-полиметаллических месторождений характеризуются сложным минеральным составом. Главными рудными минералами являются галенит, сфалерит, гематит, халькопирит, жильные минералы представлены кварцем, мангансидеритом, флюоритом, баритом. К второстепенным минералам относятся пирит, арсенопирит, борнит, аргентит, самородное серебро, сульфиды меди и серебра, блеклые руды, висмутовые минералы (висмутин и висмутовые сульфосоли свинца, серебра и меди); сульфоантимониты серебра.

Из минералов группы сульфосолей наиболее широко развиты блеклые руды, которые нередко слагают значительные части рудных тел, достаточно широко развиты висмутовые сульфосоли, являющиеся в некоторых месторождениях главными рудными минералами. Сурьмяные сульфосоли серебра пользуются в этих рудах ограниченным распространением.

### БЛЕКЛЫЕ РУДЫ

Блеклые руды являются характерными минералами серебро-полиметаллических месторождений. В отдельных месторождениях они образуют гнезда, прожилки. Блеклая руда ассоциирует с галенитом, пиритом, халькопиритом, борнитом, висмутовыми и сурьмяными сульфосолями, часто встречается в виде округлых выделений в галените, сфалерите, нередко каплевидные и цепочечные выделения в галените. Наблюдались субграфические сростания блеклых руд с галенитом, халькопиритом. Блеклые руды отлагались в течение длительного периода — установлено несколько их генераций. В ряде месторождений блеклые руды обнаружены как среди медно-висмутовой минерализации, где они ассоциируют с айкинитом, матильдитом и халькопиритом, так и в галенит-сфалеритовых жилах, в которых блеклые руды тесно связаны с галенитом, сфалеритом, халькопиритом и сульфоантимонитами серебра. В медно-висмутовых рудах повсеместно отмечается замещение блеклой рудой халькопирита. Блеклая руда замещается висмутовыми сульфосолями (табл. III, а). В свинцово-цинковых рудах блеклая руда замещается галенитом, но наблюдаются цепочковидные выделения и просечки блеклой руды в галените (табл. III, б), возникшие позже него. Блеклая руда также замещается халькопиритом и борнитом (табл. III в). В некоторых месторождениях нами выделено несколько генераций блеклых руд: ранняя начала выделяться до основной массы галенита (табл. III, г), представлена округлыми, неправильной формы выделениями в галените, вторая отлагалась вместе с галенитом, образуя в нем мельчайшие овальные и веретенообразные

Таблица 1  
Химический состав (в мас.%) блеклых руд

Cu	Ag	Fe	Zn	Sb	As	S	Прочие	Сумма
Теннантит								
43,10	1,13	3,00	5,39	0,92	16,96	28,92	Pb 0,10; Bi 0,10	99,62
41,87	1,40	2,20	5,73	1,61	17,89	29,10	Bi 0,13	99,93
43,04	0,13	1,61	7,10	1,75	19,51	28,57		101,71
41,81	0,81	2,66	5,55	1,83	17,39	29,36	Hg 0,12	99,57
43,07	0,89	2,36	5,88	2,15	17,21	28,91	Hg 0,11; Bi 0,18	100,77
42,51	0,55	3,38	5,44	3,59	19,08	28,35		102,90
41,63	0,32	3,14	5,75	3,65	16,77	28,14	Hg 0,11; Cd 0,10; Bi 0,15	99,76
41,50	0,30	3,56	5,76	4,09	15,00	28,61	Hg 0,11; Bi 0,10	99,03
42,29	0,13	2,73	5,89	5,00	17,53	26,78		100,35
43,06	0,94	2,01	6,33	4,90	15,81	28,45	Cd 0,15; Pb 0,26	101,91
42,08	0,43	1,70	6,51	6,16	16,76	28,47	Cd 0,15; Pb 0,16	102,43
Теннантит — тетраэдрит								
42,15	0,36	2,13	6,10	7,20	13,20	28,09	Cd 0,13	99,36
41,65	0,68	1,35	5,61	8,69	14,22	25,90	Cd 0,12; Pb 0,31	98,53
41,54	0,20	1,74	6,75	8,76	13,93	28,32		101,24
39,94	1,53	1,26	6,56	9,83	13,11	28,17		100,40
39,19	0,83	0,66	6,98	9,70	13,66	25,39		96,14
41,94	0,93	1,29	6,90	10,24	13,27	27,72		102,26
40,44	0,23	2,29	6,65	10,64	12,09	28,01		100,35
41,87	0,64	1,47	6,57	10,48	12,43	28,09		101,55
43,12	0,18	1,49	6,15	11,46	12,47	25,86	Cd 0,18; Pb 1,19	102,90
40,90	1,44	1,58	6,17	11,75	13,06	27,74	Cd 0,16	102,80
42,77	0,45	1,66	6,62	10,84	11,77	26,48		100,59
39,13	1,19	1,26	7,21	10,88	11,86	27,65	Cd 0,13; Bi 0,12	99,43
39,02	2,29	1,06	6,66	11,29	11,48	27,95		99,75
41,93	0,65	1,42	6,90	11,77	10,82	27,90		101,39
41,93	0,86	1,21	7,16	12,42	11,56	25,75	Cd 0,14	101,09
41,35	1,43	1,70	6,59	12,68	10,42	26,55		100,72
40,05	0,10	0,92	7,21	14,55	10,88	24,65	Cd 0,19; Pb 1,46	99,91
39,30		1,26	6,64	14,50	9,59	26,26	Hg 0,14; 0,36—Cd; Bi — 0,22	98,27
36,72	2,08	0,87	6,63	17,22	9,09	24,39		97,00
38,80	1,58	2,17	6,51	16,07	7,99	26,31	Pb 0,65	100,08
38,08	1,51	1,02	6,90	14,68	10,90	24,63		97,72
37,18	0,82	1,17	8,20	17,16	8,65	25,57		98,75
39,48	1,10	1,44	6,27	16,33	7,36	26,03	Cd 0,17; Pb — 1,75; Bi 0,19	100,12
35,25	5,26	1,10	7,48	18,87	7,34	24,96		100,26
37,41	1,15	0,93	7,54	20,11	7,36	24,97		99,47
35,00	0,76	1,02	8,06	20,60	6,46	24,60		96,50
37,25	5,39	0,87	6,63	20,37	6,15	24,12		100,78
40,43	0,19	0,28	6,83	22,28	6,22	24,32	Sn 0,18; Cd 0,26; Pb 0,26	101,25
34,87	4,21	0,65	6,91	23,83	5,10	24,76		100,33
Тетраэдрит								
38,21	0,36	1,49	6,79	25,18	3,78	23,03		98,83
34,99	2,99	0,53	7,11	25,17	4,10	24,26		99,15
35,47	3,50	0,42	7,30	25,02	4,47	24,49		100,47
33,14	5,52	1,02	6,28	25,11	3,62	23,76		98,45
36,86	3,95	0,21	6,89	24,75	3,36	23,29	Cd 0,30; Sn 0,21; Bi 0,27	100,09
36,28	2,77	0,60	6,99	24,65	3,76	24,04		99,09
36,09	4,04	0,30	6,81	29,71	0,85	23,84		101,64
36,49	2,30	0,99	6,77	26,22	2,32	24,87		99,96
37,30	0,66	0,64	7,13	26,06	4,33	27,13		103,25
36,86	2,00	1,28	6,99	25,89	2,61	22,99		98,62
36,00	0,71	0,64	7,72	29,06	1,78	22,77		98,68
36,84	1,59	1,02	6,69	28,42	2,27	24,33		101,16
36,74	0,42	0,27	7,51	28,95	1,85	23,91		99,65
38,22	0,24	0,35	7,57	28,23	0,98	25,45	Cd 0,13	101,17
38,84	1,05	0,30	7,48	28,05	0,98	25,32	Cd 0,14; Pb 0,12	102,28
36,59	1,32	0,82	7,43	28,64	1,00	23,01		98,81
37,58	0,67	0,38	7,40	29,23	1,06	23,78		100,10
37,43	3,12	0,37	7,55	28,21	1,70	23,88		102,26
36,96	2,53	0,99	6,79	27,97	1,65	24,82	Si 0,09; Se 0,08	101,88
34,38	5,04	0,75	6,69	27,81	1,99	25,82	Se 0,10	102,58

Таблица 1 (окончание)

Cu	Ag	Fe	Zn	Sb	As	S	Прочие	Сумма
34,45	3,48	0,62	7,08	29,65	0,85	22,95		99,08
35,92	1,94	0,39	7,12	30,55	0,35	23,18		99,45
32,49	5,55	0,71	6,29	29,94	1,46	23,71		100,15
33,73	5,26	0,47	6,89	27,82	0,91	23,36	Pb 2,82; Se 0,14	101,40
34,42	4,40	0,70	6,40	30,94	0,73	23,19		101,50
33,24	5,42	1,04	6,34	29,87	0,85	23,49		100,25
34,39	4,20	0,70	6,63	29,11	1,51	24,02		100,56
35,09	4,32	0,82	6,49	28,63	0,42	23,11		98,88
36,12	2,96	0,31	7,37	30,31	0,60	24,08		101,75
40,79	0,15	0,87	7,31	13,89	11,83	27,23		102,07
40,96	0,24	2,32	5,95	14,30	10,46	24,67		98,90
42,05	0,08	0,27	5,07	14,44	10,12	26,48		98,51
39,86	0,24	0,45	7,33	18,80	8,50	26,16		101,34
42,11	0,17	2,71	5,51	16,57	8,08	27,02		102,17
40,46	0,25	0,39	7,89	19,97	7,39	27,01		103,36
37,40	0,36	0,43	8,54	21,11	6,67	26,04		100,55
38,07	0,18	7,23	0,19	24,32	3,97	25,11		99,07
36,58	0,31	9,03	0,17	27,85	0,94	25,14		100,02
36,54	0,28	8,93	0,53	27,30	1,27	25,28		100,13
35,50	3,22	0,12	8,02	25,13	4,08	24,91		100,98
35,00	2,94	0,60	7,50	27,07	2,77	24,39		100,27
35,11	2,79	0,23	7,53	27,88	2,33	24,14		100,01
35,45	2,67	0,38	7,96	28,59	1,57	24,01		100,63
34,48	3,79	0,08	7,56	28,91	1,16	24,07		100,05
12,42	35,73	5,78	0,31	29,23		20,78		104,34

13,10	33,47	4,16	2,03	28,42		20,26		101,44
13,49	33,44	2,73	3,70	27,24		19,76		100,36
14,89	32,15	3,97	2,78	28,12		20,52		102,43
14,29	32,36	4,34	1,91	28,00		20,37		101,27
36,53	2,72		8,32	27,70		24,16	Cd 0,22	99,65
35,68	2,85		8,15	27,51		23,71	Cd 0,16	98,06
36,04	3,28		7,96	30,32		24,46	Cd 0,22	102,28
37,10	0,30	0,06	7,35	25,87	3,84	25,11	Cd 0,42	100,05
38,29	0,43	0,23	7,90	30,27	0,84	24,22	Cd 0,19	102,37
38,03	0,34	0,18	7,91	30,93	0,79	24,34	Cd 0,37	102,89
37,52	0,36	0,64	7,66	30,62		23,84	Cd 0,33	100,97
37,47	0,36		7,31	27,49	2,17	24,16	Cd 0,31; Pb - 2,29; Bi - 0,14	101,70
37,15	0,57		6,92	29,61	1,39	23,48	Cd 1,38; Pb - 1,43	101,93
37,23	0,40		6,99	30,97	1,24	24,45	Cd 1,39; Pb - 0,66	103,33
36,80	0,45		7,01	30,30	2,06	24,12	Cd 1,06; Pb - 1,12	102,92
37,35	0,39		7,26	30,26	1,04	23,84	Cd 1,22; Pb - 1,06	102,42
37,69	1,57		7,14	28,01		23,05	Cd 0,53	97,99
36,99	1,22		7,26	27,99		24,12	Cd 0,56	98,14
38,58	1,48		7,56	28,59		24,00	Cd 0,51	100,72
40,97	0,51	0,22	8,35	8,97	13,23	26,94	Cd 0,24	99,43
34,36	5,70	2,70	4,21	26,88	2,92	24,81	Hg 0,16	101,74
34,98	5,81	2,70	4,32	26,36	2,88	24,88	Hg 0,15	102,08
34,63	6,08	2,61	4,38	26,72	2,34	24,41	Hg 0,08	101,25
42,13	He обн.	1,86	6,87	0,65	19,08	28,13		98,72
37,34	0,36	0,95	6,96	27,87	1,01	25,21		99,70

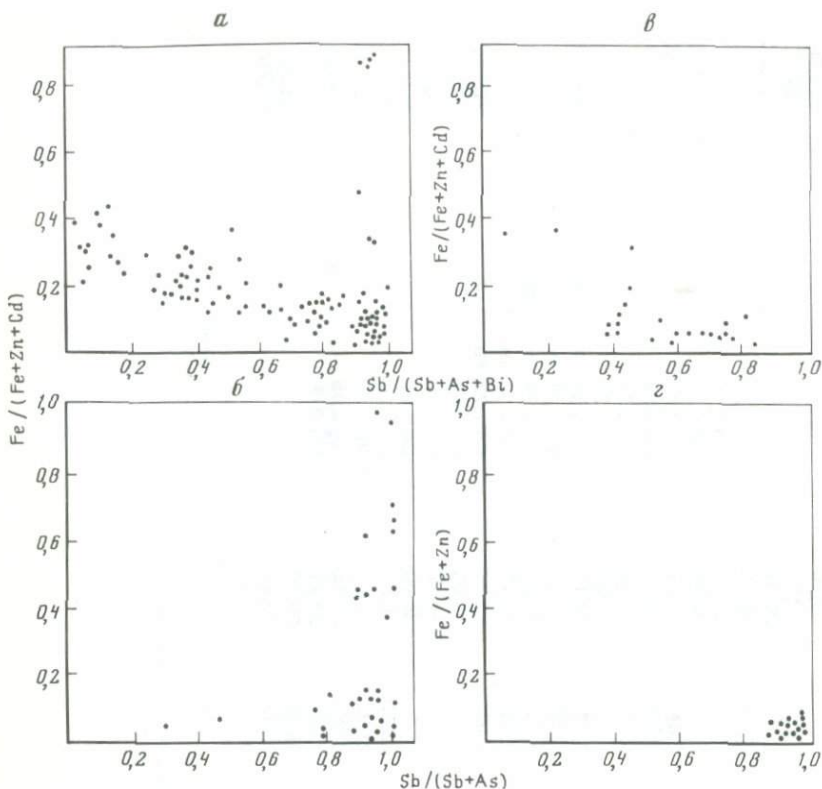


Рис. 1. Диаграмма  $Fe/(Zn + Fe) - Sb/(Sb + As)$  составов блеклых руд из серебро-полиметаллических месторождений

*a* — месторождение I, *б* — месторождение II, *в* — месторождение III, *г* — месторождение IV

включения, напоминающие структуры распада твердого раствора, третья встречается в виде цепочечных выделений и просечек в галените (табл. IV, *a*). В ряде месторождений выделены две генерации блеклых руд: ранняя ассоциирует с галенитом, а поздняя с галенитом и сульфоантимонитами серебра.

Химический состав изученных блеклых руд весьма сложный (табл. 1). Помимо меди, серебра, железа, цинка, сурьмы и мышьяка — наиболее обычных компонентов минералов этой группы, блеклые руды содержат также такие менее типичные для них элементы, как ртуть, свинец, олово, висмут и селен. За исключением висмута, концентрация которого в блеклых рудах изученных месторождений достигает ~ 19 мас.%, содержание элементов этой группы составляет первые проценты (свинец) или менее 1 мас.% (ртуть, кадмий, олово и селен).

В изученных серебро-полиметаллических месторождениях блеклые руды в основном являются представителями теннантит-тетраэдритовой серии, в подчиненных количествах встречаются фрейбергит и члены теннантит-тетраэдрит-аннивитовой серии. Содержание мышьяка и сурьмы в исследованных блеклых рудах варьирует от крайнего мышьяковистого члена — теннантита до крайнего сурьмяного члена — тетраэдрита (рис. 1, 2). В

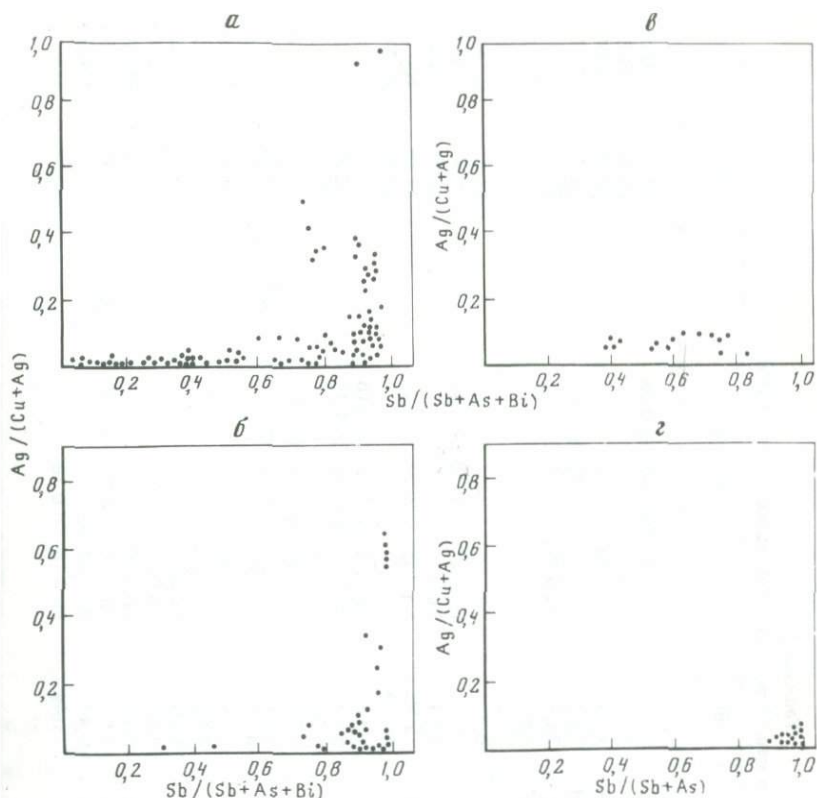


Рис. 2. Диаграмма  $Ag/(Cu+Ag) - Sb/(Sb+As)$  составов блеклых руд из серебро-полиметаллических месторождений

а — месторождение I, б — месторождение II, в — месторождение III, г — месторождение IV

количественном отношении преобладают представители смешанных блеклых руд, или таннантит-тетраздриты, для которых величина отношения  $Sb/(Sb+As)$  составляет 0,25—0,75 и тетраэдрита ( $Sb/(Sb+As) > 0,75$ ). Теннантит ( $Sb/(Sb+As) < 0,25$ ) встречается гораздо реже, хотя и он пользуется значительным распространением.

Висмутсодержащие блеклые руды установлены не во всех месторождениях. Содержание висмута в этом минерале варьирует от 0, *n* до ~19 мас.% (табл. 2). Этот элемент обнаружен в смешанных блеклых рудах и в тетраэдрите (рис. 3). Однако корреляция содержаний висмута с каким-либо из полуметаллов — мышьяком и висмутом или висмутом и сурьмой в целом для изученных месторождений не наблюдается. Эти данные находятся в согласии с выводами Н.Н. Мозговой и А.И. Цепина [4], показавшими отсутствие корреляции между висмутом и другими полуметаллами для всей совокупности висмутсодержащих блеклых руд. Но это заключение не всегда справедливо для конкретных месторождений: в одном из месторождений в блеклых рудах по мере повышения содержания висмута увеличивается и содержание мышьяка; в другом месторождении наблюдалась обратная картина (см. рис. 3).

Двухвалентные металлы в блеклых рудах представлены цинком и же-

Таблица 2

Химический состав (в мас.%) висмутсодержащих блеклых руд

Номер анализа	Cu	Ag	Fe	Zn	Sb	As	Bi	Прочие	S	Сумма
1	38,69	0,61	1,08	5,95	15,99	7,88	0,51	Cd 0,24; Pb 4,46; Se 0,18	24,66	100,25
2	39,51	0,17	0,53	7,37	22,94	4,43	1,09	Se 0,12	25,51	101,67
3	38,75	1,97	1,99	6,35	11,77	11,36	1,43	Cd 0,14	26,71	100,47
4	38,25	2,03	2,30	6,39	10,63	10,34	1,88	Hg 0,17; Cd 0,15; Se 0,19	26,34	98,67
5	36,91	2,18	2,51	6,51	15,38	6,56	3,61	Hg 0,19; Pb 0,14; Se 0,13	25,74	99,86
6	41,48	0,12	1,11	7,09	10,76	11,44	3,86		26,07	101,93
7	32,09	6,67	Не обн.	6,85	22,32	1,89	6,38		22,68	98,88
8	31,9	6,9	То же	6,5	20,9	1,7	6,7		22,8	97,4
9	35,13	3,77	3,06	6,04	14,97	5,81	7,13	Hg 0,20; Cd 0,16; Se 0,11	25,45	101,83
10	36,03	0,18	0,98	7,02	20,13	1,51	8,14	Pb 0,15	24,09	98,23
11	36,38	0,20	1,92	6,55	12,00	4,74	12,58	Hg 0,19; Cd 0,21; Se 0,16	25,58	100,51
12	32,04	5,69	Не обн.	6,32	8,18	5,94	18,23		22,28	98,68
13	36,44	2,96	0,31	7,26	15,80	6,63	6,52	Pb 0,18; Se 0,10; Cd 0,16	25,15	101,51
14	34,90	2,57	0,39	6,59	21,84	2,41	6,10	Pb 0,91; Se 0,15; Cd 0,27	0,27	100,23
15	35,88	3,32	0,28	7,47	17,43	5,99	5,31	Cd 0,21	25,41	101,30
16	35,16	4,91	0,36	6,90	25,32	1,18	4,53	Pb 0,59; Se 0,19; Hg 0,11	23,95	103,20
17	34,16	4,13	0,31	7,03	24,76	1,81	3,87	Pb 0,72; Se 0,20; Hg 0,10; Cd 0,30	24,35	101,74
18	33,76	4,97	0,36	6,82	18,45	4,72	9,82	Pb 0,83	23,48	103,57
19	34,28	3,93	0,35	6,88	11,43	6,18	13,61	Pb 0,42	24,11	101,19
20	33,97	5,15	0,27	6,87	22,31	2,86	7,06	Pb 1,04	23,53	103,60
21	33,33	5,55	0,37	6,72	21,02	3,87	6,29	Pb 0,62	23,73	101,50
22	32,93	5,92	0,34	6,72	19,50	4,29	8,04	Pb 0,55	23,87	102,16
23	35,94	3,79	0,60	6,96	11,84	7,09	9,18	Cd 0,22	24,22	99,84
24	33,60	5,53	0,60	6,75	22,32	1,78	7,50	Pb 0,50; Se 0,28; Hg 0,20; Cd 0,28	23,40	102,84
25	35,65	3,67	0,57	7,01	11,99	7,00	9,42	Pb 0,24; Cd 0,32	24,57	100,44
26	34,88	3,68	0,57	7,22	11,29	6,72	11,44	Pb 0,18; Cd 0,19	23,94	100,11

7, 8, 12 — по Л.М. Лурье с соавторами (1971 г.)

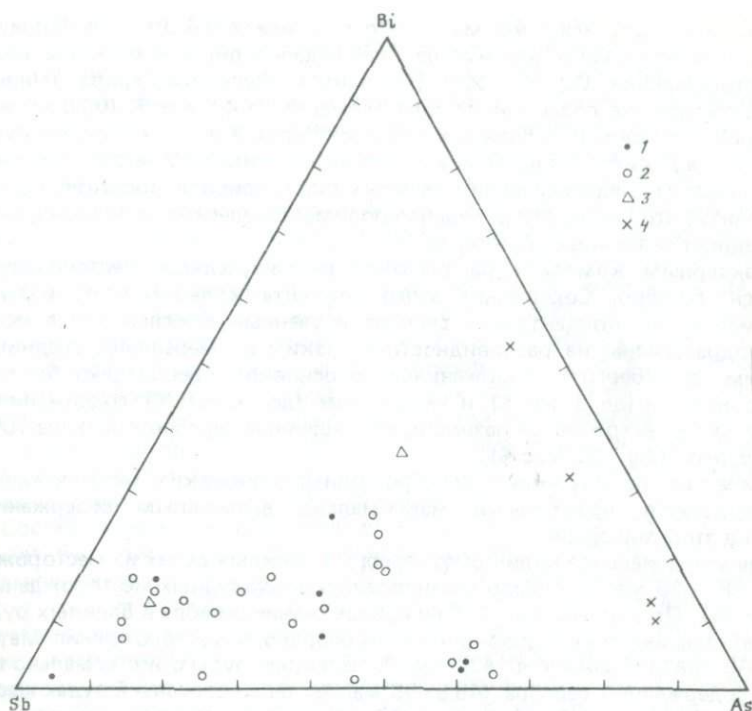


Рис. 3. Диаграмма химических составов висмутосодержащих блеклых руд

1 — месторождение I; 2, 3 — месторождение III: 2 — наши данные, 3 — по Л.М. Лурье; 4 — рудопроявление I (по В.А. Коваленкеру)

лезом. Содержание цинка, как правило, преобладает над содержанием железа (см. рис. 1), т.е. отношение  $Fe/(Fe + Zn)$  в блеклых рудах главным образом ниже 0,5. Только в некоторых образцах железо преобладает над цинком, причем в некоторых из них последний присутствует в количествах менее 1%. В большинстве случаев высокие содержания железа характерны для блеклых руд, содержащих повышенное количество серебра. В целом корреляция между железистостью и сурьмянистостью блеклых руд отсутствует (см. рис. 1). Но если исключить серебросодержащие тетраэдриты, то прослеживается слабая тенденция, выражающаяся в обогащении железом мышьяковистых блеклых руд.

Интересной особенностью блеклых руд изученных серебро-полиметаллических месторождений является присутствие в них таких элементов-примесей, как ртуть, кадмий и свинец. Примесь ртути в количествах до ~0,2 мас.% обнаружена не более чем в 20 анализах блеклых руд (см. табл. 1). Ртуть в количествах менее 0,5 мас.% достаточно часто присутствует в минералах этой группы из сурьмяно-вольфрамовых, серебро-свинцово-цинковых, золоторудных и колчеданно-полиметаллических месторождений [4]. Кадмий является более обычным элементом-примесью в блеклых рудах изученных месторождений. Его содержание изредка достигает почти 1 мас.%. В целом кадмий — менее распространенный элемент-примесь блеклых руд, чем ртуть. Из 1300 анализов этот элемент был обнаружен в 112 и только в 20 содержание кадмия составило 0,5—1 мас.%. Широко распространены также блеклые руды, содержащие свинец. Концентрация

этого элемента достигает 4,5 мас.%, что составляет 0,4 атома в формуле. Свинец в значительных количествах наблюдался лишь в блеклых рудах из месторождения Саркс Хоуп (Англия) и Раджпура-Дариба (Индия) [4]. Максимальное содержание этого элемента  $\sim 4,7$  мас.% (0,36 атома в формуле) установлено в блеклых рудах из Саркс Хоуп, а в блеклых рудах из Раджпура-Дариба концентрация этого элемента  $\sim 2$  мас.%. Учитывая экзотичность свинецсодержащих блеклых руд в природе, достаточно широкое развитие этой разности в серебро-полиметаллических месторождениях представляет значительный интерес.

Характерным компонентом блеклых руд изученных месторождений является серебро. Содержание этого элемента колеблется от 0,0 л до  $\sim 49$  мас.%. По концентрации серебра изученные блеклые руды могут быть подразделены на разновидности с низким и умеренным, средним и высоким (фрейбергит) содержаниями. В основном преобладают блеклые руды с низким (до 3 мас.%) и умеренным (до 10 мас.%) содержаниями серебра, реже встречаются разности, обогащенные серебром (свыше 10%) и фрейбергит ( $Ag \geq 22$  мас.%).

Фрейбергит из изученных серебро-полиметаллических месторождений характеризуется практически максимально возможным содержанием серебра в этом минерале.

Ранее максимальное количество серебра в блеклых рудах из месторождения СССР — 36 мас.% — было установлено в оловорудных месторождениях Сибири [4]. По данным Дж. Ф. Райли, содержание серебра в блеклых рудах из стратиформного свинцово-цинково-серебряного месторождения Маунт-Айза (Австралия) достигает 42,5 мас.%. Блеклые руды с экстремально высоким содержанием серебра (45,5–55 мас.%) были описаны в рудах месторождения Кнаппенштубе (Австрия) [16].

На рис. 2 показана зависимость серебртости изученных блеклых руд от их сурьмяности. Хотя отчетливо видно, что высокие концентрации серебра характерны для тетраэдрита, корреляции между содержанием серебра и сурьмы не наблюдается как в целом для всех изученных блеклых руд, так и для блеклых руд какого-либо из месторождений. Это интересный факт, так как в ряде серебро-полиметаллических месторождений Перу установлена положительная корреляция между содержаниями серебра и сурьмы как в пределах одного зонального кристалла блеклых руд, так и в целом для блеклых руд месторождения [8]. Авторы монографии о блеклых рудах [4] также пришли к выводу, что фрейбергит с содержанием серебра более 22 мас.% является практически чисто сурьмяным, но отметили, что блеклые руды с содержанием серебра от 3 до 22 мас.% характеризуются значительным разнообразием содержаний полуметаллов, хотя в них также преобладают сурьмяные представители теннантит-тетраэдритовой серии. Они также подчеркнули, что в подавляющем большинстве анализы фрейбергита характеризуются преобладанием железа над цинком. Исключение составил лишь фрейбергит из месторождений Якутии, в котором, наоборот, цинк преобладал над железом. В изученном нами фрейбергите такой закономерности не наблюдается. Обнаружены как практически чистые железистые, так и практические чистые цинкистые разновидности фрейбергита. Следует отметить, что фрейбергит из Кнаппенштубе (Австрия) является практически чистой цинкистой разновидностью. Следовательно, не существует универсальной связи серебртости блеклых руд с их железистостью, а различия в составе фрейбергита отражают геохимические особенности отложения руд.

Проведенное исследование позволило выявить некоторые закономерности изменения химического состава блеклых руд в ходе процесса ми-

нералообразования. Висмутосодержащие разновидности характерны для ранних медно-висмутовых руд. Для ранних генераций блеклых руд из галенит-сфалеритовой ассоциации из одних месторождений характерно преобладание теннантитовой составляющей, а поздние генерации представлены тетраэдритом с повышенным содержанием серебра. Причем теннантит пользуется широким распространением на нижних горизонтах барит-свинцово-цинковых жил. В других месторождениях блеклая руда I генерации является цинкистым тетраэдритом, блеклые руды II генерации принадлежат ряду тетраэдрит-теннантит с содержанием серебра от 5 до 27,5 мас.%, блеклые руды III генерации являются промежуточными членами теннантит-тетраэдритовой серии. Блеклая руда IV генерации представлена теннантитом с низким содержанием тетраэдритовой молекулы. В самом конце процесса минералообразования совместно с сульфосолями серебра отлагались блеклые руды с экстремально высокими содержаниями серебра. Не исключаются также вариации химического состава блеклой руды одной и той же генерации: блеклая руда из галенит-сфалеритового парагенезиса, ассоциирующая с борнитом, является теннантитом, тогда как блеклая руда, встречающаяся в ассоциации с халькопиритом, представляет собой тетраэдрит.

Состав блеклых руд, в особенности соотношение в них полуметаллов, может быть характерен для определенных типов месторождений и даже металлогенических провинций [4, 6, 7, 11]. Е.А. Радкевич установила, что в составе блеклых руд полиметаллических месторождений преобладает тетраэдритовый компонент. Н.Н. Мозгова и А.И. Цепин [4], изучившие с помощью рентгеноспектрального микроанализатора блеклые руды из полиметаллических месторождений, подтвердили это заключение. По их данным, среднее отношение  $Sb:As$  в блеклых рудах составляет 2,98–1,10, а наиболее типичными изоморфными элементами в них являются цинк, железо и серебро. В свинцово-цинковых месторождениях Родопского массива (НРБ) широкое развитие получили мышьяковистые блеклые руды: что, по мнению В.В. Бресковской с соавторами [1], отличает месторождения этого типа от сходных месторождений в других регионах. В серебро-полиметаллических месторождениях Якутии, Южного Приморья блеклые руды представлены главным образом сурьмяными блеклыми рудами с высоким содержанием серебра [4]. Следовательно, отличительной чертой серебро-полиметаллических месторождений является широкое развитие в них сурьмяных и мышьяковых блеклых руд.

Интересно, что блеклые руды золотых месторождений, локализованных в среднем структурно-литологическом ярусе герцинского вулканогенного пояса, отличаются от блеклых руд из полиметаллических месторождений. Содержание железа в блеклых рудах золотых месторождений варьирует в широких пределах (от чистых железистых до цинкистых разностей), а по содержанию сурьмы и мышьяка минералы этой группы образуют две области: ранние генерации содержат 40–60% тетраэдритовой составляющей, поздние генерации являются тетраэдритом с низкой концентрацией мышьяка. Отношение  $Fe/(Fe + Zn)$  в них составляет 0,4–0,7. В некоторых золотых месторождениях наблюдалось обогащение поздних генераций блеклых руд сурьмой и железом по сравнению с ранними блеклыми рудами. В золотых месторождениях, так же как и в полиметаллических, развиты висмутосодержащие блеклые руды, но в них нередко наряду с висмутом присутствует теллур. Замечательная черта блеклых руд золотых месторождений – высокое содержание в них голдфилдитовой составляющей, тогда как в блеклых рудах полиметаллических месторождений этот элемент практически отсутствует.

## СУЛЬФОАНТИМОНИТЫ СЕРЕБРА

Сульфoантимониты серебра встречаются в галенит-сфалеритовых рудах. Как правило, эти минералы не образуют значительных скоплений. Они тесно ассоциируют с галенитом, образуя в нем мельчайшие включения или прожилки. В изученных месторождениях наблюдались кальцит-кварц-пираргитовые прожилки мощностью 2–3 см, в которых сульфoантимониты серебра слагают центральную часть [3]. Мелкие кристаллики сульфoантимонитов серебра заполняют друзовые пустоты в кварце и карбонате. Сульфoантимониты серебра относятся к числу наиболее поздних образований, они замещают галенит, аргентит, блеклые руды.

Пираргирит — наиболее распространенный сульфoантимонит серебра [3]; он образует каплевидные, эмульсионные выделения в галените, каемки вокруг галенита и блеклой руды, субграфические структуры срastания с галенитом (табл. IV, б). В качестве изоморфных примесей интересно отметить присутствие (табл. 3) меди (до 2 мас.%) и мышьяка (до 3,5 мас.%). Мышьяк также отмечался в пираргирите И.П. Малаевой с соавторами (1965 г.).

Таблица 3  
Химический состав (в мас.%) сульфoантимонитов серебра

Номер анализа	Минерал	Ag	Cu	Sb	As	S	Сумма
1	Стефанит	67,47	Не обн.	15,57	Не обн.	16,15	99,19
2	"	67,25	0,16	15,34	0,48	16,33	99,56
3	Пираргирит	57,90	2,03	21,77	Не обн.	18,07	99,77
4	"	62,33	0,24	17,89	3,54	17,89	101,89
5	Полибазит	72,84	1,27	8,48	0,95	15,45	98,99
6	"	62,31	9,72	9,06	1,17	16,34	98,60
7	"	68,08	6,08	9,19	1,53	16,04	100,92

Стефанит обнаружен в виде мельчайших округлых выделений. Он приурочен к прожилкам позднего халькопирита. Особенностью химического состава изученного стефанита является присутствие в качестве элементов-примесей мышьяка, замещающего сурьму, и меди, замещающей серебро (см. табл. 3).

Полибазит встречается в небольших количествах. Обычно он образует каплевидные и червеобразные включения в галените; реже встречаются включения и прожилки полибазита в сульфидной руде. Химический состав полибазита широко варьирует (см. табл. 3). Содержание меди колеблется от 0,5 до 3 атомов в молекуле. Характерны также достаточно высокие концентрации мышьяка в полибазите.

Таким образом, типоморфной особенностью химического состава сульфoантимонитов серебра серебро-полиметаллических месторождений является замещение в них части серебра медью, а части сурьмы — мышьяком.

## СУЛЬФОСОЛИ ВИСМУТА

Сульфосоли висмута получили широкое распространение в продуктах ранней кварц-гематит-сульфовисмутовой стадии. Висмутовые минералы образуют мелкие включения и просечки в халькопирите и кварце. Состав висмутовых сульфосолей отличается широким разнообразием: в изученных рудах встречаются берриит, матильдит, виттихенит, предста-

Таблица 4  
Химический состав (в мас.%) берриита

Номер анализа	Pb	Cu	Ag	Bi	S	Se	Сумма
1	19,50	6,25	6,58	50,30	16,50	0,37	90,50
2	20,21	7,08	7,31	48,11	15,87	0,04	98,62
3	19,81	5,91	7,15	50,72	16,46	Не обн.	100,05
4	20,46	6,33	7,45	49,44	17,17	То же	100,85
5	20,79	6,48	7,31	49,85	17,12	0,07	101,62
6	20,39	6,06	7,12	50,87	16,52	Не обн.	100,96
7	21,14	6,76	6,81	50,24	15,61	0,15	100,71
8	21,07	6,14	7,58	50,20	16,06	Не обн.	101,05
9	21,09	6,49	7,07	49,65	15,30	0,10	99,70
10	21,13	6,00	6,95	50,67	16,81	Не обн.	101,56
11	21,28	6,24	8,05	47,42	16,73	0,10	99,82
12	22,72	5,97	7,68	46,21	16,77	0,04	99,39
13	21,05	5,52	8,63	46,57	16,74	0,32	98,83
14	20,04	6,10	7,98	48,42	17,02	0,14	99,70
15	20,51	5,90	7,94	47,11	17,01	0,29	98,76
16	21,28	6,86	7,61	46,31	16,43	0,10	98,59
17	21,3	6,7	7,0	50,6	16,0	Не опр.	101,6
18	19,5	6,5	6,9	50,90	18,3	То же	102,1
19	20,4	6,7	6,5	50,90	15,9	"	100,40
20	20,8	6,8	7,2	51,5	16,2	"	102,5
21	20,5	7,0	6,9	50,5	16,1	"	101,0
22	21,3	6,5	7,5	51,2	16,6	"	103,1
23	21,2	6,5	7,5	51,0	16,6	"	102,8

вители айкинит-висмутиновой и лиллианитовой гомологических серий, эмплектит.

Берриит является одним из наиболее распространенных минералов из группы сульфосолей. Ранее в серебро-полиметаллических месторождениях он описывался Л.М. Лурье, М.И. Болдыревой, Ю.С. Бородаевым и др. Минерал наблюдался в виде либо включений отдельных зерен в халькопирите, либо гнезд и прожилков в кварце. Размеры выделений берриита составляют 150–200 мкм, а в отдельных случаях достигают 1 мм. Минерал ассоциирует с матильдитом, айкинитом, густавитом и висмут-содержащим галенитом. Игольчатые кристаллы берриита нарастают на айкинит и цементируются агрегатом, сложенным галенитом и матильдитом. Наблюдалась микросубграфические структуры сростания берриита с Cu-Ag-Bi-сульфосолями и галенитом.

Химический состав берриита (табл. 4, рис. 4) характеризуется значительными вариациями основных компонентов: содержание  $Cu_2S$  изменяется от 18,7 до 22,0 мол.%,  $Ag_2S$  лежит в пределах 11,9–14,9 мол.%,  $Bi_2S_3$  – 44,1–48,8 мол.%,  $Pb_2S_2$  – 18,7–20,5 мол.%, а отношение Cu/Ag варьирует от 1,31 до 1,75. Большая часть анализов берриита хорошо соответствует идеализированной формуле  $Pb_3Bi_7 (Cu, Ag)_5S_{16}$ . Часть анализов характеризуется более высоким содержанием  $Bi_2S_3$ , а часть – пониженной концентрацией этого компонента.

Интересно отметить, что более значительные вариации состава установлены для берриита В.А. Коваленкером с соавторами (1984 г.): более высокие содержания серебра ( $Cu/Ag = 0,97–1,42$ ), а также изоморфная примесь Se (до ~ 4 мас.%) и Te (~ 1 мас.%). Высокое содержание Se (до 6 мас.%) обнаружено в берриите из Маджаровского месторождения (НРБ).

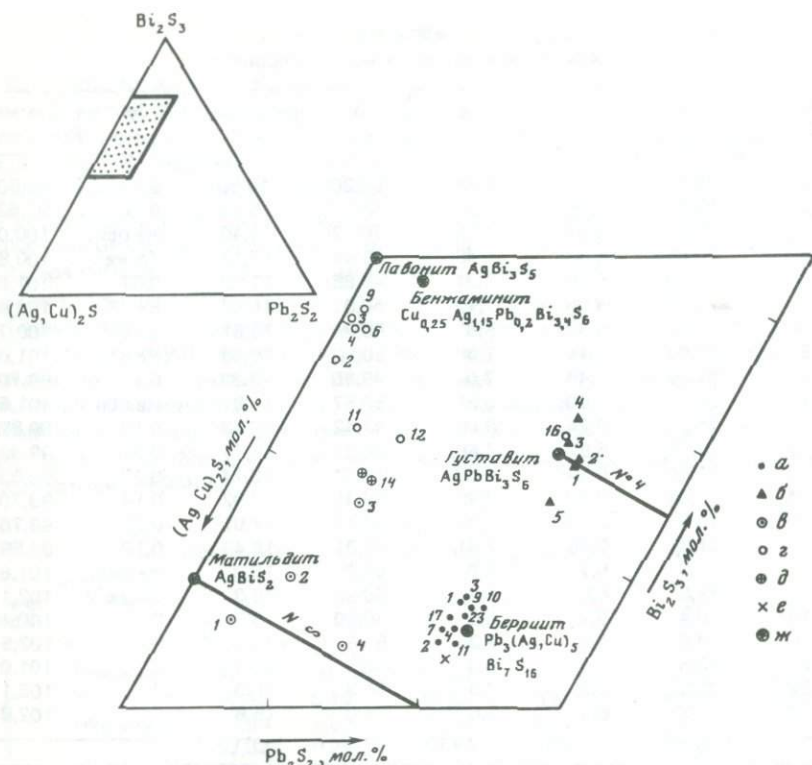


Рис. 4. Диаграмма химических составов Ag—Cu—Pb—Bi —сульфоседей

а—в — данные авторов; г—д — по Ю.С. Бородаеву; е' — по Л.М. Лурье; ж' — теоретические составы

Густавит — очень редкий минерал в изученных месторождениях. Он обнаружен в виде мелких изолированных включений в кварце, на границе кварца и халькопирита. Реже густавит наблюдался в сростаниях с матильдитом. Размеры выделений густавита составляют 20—70 мкм. Химический состав густавита (см. табл. 5, рис. 4) соответствует крайним членам густавит-лиллианитового твердого раствора: содержание густавитового минала — 95,2—108,1 мол.% [10, 12].

Ширмерит (?) наблюдался в виде зерен размером 10—20 мкм в ассоциации с матильдитом, халькопиритом и пиритом. Химический состав изученного зерна (см. табл. 5, рис. 4) попадает в композиционную область ширмерита, установленную Э. Маковицким и С. Каруп-Мёллером [12]. Величина  $N_{\text{хим}}$  для него ~5, а содержание гипотетического крайнего члена  $Pb_4Bi_2S_7$  составляет 90,6 мол.%.

Ширмерит — крайне редкий минерал. В СССР он был обнаружен в рудах В.А. Коваленкером и др. (1984 г.). Состав этого минерала, по В.А. Коваленкеру, подвержен значительным колебаниям (в мас.%): Ag — 8,74—10,37, Pb — 18,65—32,01, Cu — 0,02—1,92, Bi — 42,95—51,37; в нем присутствует Sb (до 1,5 мас.%), Te (до 1,7 мас.%) и Se (до 5,1 мас.%). Кроме того, ширмерит был обнаружен Н.С. Бортниковым, В.В. Бресковской, Н.Н. Мозговой в рудах полиметаллического месторождения Бакаджик (НРБ). Химический состав его охватывает примерно две трети композици-

Таблица 5  
Химический состав (в мас.%) густавита и ширмерита

Номер анализа	Pb	Ag	Cu	Bi	S	Сумма	$N_{\text{хим.}}$	% Гус.
Густавит								
1	20,26	9,05	0,24	55,45	15,56	100,56	4,06	95,2
2	19,49	8,34	0,40	54,02	16,69	98,94	3,98	96,2
3	18,81	9,11	0,14	56,70	15,95	100,71	3,80	101,5
4	17,81	8,05	0,18	56,03	15,54	97,62	3,54	108,1
5	18,2	8,9	0,5	56,2	16,2	100,0		
Ширмерит								
6	20,11	10,95	0,33	52,97	18,90	103,26	4,93	90,6
7	18,9	11,2	Не обн.	54,9	15,6	100,6	5,06	80,24

Таблица 6  
Химический состав (в мас.%) минералов ряда бенжаминита

Ag	Cu	Pb	Bi	S	Сумма	Фаза	Источник
11,7	3,0	1,2	67,8	16,9	100,6	I	Ю.С. Бородаев и др. 1971 г.
11,0	2,1	0,7	67,4	17,8	99,0	I	То же
10,4	2,8	1,2	69,8	17,2	101,4	I	"
8,1	4,1	2,0	71,0	17,5	102,7	II	"
6,0	5,1	1,3	71,6	18,0	102,0	III	"
4,6	11,8	Не обн.	68,0	18,1	102,5	IV	"
12,8	2,7	5,5	63,6	17,3	101,9	V	"
10,9	2,5	5,7	62,0	16,3	96,4	V	"
7,0	7,6	8,2	62,0	17,2	102,0	VI	"
9,9	2,8	12,7	59,4	15,2	100,0	—	Л.М. Лурье и др., 1970 г.

онного поля этого минерала (в мас.%): Ag — 6,44—8,79, Cu — 0,34—1,66, Pb — 19,45—34,08, Bi — 41,05—55,10 или (в мол.%):  $Ag_2$  — 18,6—21,1,  $Pb_2S_2$  — 20,7—37,1,  $Bi_2S_3$  — 44,3—58,9. Величина  $N_{\text{хим.}}$  колеблется от 4,26 до 6,78.

Бенжаминит (?) установлен в рудах описываемых месторождений (описан как фазы I и II) Ю.С. Бородаевым и др. (1971 г.). Химический состав "малосвинцовистых фаз" очень близок к химическому составу бенжаминита из месторождения Кобальт (Онтарио, Канада) [9] и малосвинцовистой фазе из Невады [13], а фаза III отличается от бенжаминита преобладанием меди над серебром. Имеющиеся данные не позволяют однозначно идентифицировать фазы I, II и III как бенжаминит (табл. 6), так как по химическому составу они также сходны с павонитом. Однако проведенные Ю.С. Бородаевым с соавторами (1971 г.) рентгеновские характеристики этих фаз, несмотря на некоторые различия между ними, значительно ближе к бенжаминитовым, чем павонитовым. "Среднесвинцовистая" фаза V (ан. 11, 12, см. рис. 4) Ю.С. Бородаева и сульфовисмутит Pb (Cu, Ag)<sub>2,2</sub>Bi<sub>4,6</sub>S<sub>7,3</sub>, описанный Л.М. Лурье и др., по составу близки к бенжаминитам из Невады [9]. Однако, как отметил У.Е. Нафилд [13], порошковая диаграмма последнего соединения одинаково хорошо совпадает с эталонными для бенжаминита и павонита, что не позволяет однозначно идентифицировать эти фазы.

Купропавонит (?) был описан как фаза VI (ан. 13) —  $(Ag_{1,5}Cu_{2,5})_{\Sigma 4} - PbBi_6S_{12}$  Ю.С. Бородаевым и др. (1971 г.). Ее химический состав хорошо пересчитывается на формулу  $Cu_{1,11}Ag_{0,60}(Bi_{2,77}Pb_{0,37})_{\Sigma 3,14}S_{5,00}$ , которая близка к формуле  $Cu_{1,01}Ag_{0,58}(Bi_{2,51}Pb_{0,33})_{\Sigma 2,84}S_{5,00}$ , введенной У.Е. Нафилдом [14] для купропавонита из Холлс Вэлли, Колорадо, поэтому нами предлагается рассмотреть эту фазу как купропавонит. Следует отметить, что порошкограмма фазы VI из Северного Коунрада, описанная Ю.С. Бородаевым и др., отличается от рентгеновских характеристик купропавонита. Поэтому окончательная диагностика этой фазы затруднительна.

Эмплектит обнаружен на верхних горизонтах руд в ассоциации с Pb-Cu-Ag-Bi-сульфосолями, виттихенитом, халькопиритом, реже висмутином. Виттихенит наблюдался в ассоциации с айкинитом и халькопиритом, с висмутином и айкинитом. Характерной особенностью виттихенита является присутствие в нем высоких содержаний серебра — до 4,7 мас.%. Матильдит — один из наиболее распространенных минералов в медно-висмутовых рудах. Он встречается в ассоциации с густавитом, айкинитом, крупкаитом, берриитом. Нередко он образует мелкозернистые агрегаты с висмутсодержащим галениитом. В ряде месторождений наблюдались мирмектитовые и решетчатые структуры сростания матильдита и галениита. Из особенностей химического состава матильдита следует отметить присутствие в нем значительных примесей меди (до 1 мас.%) и свинца (до 0,6 мас.%).

Айкинит описывался М.М. Болдыревой и В.Ф. Чернышевой (1973 г.), Ю.С. Бородаевым с соавторами (1971 г.) и Н.С. Бортниковым и др. (1985 г.). Айкинит ассоциирует с халькопиритом, матильдитом, галениитом и берриитом. Он рассекается тонкими просечками и замещается игольчатыми агрегатами берриита. М.М. Болдырева и В.Ф. Чернышева наблюдали своеобразные мирмектитовые сростания айкинита с галениитом. Химический состав (табл. 7) айкинита удовлетворительно соответствует идеализированной формуле  $CuPbBiS_3$ ; для него характерно присутствие незначительных количеств серебра, а в некоторых образцах и селена.

Крупкаит наблюдался Ю.С. Бородаевым и др. (1971 г.) и Н.С. Бортниковым и др. (1985 г.). Минерал обнаружен в ассоциации с висмутином, берриитом и матильдитом. Он обрастает идиоморфные игольчатые кристаллы висмутина и, как правило, образуется на границе берриита и висмутина. Химический состав (см. табл. 7) минерала хорошо пересчитывается на идеализированную формулу  $CuPbBi_3S_6$ . В качестве элементов-примесей в крупкаите присутствуют серебро и селен.

Сульфосоли Pb ( $Ag, Cu'_4Bi_4S_9$  (?)) встречаются в одном аншлифе в ассоциации с густавитом, берриитом, матильдитом и халькопиритом. Размер зерна не превышает 15 мкм. Данные рентгеноспектрального микроанализа (табл. 8, ан. 7) могут быть пересчитаны на формулу  $Pb_{1,16}Ag_{3,68}Cu_{0,12}Bi_{4,02}S_{9,02}$ , которая близка к формуле синтетического "ширмерита"  $Ag_4PbBi_4S_9$  по С.Н. Ненашевой [5].

Первоначально минерал с подобной формулой ( $Ag_4PbBi_4S_9$ ), найденный в месторождении Трежери (Колорадо, США), рассматривался как ширмерит. Однако более поздние исследования С. Каруп-Мёллера поставили под сомнение существование в природе сульфосоли такого состава, так как эта сульфосоли не была обнаружена при повторном изучении типичного образца "ширмерита". С. Каруп-Мёллер выявил неоднородность "ширмерита" из коллекции П. Рамдора и предложил закрепить

Таблица 7

Химический состав (в мас.%) айкинит-висмутиновой серии

Номер анализа	Pb	Cu	Ag	Bi	S	Se	Сумма
Айкинит							
1	36,24	10,25	0,54	35,67	16,45	0,13	99,28
2	36,20	10,29	0,55	35,80	16,38	Не обн.	99,22
3	35,32	11,02	0,30	36,60	16,80	0,24	100,28
4	35,20	10,92	0,46	36,30	16,76	0,36	100,00
5	33,00	10,80	Не опр.	41,6	16,00	Не опр.	101,4
6	37,11	11,07	0,69	36,68	15,81	То же	101,36
7	36,44	10,91	0,69	35,34	16,01	"	99,39
8	39,96	10,39	0,68	35,09	16,23	"	102,35
Крупкаит							
9	18,89	6,04	0,12	58,76	17,00	0,31	101,12
10	19,6	6,1	Не опр.	59,6	17,4	Не опр.	102,7

Таблица 8

Химический состав (мас.%) не названных Ag-(Cu)-Pb-Bi-сульфосолей

Номер анализа	Pb	Ag	Cu	Bi	S	Se	Сумма
1	3,19	29,23	0,27	50,05	16,70	0,25	99,69
2	4,03	24,91	0,66	54,21	15,43	0,13	99,37
3	4,71	27,35	0,25	50,91	16,70	Не обн.	99,92
4	5,00	27,60	Не обн.	50,40	16,87	То же	99,87
5	7,04	20,87	0,84	52,48	16,62	"	97,85
6	8,39	17,69	0,51	55,56	16,16	0,13	98,44
7	13,63	22,44	0,43	47,50	16,37	Не обн.	100,34
8	42,41	14,55	0,04	26,96	15,09	То же	99,05
9	43,49	13,75	0,02	26,67	13,75	0,26	97,68
10	36,92	16,94	Не обн.	30,09	14,97	0,40	99,32
11	51,67	11,82	То же	20,95	14,70	0,18	99,32

название "ширмерит" за неупорядоченным членом ЛГС с составом  $Pb_{1-3} \times Ag_{1-1,5} Bi_{3-3,5} S_{6-9}$ . В этой связи можно сказать, что найденная нами сульфосоле является первой достоверной находкой природного аналога искусственной фазы  $Ag_4PbBi_4S_9$ . К сожалению, весьма мелкие размеры зерна минерала не позволили пока провести изучение дифракционных характеристик этого минерала, чтобы сопоставить с рентгенограммой "ширмерита", синтезированного С.Н. Ненашевой.

Сульфосоле  $Ag_4PbBi_6S_{12}$  (?) обнаружена в единственном аншлифе в сростании с густавитом и матильдитом. Размер ее зерен не превышает 20 мкм. Сульфосоле аналогичного состава (см. табл. 8, ан. 6) ранее в природных условиях не были известны. На диаграмме  $Pb_2S_2 - (Ag, Cu)_2 - Bi_2S_3$  (см. рис. 4) точка анализа этого минерала располагается вблизи составов Cu-Ag-Pb-Bi-сульфосолей, описанных Ю.С. Бородаевым и др., и купропавонита из Вашганга, Австрия [15]. Однако эти минералы различаются по содержанию в них Ag и Cu: изученная сульфосоле содержит медь лишь в незначительных количествах, тогда как в сульфосолях, исследованных Ю.С. Бородаевым с соавторами (1971 г.), а также В. Пааром и Т. Ченом меди больше, чем серебра.

Сульфосоли  $Ag_{12}Pb_2Bi_{14}S_{29}$  (?) встречена в ассоциации с берриитом. Сульфосоли такого состава (см. табл. 8, ан. 5) в природе ранее не встречались. По химизму этот минерал близок к сульфосоли  $Ag_4PbBi_6S_{12}$ , описанной выше, но характеризуется меньшим содержанием серебра и более высокими концентрациями висмута.

Сульфосоли  $Ag_{12}PbBi_{12}S_{25}$  (?) встречена в ассоциации с матильдитом, берриитом, айкинитом и галенитом. Данные рентгеноспектрального микроанализа (см. табл. 8, ан. 1–4) свидетельствуют о вариациях состава этого минерала (см. рис. 5). Усредненный состав хорошо соответствует эмпирической формуле  $PbAg_{12,39}Cu_{0,23}Bi_{12,05}S_{25,11}$ . Сульфосоли такого состава в природе неизвестны, хотя к нему близки два анализа минерала, названного матильдитом, из месторождений Матильда (Перу) и Лайк Сити (Колорадо, США). Первый рассчитывался на формулу  $Ag_{10}PbBi_{10}S_{21}$ , а второй —  $Ag_{13}PbBi_{13}S_{27}$  [2]. По мнению А.А. Годовикова, анализированный материал представлял собой или твердые раст воры галенита в матильдите, или продукты их распада.

Сульфосоли  $AgPbBiS_3$  обнаружена в ассоциации с матильдитом. Результаты рентгеноспектрального микроанализа (табл. 8, ан. 10) хорошо пересчитываются на идеализированную формулу  $AgPbBiS_3$ , т.е. этот минерал является серебряным аналогом айкинита,  $CuPbBiS_3$ . А.А. Годовиков [2] пересчитал на эту же формулу анализ минерала, названного матильдитом, из месторождения О'Брайси (Канада), для чего потребовалось вычесть 6,08% висмута и 1,61% халькопирита.

Сульфосоли  $Ag_2Pb_3Bi_2S_7$  встречена в закономерных сростаниях с матильдитом. Два анализа этого минерала (табл. 8, ан. 8, 9) хорошо пересчитываются на эмпирические формулы, близкие к идеализированной.

Сульфосоли  $Ag_3Pb_7Bi_3S_{13}$  обнаружена в ассоциации с матильдитом. Результаты рентгеноспектрального микроанализа (табл. 8, ан. 11) удовлетворительно пересчитываются на эмпирическую формулу  $Ag_{2,14}Pb_{4,87}Bi_{1,96}S_9$  (или идеальную  $Ag_2Pb_5Bi_2S_9$ ) или  $Ag_{3,09}Pb_{7,03}Bi_{2,83}(S_{12,94}Se_{0,06})_{13,00}$  (или идеальную  $Ag_3Pb_7Bi_3S_{13}$ ). Ранее минералы такого состава в природе не были известны. Подобную формулу вывел А.А. Годовиков [2] на основе анализа "бегерита" из месторождения Урей (Колорадо, США). Однако при его пересчете пришлось исключить много примесей (4,10%  $FeS$  и 3,22%  $CuFeS_2$ ), что указывает на неоднородность анализированного минерала.

Обращает на себя внимание тот факт, что при общем сходстве валового химического состава висмутовых сульфосолой ( $Ag-Cu-Pb-Bi$ -сульфосоли) в изученных серебро-полиметаллических месторождениях наблюдаются различия в минеральном составе серебро-медно-висмутовых руд. В одних месторождениях развиты минералы группы бенжаминита — павонита, характеризующиеся пониженными содержаниями свинца, в других — эти минералы отсутствуют, но встречены минералы лиллианитовой гомологической серии: густавит и ширмерит ( $L_{9,0,6}^{4,9,3}$ ). Своеобразие висмутовой минерализации некоторых месторождений заключается в том, что в них присутствуют  $Ag-Pb-Bi$ -сульфосоли, по составу промежуточные между галенитом и матильдитом. Берриит, матильдит, айкинит присутствуют практически во всех месторождениях.

Интересно сравнить висмутовую минерализацию золоторудных месторождений, также локализованных в верхнепалеозойских вулканогенных породах. В них встречены минералы лиллианитовой гомологической серии, берриит, джуноит, члены айкинит-висмутиновой серии, павонит. Характерной особенностью этих минералов является высокое содержа-

ние селена, теллура и сурьмы — элементов, не свойственных сульфосолям из серебро-полиметаллических месторождений. Отличительной чертой висмутовых сульфосолей золоторудных месторождений является их тесная ассоциация с теллуридами висмута и золота. Следует подчеркнуть, что повышенные содержания селена и теллура обнаружены также в Ag-Cu-Pb-Bi-сульфосолях золоторудного месторождения Вашганг (Австрия), локализованного в метаморфических породах [15]. В этом месторождении висмутовые сульфосоли: бенжаминит, купропавонит, крупкаит, гладит также ассоциируются с теллуридами висмута. Тем не менее нет оснований считать, что селен — элемент, не типичный для Ag-Cu-Pb-Bi-сульфосолей серебро-полиметаллических месторождений. Селеносодержащие сульфовисмутиты были обнаружены В.В. Бресковской, Н.С. Бортниковым, Н.Н. Мозговой и Т.И. Головановой в Маджаровском серебро-полиметаллическом месторождении (НРБ). Так же как и серебро-полиметаллические месторождения Средней Азии, Маджаровское месторождение локализовано в вулканогенных породах, но верхнего структурного этажа. Висмутовые сульфосоли в нем встречаются в кварц-халькопирит-галенитовых жилах и прожилках, залегающих на глубоких горизонтах месторождения, и представлены крупкаитом, берриитом и Ag-Cu-Pb-Bi-сульфосолями лиллианитовой гомологической серии. Содержание селена в них достигает 5 мас.%. В висмутовых сульфосолях айкинит-висмутиновой и лиллианитовой гомологических серий, берриите из другого болгарского месторождения Бакаджик, залегающего в вулканических породах, селен обнаружен не был. Следовательно, присутствие или отсутствие селена в висмутовых сульфосолях из серебро-полиметаллических месторождений, приуроченных к вулканогенным породам, скорее, отражают геохимические особенности не рудной формации в целом, а региона.

Висмутовые минералы в изученных месторождениях пространственно тесно связаны с кварц-гематит-халькопиритовыми рудами. Большинство исследователей считают, что формирование минерализации в этих месторождениях происходило в несколько последовательных стадий: кварц-гематитовую, медно-висмутовую, полиметаллическую и кварц-барит-карбонатную (с гематитом).

Возрастные соотношения между кварц-сульфидной и кварц-гематитовой минерализацией трактуются по-разному. Ю.Г. Сафонов пришел к выводу, что кварц-сульфидная и кварц-гематитовая минерализация сформировались в одну стадию, а обособление этих ассоциаций в пространстве обусловлено их образованием в разные подстадии. Наши наблюдения показывают, что отложение кварца, гематита, пирита и халькопирита произошло в одну стадию. В пользу этого вывода свидетельствует отсутствие признаков дробления, пересечения, перекристаллизации относительно более ранних кварц-гематитовых агрегатов. Халькопирит заполняет интерстиции между кристаллами пирита и гематита, что указывает на позднее отложение халькопирита. В то же время отсутствие явных признаков замещения гематита и пирита халькопиритом позволяет отнести все три минерала к одной парагенетической ассоциации. Висмутовая минерализация наложена на гематит-пирит-халькопиритовый парагенезис, однако отсутствие следов дробления, перекристаллизации минералов позволяет отнести ассоциацию висмутовых сульфосолей к той же стадии минерализации, в которую сформировался и гематит-пирит-халькопиритовый парагенезис. Обращает на себя внимание тот факт, что некоторые из рассмотренных выше висмутовых сульфосолей встречаются в разных участках рудных тел или даже месторождениях. На этом основании выделяется несколько пространственно разобщенных пара-

генетических ассоциаций: 1) висмутин + крупкаит + берриит, 2) берриит + густавит + ширмерит + матильдит + галенит. Присутствие в обоих парагенезисах берриита, а также характер взаимоотношений висмутовых минералов с другими минералами позволяет рассматривать эти ассоциации как сформировавшиеся одновременно. М.М. Болдырева и В.Ф. Чернышева выделяли несколько парагенезисов, сформировавшихся в одну стадию: кварцево-сульфовисмутидо-халькопиритовый, карбонатно-сульфовисмутидовый и кварцево-айкинито-галенитовый.

В отложении висмутовых сульфосолей наблюдается определенная последовательность. В одних месторождениях наиболее ранним является висмутин, который замещается айкинито и крупкаитом. После них начинает отлагаться берриит, иголки которого нарастают на айкинит. Отсутствие ясно выраженного замещения берриита густавитом свидетельствует об одновременной кристаллизации этих минералов. Отложение матильдита и галенита заканчивает образование висмутовых минералов.

М.М. Болдырева наблюдала следующую последовательность: айкинит → берриит → матильдит. Это свидетельствует об одинаковой направленности эволюции минералообразующего раствора во времени — он обедняется медью и обогащается серебром.

Характерной чертой медно-висмутовой ассоциации является развитие закономерных сростаний (субграфических, решетчатых, мирмекитовых) различных сульфосолей висмута: берриит + Ag-Cu-Bi-сульфосоли + галенит; Ag-Pb-Bi-сульфосоли + матильдит; берриит + матильдит + галенит. Как правило, подобные структуры трактуются как возникшие при распаде минерала более сложного состава. Поэтому возникновение указанных минеральных ассоциаций могло происходить при разложении Ag-Pb-Bi-сульфосолей, отлагающихся вместе с айкинито, берриито и матильдитом, но оказавшихся неустойчивыми вследствие охлаждения руд.

Проведенные исследования минералов из группы сульфосолей серебро-полиметаллических месторождений позволяют сделать некоторые выводы о геохимических условиях формирования этих руд. Прежде всего следует отметить два периода отложения серебросодержащих минералов, различающихся геохимическим поведением этого элемента: для раннего характерна связь серебра с висмутовыми минералами, тогда как во второй период серебро концентрируется в сурьмяных минералах. В обоих случаях последовательность отложения минералов указывает на обогащение серебром рудообразующего флюида к концу процесса.

Химический состав разных генераций блеклых руд, кристаллизовавшихся в одну стадию, закономерно изменяется в ходе процесса минералообразования и отражает эволюцию активностей серебра, мышьяка, сурьмы и висмута. Распределение блеклых руд разного состава в пространстве позволяет зафиксировать скрытую минералого-геохимическую зональность.

Химический состав сульфосолей из серебро-полиметаллических месторождений во многом сходен с химическим составом золотых месторождений. Это свидетельствует о генетическом родстве этих типов месторождений.

Авторы считают своим приятным долгом выразить благодарность А.Д. Генкину и Ю.Г. Сафонову, И.П. Лапутиной, А.С. Кудрявцеву, В.С. Малову и В.В. Поморцеву.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Бресковская В.В., Мозгова Н.Н., Бортников Н.С., Целин А.И. Особенности химического состава блеклых руд свинцово-цинковых месторождений Родоп, Болгария. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1984, № 1, с. 78—84.
2. Годовиков А.А. Висмутовые сульфосоли (особенности их химического состава, синтез, классификация). М.: Наука, 1972. 303 с.
3. Минералы Узбекистана. Ташкент: Фан; 1975. Т. 1. 344 с.
4. Мозгова Н.Н., Целин А.И. Блеклые руды. М.: Наука, 1983. 280 с.
5. Ненашева С.Н. Экспериментальное исследование природы примесей серебра, сурьмы и висмута в галените. Новосибирск: Наука, 1975. 124 с.
6. Радкевич Е.А. Блеклые руды. — В кн.: Минералы СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1940, т. 2., с. 251—267.
7. Схарова М.С. Основные вопросы изоморфизма и генезиса блеклых руд. — Геология руд. месторождений, 1956, № 1, с. 23—40.
8. Hackbarth C.J., Petersen U. A fractional crystallization model for the deposition of argentian tetrahedrite. — Econ. Geol., 1984, vol. 79, N 3, p. 448—460.
9. Harris D.C., Chen T.T. Benjaminite, reinstated as a valid species. — Canad. Mineralogist, 1975, vol. 13, pt 4, p. 402—407.
10. Karup-Møller S., Makovicky E. On pavonite, cupropavonite, benjaminite and "oversubstituted" gustavite. — Bull. Mineral., 1979, vol. 102, N 4, p. 351—367.
11. Kovalenker V.A., Bortnikov N.S. Chemical composition and paragenesis of sulphosalts in the precious metal deposits in various geological environments. — Geol. Carpatica, 1985, N 2, p. 283—291.
12. Makovicky E., Karup-Møller S. Chemistry and crystallography of the lillianite homologous series: Part 1: General properties and definitions. — N. Jahrb. Miner., Abh., 1977, Bd. 130, N 3, p. 267—287.
13. Nuffield E.W. Benjaminite — a re-examination of the type material. — Canad. Mineralogist, 1975, vol. 13, pt. 4, p. 394—401.
14. Nuffield E.W. Cupropavonite from Hall's valley, Park County, Colorado. — Canad. Mineralogist, 1980, vol. 18, pt 2, p. 181—184.
15. Paar W.H., Chen T.T. Ore mineralogy of the Waschgang goldcopper deposit, Upper Carinthia, Austria. — Tschermaks Mineral. und Petrograph. Mitteil., 1982, Bd. 30, p. 157—175.
16. Paar W.H., Chen T.T., Günter W. Extrem silberreicher Freibergit in Pb-Zn-Cu-Erzen des Bergbaues "Knappentube", Kohtor, Salzburg. — Carinthia, 1978, N 11, s. 35—42.

УДК 553.311+553.436+553.661.2

К.В. Подлесский, Д.К. Власова, П.Ф. Кудря

### СКАРНЫ И РУДЫ МЕСТОРОЖДЕНИЯ КУРУ-ТЕГЕРЕК

Территория месторождения сложена (рис. 1) осадочными и метаморфическими карбонатными породами нижнего карбона, образующими крупную синклинальную структуру и прорванными небольшими штокообразными интрузиями диоритового состава ( $C_1, C_2$ ). Нижнекаменноугольные отложения на месторождении представлены известняками (снизу вверх): доломитистыми и темно-серыми плитчатыми с линзами кремней ( $C_{1t1}$ , мощность до 400 м), серыми с линзами и стяжениями кремней ( $C_{1t2}$ , мощность 200—680 м), тонко- и среднезернистыми мраморизованными ( $C_{1v1}$ ; мощность 800 м); они являются рудовмещающими для месторождения.

Интрузивные породы относятся к кварц-биотитовым и биотит-роговообманковым диоритам с порфиroidной структурой. Вкрапленники сложены кварцем, биотитом, роговой обманкой, плагиоклазом. Основная масса пород мелкозернистая, имеет такой же состав. Плагиоклаз-андезин (№ 32—45) зонального строения.

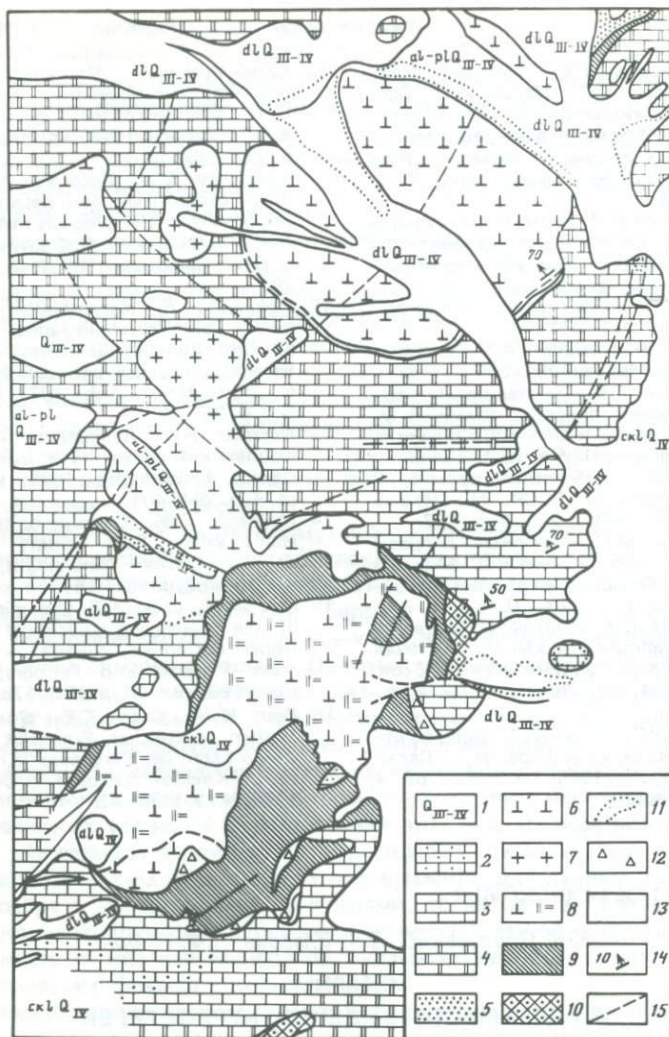


Рис. 1. Схематическая геологическая карта месторождения Куру-Тегерек, составлена геологами ГРП

1 — четвертичные отложения; 2–4 — известняки: 2 — с кремнистыми стержнями, 3 — нерасчлененные, 4 — доломитистые; 5 — серпентизированные доломитовые мраморы; 6–8 — диориты: 6 — порфировидные биотитовые и кварцбиотитовые, 7 — нерасчлененные, 8 — окварцованные, 9 — скарново-рудные тела; 10 — скарноиды; 11 — зоны скарнирования; 12 — зоны брекчирования (инъекций?) в эндоконтакте интрузий; 13 — границы разновозрастных отложений; 14 — элементы залегания; 15 — разломы видимые и скрытые

Интрузивные породы из района горы Красивой имеют следующий химический состав (в мас. %):  $SiO_2$  — 61,80,  $TiO_2$  — 0,53,  $Al_2O_3$  — 16,24,  $Fe_2O_3$  — 0,53,  $FeO$  — 5,57,  $MnO$  — 0,17,  $MgO$  — 2,91,  $CaO$  — 4,69,  $Na_2O$  — 3,17,  $K_2O$  — 1,13,  $H_2O^-$  — 0,22,  $H_2O^+$  — 2,86,  $CO_2$  — 0,65; сумма — 100, 27, т.е. соответствуют кварцевому диориту [13].

Характерно также, что в направлении к контакту с вмещающими порода-

ми биотитовые и биотит-роговообманковые диориты сменяются роговообманковыми разностями.

Кроме того, в интрузивных породах приконтактной зоны месторождения Куру-Тегерек довольно широко проявлена серицитизация, окварцевание, карбонатизация и хлоритизация диоритов, с площадным развитием парагенетической ассоциации *Пл* (*Аб* + *Сер*) + *Хл* + *Кв* + *Ка* + сульфиды (пирит, молибденит и др.). Зоны изменения состава: *Сер* + *Аб* + *Ка* + *Кв* + сульфиды, *Сер* + *Кв* + *Ка* + сульфиды локализованы обычно вдоль трещин и зальбандов жил *Ка* + *Кв* — состава с сульфидами и относятся к кварцсерицитовым метасоматитам.

С внедрением штока диоритов связано образование различных метаморфических и метасоматических пород: кальцитовых, доломитовых и бруситовых (апопериклазовых) мраморов, магнезиальных и известковых скарнов с магнетит-сульфидным оруденением.

## СКАРНЫ

Скарновые тела на месторождении Куру-Тегерек представлены крутопадающими неправильной формы залежами, локализованными на контакте интрузивных диоритов с вмещающими известково-доломитовыми породами.

Выделяется около десятка скарновых тел, но наиболее крупными являются два — Северное и Южное. На месторождении скарновые тела сложные магнезиальными и известковыми скарнами.

**Минеральный состав**<sup>1</sup>. Общий минеральный состав скарнов месторождения Куру-Тегерек приведен в табл. 1. Все главные минералы объединены в минеральные ассоциации, соответствующие магнезиальным и известковым скарнам и продуктам их изменения. В зависимости от состава замещаемых пород в формации известковых скарнов выделены фации апомагнезиальных скарнов, скарноидов и собственно известковых скарнов.

Охарактеризуем наиболее важные и наиболее распространенные минералы магнезиальных и известковых скарнов.

Клинопироксен входит в состав всех выделенных типов пород. Его цвет варьирует от светло-зеленого до темно-зеленого; в шлифах он, как правило, бесцветный или слабозеленоватый, форма зерен таблитчатая, иногда удлиненно-призматическая, часто отмечаются радиально-лучистые агрегаты.

В табл. 2 приведены химические анализы пироксенов из различных скарновых пород и участков месторождения, которые отвечают практически полному изоморфному ряду диопсид — геденбергит: диопсид (ан. 1—9), салит (ан. 10—12), ферросалит (ан. 13), геденбергит (ан. 14, 15). Пироксены отличаются высоким содержанием кальция ( $Ca_x = 0,92-1,05$ ), низкой глиноземистостью ( $al = 0-1,68$ ,  $Al_z = 0,02-0,05$ ), значения  $R_Y^{3+} = 0,03-0,16$  отвечают невысокому содержанию в пироксенах авгитовой составляющей. В более железистых ферросалитах и геденбергитах отмечается незначительное содержание марганца и натрия (0,01—0,02 на формульную единицу).

<sup>1</sup> В статье приняты следующие сокращения: *Аб* — альбит, *Арс* — арсениопирит, *Вез* — везувиан, *Гал* — галенит, *Гр* — гранат, *Гросс* — гроссуляр, *Ди* — диопсид, *Дол* — доломит, *Ка* — кальцит, *Кв* — кварц, *Мо* — молибденит, *Мт* — магнетит, *Пер* — периклаз, *Пи* — пироксен, *Пирр* — пирротин, *Пл* — плагиоклаз, *Пт* — пирит, *Сал* — салит, *Серп* — серпентин, *Ск* — скаполит, *Сф* — сфалерит, *Фл* — флогопит, *Фо* — форстерит, *Ха* — халькопирит, *Хл* — хлорит.

Таблица 1

Минеральный состав пород месторождения Куру-Тегерек

Ассоциации эндоконтактовых зон интрузии		Ассоциации магнезиальных скарнов	
магматические	послемагматические (средне- и низкотемпературные)	магматической стадии	послемагматической стадии
Главные минералы			
Диопсид, роговая обманка, лабрадор	Кальцит, альбит	Периклаз, шпинель, форстерит, фассаит, диопсид	Брусит, кальцит, диопсид, серпентин, флогопит
Второстепенные минералы			
Кварц, ортоклаз	Кварц, тремолит, серицит, цеолиты, пренит, хлорит		Магнезит (?), хондрит, клиногумит, тремолит, анезит
Акцессорные минералы			
Рутил, ильменит, апатит, циркон, сфен	Касситерит	Рутил, ильменит, апатит, циркон, сфен	

Таблица 2

Состав (в мас. %) и свойства пироксенов месторождения Куру-Тегерек

Компоненты, свойства	Состав (в мас. %) и свойства пироксенов месторождения Куру-Тегерек					
	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	54,60	54,8	52,8	54,43	54,13	54,18
TiO <sub>2</sub>	He обн.	0,1	—	0,13	He обн.	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	0,7	0,48	0,38	0,15	0,53
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	1,67	2,34	—	—	—
FeO	0,72	—	—	0,91	1,17	0,42
MgO	18,26	18,8	17,6	17,41	17,20	17,02
MnO	0,06	0,18	—	0,09	0,07	0,10
CaO	25,30	26,2	26,2	25,96	25,84	26,74
Na <sub>2</sub> O	—	—	—	—	—	—
K <sub>2</sub> O	—	—	—	0,05	—	—
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	—	—	—	—	—	—
Σ	98,94	102,45	99,42	99,36	98,56	98,99
Структурные формулы						
CaX	0,99	0,99	1,02	1,02	1,02	1,05
MgY	1,00	0,99	0,96	0,95	0,95	0,93
FeY	0,02	0,0	0,02	0,03	0,04	0,01
MnY	0,0	0,01	0,0	0,0	0,0	0,0
FeZ	0,0	0,04	0,04	0,0	0,0	0,0
AlZ	0,0	0,03	0,02	0,02	0,0	0,02
SiZ	2,0	1,94	1,93	1,98	1,99	1,99
fm	1,96	3,88	5,88	3,06	4,04	1,06
al	—	1,0	0,67	—	—	—
Физические свойства		$n_g=1,694 \pm 0,002$ $n_p=1,670 \pm 0,002$	$n_g=1,700 \pm 0,002$ $n_p=1,672 \pm 0,002$	$n_g=1,699$	$n_g=1,708$	$n_g=1,696$

1 — серпентин-пироксеновая порода, гора Красивая; 2 — *Пи + Гр* скарн, Северное тело; 3 — апомагнезиальный *Пи + Гр* скарн, Северное тело; 4 — флогопит-пироксеновая порода, Северное тело; 5 — пироксеновый скарн, Южное тело; 6 — скарноид *Пи + Гр + Волл.* Южное тело; 7 — *Пи + Гр* скарн, Северное тело; 8 — ксенолит диопсидового скарна, Северное тело; 9 — окварцованный пироксеновый скарн, Южное тело; 10 — *Пи + Гр* скарн, Южное тело; 11 — пироксеновый скарн, Южное тело; 12 — ксенолит пи-

Известковые скарны			
Фация апомагнезиальных скарнов послемагматической стадии	фация собственно известковых скарнов	фация скарноидов	средне- и низкотемпературные и изменения скарнов стадии кислотно-выщелачивания
	послемагматической стадии		
Главные минералы			
Гроссуляр, везувиян, диопсид, салицит	Андрадит, салицит, ферросалицит, андезин	Гроссуляр, андрадит, диопсидферросалицит, волластонит	Кальцит, альбит
Второстепенные минералы			
	Скаполит		Кварц, актинолит, серицит, эпидот, пренит, хлорит
Акцессорные минералы			
Апатит, циркон, сфен	Апатит, сфен, циркон	Апатит, сфен	Апатит, сфен, касситерит

7	8	9	10	11	12	13	14	15
54,7	55,02	53,12	51,30	51,84	52,18	47,37	49,15	49,29
—	0,11	0,07	0,12	0,10	0,13	0,44	0,02	He обн.
0,1	0,12	1,02	He обн.	1,03	0,23	1,00	0,29	0,32
1,11	—	1,30	4,87	2,42	—	6,94	—	—
2,99	2,96	3,29	6,24	9,73	13,22	14,83	25,72	27,92
17,0	16,45	16,47	12,01	11,20	9,93	5,64	1,94	0,12
0,15	0,18	0,09	0,45	0,30	0,38	0,69	1,00	0,52
25,6	25,97	23,56	24,71	22,29	24,09	22,37	22,48	22,52
—	0,07	0,07	—	0,17	0,35	0,16	0,33	0,25
—	—	0,01	0,01	0,01	—	0,20	—	—
—	—	0,72	0,38	0,71	—	0,53	—	—
101,65	100,88	99,72	100,17	99,80	100,51	100,1	100,9	3100,94
Структурные формулы								
0,98	1,00	0,94	1,01	0,92	0,98	0,96	0,98	0,98
0,91	0,88	0,91	0,68	0,64	0,56	0,33	0,11	0,07
0,09	0,12	0,10	0,29	0,38	0,42	0,66	0,86	0,93
0,0	0,01	0,0	0,02	0,01	0,01	0,02	0,03	0,02
0,03	0,0	0,04	0,05	0,0	0,0	0,05	0,0	0,0
0,0	0,0	0,04	0,0	0,0	0,01	0,05	0,01	0,01
1,97	1,98	1,96	1,95	2,0	1,98	1,89	1,98	1,98
11,65	12,00	13,33	33,33	37,25	42,85	62,5	88,66	91,17
—	—	1,31	—	1,62	—	1,68	—	—
$n_g=1,702 \pm 0,002$			$n_g=1,718$					$n_g=1,751$
$n_p=1,676$			$n_p=1,690$					
$c:n_g=40-41^\circ$								
$+2V=60^\circ$								

роксенового скарна, Северное тело; 13 — оруденелый *Пи + Гр* скарн, Южное тело; 14 — пироксеновый скарн, Северное тело; 15 — окварцованный пироксеновый скарн; 9, 10, 11, 13 — полные силикатные анализы, аналитики: 9, 11 — Н.И. Степанова, 10, 13 — Ю.В. Долинина; остальные анализы выполнены на микроанализаторе МЗ= 46, аналитики: С.Е. Борисовский (1,4—6,8,12,14,15) и Г.Н. Муравецкая (2,3,7).

Таблица 3

Химический состав пироксенов магнезиальных скарнов  
верховьев р. Чаткал (в мас. %)

Компоненты	1	2	3
SiO <sub>2</sub>	54,2	47,8	41,2
TiO <sub>2</sub>	0,14	1,2	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,3	6,9	17,9
FeO	2,4	5,4	9,9
MgO	17,4	13,7	15,8
MnO	0,16	0,08	0,16
CaO	25,8	25,4	12,1
Na <sub>2</sub> O	—	—	3,0
K <sub>2</sub> O	—	—	0,86
Сумма	101,4	100,48	100,92
Структурные формулы и свойства			
Ca <sub>x</sub>	0,99	1,00	0,45
Na <sub>x</sub>	0,0	0,0	0,20
K <sub>x</sub>	0,0	0,0	0,04
Mg <sub>y</sub>	0,93	0,75	0,85
Fe <sub>y</sub>	0,07	0,17	0,29
Mn <sub>y</sub>	0,01	0,0	0,01
Al <sub>z</sub>	0,0	0,8	0,19
Al <sub>z</sub>	0,06	0,22	0,56
Si <sub>z</sub>	1,94	1,75	1,44
Ti <sub>z</sub>	0,0	0,03	0,0
Физические свойства	$n_g = 1,704$ $n_p = 1,676$	$n_g = 1,723$ $n_p = 1,696$	$n_g = 1,734$
<i>fm</i>	7	18,47	26,13
<i>al</i>	3	10,10	22,49

1—3 породы: 1 — пироксен-серпентин-шпинель-кальцит-воластонитовая, 2 — шпинель пироксен-везувиан-флоголитовая, 3 — пироксен-шпинель-флоголит-плаггиоклазовая; анализ выполнен на микроанализаторе MS-46, аналитик Г.Н. Муравицкая.

Оптические свойства также отвечают ряду диопсид — геденбергит: светопреломление меняется в широких пределах —  $n_g$  от 1,696 до 1,726 и  $n_p$  от 1,667 до 1,706, дисперсия  $r > v$  слабая, диспергирующая ось А.

Изучение пироксенов из магнезиальных скарнов показало, что в них, как правило, развит диопсид. Однако, хорошо известно [10, 11, 15], что типоморфной особенностью магнезиальных скарнов магматической стадии является фассаитовый состав клинопироксенов экзокскарновых зон, отличающихся высоким содержанием Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, сильной дисперсией оптических осей, диспергирующей осью является оптическая ось В [22].

Для сравнения в табл. 3 приведены данные для пироксенов магнезиальных скарнов, выявленных нами за пределами месторождения, в верховьях р. Чаткал. В этом случае пироксены в парагенезисе со шпинелью представлены типоморфным фассаитом с  $fm = 18-26\%$ ,  $al = 10-22\%$ . Светопреломление фассаитов Чаткала:  $n_g = 1,712 - 1,734$ ,  $n_p = 1,690 - 1,710$ , дисперсия оптических осей сильная, диспергирующая ось В.

На диаграмме (рис. 2) даны соотношения величин *fm* и *al* для клинопироксенов месторождения Куру-Тегерек, фассаитов верховьев р. Чаткал и фассаитов, заимствованных из работ Л.И. Шабынина [21] и В.И. Синякова

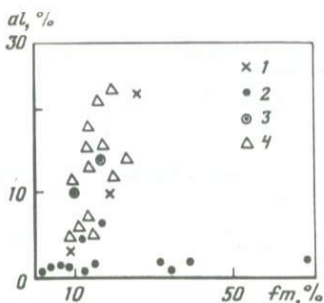


Рис. 2. Соотношение глиноземистости и железистости клинопироксенов месторождения Куру-Тегерек и фассаитов других регионов

1 — фассаиты верховьев р. Чаткал (данные авторов); 2' — пироксены месторождения Куру-Тегерек (данные авторов); 3, 4 — фассаиты: 3 — по данным В.И. Синюкова [19], 4 — по данным Л.И. Шавынина [22]

[19]. Из диаграммы следует, что состав клинопироксенов месторождения Куру-Тегерек четко обособляется от состава фассаитов. Развитие маложелезистого пироксена с очень незначительным содержанием  $Al_2O_3$  характерно для близскарновых пород (ассоциация кварц + основной плагиоклаз + диопсид), пироксеновых (диопсидовых) скарнов и одноименных ксенолитов (останцов) в эндоконтакте порфиридных диоритов (см. табл. 2, ан. 8). И только в одном случае точка, соответствующая составу реликтового пироксена из минеральной ассоциации с флогопитом (табл. 4, ан. 1), попала в область величин, близких к фассаиту.

Вопрос о роли глинозема в клинопироксенах магнезиальных скарнов рассмотрен Н.Н. Перцевым [15]. Путем экстраполяции расчетных данных этим автором показано, что в пироксенах магнезиальных скарнов с падением температуры содержание  $Al_2O_3$  может падать. Тем не менее пока еще до конца не ясно, образуются ли диопсиды месторождения в магматическую или преобразованы в послемагматическую стадию скарнообразования.

Интересна обнаруженная на микрозонде негомогенность скарновых пироксенов (см. табл. 4). Центральная часть зерна исследуемого пироксена из флогопит-пироксеновой породы Северного скарнового тела характеризуется более высокой глиноземистостью ( $al = 4,36$ ) и более низкой железистостью ( $fm = 11,53\%$ ) по сравнению с краевыми частями зерна ( $al = 0,67$ ,  $fm = 31,37\%$ ). По составу центральная часть зерна пироксена отвечает клинопироксену магнезиального скарна, а краевая — пироксену диопсид-геденбергитового ряда известковых скарнов.

В послемагматическом диопсиде из оруденелого скарна Южного тела также отмечается уменьшение глиноземистости и повышение железистости от центра зерна к краям. Повышение железистости в изученных пироксенах связано с их последующим преобразованием при последующем известково-скарновом процессе и оруденении.

Серпентин встречается в виде жилок в карбонатных породах и является главной составной частью серпентинизированных магнезиальных скарнов (преимущественно пироксен-серпентиновых и офикальцитовых пород). В образцах серпентин имеет цвет от желтого до светло-зеленого цвета, в шлифах, как правило, бесцветный или слабозеленоватый; агрегаты его характеризуются плотным или спутанно-волокнистым строением; серпентин развивается по форстериту и диопсиду. Серпентин имеет следующий состав (в мас. %):  $SiO_2 - 43,8$ ,  $Al_2O_3 - 0,16$ ,  $FeO - 1,4$ ,  $MnO - 0,21$ ,  $MgO - 40,9$ ,  $CaO - 0,31$ ; сумма — 86,78.

Флогопит — характерный минерал магнезиальных скарнов. Входит в состав флогопит-пироксеновых, флогопит-пироксен-серпентиновых пород, а как реликтовый минерал встречается среди везувиан-пироксен-гранатовых скарнов.

**Таблица 4**  
Химический состав (в мас. %) негомогенных пироксенов  
месторождения Куру-Тегерек

Компоненты, коэффициенты	1		2	
	центр зерна	край зерна	центр зерна	край зерна
SiO <sub>2</sub>	50,95	52,9	51,6	52,5
TiO <sub>2</sub>	0,44	0,03		
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,1	0,43	1,4	—
FeO	3,7	10,4		
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	0,11	3,11
MgO	16,1	12,8	17,65	16,8
MnO	0,1	0,1		0,35
CaO	25,8	25,2	25,0	25,6
Сумма	100,19	101,86	95,75	98,36
<b>Структурная формула</b>				
Ca <sub>x</sub>	1,01	1,00	1,01	1,02
Mg <sub>y</sub>	0,88	0,77	0,99	0,93
Fe <sub>z</sub>	0,11	0,32	0,0	0,03
Mn <sub>γ</sub>	0,0	0,0	0,0	0,01
Al <sub>z</sub>	0,13	0,02	0,06	0,0
Si <sub>z</sub>	1,86	1,96	1,94	1,95
Ti <sub>z</sub>	0,01	0,0	0,0	0,0
Fe <sub>z</sub>	0,0	0,0	0,0	0,05
<i>fm</i>	11,53	31,37	0	7,92
<i>al</i>	4,36	0,67	2,01	0

1 — пироксен-флогопитовая порода, Северное тело; 2 — оруденелый пироксеновый скарн, Южное тело; анализы выполнены на микроанализаторе MS-46, аналитик Г.Н. Муравицкая

В породах флогопит встречается в виде мелкочешуйчатых агрегатов, иногда со сноповидной или сферолитовой структурой, в виде агрегатов пластинчатых кристаллов размером до 0,5—1 см. Этот минерал обычно имеет темно-зеленый цвет, в шлифах бесцветен или светло-зеленый, со слабым плеохроизмом. Величина светопреломления у флогопита из флогопит-пироксеновой и флогопит-серпентиновой пород не различается ( $n_g = 1,584$ ,  $n_p = 1,551$ ) и близка к светопреломлению истонита.

Химический состав флогопита из флогопит-пироксеновой породы (в мас. %): SiO<sub>2</sub> — 40,2, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — 18,5, TiO<sub>2</sub> — 0,23, FeO — 3,8, MnO — 0,19, MgO — 23,1, CaO — 0,36, K<sub>2</sub>O — 10,2, сумма 96,58. Минерал относится к ряду истонит — сидерофиллит: *fm* = 8, *al* = 12%. Флогопит обычно развивается с замещением шпинели и пироксена.

Шпинель достоверно установлена в измененном магнезиальном скарне, где вместе с флогопитом образует гнезда и прожилки в пироксене. Зерна шпинели мелкие, в шлифе бесцветные или слабозеленоватые, имеют гексагональную форму, изотропные. Светопреломление  $n = 1,732$  указывает на магнезиальный состав шпинели.

Везувиан встречается обычно в ассоциации с гроссуляровым гранатом, диопсидом, флогопитом и развивается с явным замещением магнезиальных скарновых пород экзоконтакта (гора Красивая, Северное скарновое тело). Везувиан обычно крупнокристалльный, образует порфириобласты и радиально-лучистые агрегаты; развивается с замещением пироксена и флогопита; образовался, по-видимому, одновременно с гроссуляром. Светопреломле-

**Таблица 5**  
Химический состав (в мас.%) везувианов  
месторождения Куру-Тегерек

Компоненты	1	2	
		центр зерна	край зерна
SiO <sub>2</sub>	38,9	38,9	38,8
TiO <sub>2</sub>	0,39	2,1	3,1
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,6	17,7	14,9
FeO	2,4	1,9	1,9
MgO	3,1	2,3	2,2
CaO	35,4	35,1	35,2
Сумма	96,89	98,0	96,1
Структурные формулы			
Ca <sub>x</sub>	8,81	8,68	8,95
Mg <sub>x</sub>	0,19	0,30	0,00
Mg <sub>y</sub>	0,89	0,49	0,78
Fe <sub>y</sub>	0,46	0,36	0,37
Ti <sub>y</sub>	0,06	0,36	0,95
Al <sub>y</sub>	0,55	0,79	0,15
Al <sub>z</sub>	4,00	4,02	4,00
Si <sub>z</sub>	9,04	8,98	9,20

П р и м е ч а н и е. 1. Аналитик Г.Н. Муравицкая. 2. Везувианы анализировались из пироксен-гранат-везувиановых пород: 1 — Северного скарного тела, 2 — скарнов горы Красивой.

ние:  $n_o = 1,720 - 1,728$ ,  $n_e = 1,714 - 1,723$ . В табл. 5 приведены химические анализы везувианов из апомагнезиально-скарновых пород месторождения. Содержание MgO в везувианах составляет 2,3—3,1 мас.% и отвечает везувианам из минеральных ассоциаций скарнов доломитовых контактов [21]. Наблюдаемая в шлифах зональность везувианов, изученная на микрозонде, проявляется в распределении в минерале глинозема (уменьшается) и титана (увеличивается) от центра зерна к краю (см. табл. 5, ан. 2).

Гранат широко распространен на месторождении; он входит в состав пироксен-гранатовых, пироксен-гранат-волластонитовых скарноидов, слагает мономинеральные гранатые скарны; в прожилках с кварцем и сульфидами встречается среди диоритов и карбонатных пород. Имеет зеленый и буро-коричневый цвет; химический состав и оптические свойства соответствуют андрадитам с незначительной примесью пиральспитового минала (табл. 6, ан. 3, 5, 8, 11, 15). Наиболее глиноземистые гранаты встречаются редко и характерны главным образом для апомагнезиальных пироксен-гранат-везувиановых пород. Оптические свойства ( $n$  от 1,750 до 1,790), параметр элементарной ячейки ( $a = 11,895 \text{ \AA}$ ) и химические анализы (табл. 6, ан. 1, 2) гранатов отвечают содержаниям в них от 9 до 37 мол.% андрадита. В апомагнезиальных пироксен-гранатовых скарнах Северного скарного тела светопреломление гранатов, варьирующее от  $n = 1,864 - 1,876$  до  $n = 1,892$ , и параметр элементарной ячейки ( $a = 12,047 - 12,076 \text{ \AA}$ ) отвечают существенно андрадитовым гранатам и почти чистым андрадитам.

В пироксен-гранатовых скарнах Южного тела светопреломление ( $n = 1,882 - 1,885$ ), параметр элементарной ячейки ( $a = 12,066 \text{ \AA}$ ), химические анализы (см. табл. 6, ан. 4, 7, 11, 12, 15) также указывают на андрадитовый состав гранатов (91—94,98 мол.%).

Андрадитом сложены мономинеральные гранатые скарны (см. табл. 6,

Таблица 6

Состав и свойства гранатов месторождения Куру-Тегерек (в мас.%)

Компоненты, миналы	1	2	3	4	5
SiO <sub>2</sub>	37,77	38,74	36,25	34,8	36,07
TiO <sub>2</sub>	—	0,38	0,05	0,07	0,05
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,22	15,39	3,52	1,7	1,78
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,31	10,0	26,61	28,0	28,80
FeO	—	—	—	—	—
MnO	0,40	0,35	0,30	0,32	0,41
MgO	не обн.	1,85	0,95	1,6	1,10
CaO	35,36	33,28	32,31	30,0	31,82
Na <sub>2</sub> O	—	—	—	—	—
K <sub>2</sub> O	—	—	—	—	—
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	—	—	—	—	—
П.п.п.	—	—	—	—	—
Сумма	99,06	99,99	99,99	96,49	100,03
Соотношения миналов и физические свойства					
Миналы					
андрадит	37	29	83	91	91
гроссуляр	62	63	12	01	04
пироп	—	07	04	07	05
спессартин	01	01	01	01	01
Физические свойства	$n = 1,787$	$n = 1,781$ $a = 11,895 \text{ \AA}$	$n = 1,864 \pm 0,003$	$n = 1,881$ $a = 12,047 \text{ \AA}$	$a = 12,066 \text{ \AA}$

ан. 3, 5), а также прожилки граната с кварцем в диоритах (ан. 14). В оруденных разностях скарнов развивается преимущественно гранат бурого цвета.

Однако исследование гранатов с помощью микроанализатора показывает, что гранаты, как правило, неомогенные, зональные.

На микроанализаторе ЛМА-1 Г.Л. Васильевой изучен зональный гранат (обр. 3226) из апомагнезиального пироксен-гранатового скарна с флогопитом горы Красивой (размер зерна в диаметре 1 см). Распределение главных минералообразующих элементов (окислов): Fe, Al, Mg, Mn, Si, Ti в гранате получено точечным методом по профилю от центра зерна к его краю. По результатам определений построена диаграмма (рис. 3), на которой совмещены содержания окислов химических элементов и содержания, пересчитанные на миналы.

Из диаграммы видно, что состав граната определяется поведением MgO, CaO, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, железа (валовое). Так, от точки 1 до точки 31 четко видно зональное распределение в гранате MgO и соответственно пироба. Содержание MgO коррелируется с содержанием CaO от зоны к зоне. В свою очередь содержание гроссулярового минала определяется поведением CaO и Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в гранате.

При этом примечательно, что состав граната в точке 3 точно отвечает составу граната из пироксен-гранат-везувиановой породы горы Красивой (см. табл. 6, ан. 12). Далее, от точки 32 до точки 37 наблюдается резкое изменение соотношений главных компонентов; содержание MgO резко падает (до 0,5 мас.%), уменьшается также содержание Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и резко возрастает содержание валового железа. Соответственно состав граната края зерна определяется соотношением гроссулярового и андрадитового миналов, с резким возрастанием значения последнего.

Таким образом, в интервале точек 1–31 образование кристалла граната

	6	7	8	9	10	11	12
	36,0	35,65	36,8	35,76	35,73	35,90	35,35
	—	0,60	0,03	—	—	сл.	0,61
	1,7	1,54	1,1	1,47	1,32	1,08	1,20
	29,0	28,70	27,7	29,40	29,56	29,69	29,72
	—	0,63	—	—	—	0,14	1,12
	0,36	0,41	0,29	—	0,19	0,10	0,49
	0,92	0,45	0,71	—	—	1,31	0,61
	32,0	31,78	33,15	33,37	33,2	31,55	31,30
	—	0,01	—	—	—	0,02	—
	—	0,02	—	—	—	0,01	—
	—	0,37	—	—	—	—	—
	—	0,23	—	—	—	—	—
	99,98	100,39	99,78	100,0	100,0	99,80	100,40
Соотношения миналов и физические свойства							
	91	91	94	92	93	94	97
	04	03	02	08	06	01	—
	04	02	03	—	—	05	02
	01	01	01	—	01	—	01
	$n = 1,881$	$n = 1,882$	$n = 1,887$ $a = 12,073 \text{ \AA}$	$n = 1,882$	$n = 1,884$	$n = 1,885$	$n = 1,885$

связано с диффузионным перемещением элементов. Далее к краю кристалла происходит резкое дискретное изменение содержания Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (падает) и железа (возрастает). Возрастание железистости в гранатах вплоть до чистых андрадитов обычно наблюдается в заключительные этапы скарнообразования в результате контактово-инфильтрационного процесса. Причиной возрастания активности железа является повышение кислотности растворов. На микроанализаторе "Самеса" был изучен гроссуляровый гранат (обр. 4138) из пироксен-гранатового скарна. Гранат также зональный. Как показано в табл. 7, в направлении от центра к краю зерна зональность определяется поведением глинозема и железа, т.е. переменным содержанием андрадита и гроссуляра. В центральной части зерна отмечается присутствие заметного количества MgO (до 3,5 мас.%), отвечающее содержанию 16 мол. % пироба. Следует также подчеркнуть, что наблюдаемое в обоих случаях достаточно высокое содержание пироба в скарном гранате является характерным признаком образования апомагнезиального граната в условиях высокой активности магния при замещении магнезиальных скарнов известковыми [4].

Волластонит вместе с пироксеном и гранатом часто встречается в породах внешней зоны Южного скарного тела. Кристаллы волластонита белого цвета в виде вытянутых табличек или сноповидных агрегатов образуют породу в ассоциации с пироксеном и гранатом (андрадитом). Оптические свойства волластонита обычные:  $n_g = 1,631 \pm 0,002$ ,  $n_p = 1,616 \pm 0,002$ . Химический состав, определенный на микроанализаторе С.Е. Борисовским (в мас. %): SiO<sub>2</sub> — 50,96, CaO — 46,71, FeO — 0,34, MgO — 0,22, MnO — 0,51; сумма — 98,74, соответствует формуле чистого волластонита. Содержание FeSiO<sub>3</sub> и MnSiO<sub>3</sub> в твердом растворе составляет около 1,5%.

Плаггиоклазы — главная составная часть пород эндоконтактных зон

Таблица 6 (окончание)

Компоненты, миналы	13	14	15	16
SiO <sub>2</sub>	35,9	35,8	35,70	35,58
TiO <sub>2</sub>	0,05	0,66	0,04	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,86	0,62	1,22	0,29
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	30,3	30,44	29,85	30,96
FeO	—	—	0,20	—
MnO	0,33	0,37	0,14	0,27
MgO	1,00	0,65	0,74	0,27
CaO	31,9	32,05	32,06	32,63
Na <sub>2</sub> O	—	—	0,01	—
K <sub>2</sub> O	—	—	0,01	—
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	—	—	—	—
П.п.п.	—	—	—	—
Сумма	100,34	99,99	99,97	100,0
<b>Миналы</b>				
андрадит	95	96	94	98
гроссуляр	—	—	02	—
пироп	04	03	03	01
спессартин	01	01	01	01
<b>Физические свойства</b>	$n = 1,887$ $a = 12,066 \text{ \AA}$	$a = 12,021 \text{ \AA}$	$n = 1,885$	$n = 1,892$

1 — гранатовый скарн, Южное тело; 2 — пироксен-гранат-везувиановая порода, гора Красивая; 3 — гранатовый скарн, Северное тело; 4 — пироксен-гранатовый скарн, Южное тело; 5 — гранатовый скарн, Северное тело; 6 — пироксен-гранат-везувиановая порода, гора Красивая; 7 — пироксен-гранатовый скарн, Южное тело; 8 — пироксен-гранат-волластонитовая порода, Южное тело; 9, 10 — пироксен-гранатовый скарн, Северное тело; 11, 12 — пироксен-гранатовый скарн, Южное тело; 13 — пироксен-гранатовый скарн, Северное тело; 14 — гранат-кварц-кальцитовые прожилки в интрузивной породе; 15 — пироксен-гранатовый скарн оруденелый, Южное тело; 16 — апомагнезиальный пироксен-гранатовый скарн, Северное тело; 1, 9, 10, 16 — анализы выполнены на микроанализаторе MS-46 (аналитики: 1 — С.Е. Борисовский, 9, 10, 16 — Г.Н. Муравицкая); 2—6, 8, 13, 14 — анализы сделаны на лазерном микроанализаторе ЛМА-1, аналитик Г.Л. Васильева; 7, 11, 12, 15 — полные силикатные анализы (аналитики: 7, 12 — Ю.В. Долинина, 11, 15 — Н.И. Степанова).

интрузии (близскарновых диоритов и околоскарновых пород). Первичные плагиоклазы всегда образуют идиоморфные зерна, часто зональные. Состав его варьирует от андезина (№ 35—45) до лабрадора (№ 60—70), но в большинстве случаев вследствие наложения сульфидного оруденения и последующих изменений типа кварц-серицитового метасоматоза в образцах представлены продукты изменения первичных плагиоклазов — альбит, серицит и кальцит. Вторичный альбит иногда встречается в оруденелых пироксен-гранатовых скарнах, в жилках с кварцем, кальцитом, эпидотом, пренитом, сульфидами.

**Типы пород, слагающих скарновые тела.** Среди скарновых пород месторождения Куру-Тегерек наиболее широким распространением пользуются известковые скарны пироксен-гранатового состава, занимающие 30—35% площади; измененные магнезиально-скарновые породы (пироксен-серпентиновые, серпентиновые и кальцит-серпентиновые), пироксеновые (магнезиальные и известковые) скарны занимают 15—20%; околоскарновые пироксен-плагиоклазовые породы — 10—15%; магнезиаль-

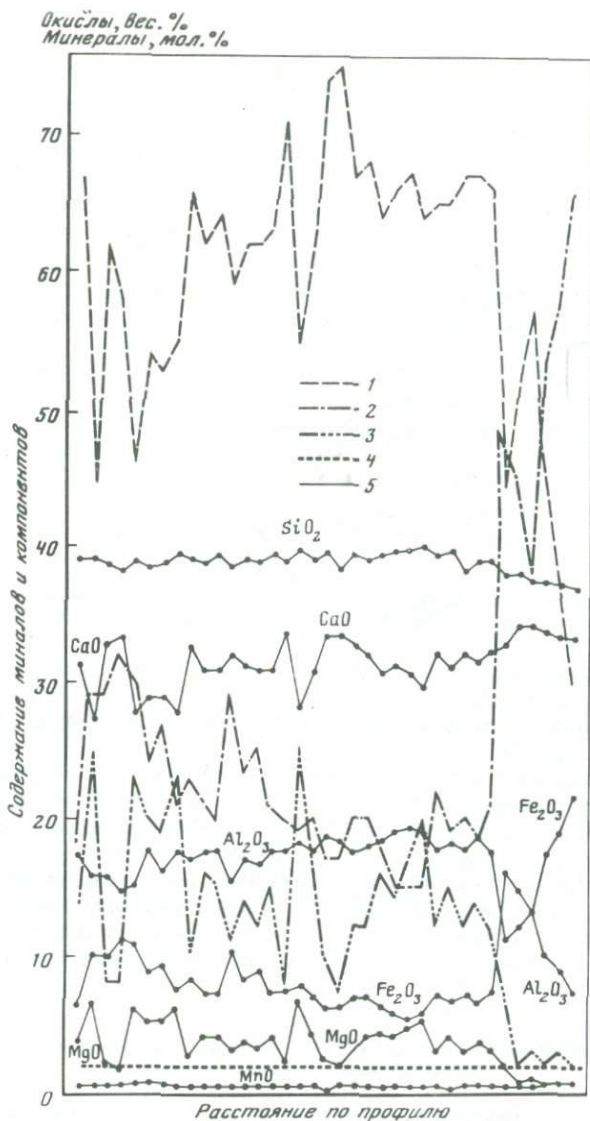


Рис. 3. Вариации состава зонального граната по профилю микрозонда

1—4 — минералы: 1 — гроссуляровый, 2 — андрадитовый, 3 — пироловый, 4 — спессартиновый; 5' — окислы

ные скарны с флогопитом, форстеритом, диопсидом занимают не более 10%; апомагнезиальные пироксен-гранат-везувиановые породы, гранатовые скарны и пироксен-гранат-волластонитовые породы имеют незначительное развитие (не более 5%).

Вмещающие карбонатные породы в непосредственном контакте со скарнами представлены преимущественно доломитистыми и кальцитовыми мраморами. В южной и юго-восточной частях месторождения во

Таблица 7  
Состав зерна зонального граната

Зоны	Структурная формула	Миналы			
		Гросс	Андр	Пир	Спесс
I	$(Ca_{2,93}Mn_{0,07})_3(O_{12})_2 \times (Al_{1,27}Fe_{0,73})_2$	61	36	—	02
II	$(Ca_{2,93}Mn_{0,05}Mg_{0,01})_2(O_{12}) \times (Al_{1,31}Fe_{0,69})_2(Si_3O_{12})$	64	34	—	02
III	$(Ca_{2,93}Mn_{0,05}Mg_{0,01})_2(O_{12}) \times (Al_{1,21}Fe_{0,80})_2(Si_3O_{12})$	58	40	—	02
IV	$(Ca_{2,94}Mn_{0,03})_2(O_{12}) \times (Al_{1,33}Fe_{0,67})_2(Si_3O_{12})$	66	33	—	01
V	$(Ca_{2,94}Mg_{0,02}Mn_{0,03})_2(O_{12}) \times (Al_{1,22}Fe_{0,78})_2(Si_3O_{12})$	59	39	01	01
VI	$(Ca_{2,95}Mn_{0,04}Mg_{0,01})_3(O_{12}) \times (Al_{1,15}Fe_{0,85})_2(Si_2,99O_{12})$	55	43	—	02
VII	$(Ca_{2,52}Mg_{0,47})_2(O_{12}) \times (Al_{1,75}Fe_{0,25})_2(Si_2,99O_{12})$	71	13	16	—

Примечание: зоны расположены в порядке удаления от края зерна (I — край, VII — центр). Аналитик Г.Н. Муравецкая.

вмещающих породах широко развиты карбонатные породы с линзами и стяжениями кремней.

Минеральный и химический состав вмещающих карбонатных пород приведен в табл. 8.

Для диагностики состава карбонатных пород мы пользовались также методом окрашивания [24], который позволил примерно оценить структурные взаимоотношения доломита и кальцита в породах. В окрашенных шлифах отчетливо видно замещение доломита кальцитом вдоль прожилков. Такие взаимоотношения доломита и кальцита во вмещающих породах контактового ореола скарновых тел схожи с доломитизацией, происшедшей в период образования известковых скарнов. Действительно, как показывает простой расчет, для образования бруситового мрамора (табл. 9)

Таблица 8  
Минеральный и химический составы (в мас. %) вмещающих пород из контактового ореола скарновых тел

Номера образцов	Пересчет химического анализа на минеральный состав							Химический состав			
	Дол	Ка	Кв	Хл	Ди	рудные	нерастворимый остаток	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
1	30,3	63,6	—	—	—	—	6,1	0,60	0,03	0,30	—
2	—	95,5	—	2,30	—	0,1	2,1	1,71	0,01	0,11	0,71
3	—	57,6	28,2	10,0	1,3	2,5	0,4	33,55	0,11	1,53	3,10

1 — доломито-известковый мрамор, гора Красивая; 2 — мрамор, Южное тело; 3 — кремнистый известняк, Южное тело; аналитики И.В. Басалаева, Ю.В. Долинина.

за счет карбонатной породы в условиях изохимического метаморфизма требуется 58 г MgO на 100 см<sup>3</sup> породы. В то время как содержание MgO в доломито-известковом мраморе (обр. 3213) горы Красивой составляет всего 17 г на 100 см<sup>3</sup> породы (дефицит 41 г). Поэтому в процессе дедоломитизации происходил существенный вынос MgO из исходных доломитов. Н.Н. Перцев [15] указывает, что содержание MgO в карбонатной породе, необходимое для образования магнезиальных скарнов, не должно быть ниже 10 мас. %.

Доказательством исходного доломитового состава вмещающих пород служит присутствие во внешней зоне Северного тела и скарнов горы Красивой бруситовых мраморов в виде зон и линз между вмещающими карбонатными и серпентиновыми апомагнезиальными породами. Бруситовые мрамора — это мелкозернистые породы, сложенные кальцитом и бруситом с примесью серпентина, магнезита (?), с реликтами периклаза. Брусит, пластинчатый или волокнистый, образует псевдоморфозы по периклазу. Химический состав бруситового мрамора приведен в табл. 9 (ан. 1). Как можно видеть из химического анализа, содержание MgO в бруситовом мраморе составляет 22,51%, что отвечает содержанию MgO в чистом доломите.

Офикальцитовые (кальцит-серпентиновые) породы располагаются обычно на контакте с бруситовыми мраморами или непосредственно примыкают к карбонатным породам. Они сложены кальцитом, серпентином, магнетитом, пиритом, в прожилках часто встречается хризотил-асбест. Форма проявлений этих пород очень сложная: прожилки и языки среди карбонатных пород, концентрические образования, обусловленные чередованием светлых и темных прослоев серпентина. Более темные слои содержат магнетит и пирит. Тонкие прожилки сульфидов подчеркивают текстурный рисунок. Химический состав породы, приведенный в табл. 9 (ан. 2), отвечает разностям магнезиально-скарновых пород с наиболее высоким содержанием MgO и низким — CaO.

Пироксен-серпентиновые породы широко развиты во внешней зоне Северного скарнового тела. Порода сложена в основном пироксеном, серпентином и рудными, в незначительном количестве присутствует флогопит, реже встречается реликтовый форстерит. Распределение главных минералов пироксена, серпентина и рудных обычно неравномерное — встречаются участки, сложенные исключительно пироксеном + рудными или серпен-

Химический состав

FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	CaO <sub>2</sub>	SO <sub>3</sub>	S	Σ
0,57	0,09	6,34	48,46	0,01	—	—	0,86	42,53	—	—	99,79
0,16	0,09	0,80	53,36	0,05	0,03	—	0,61	41,86	—	0,04	99,54
2,66	0,14	2,10	29,95	0,03	0,02	0,10	1,16	23,23	0,90	0,77	99,35

Таблица 9

Химический состав скарных пород месторождения Куру-Тегерек

Компо- ненты	1		2		3	
	мас. %	г/100 см <sup>3</sup>	мас. %	г/100 см <sup>3</sup>	мас. %	г/100 см <sup>3</sup>
SiO <sub>2</sub>	0,60	1,5	30,20	74,9	52,10	160,5
TiO <sub>2</sub>	0,03	0,1	0,03	—	0,03	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,25	0,65	0,89	2,2	0,50	1,5
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	1,28	3,2	—	—
FeO	0,34	0,9	0,20	0,5	1,0	3,1
MnO	0,08	0,1	0,17	0,4	0,11	0,3
MgO	22,51	58,1	30,38	75,3	21,79	67,1
CaO	37,13	95,8	14,31	35,5	22,15	68,2
Na <sub>2</sub> O	—	—	0,01	—	0,06	0,2
K <sub>2</sub> O	—	—	0,01	—	0,3	0,1
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,11	0,3	1,53	3,8	0,15	0,5
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	9,06	23,4	9,94	24,7	1,72	5,3
CO <sub>2</sub>	29,68	76,6	10,70	26,5	0,52	1,6
S	—	—	0,07	0,2	—	—
Сумма	99,79		99,72		100,16	
Уд.в г/см <sup>3</sup>	2,58		2,48		3,08	

Компо- ненты	8		9		10	
	мас. %	г/100 см <sup>3</sup>	мас. %	г/100 см <sup>3</sup>	мас. %	г/100 см <sup>3</sup>
SiO <sub>2</sub>	41,77	146,6	38,0	126,2	42,6	135,9
TiO <sub>2</sub>	0,42	1,5	0,05	0,2	0,56	1,8
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,78	41,4	0,70	2,32	0,84	2,7
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,09	28,4	16,88	56,0	10,06	32,1
FeO	2,37	8,3	2,54	8,4	0,89	2,8
MnO	0,29	1,0	0,25	0,8	0,45	1,4
MgO	4,24	14,9	4,41	14,6	0,69	2,2
CaO	28,52	100,1	30,44	101,1	38,11	121,6
Na <sub>2</sub> O	0,73	2,6	0,02	—	0,05	0,2
K <sub>2</sub> O	0,23	0,8	0,03	0,1	0,08	0,3
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,16	0,6	0,18	0,4	1,78	5,7
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1,19	4,2	0,58	1,9	1,23	4,1
CO <sub>2</sub>	0,33	1,2	5,59	18,6	2,01	6,4
S	—	—	—	—	0,21	1,3
Сумма	100,12		99,67		99,56	
Уд.в г/см <sup>3</sup>	3,51		3,32		3,19	

1 — бруситовый мрамор, гора Красивая; 2 — офикальцитовая порода; Северное тело; 3 — пироксен-серпентиновая порода, гора Красивая; 4 — диопсидовый скарн, Северное тело; 5 — флогопит-пироксеновая порода, Северное тело; 6 — пироксен-гранат-везувиановая порода, гора Красивая; 7 — гранатовый скарн, Северное тело; 8 — пироксен-гранатовый скарн, Северное тело; 9 — пироксен-гранатовый скарн, Южное тело; 10 — пироксен-гранат-волластонитовая порода, Южное тело; анализы: 2, 4, 5, 7–10 — И.В. Басалаева; 1, 3, 6 — Ю.В. Долинина.

	4		5		6		7	
	мас. %	г/100 см <sup>3</sup>	мас. %	г/100 см <sup>3</sup>	мас. %	г/100 см <sup>3</sup>	мас. %	г/100 см <sup>3</sup>
	52,27	170,9	44,38	139,4	38,50	133,2	34,14	116,8
	0,08	0,3	0,37	1,2	0,36	1,3	0,60	2,1
	0,83	2,7	12,73	40,0	15,73	54,4	16,03	54,8
	0,85	2,8	0,55	1,7	4,12	14,26	5,95	20,4
	3,15	10,3	2,56	8,4	1,17	4,1	1,17	4,0
	0,14	0,5	0,13	0,4	0,31	1,1	0,31	1,1
	16,79	54,9	15,55	48,8	5,31	18,4	1,84	6,3
	24,97	81,7	17,05	55,0	32,25	111,6	33,47	114,5
	0,08	0,3	0,28	0,9	—	—	0,04	0,1
	0,01	—	1,95	6,1	—	—	0,04	0,1
	0,08	0,3	0,30	0,9	0,18	0,6	0,37	1,3
	0,62	2,0	4,27	13,4	1,16	4,0	1,13	3,9
	0,13	0,4	0,16	0,6	0,50	1,7	4,52	15,5
	—	—	—	—	—	—	0,03	0,1
	100,0		100,28		99,59		99,64	
	3,27		3,14		3,46		3,42	

тином + рудными. Рудные минералы в виде обильной вкрапленности или прожилков представлены магнетитом и пиритом. Светло-зеленый пироксен близок по свойствам к диопсиду ( $n_g = 1,693-1,701$ ), образует плотные мелкозернистые до среднезернистых агрегаты, обычно мономинеральные среди серпентина. Серпентин (хризотил + лизардит) от скрытокристаллического до мелкочешуйчатого ( $n_{cp} = 1,650$ ) образует агрегаты неправильной формы и прожилки в породе. Развивается на месте форстерита и диопсида с замещением форстерит-пироксеновых ( $\pm$ шпинель) и диопсидовых ( $\pm$ шпинель) магнезиальных скарнов.

Среди пироксен-серпентиновых пород иногда отмечаются прожилки, сложенные гранатом с сульфидами (пирротин, халькопирит, сфалеритом и др.). Гранат переменного состава ( $n$  в пределах 1,777–1,785 и выше). Химический состав породы приведен в табл. 9 (ан. 3).

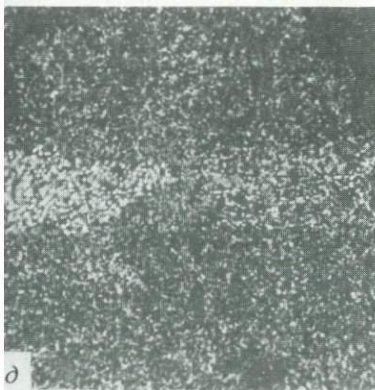
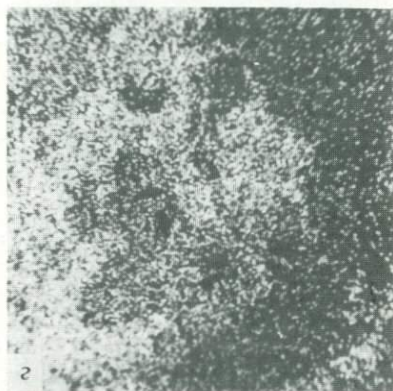
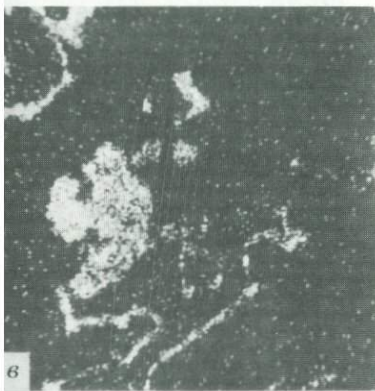
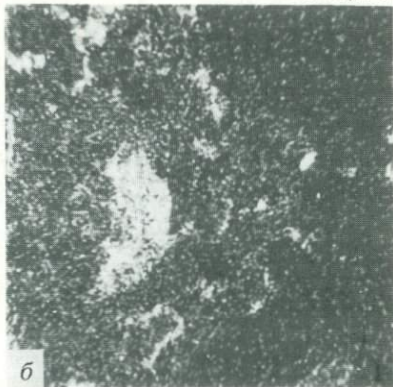
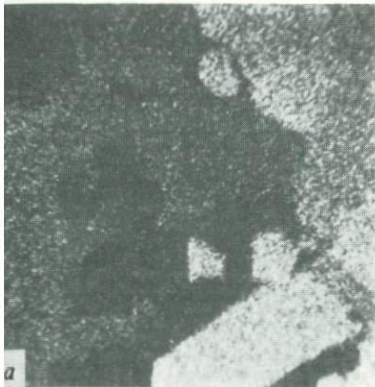
Пироксеновые скарны наиболее широко распространены в Северном теле, а в Южном имеют незначительное развитие. Как правило, они приурочены к внутренним зонам скарных тел, в виде останков встречаются среди интрузивных диоритов. Неизменные безрудные разности пироксеновых скарнов имеют светло-зеленую окраску, мелкозернистую структуру, сложены преимущественно диопсидом ( $n_g = 1,698-1,700$ ) с незначительной примесью кальцита и флогопита и относятся к собственно магнезиальным скарнам (гора Красивая, Северное тело). Химический состав, приведенный в табл. 9 (ан. 4), отвечает составу почти чистого диопсида. В основном пироксеновые скарны (магнезиальные и известковые) сильно замещены рудой и окварцованы; пироксен в таких разностях варьирует от салита ( $n_g = 1,719-1,723$ ) до геденбергита ( $n_g = 1,751$ ), но встречается также и реликтовый диопсид. Оруденение вкрапленное, прожилковое, в виде массивных линз. Главные рудные минералы: халькопирит, пирротин. В участках развития кварцевых, кварц-кальцитовых, кварц + кальцит + пренит + альбитовых прожилков среди других сульфидов характерен молибденит.

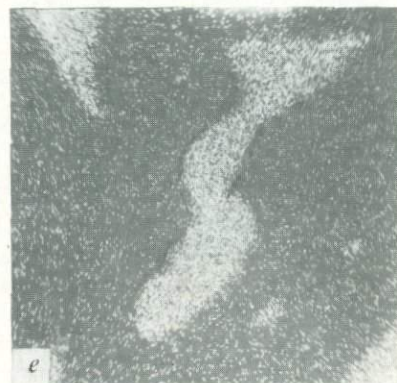
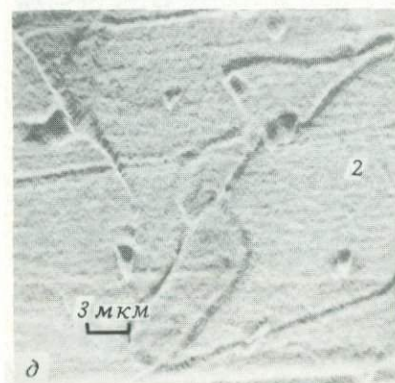
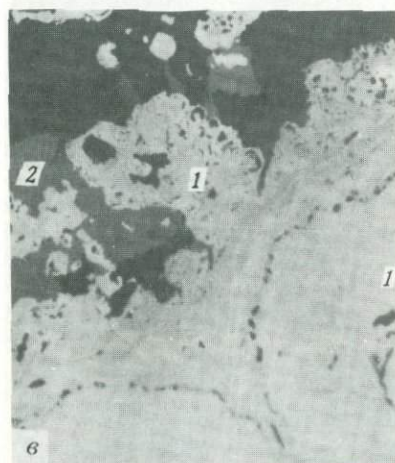
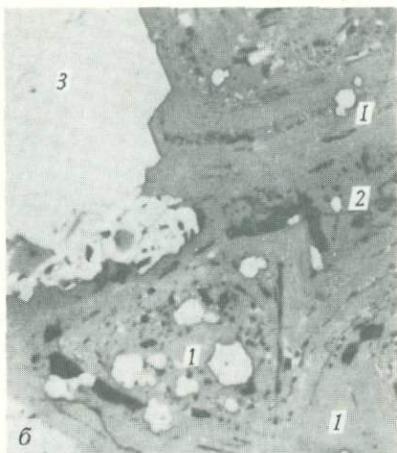
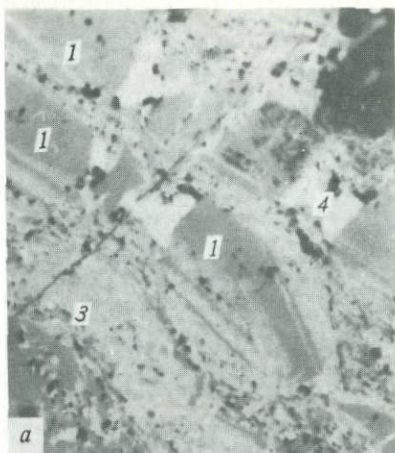
Флогопит-пироксеновые породы имеют ограниченное развитие, но присутствие их является наиболее характерной чертой магнезиальных скарнов месторождения (гора Красивая, Северное тело). Они приурочены к внутренним зонам скарновых тел и залегают в непосредственном контакте со скарнированными диоритами, иногда встречаются в виде отдельных участков в ксенолитах (останцах) среди гранитоидных пород эндоконтакта. Порода сложена преимущественно мелкозернистым пироксеном с гнездами мелкочешуйчатого флогопита с примесью плагиоклаза (замещенного альбитом и серицитом), сфена, апатита. Пироксен представлен диопсидом, а при наложении известково-скарнового процесса замещается салитом. Слюда по составу близка к истониту и развивается с замещением шпинели и диопсида. Химический анализ породы приведен в табл. 9 (ан. 5). Для флогопит-пироксеновых пород по сравнению с другими магнезиально-скарновыми породами характерно наиболее высокое содержание  $Al_2O_3$  (12,73 мас. %). Содержание глинозема определяется присутствием флогопита, образованного путем замещения шпинели. Отношение  $Al : Si$  в породе (1 : 3,7) близко к отношению  $Al : Si$ , наблюдаемому в неизмененных порфиroidных диоритах (1 : 3,9).

Пироксен-гранат-везувиановые породы развиваются во внутренних зонах скарновых тел на месте пироксен-флогопитовых магнезиальных скарнов. Породы сложены гранатом (от 15 до 65%), везувианом (от 9 до 60%), пироксеном (от 5 до 25%), флогопитом (от 0 до 17%), кальцитом (от 1 до 20%), рудными и аксессуориями (не более 1%). Пироксен имеет состав от диопсида до ферросалита; гранат в парагенезисе с везувианом — это почти чистый гроссуляр, а в прожилках с рудными минералами — более поздний андрадит. Везувианом замещаются флогопит и пироксен. Гроссуляр образуется почти одновременно с везувианом. Химический анализ породы, приведенный в табл. 9 (ан. 6), показывает высокое содержание в породе кальция по сравнению с составом магнезиальных скарнов и резкое снижение содержания магния.

Пироксен-гранатовые скарны широко распространены в скарновых телах месторождения. Минеральный состав скарнов однообразен: первичные минералы — пироксен, гранат, вторичные — кварц, кальцит, альбит, пренит, амфибол, рудные. Зоны пироксен-гранатовых скарнов в Северном теле расположены между пироксен-плагиоклазовыми околоскарновыми (или пироксен-гранат-везувиановыми) и пироксен-серпентиновыми породами. Вполне очевидно, что пироксен-гранатовые скарны Северного тела образуются путем замещения и преобразования магнезиальных скарнов. Как было показано нами выше, апомагнезиальный характер скарнов подтверждается следами замещения и сходным содержанием глинозема в магнезиальных и пироксен-гранатовых скарнах. В Южном теле пироксен-гранатовые скарны, образованные по чистым известнякам, выделяются с трудом. По минеральному составу различаются салит-андрадитовые и диопсид-андрадитовые разности.

В пироксен-гранатовых скарнах почти всегда отмечаются вкрапленность, гнезда и скопления ведущих рудных минералов: халькопирита, пирротина, реже молибденита. Сульфиды обычно встречаются в кварцевых, кварц + кальцитовых, андрадит + кварц + кальцитовых жилках. Характерно также, что пироксен в оруденелых участках представлен более железистым салитом и ферросалитом, а гранат — андрадитом. Химический состав пироксен-гранатовых скарнов приведен в табл. 9 (ан. 8, 9). Характерно увеличение содержания кальция и железа при резком падении содержания магния. Накопление глинозема отмечается в пироксен-гранатовых скарнах, образованных на месте магнезиально-скарновых пород (ан. 8).





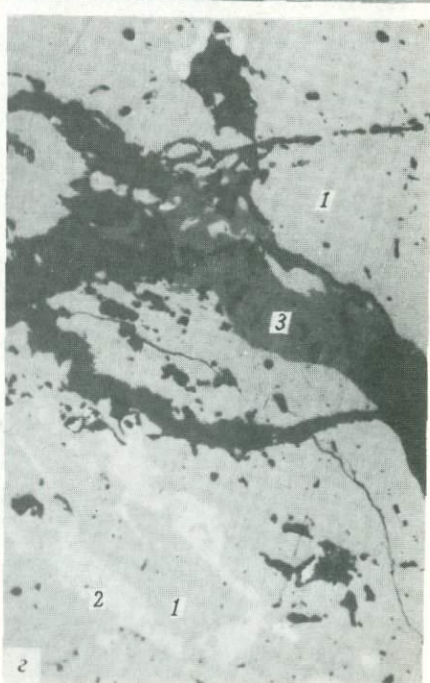
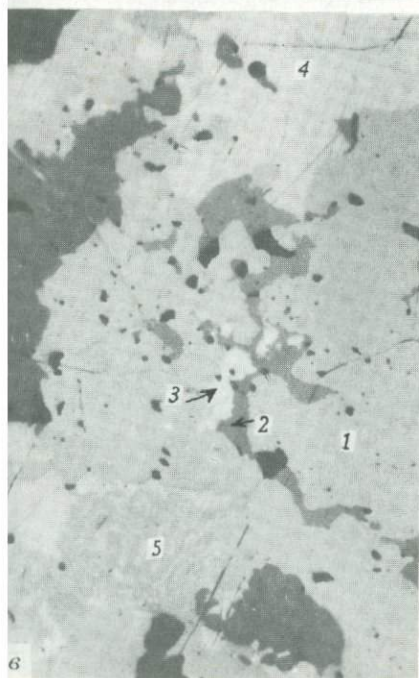
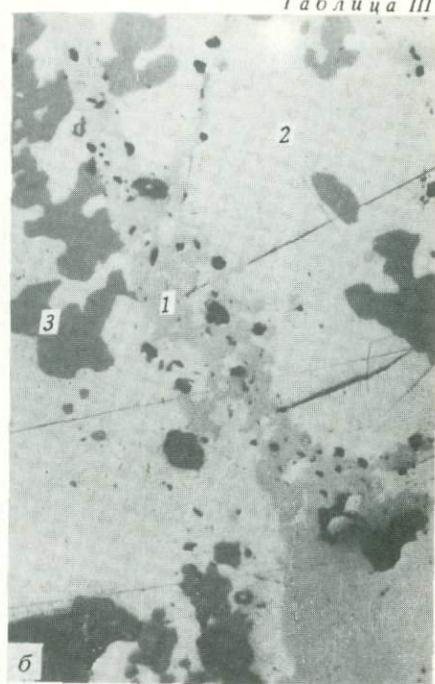
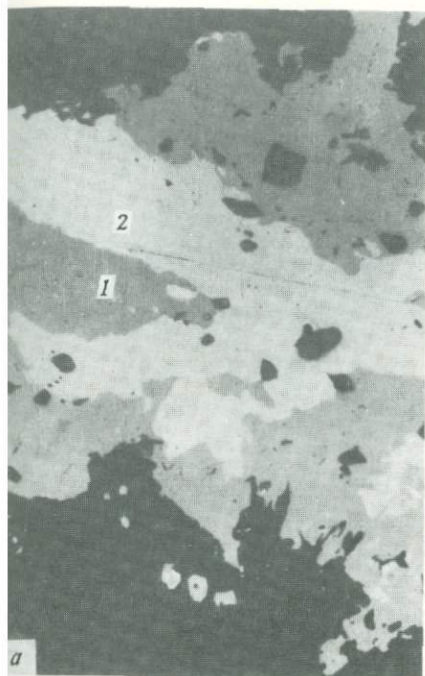
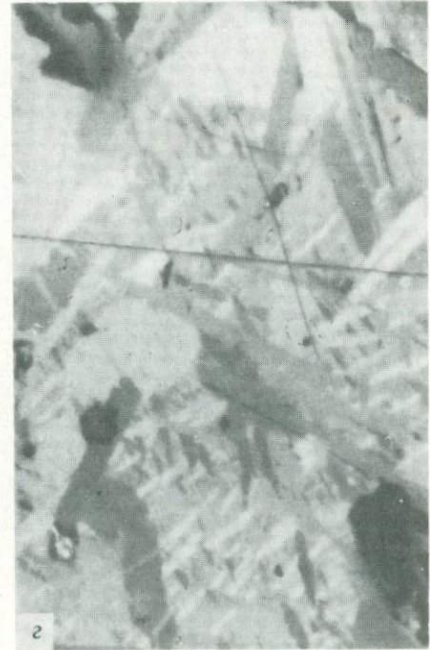
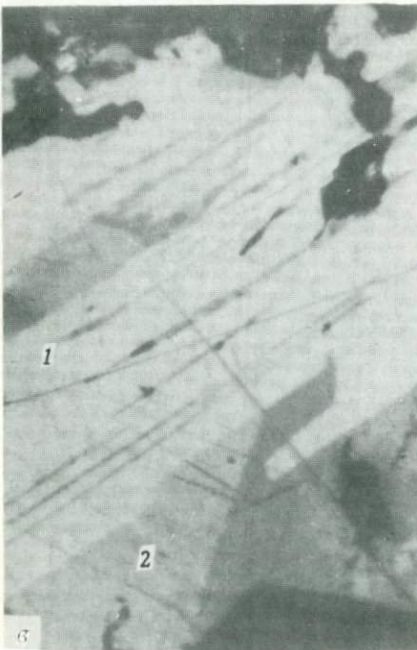
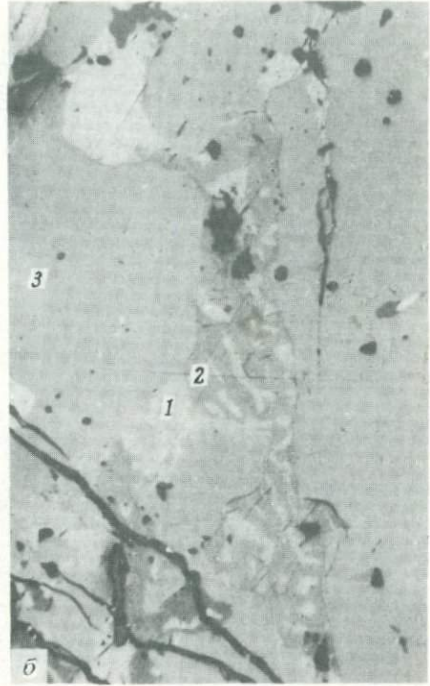
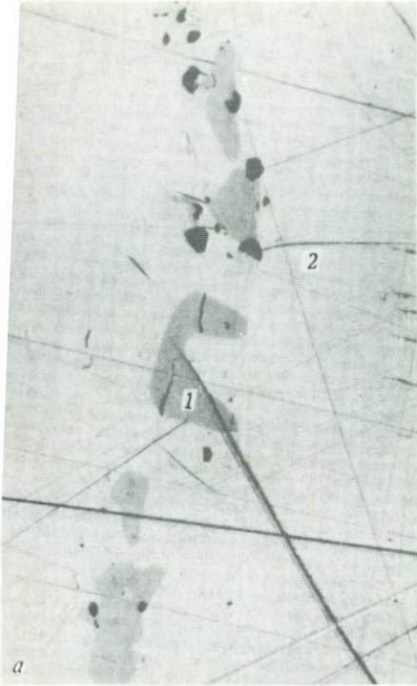
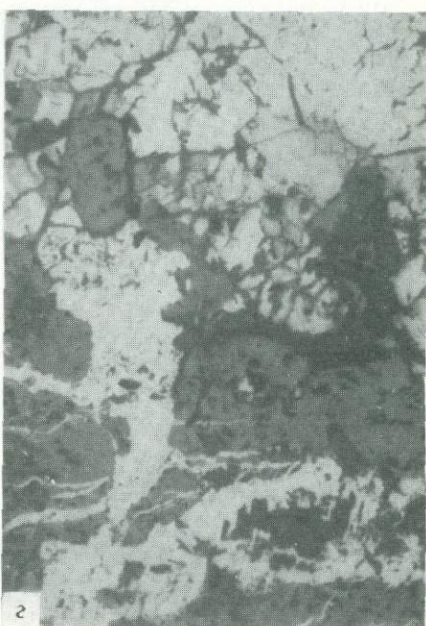
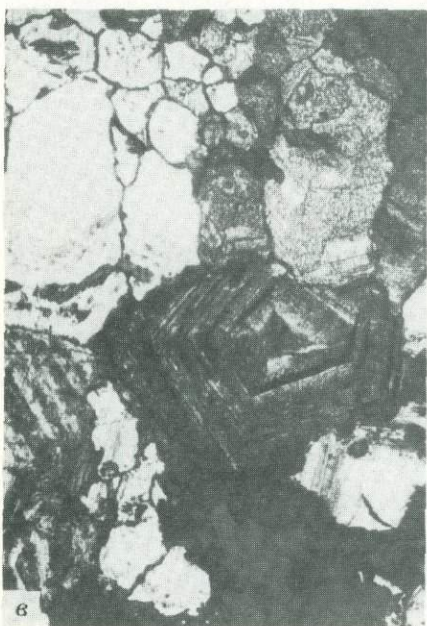


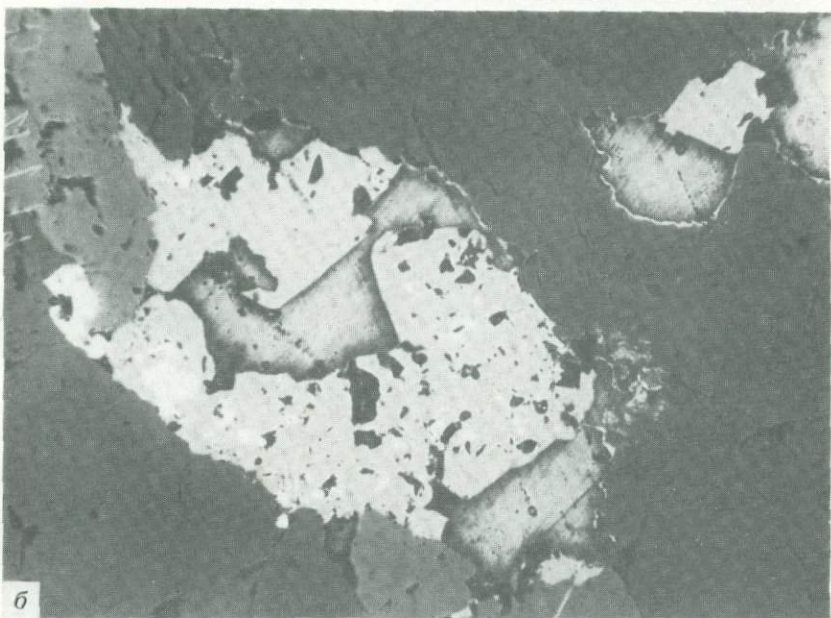
Таблица IV





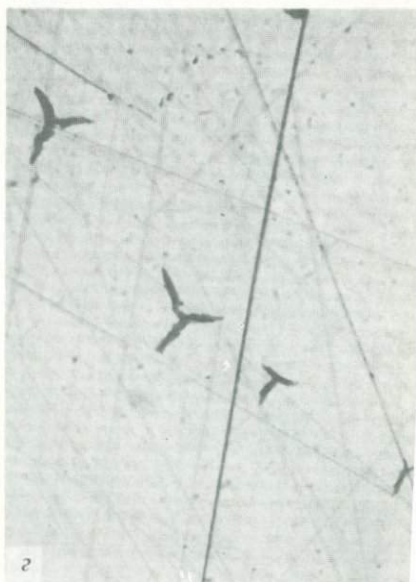
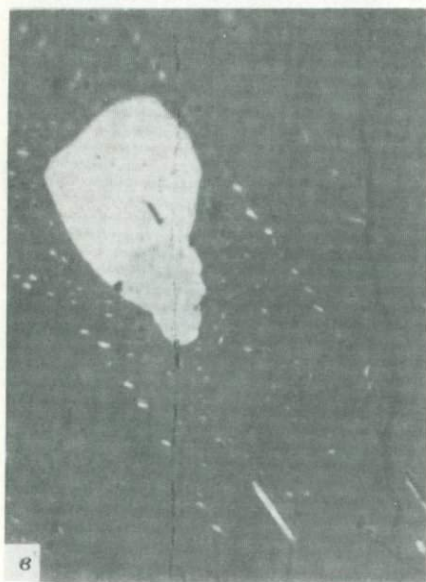


a



б





Гранатовые скарны встречаются в разрезах Северного и Южного скарновых тел. Скарны сложены преимущественно массивным или мелкокристаллическим гранатом (зеленым и бурым), в незначительном количестве присутствуют пироксен, везувиан, эпидот, амфибол, кварц, кальцит, альбит и рудные. В Северном теле зона мономинеральных гранатовых скарнов (мощностью до 3 м), сложенных гранатом существенноgrossулярного состава, встречена среди апомагнезиальных пироксен-гранат-везувиановых пород. Химический состав такого скарна приведен в табл. 9 (ан. 7). Среди диопсидовых магнезиальных скарнов можно встретить мономинеральные участки (пятна), сложенные гранатом существенно андрадитового состава. Химические анализы андрадитов из таких участков приведены выше (см. табл. 6). В Южном теле андрадитовые скарны встречаются на контакте с вмещающими карбонатными породами; содержат ксенолиты последних и вместе с пироксен-гранатовыми скарнами относятся к известковым экзоскарнам.

Пироксен-гранат-волластонитовые породы слагают внешнюю зону Южного тела, в виде реликтовых участков встречаются среди известковых скарнов Северного тела, наблюдались также в естественных обнажениях на месторождении Сулу-Тегерек (Курум-сай). Породы сложены пироксеном (8–10%), гранатом (15–75%), волластонитом (5–70%), кальцитом (0–5%), кварцем (0–10%), сульфидами (1,5–3%). Текстура полосчатая, обусловленная линейной ориентировкой зерен, слагающих породу минералов, или пятнистая, обусловленная гнездообразными скоплениями порфиروبластов граната среди других минералов. Пироксен представлен диопсидом, салитом и ферросалитом, гранат имеет существенно андрадитовый состав. Химический состав породы приведен в табл. 9 (ан. 10).

Сульфиды представлены халькопиритом, пиритом, пирротинном и встречаются в виде вкрапленности и кварцево-сульфидных прожилков.

В.А. Жариков [8] относит такого типа породы к экзоскарнам или к фации скарноидов формации известковых скарнов, образовавшихся по карбонатным породам с примесью алюмосиликатного материала. Экзоскарновый характер пироксен-гранат-волластонитовых пород на месторождении Куру-Тегерек не вызывает сомнений — они образуются на месте карбонатных пород с гнездами и стяжениями кремней. Замещаются пироксен-гранатовыми и гранатовыми скарнами (с более железистым пироксеном и гранатом).

Эндоскарновые изменения порфиرويدных кварц-биотитовых и биотит-роговообманковых диоритов в зоне контакта со скарнами выражены в последовательном замещении вкрапленников темноцветных минералов: биотита роговой обманкой и далее — пироксеном (диопсидом). Относительное количество главного лейкократового компонента — плагиоклаза практически не меняется, только несколько повышается его основность (от № 40–45 до № 60–70). Такие изменения в гранитоидах эндоконтakta проявлены на месторождении повсеместно.

Отметим также, что аналогичные изменения имеют инъекции гранитоидного материала в магнезиальные скарны, хорошо вскрытые в обнажениях р. Курум-сяя (Сулу-Тегерек). Ксенолиты (останцы) диопсидовых, флогопит-пироксеновых и пироксен-гранатовых (апомагнезиальных) скарнов цементируются скарнированным диоритом.

Далее, по мере приближения к контакту со скарновым телом, пироксен в виде прожилков, порфиروبластов и мелкозернистых агрегатов развивается по плагиоклазу гранатоидной породы. Количественные отношения изменяются и порода переходит в околоскарновую пироксен-плагиоклазовую породу, часто с сохранением порфиرويدной структуры и зонального

строения плагиоклаза. Пироксен в околоскарновых породах представлен салитом.

В обнажениях замещение гранитоида околоскарновой породой проявляется в виде пятен, гнезд, серии жилок и зон на контакте с сопряженной зоной пироксен-гранатовых скарнов (апомagneзиальных и известковых?). Обычно околоскарновые породы содержат сульфидную вкрапленность (пирит, халькопирит, пирротин, молибденит), которая сопровождается изменениями стадий кислотного выщелачивания (кварц, альбит, амфибол, пренит). Среди околоскарновых пород часто встречаются жилки андрадита с кварцем и сульфидами.

Отметим также, что иногда плагиоклаз околоскарновой породы замещается скаполитом, в породах развивается гроссуляровый гранат ( $n = 1,772$ ) и породы относятся к пироксен-скаполитовым и пироксен-гранат-плагиоклазовым разновидностям.

**Строение скарновых тел.** Детально нами были изучены наиболее крупные скарновые тела: Северное, Южное и горы Красивой.

Северное тело вскрыто штольнями 2 и 3. Скарновое тело Северное имеет неправильную форму и грубо соответствует контурам штокообразного массива порфириовидных диоритов. На востоке и северо-востоке месторождения (см. рис. 1) четко фиксируется связь скарнов с контактами вмещающих доломитовых мраморов; на севере и северо-западе эта связь отсутствует и скарны представляют собой вытянутое тело, зажатое среди интрузивных пород. Тем не менее минеральный состав скарнов и наблюдаемые соотношения пород на этом участке указывают на образование скарнов преимущественно по карбонатным породам. На рис. 4—7 приведены наиболее типичные примеры разрезов через Северное скарновое тело.

Приведем ниже краткое описание одного из наиболее характерных и детально изученных разрезов (см. рис. 7).

Мощность, м

1. Массивные мелкозернистые пироксен-гранатовые скарны. Пироксен-ферросалит ( $n_g = 1,734$ ), гранат-андрадит ( $n \gg 1,788$ ). В участках с незначительной вкрапленностью сульфидов пироксен замещается кварцем, гранат — эпидотом . . . . .	8
2. Окварцованные околоскарновые породы, сложенные кварцем, ферросалитом, кальцитом, серицитом, амфиболом, реликтовым плагиоклазом, сульфидами . . . . .	7,5
3. Измененные (окварцованные, скарнированные) порфириовидные биотит-роговообманковые диориты . . . . .	35
4. Околоскарновые пироксен-плагиоклазовые породы со значительной мелкой и рассеянной сульфидной (пирротин, халькопирит) вкрапленностью, пироксен-ферросалит, плагиоклаз разложен . . . . .	1,2
5. Слабооруденелые пироксен-гранатовые скарны с большим количеством прожилок кварц-молибденитового состава, другие сульфиды мелкие и рассеяны в породе; пироксен представлен салитом ( $n_g = 1,718 - 1,726$ ), ближе к зоне пироксеновых скарнов переходит в ферросалит ( $n_g = 1,743$ ), гранат — андрадит ( $n \gg 1,788$ ) . . . . .	6,0—6,5
6. Зона мелкозернистых пироксеновых скарнов, иногда с гнездами граната, в начале интервала — богатое пирротин-халькопиритовое оруденение, в кварцевых жилках отмечается молибденит, пироксен — темно-зеленый геденбергит ( $n_g = 1,751$ ) . . . . .	6
7. Слабо оруденелые и окварцованные пироксен-гранатовые скарны, пироксен-салит, гранат-андрадит . . . . .	3
8. Сильно оруденелые и окварцованные пироксеновые скарны. Пироксен — зеленый салит-ферросалит ( $n_g = 1,730 - 1,736$ ), отмечается также магнезиальный пироксен ( $n_g = 1,696$ ), рудные — пирротин, халькопирит; в конце интервала среди скарнов — зона тектонического нарушения. Среди пироксеновых скарнов — участок с большим количеством кварц-молибденитовых жилок . . . . .	20
9. Зона пироксеновых с гранатом скарнов с незначительным сульфидным оруденением, пироксен-салит-ферросалит, гранат-андрадит. . . . .	5,5

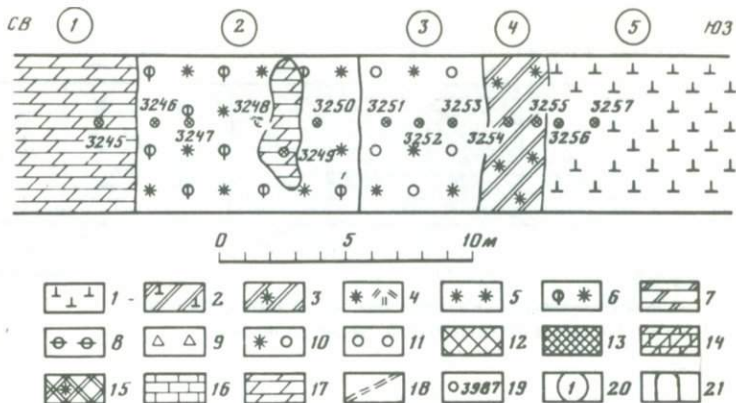


Рис. 4. Разрез по канаве 80, в районе шт. 3, Северное скарновое тело

1 — диориты с порфиroidной структурой; 2 — близскарновые породы; 3 — околоскарновые породы (пироксен-плаггиоклазовые); 4 — флогопит-пироксеновые породы; 5 — пироксеновые скарны; 6 — серпентин-пироксеновые породы; 7 — серпентинизированные мраморы; 8 — бруситовые мраморы; 9 — пироксен-гранат-везувиановые породы; 10 — пироксен-гранатовые скарны; 11 — гранатовые скарны; 12 — пироксен-гранат-волластонитовые скарноиды; 13 — апоскарновые руды; 14 — оруденные мраморы; 15 — оруденные околоскарновые породы; 16 — доломитовые мраморы; 17 — мраморизованные известняки; 18 — тектонические нарушения; 19 — номер и место взятия образцов; 20 — номера зон; 21 — ствол штольни

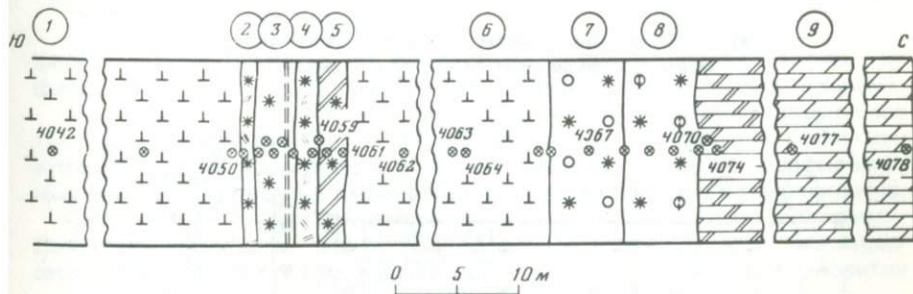


Рис. 5. Разрез по расщелин 8а, шт. 3, Северное тело  
Условные обозначения те же, что и на рис. 4

Мощность, м

10. Кварц-пироксеновые околоскарновые породы с сульфидной вкрапленностью, пироксен-салит ( $n_g = 1,728$ ) ..... около 1

11. Измененные порфиroidные диориты. В шести метрах от контакта с окварцованными околоскарновыми породами в диоритах ксенолиты диопсидовых, магнeзиальных скарнов.

Исследованные разрезы по Северному скарновому телу показывают, что строение его достаточно однообразно. Во внешней зоне оно сложено преобразованными магнeзиально-скарновыми породами (офикальцитовыми, пироксен-серпентиновыми), во внутренней зоне в контакте с порфиroidными диоритами развиты пироксеновые (диопсидовые) скарны и флогопит-пироксеновые породы, апомагнeзиальные диопсид + гранат (гроссуляр, андрадит) ± везувиановые скарны и пироксен-плаггиоклазовые (± скаполит, ± гроссуляр) околоскарновые породы.

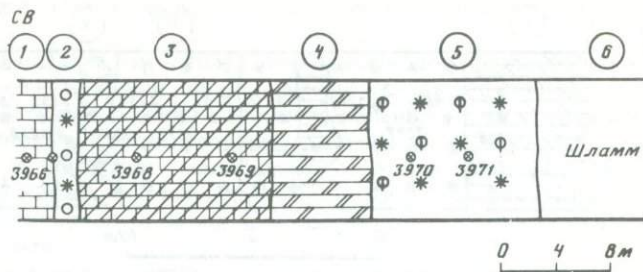


Рис. 6. Разрез по скважине 149, шт. 3, Северное тело  
Условные обозначения те же, что и на рис. 4

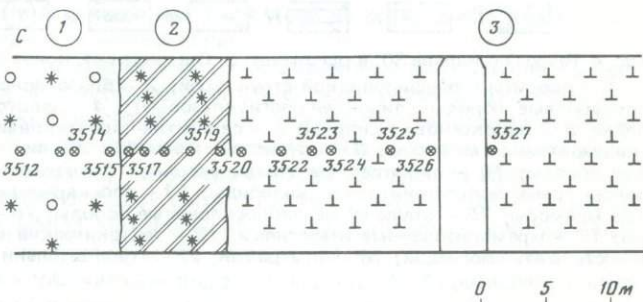


Рис. 7. Разрез по расщелкам 2 и 1, шт. 2, Северное тело  
Условные обозначения те же, что и на рис. 4

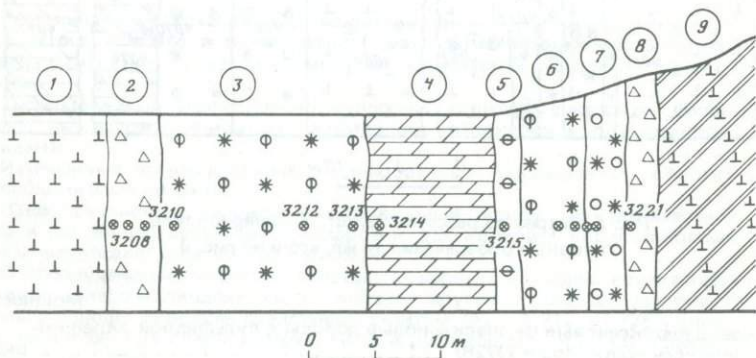
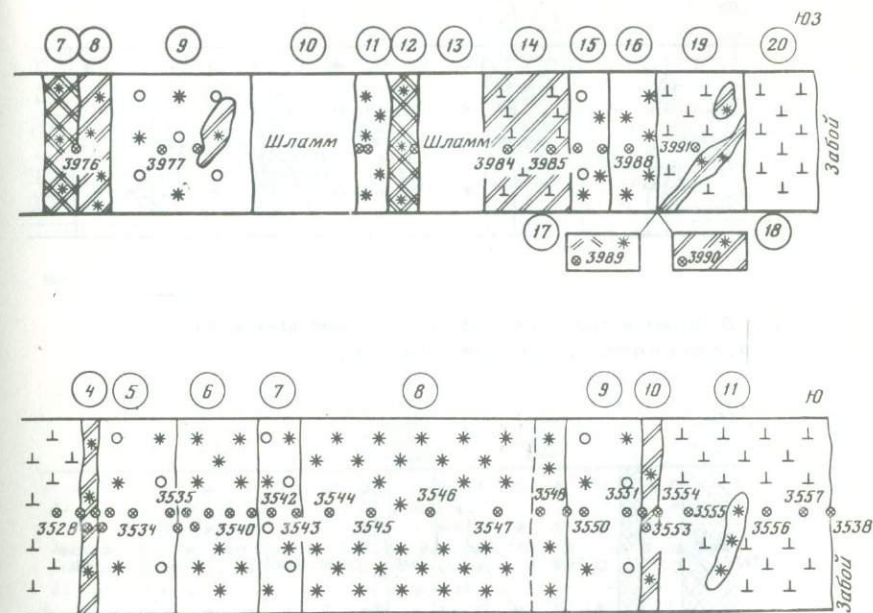


Рис. 8. Схематический разрез через скарновое тело горы Красивой  
Условные обозначения те же, что и на рис. 4

Как можно видеть из разрезов, первичная зональность магнезиальных скарнов почти всегда осложнена процессами известкового скарнирования, кислотного выщелачивания и оруденения. Но тщательные наблюдения дают возможность восстановить первичную зональность магнезиальных скарнов, которая в пределах Северного тела была следующей: 1) вмещающие доломитовые мрамора; 2) офикальцитовые породы (или форстеритовые кальцифиры); 3) пироксен-серпентиновые породы (или пироксен-



форстеритовые скарны); 4) пироксеновые (диопсидовые) скарны; 5) флогопит-пироксеновые породы (или шпинель-пироксеновые скарны).

В зональности отсутствуют широко развитые в разрезах скарнового тела околоскарновые пироксен-плаггиоклазовые ( $\pm$  скаполит) породы, которые мы рассматриваем как эндоскарновые изменения порфиroidных диоритов на послемагматическом этапе развития известковых скарнов.

Скарновое тело горы Красивой изучено в поверхностных обнажениях. Собственно магнезиальные скарны развиты в контактах двух небольших штокообразных выходов порфиroidных роговообманковых диоритов с доломитовыми мраморами (рис. 8).

В целом в результате изучения скарнов горы Красивой первичное строение скарновой залежи представляется следующим.

1) доломитовые мрамора; 2) бруситовые (периклазовые) мрамора; 3) пироксен-серпентиновые породы с флогопитом и форстеритом (форстерит-пироксеновые скарны  $\pm$  шпинель); 4) флогопит-пироксеновые породы (шпинель-пироксеновые скарны); 5) порфиroidные роговообманковые диориты.

Южное скарновое тело представляет собой контактовое образование, расположенное в южной части штока порфиroidных биотит-роговообманковых диоритов. Скарновое тело сложено преимущественно пироксен-гранатовыми скарнами и пироксен-гранат-волластонитовыми породами, реже встречаются существенно гранатовые и пироксеновые разности скарнов. Вмещающие породы представлены преимущественно слабо мраморизованными кремнисто-карбонатными породами. Во внешней зоне скарнового тела, среди вмещающих пород, часто встречаются инфильтрационные жилки пироксен-андрадитового состава с сульфидами.

Порфиroidные диориты в зоне эндоконтакта скарнированы. Скарнирование гранитоидов также отчетливо фиксируется поведением темноцветных

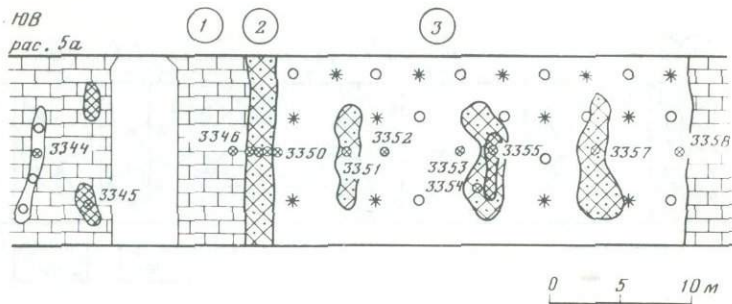


Рис. 9. Разрез по расщелкам 5 и 5а, шт. 1—1 Бис, Южное тело  
Условные обозначения те же, что и на рис. 4

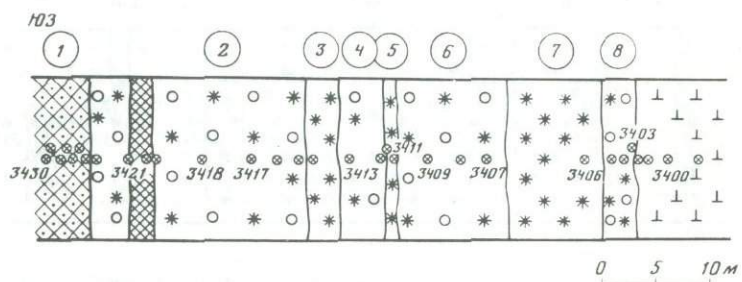
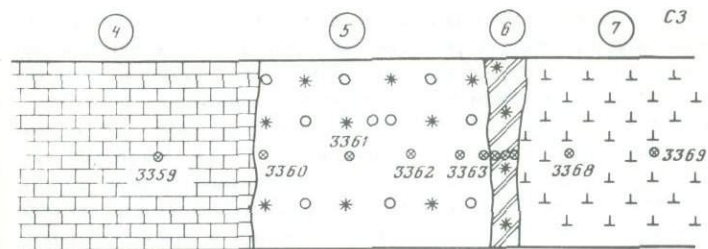
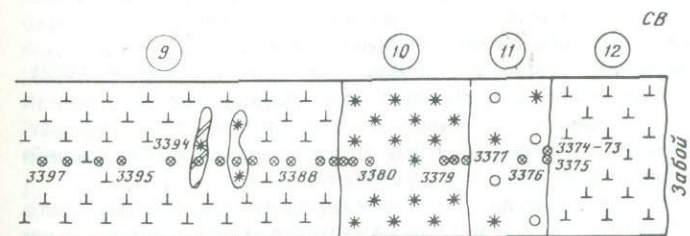


Рис. 10. Разрез по расщелке 7, шт. 1—1 Бис, Южное тело  
Условные обозначения те же, что и на рис. 4



минералов: вкрапленники биотита последовательно замещаются роговой обманкой и затем пироксеном. Плаггиоклаз-андезин (№ 35—45), как правило, разложен на серицит + альбит. Постепенно замещаясь пироксеном, гранитоид переходит в околоскарновую породу.

Строение Южного скарнового тела показано на примерах двух разрезов (рис. 9, 10). Более полный разрез (см. рис. 10) приведен ниже.

	Мощность, м
1. Пироксен-гранат-волластонитовые скарноиды с прожилками кварц + кальцит ± сульфидного состава; пироксен-диопсид ( $n_g = 1,696-1,707$ ) и салит ( $n_g = 1,717-1,725$ ), гранат железистый ( $n \geq 1,788$ ) . . . . .	4
2. Оруденелые и окварцованные пироксен-гранатовые скарны; два пироксена: I — диопсид ( $n_g = 1,699$ ), II — салит ( $n_g = 1,727$ ); в скарнах линзы массивной халькопирит-пирротиновой руды. . . . .	20
3. Измененный пироксеновый скарн, сложенный диопсидом ( $n_g = 1,696-1,700$ ), тремолитом, кварцем, кальцитом, сульфидами . . . . .	2,5-3,0
4. Пироксен-гранатовые скарны с прожилками кварц + кальцит + сульфиды; пироксен-диопсид ( $n_g = 1,699-1,696$ ), гранат-андрадит . . . . .	5
5. Измененные мелкозернистые пироксеновые скарны, сложенные диопсидом ( $n_g = 1,698$ ), тремолитом, кварцем, кальцитом, сульфидами . . . . .	1
6. Окварцованные пироксен-гранатовые скарны. Окварцевание в прожилки и гнезда, кварца с сульфидами. Пироксен-диопсид ( $n_g = 1,698$ ) . . . . .	10
7. Пироксеновые скарны с многочисленными жилками кварц-сульфидного состава; пироксен-салит ( $n_g = 1,728$ ) . . . . .	9
8. Окварцованные пироксен-гранатовые скарны и сульфидами; пироксен-салит ( $n_g = 1,728$ ), гранат андрадитового состава ( $n \geq 1,788$ ) . . . . .	2,5-3
9. Измененные порфиридные биотитовые и биотит-роговообманковые диориты. Плаггиоклаз (андезин № 35—45) замещен серицитом с альбитом. Около кварц-сульфидных жил — интенсивное изменение с последователь-	

Мощность, м

ностью зон: порфиридный диорит → кальцит + кварц + серицит + хлорит + альбит → кварц + кальцит + серицит + рудные → кварц + кальцит + рудные. Характерен молибденит. Роговая обманка замещается диопсидом ( $n_g = 1,699$ ) с сохранением порфиридной структуры (близскарновоизмененный диорит) . . . . .

10. Светлые скарны, сложенные преимущественно пироксеном, пироксена два: I — диопсид, II — салит (см. табл. 2, хим. ан. 1, 3) . . . . .	12
11. Пироксен-гранатовые скарны . . . . .	7,5
12. Далее — измененные порфиридные биотитовые диориты.	

Распределение скарновых пород в изученных разрезах позволяет предположить следующее схематическое строение Южного тела: 1) мраморизованные кремнистые известняки; 2) пироксен-гранат-волластонитовые породы; 3) пироксен-гранатовые скарны; 4) близскарновый диорит или околоскарновая порода; 5) порфиридный диорит.

### РУДЫ

**Минеральный состав.** Комплексные (магнетитовые, магнетит-сульфидные и сульфидные) руды генетически и пространственно связаны с формированием магнезиальных, известковых скарнов и кварц-серицитовых метасоматитов.

Ниже приводится характеристика состава наиболее распространенных рудных минералов, их парагенетические и структурные особенности. Магнетит — главный минерал магнетитовых и сульфидно-магнетитовых руд в магнезиально-скарновых породах. В собственно известковых скарнах магнетит встречается редко (в жилках андрадит + кварц + магнетит); в апомагнезиальных известковых скарнах присутствует как реликтовый минерал.

В мономинеральных агрегатах массивных руд магнетит имеет идиоморфнозернистую структуру, размеры зерен 0,08—0,2 мм, во вкрапленных рудах магнетит встречается в виде ксеноморфных агрегатов и единичных зерен среди пирита, халькопирита, магнезиально-скарновых минералов.

При структурном травлении магнетита концентрированной HCl выявляется октаэдрическая форма зерен с гранями по (111) (табл. V, а); при 1000-кратном увеличении в аншлифах устанавливается внутренняя неоднородность состава магнетита. На табл. V, б в магнетите видны микровключения обычной магнезиальной шпинели квадратной и прямоугольной формы и удлиненно-пластинчатые выделения шпинели, ориентированные по граням куба и образующие решетчатую структуру распада шпинель-магнетитового твердого раствора. Искривления пластинок шпинели связано, по-видимому, с последующей деформацией и перекристаллизацией магнетита в период позднего отложения сульфидов.

На табл. V, в видно секториально-зональное строение зерен магнетита. Изучение изменения химического состава зонального магнетита на микрозонде не выявило какого-либо изменения компонентного состава от зоны к зоне. Содержание железа (в мас. %), например, в зоне 1 составляло 69,21, а в зоне 2 — 70,17; отмечалось лишь некоторое уменьшение содержания Mn: в зоне 1 — 0,98, а в зоне 2 — 0,17 мас. %. Такое распределение рассматривается как зональность тангенциального роста с непрерывным послойным нарастанием вещества по мере роста кристалла магнетита [18].

Магнетит во вкрапленных рудах пироксен-серпентиновых пород часто замещается пиритом (табл. V, з), иногда отмечается мартизация магнетита.

В сульфидных рудах известковых скарнов магнетит присутствует в виде единичных мелких зерен.

В табл. 10 приведены химический и компонентный составы магнетитов, определенные из валовых проб и на микроанализаторе. К сожалению, в валовых пробах (ан. 1, 2) не удалось выделить магнетит в чистом виде, пробы оказались загрязненными силикатным материалом и содержат избыток SiO<sub>2</sub>, MgO и CaO по сравнению с данными микрозонда. Тем не менее для магнетитов магнезиальных скарнов характерно присутствие продуктов распада твердого раствора (в мол. %): шпинели — 2,4—2,6, магнезиоферрита — 3,9—9,8, ильменита до 0,8. Шпинель по составу отвечает магнезиальной разности или плеонасту. Лазерно-спектральным анализом в магнетитах были установлены следующие постоянные элементы примеси (в мас. %): (среднее из 9 определений): цинк — 0,85 (указывающий на присутствие в продуктах распада цинковой шпинели), никель — 0,003, кобальт — 0,005, серебро — 0,002, ванадий — до 0,001, медь — 0,2, титан — 0,01.

Магнетит из сульфидных руд известковых скарнов более гомогенный (ан. 4,5); в нем присутствуют большие примеси CaO и CuO, при полном отсутствии MgO, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и TiO<sub>2</sub>. При пересчете на компонентный состав выявляется содержание магнезиоферрита, равное 3,0 мол. %.

Отмеченные особенности состава и внутреннего строения зерен магнетита показывают, что первичные магнетитовые руды претерпели низкотемпературные (?) метасоматические преобразования. Отложение сульфидов и серпентинизация магнезиально-скарновых пород могут способствовать перекристаллизации и очистке от примесей первичного магнетита.

Пирротин — широко распространенный рудный минерал. В массивных магнетит-сульфидных рудах магнезиальных скарнов присутствует в незначительных количествах, в известных скарнах совместно с халькопиритом образует вкрапленные, массивные халькопирит-пирротиновые

Таблица 10  
Химический состав (в мас. %) свойства магнетитов

Компоненты, свойства	1	2	3	4	5
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	60,76	60,28	} 96,91	} 97,64	} 96,13
FeO	27,22	24,94			
TiO <sub>2</sub>	0,32	0,33	0,03	—	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,39	1,30	0,84	—	—
MgO	2,23	2,61	1,54	0,44	0,43
MnO	0,19	0,20	0,16	—	—
CaO	2,79	3,42	—	0,29	0,30
SiO <sub>2</sub>	4,70	5,70	1,15	0,70	1,97
Na <sub>2</sub> O	0,06	0,20	—	—	—
K <sub>2</sub> O	0,05	0,14	—	—	—
ZnO	0,045	0,047	—	—	—
CuO	0,034	0,36	—	1,60	0,26
H <sub>2</sub> O	<0,1	<0,1	—	—	—
S	<0,1	0,35	—	—	—
Сумма	99,78	99,87	100,63	100,67	99,09
Другие элементы-примеси					
Ni	0,003	0,002	0,002	—	—
Co	0,013	0,001	0,001	—	—
V	0,002	0,003	0,002	—	—
Mo	0,002	0,002	0,002	—	—
Cu	—	—	0,01	—	0,07
Ag	0,0088	0,0003	—	—	—
Фазовый состав (мол.%)					
Шпинель	2,9	2,6	2,4	—	—
Магнезиоферрит	3,9	7,8	9,8	3,0	3,1
Ильменит	0,8	0,8	—	—	—
Параметры элементарной ячейки (a <sub>0</sub> )					
Точка Кюри, °С	567	561	560	568	568

1 — массивная магнетит-сульфидная руда в магнизиальном скарне; 2 — магнетит-сульфидная руда в диопсидовом скарне; 3 — массивная магнетитовая руда в магнизиальном скарне; 4 — халькопиритовая руда в известковом скарне; 5 — сульфидная руда в пироксен-гранатовом скарне; 1—2 — полный силикатный анализ, аналитик Г.А. Арапова; 3—5 — анализы на микроанализаторе MS-46, аналитик С.Е. Борисовский.

руды с содержанием пирротина до 60—70 объемных %. В кварц-сульфидных рудах имеет подчиненное значение.

Форма зерен пирротина в массивных рудах обычно аллотриоморфная, во вкрапленных — ксеноморфная, иногда встречаются зерна пластинчатой формы. Четко выделяются две модификации пирротина — гексагональная и моноклинная. Обычно зерна гексагонального пирротина по краям и трещинкам замещаются моноклинным пирротинном (табл. VI, а), отмечаются также пластинчатые формы взаимопрорастаний (по 0001). Характерно, что гексагональный пирротин встречается исключительно на верхних горизонтах месторождения (в магнетит-сульфидных и сульфидных рудах). На

Таблица 11  
Химический состав пирротинов

Характеристика образца	Элементы (мас. %)				
	Fe	Zn	Mn	Co	Ni
Верхний горизонт					
Вкрапленная руда с <i>Пирр</i> <sup>Г.М.</sup> + <i>Пт</i> <sup>I</sup> + <i>Ха</i> + <i>Сф</i> в <i>Пи</i> в скарне	59,83	—	—	0,17	—
Вкрапленная руда с <i>Пирр</i> <sup>Г.М.</sup> + <i>Пт</i> <sup>I</sup> + <i>Ха</i> + <i>Сф</i> в <i>Пи</i> + <i>Гр</i> скарне	59,79	0,3	—	0,05	0,04
Массивная руда с <i>Ха</i> + <i>Пирр</i> <sup>Г.М.</sup> + <i>Пт</i> <sup>I</sup> + <i>Сф</i> в <i>Пи</i> + <i>Гр</i> скарне	60,35	—	—	0,06	0,05
Вкрапленная руда с <i>Ха</i> + <i>Пт</i> <sup>I</sup> + <i>Пирр</i> <sup>М.</sup> + <i>Сф</i> в скарне	59,44	0,04	0,17	0,017	0,009
Массивная магнетит-сульфидная руда в измененном магнетитовом скарне	59,47	—	—	0,02	0,004
Вкрапленная руда с <i>Пирр</i> <sup>Г.</sup> + <i>Пт</i> <sup>I</sup> + <i>Ха</i> + <i>Сф</i> в <i>Пи</i> + <i>Гр</i> скарне	60,23	0,5	0,06	0,08	0,023
Средний горизонт					
Кварц-сульфидная руда с <i>Пт</i> <sup>II</sup> + <i>Пирр</i> + <i>Ха</i> в <i>Пи</i> скарне	59,81	—	0,2	0,017	0,006
Кварц-сульфидная руда с <i>Пирр</i> + <i>Ха</i> + <i>Пт</i> <sup>II</sup> + <i>Сф</i> в <i>Пи</i> скарне	55,99	0,02	—	0,009	0,005
Кварц-сульфидная руда с <i>Ха</i> + <i>Пирр</i> + <i>Пт</i> <sup>II</sup> в <i>Пи</i> скарне	55,49	—	—	0,02	—
Кварц-сульфидная руда с <i>Пирр</i> + <i>Пт</i> <sup>II</sup> + <i>Ха</i> + <i>Мо</i> в измененном гранитоиде	60,24	—	—	—	—
Нижний горизонт					
Кварц-сульфидная руда с <i>Пирр</i> + <i>Ха</i> + <i>Мо</i> + <i>Арс</i> + <i>Пт</i> <sup>II</sup> в измененном гранитоиде	59,75	—	—	—	—

Примечание. Элементы-примеси: Co, Ni, Ag и Au — определены Е.А. Кориной лазерно-спектральным методом; остальные элементы определены В.А. Боронихиным на микроанализаторе MS-46. Индексы при *Пирр* — модификация пирротина (г — гексагональный, м — моноклинный).

нижних горизонтах в сульфидных и кварц-сульфидных рудах преобладает моноклинный пирротин. В табл. 11 приведен химический состав пирротинов. Мольная доля FeS в пирротинах изменяется в интервале 0,930—0,947 и соответствует содержанию железа 46,5—47,3 ат. %. Рентгенометрические измерения межплоскостных расстояний для  $d_{102}$ , отвечающие гексагональным пирротинам, показали значения по диаграмме Р. Арнольда [1] 47,5 ат.% и соответствуют низкотемпературному окончанию пирит + пирротиновой сольвусной кривой с температурными образованиями не выше 400°С.

Состав моноклинного пирротина меняется в узком интервале 46,5—46,9 ат.% Fe. Содержание в пирротинах Co и Ni в среднем (из 30 опреде-

Характеристика образца	Элементы (мас. %)				$N_{FeS}$ в мол. %	$N_{FeS}$ (в мол. %) по $d_{102}$ и по кривой [1]
	Ag	Au	S	$\Sigma$		
Вкрапленная руда с <i>Пирр</i> <sup>Г.М.</sup> + <i>Пт</i> <sup>I</sup> + <i>Ха</i> + <i>Сф</i> в <i>Пи</i> в скарне	—	—	39,28	99,28	0,933	0,950
Вкрапленная руда с <i>Пирр</i> <sup>Г.М.</sup> + <i>Пт</i> <sup>I</sup> + <i>Ха</i> + <i>Сф</i> в <i>Пи</i> + <i>Гр</i> скарне	0,003	—	39,23	99,41	0,930	0,944
Массивная руда с <i>Ха</i> + <i>Пирр</i> <sup>Г.М.</sup> + <i>Пт</i> <sup>I</sup> + <i>Сф</i> в <i>Пи</i> + <i>Гр</i> скарне	—	0,0009	38,49	98,95	0,947	—
Вкрапленная руда с <i>Ха</i> + <i>Пт</i> <sup>I</sup> + <i>Пирр</i> <sup>М.</sup> + <i>Сф</i> в скарне	0,001	—	38,63	98,32	0,933	—
Массивная магнетит-сульфидная руда в измененном магнетитовом скарне	—	—	39,11	98,60	0,932	—
Вкрапленная руда с <i>Пирр</i> <sup>Г.</sup> + <i>Пт</i> <sup>I</sup> + <i>Ха</i> + <i>Сф</i> в <i>Пи</i> + <i>Гр</i> скарне	0,009	—	38,63	99,61	0,944	—
Средний горизонт						
Кварц-сульфидная руда с <i>Пт</i> <sup>II</sup> + <i>Пирр</i> + <i>Ха</i> в <i>Пи</i> скарне	0,004	—	39,30	99,34	0,930	—
Кварц-сульфидная руда с <i>Пирр</i> + <i>Ха</i> + <i>Пт</i> <sup>II</sup> + <i>Сф</i> в <i>Пи</i> скарне	0,0004	—	39,27	95,29	0,937	—
Кварц-сульфидная руда с <i>Ха</i> + <i>Пирр</i> + <i>Пт</i> <sup>II</sup> в <i>Пи</i> скарне	—	—	39,14	98,65	0,934	—
Кварц-сульфидная руда с <i>Пирр</i> + <i>Пт</i> <sup>II</sup> + <i>Ха</i> + <i>Мо</i> в измененном гранитоиде	—	—	39,02	99,26	0,939	—
Нижний горизонт						
Кварц-сульфидная руда с <i>Пирр</i> + <i>Ха</i> + <i>Мо</i> + <i>Арс</i> + <i>Пт</i> <sup>II</sup> в измененном гранитоиде	—	—	39,17	98,92	0,934	—

лений) составляет соответственно 0,03 и 0,01 мас. %. Практически во всех пробах присутствует серебро (от 0,0004 до 0,009 мас. %).

Структурные взаимоотношения пирротина с халькопиритом в халькопирит-пирротиновых рудах в известковых скарнах характеризуются панксеморфными сростаниями, часто пирротин наблюдается в виде веретеновидных вростков в халькопирите; в сфалерите пирротин вместе с халькопиритом образует ориентированные каплеобразные включения. С пиритом отмечаются самые разнообразные соотношения. Пирит I встречается в виде метакристаллов среди пирротина и халькопирита; образует субграфические структуры замещения пирротина магнетитом (гематитом?) с пиритом. На верхних горизонтах месторождения распространены почковидные

(колломорфные) образования, сложенные мельниковитом, марказитом и пиритом; на нижних горизонтах на границе зерен пирротина и силикатов развиваются агрегаты и прожилки мелкозернистого марказита + пирита.

Халькопирит — главный медьсодержащий минерал. Распределение его в рудах неравномерное. На среднем горизонте в сульфидных рудах халькопирит преобладает над пирротинном (содержание его может достигать 60 об. %). В магнетит-сульфидных рудах верхних горизонтов халькопирит содержится обычно в незначительных количествах и редко достигает 35—40 об. %. В халькопирит-пирротиновых рудах среди пироксен-серпентиновых пород и в окварцованных разностях известковых скарнов, в апогранитоидных кварц-серицитовых метасоматитах (березитах) халькопирит по содержанию уступает пириту.

В мономинеральных агрегатах халькопирит обычно присутствует в виде аллотриоморфных зерен, размером 0,05—0,3 мм, имеющих двойниковую структуру (двойники полисинтетические, ланцетовидные).

Можно выделить две разновидности халькопирита. Халькопирит первой разновидности встречается преимущественно в магнетит-сульфидных рудах, среди измененных магнезиально-скарновых пород. В полированных шлифах он отличается темно-желтой окраской с красно-бурой побелалостью (окисляющийся халькопирит) и отмечается в ассоциации с магнетитом, пиритом, сфалеритом. Халькопирит другой разновидности имеет более светлый желтый цвет в полированных шлифах и широко распространен в сульфидных рудах среди известковых скарнов (не окисляющийся халькопирит). В магнетит-сульфидных рудах обе разновидности могут присутствовать одновременно (табл. VI, б). Халькопирит в сульфидных рудах ассоциирует с пирротинном, пиритом, сфалеритом, а в кварц-сульфидных — с арсенипиритом, молибденитом, галенитом.

В сфалерите халькопирит образует равномерно распределенные или закономерно ориентированные субмикроскопические включения, каплеобразные выделения вместе с пирротинном. Встречаются также крестообразные включения сфалерита в халькопирите.

В табл. 12 приведены химические анализы халькопиритов. Составы неокисляющихся халькопиритов (ан. 2 и 4) из магнетит-сульфидных руд близки к теоретическому составу тетрагонального халькопирита; в халькопиритах из кварц-сульфидных и сульфидных руд (ан. 1 и 3) апомагнезиальных известковых скарнов отмечается незначительное отклонение от стехиометрии — избыток серы и железа связан с присутствием тонких включений пирита в халькопирите.

Наибольший интерес представляют составы окисляющегося халькопирита (ан. 5 и 6). Они отличаются заметным дефицитом серы, соответственно равным 2,0 и 9,0 ат. %.

Экспериментальное изучение Ю.К. Воробьевым [6] минералов семейства халькопирита показало, что нестехиометричный халькопирит с отношением  $(\text{Me}/\text{S}) > 1$  образуется при более высоких температурах в системе с дефицитом серы; при снижении температуры в условиях подвижного поведения серы образуется обычный стехиометричный халькопирит.

В соответствии с приведенными данными на месторождении встречается халькопирит двух разновидностей: один высокотемпературный, нестехиометричный (с дефицитом серы) в рудах среди магнезиально-скарновых пород и более низкотемпературный, обычный тетрагональный халькопирит в сульфидных рудах известковых скарнов. Индикаторные примеси Co и Ni в халькопиритах составляют 0,005 и 0,0025; постоянно присутствуют (в мас.%) : Zn — 0,6, Mn — 0,9, Ag — 0,005 (среднее из 50 определений); спорадически присутствует золото.

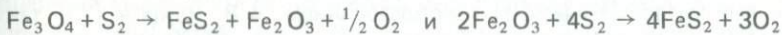
Таблица 12

Химический состав халькопиритов (в мас. %)

Элементы	1	2	3	4	5	6
Cu	33,81	34,71	32,71	34,37	34,67	35,96
Fe	29,86	30,51	32,31	29,88	30,30	31,25
S	35,02	35,19	35,23	34,60	34,38	34,66
Сумма	98,69	100,41	100,25	98,85	99,35	101,87
Формула	$Cu_{0,99} X$ $X Fe_{0,99} X$ $X S_{2,02}$	$Cu_{1,0} X$ $X Fe_{1,0} X$ $X S_{2,0}$	$Cu_{0,94} X$ $X Fe_{1,05} X$ $X S_{2,01}$	$Cu_{1,0} X$ $X Fe_{0,99} X$ $X S_{2,0}$	$Cu_{1,0} X$ $X Fe_{1,0} X$ $X S_{1,98}$	$Cu_{1,0} X$ $X Fe_{0,99} X$ $X S_{1,91}$

1 — кварц-сульфидная руда  $Xa + Pt + Arc$ ; 2 —  $Mt + Xa + Pt$  руда в  $Pu + Серп$ ; 3 — вкрапленная руда  $Cф + Гал + Pt + Xa$  в магнизиальном скарне; 4 — вкрапленная руда  $Pt + Cф + Xa + Mt$  в магнизиальном скарне; 5 — вкрапленная руда  $Pt + Xa + Arc$  в пироксеновом скарне; 6 —  $Pt + Xa + Cф + Mt$  руда в магнизиальном скарне; анализы выполнены на микроанализаторе MS-46, аналитики С.Е. Борисовский, И.П. Лапутина.

Пирит встречается во всех типах руд. Учитывая морфологию, пространственное расположение, соотношение с другими минералами, можно выделить, по крайней мере, три генерации пирита. Пирит I обычно встречается в массивных магнетит-сульфидных рудах; образует обильную вкрапленность в пироксен-серпентиновых породах. Количество пирита I по отношению к количеству других минералов обычно составляет не более 50 об. %. Пирит представлен ксеноморфными идиобластами размером от 0,25 до 0,03 мм. Можно проследить все стадии псевдоморфного развития пирита по магнетиту. Внутри монокристаллов и зернистых агрегатов магнетита наблюдаются участки с субграфической структурой (табл. VII, А). При рентгенометрическом исследовании фаз из таких участков кроме магнетита и пирита устанавливается также и гематит. Очевидно, замещение шло в соответствии с реакцией:



при инертном поведении железа и вполне подвижном поведении серы и кислорода в гидротермальных растворах. Пирит I по времени образования близок к гексагональному пирротину.

Пирит II отличается более совершенными идиоморфными, преимущественно кубическими формами кристаллов и встречается в кварцево-сульфидных рудах известковых скарнов (обычно на более глубоких горизонтах) и в апогранитоидных метасоматитах. В этих рудах пирит II, как правило, преобладает (до 80 об. %) над другими рудными минералами, размеры зерен от 0,02 до 1 см. Спутниками пирита II являются арсенопирит, молибденит, галенит, кварц, карбонат. При химическом травлении идиоморфных кристаллов пирита II часто проявляется микрозональность.

На табл. VII, б показано, как по мере роста кристалла меняется его облик: внутренние зоны кристалла имеют октаэдрическую, внешние — кубическую форму ограничений. Изучение на микроанализаторе кристалла зонального пирита II показало, что по мере роста зон от центра к краю происходит лишь изменение (увеличение) в них содержания мышьяка (от 0,12 до 1,13 мас. %).

Пирит III имеет скорлуповатое строение или вместе с мельниковитом, марказитом образует характерные почковидные выделения дисульфидов

Таблица 13

Химический состав пиритов (в мас. %)

Элементы	Пирит I			Пирит II			Пирит III	
	1	2	3	4	5	6	7	8
Fe	47,08	47,31	47,40	48,25	47,88	46,30	45,95	44,58
Co	0,01	0,05	0,02	0,01	0,03	0,05	0,05	—
Ni	—	—	—	0,24	—	0,04	Не обн.	—
Cu	0,03	—	—	0,13	—	0,02	—	—
Mn	0,01	—	—	—	0,13	—	—	—
Si	—	0,27	—	—	—	0,34	—	—
Al	—	—	—	—	—	0,12	0,66	—
As	—	—	—	—	0,03	1,13	—	—
S	53,16	52,26	54,12	51,98	51,73	52,06	50,29	47,19
Сумма	100,29	99,89	101,54	100,61	99,80	100,06	96,95	91,77

1 — *Мт* + *Пт* руда в *Пу* + *Фл* породе; 2 — массивная *Ха* + *Пирр* + *Сф* + *Пт* руда в *Пу* + *Гр* скарне; 3 — *Мт* + *Пт* + *Сф* + *Ха* руда в *Пу* + *Гр* скарне; 4 — *Пт* + *Арс* + *Гал* + *Ха* руда в апомагнезиальном скарне; 5 — *Пт* + *Ха* + *Арс* руда в кварцевом прожилке в известковом скарне; 6 — кварц-серцитовая порода; 7 — колломорфный агрегат. *Пт* + мельниковит; 8 — *Ха* + *Пт* + *Сф* + *Арс* со скорлуповатым пиритом; анализы сделаны на микроанализаторе MS-46 аналитик С.Е. Борисовский.

железа, замещающих пирротин (табл. VII, в, г) на верхних горизонтах месторождения. Дисульфидизация пирротина часто наблюдается в зонах гипергенеза [12] и происходит вдоль трещин контракции в пирротине, возникающих за счет выноса растворами части железа из гексагонального пирротина при переходе его в моноклинную фазу.

Образование таких микроструктур дисульфидов железа на верхних горизонтах, по-видимому, связано с отложением дисульфидов железа из коллоидных растворов в полостях трещин в пирротине и в меньшей мере с его метасоматическим преобразованием. Ф.В. Чухров [20] такие взаимоотношения пирротина с пиритом относил к псевдоколломорфным структурам замещения.

В табл. 13 приведен химический состав трех генераций пирита. Как видно, пириты близки к теоретическому составу ( $a_0 = 5,418 \text{ \AA}$ ), пириты II отличаются небольшим дефицитом серы ( $a_0 = 5,413 \text{ \AA} - 5,415 \text{ \AA}$ ), а пириты III характеризуются отклонением химического состава от формулы  $\text{FeS}_2$ . Сумма составляет 91,77 и 96,95 мас. %. Отклонение от 100%, очевидно, объясняется присутствием неопределенной воды. По составу пирит III близок к мельниковит-пириту или гель-пириту, содержание воды в гель-пиритах, по П. Рамдору [17], может достигать 8,0 мас. %. Индикаторные элементы-примеси в пиритах I (среднее из 15 определений) составляют (в %): Co — 0,02, Ni — 0,008%, характерно присутствие серебра — 0,005, цинка, титана, ванадия, но полное отсутствие мышьяка. Пирит II из кварц-сульфидных руд в известковых скарнах (среднее из 10 определений) отличается пониженным содержанием Co (до 0,01%), Ni (до 0,004%), серебра (до 0,001%) и присутствием мышьяка (0,15%).

В пирите II из апгранитоидных метасоматитов (среднее из 10 определений) отмечается еще меньшее содержание кобальта, никеля (до следов), марганца, меди, серебра и, наоборот, увеличиваются содержания мышьяка (до 0,62 мас. %). Пириты месторождения не золотоносны.

Сфалерит — характерный минерал в рудах месторождения, хотя содер-

жание сфалерита невысокое (не более 10 об. %). На более глубоких горизонтах в пироксен-серпентиновых породах и мраморизованных известняках отмечаются сульфидные руды с содержанием сфалерита до 25—30 об. %.

В сульфидных рудах известковых скарнов сфалерит образует устойчивую ассоциацию пирротин + пирит + сфалерит + халькопирит; в кварц-сульфидных рудах встречается преимущественно в ассоциации с тетрагональным халькопиритом и пиритом II; в мраморизованных известняках сфалерит ассоциирует с галенитом, халькопиритом и пиритом.

Сфалерит представлен зернами аллотриоморфной формы размером 0,09—0,3 мм, при травлении в парах царской водки обнаруживает двойниковое строение (табл. VIII, а), обычно отличается присутствием обильной тонкой вкрапленности халькопирита. Халькопирит образует беспорядочную или равномерную вкрапленность в сфалерите, иногда отмечаются включения, ориентированные вдоль трещин спайности или кристаллографических граней (табл. VIII, б, в). Такие взаимоотношения минералов обычно рассматривались как результат распада высокотемпературного твердого раствора. Тем не менее М. Хутчисон и С. Скотт [25] обратили внимание на то, что подобные взаимоотношения сфалерита и халькопирита возникают также как результат первичных сростаний при совместной кристаллизации или, наоборот, как результат перекристаллизации руд на более поздней стадии их преобразования.

Химический состав сфалеритов из различных рудных ассоциаций в скарнах приведен в табл. 14. Содержание FeS в сфалеритах и количество минералов-примесей рассчитано по методу, предложенному Т.Н. Шадлун с соавторами [23]. Результаты пересчета показывают, что содержание FeS изменяется в широких пределах от 15,5 до 6,4 мол. %. При этом в сфалеритах из ассоциации с пирротином + пиритом + халькопиритом содержание FeS — от 15,5 до 10,1 мол. %, а в ассоциации с пиритом + халькопиритом содержание FeS снижается от 9,5 до 6,4 мол. %.

Расчетные данные также показывают, что некоторая часть железа в сфалеритах может быть связана в виде минеральной примеси пирита, содержание которого может достигать до 7,7 мол. %. Повышенное содержание меди в сфалеритах связано с тонкими включениями халькопирита.

Содержание CdS и MnS в сфалеритах не превышает соответственно 0,5 и 1,2 мол. %.

Арсенопирит встречается преимущественно в кварц-сульфидных рудах среди известковых скарнов и апогранитоидных кварц-серицитовых метасоматитов. Содержание его обычно незначительное, в пределах нескольких процентов, очень редко встречаются агрегатные скопления с содержанием арсенопирита до 15—30 об. %. В сростаниях с пирротином арсенопирит в виде столбчатых, призматических кристалликов, как правило, развивается позднее, в ассоциации с пиритом II и кварцем представлен в виде рассеянных зерен идиоморфной ромбовидной формы, размером не более 0,09 мм. Минеральная ассоциация пирит II + арсенопирит + молибденит + галенит является более поздней и связана со стадией кислотного выщелачивания. Химический состав арсенопиритов приведен в табл. 15. Арсенопириты не стехиометричны по составу: они относятся к разностям, обогащенным серой (отношение S : As в пределах 1,1—1,35). Содержание Fe немного выше значения 33 ат. %, что связано, по-видимому, с незначительной примесью пирита.

Содержания Co и Ni незначительны и составляют лишь сотые доли мас. %.

Галенит — второстепенный минерал в рудах (содержание его обычно не более 1—2 об. %); он встречается преимущественно в кварцевых про-

Таблица 14  
Химический состав сфалеритов

Характеристика, местоположение образцов	Содержания элементов, мас. %		
	Zn	Fe	Cu
Верхний горизонт			
<i>Пирр</i> + <i>Пт</i> + <i>Сф</i> + <i>Ха</i> сульфидная руда в <i>Пи</i> + <i>Гр</i> скарне	55,22	8,91	0,12
<i>Пирр</i> <sup>Г-М</sup> + <i>Сф</i> + <i>Ха</i> + <i>Пт</i> руда в <i>Пи</i> + <i>Гр</i> скарне	56,34	8,31	2,36
То же	54,95	8,58	2,58
<i>Пирр</i> <sup>Г</sup> + <i>Сф</i> + <i>Ха</i> руда в апомагнезиальном скарне	56,59	8,58	0,16
Средний горизонт			
<i>Пирр</i> + <i>Пт</i> + <i>Сф</i> + <i>Ха</i> сульфидная руда в магнезиально-скарновой породе	54,52	9,91	—
<i>Сф</i> + <i>Пт</i> + <i>Гал</i> + <i>Ха</i> сульфидная руда в измененной магнезиально-скарновой породе	56,21	8,28	—
<i>Пт</i> + <i>Сф</i> + <i>Ха</i> сульфидная руда в <i>Пи</i> -скарне	56,92	7,32	0,15
<i>Пт</i> + <i>Сф</i> + <i>Ха</i> сульфидная руда в <i>Пи</i> + <i>Серп</i> породе	61,87	4,55	—
<i>Пт</i> + <i>Сф</i> сульфидная вкрапленная руда в <i>Пи</i> + <i>Серп</i> породе	62,65	3,69	0,16
<i>Сф</i> + <i>Пирр</i> + <i>Ха</i> + <i>Пт</i> сульфидная руда в мраморизованном известняке	55,98	8,92	—
<i>Пт</i> + <i>Сф</i> + <i>Ха</i> вкрапленность в измененном диорите	55,46	6,75	1,0

Анализы выполнены на микроанализаторе MS-46, аналитик — В.А. Боронихин.

Таблица 15  
Химический состав арсенопиритов

Элементы	1		2		3	
	мас. %	ат. %	мас. %	ат. %	мас. %	ат. %
Fe	35,16	33,89	34,43	33,42	35,27	33,40
As	42,77	30,71	43,09	31,13	41,19	29,08
S	21,09	35,40	20,92	35,35	22,69	37,42
Co	—	—	0,08	0,05	0,05	0,05
Ni	—	—	0,08	0,05	0,07	0,05
Si	—	—	—	—	—	—
Al	—	—	—	—	—	—
Сумма	99,02	100,0	98,51	100,0	99,29	100,0
S:As		1,15		1,13		1,29

1,2 — кварц-сульфидные вкрапленные руды *Ха* + *Пт* + *Арс* в известковых скарнах; 3—6 — вкрапленные руды *Пт* + *Арс* + *Ха* в апогранитоидных кварц-серицитовых метасоматитах; анализы выполнены на микроанализаторе MS-46, аналитик В.А. Боронихин.

Характеристика, местоположение образцов	Содержания элементов, мас. %					Fe, мол. %
	Cd	Mn	Sb	S	Σ	
—	—	—	—	33,97	98,22	11,3
0,60	0,03	—	33,33	100,97	10,1	
0,54	0,03	—	33,93	100,61	10,3	
0,55	0,15	—	34,47	100,50	11,1	
—	—	—	33,22	97,65	15,5	
0,3	0,7	0,2	33,48	98,17	13,1	
—	—	—	33,47	97,86	9,5	
—	—	—	32,95	99,37	7,9	
0,56	0,21	—	32,93	100,20	6,4	
—	0,57	—	34,09	99,56	12,6	
0,52	0,08	—	32,67	96,48	8,5	

Элементы	4		5		6	
	мас. %	ат. %	мас. %	ат. %	мас. %	ат. %
Fe	35,69	33,82	35,13	33,35	34,82	33,35
As	39,79	28,12	41,54	29,37	42,36	30,20
S	23,05	38,06	22,47	37,18	21,77	36,29
Co	0,04	—	0,07	0,05	0,09	0,11
Ni	—	—	0,07	0,05	0,05	0,05
Si	0,53	—	—	—	—	—
Al	0,33	—	—	—	—	—
Сумма	99,49	100,0	99,28	100,0	99,09	100,0
S:As		1,35		1,27		1,20

жилках и участках окварцевания вместе с пиритом II, арсенопиритом, молибденитом, халькопиритом, а также в мраморизованных известняках на нижних горизонтах месторождения в ассоциации со сфалеритом, пиритом, халькопиритом. Галенит образует мелкие зерна неправильной формы и прожилки среди сопутствующих рудных минералов. По отношению к сфалериту галенит развивается как более поздний минерал. Химический состав галенита из сульфидной руды (Pb — 86,42, S — 13—21, сумма 99,66 мас. %) отвечает его теоретическому составу. Элементы-примеси (в мас. %) : Zn — 0,03—0,7, Mn — 0,3, Cd — нет, Bi — 0,003, Mo — 0,02—0,07, V — 0,02—0,07, Ti — 0,03—0,07, Cu — следы, Ag — 0,007—0,02.

Молибденит часто встречается в кварц-сульфидных рудах преимущественно среди апогранитоидных кварц-серицитовых метасоматитов и в зонах наибольшего окварцевания среди околоскарновых пород и пироксен-гранатовых эндоскарнов. Содержание его не превышает 1—3 об. %. Молибденит представлен обычно мелкочешуйчатыми или сферолитовыми агрегатами в кварце.

Блеклая руда отмечается в кварц-сульфидных рудах среди апогранитоидных кварц-серицитовых метасоматитов; содержание ее в рудах незначительное и составляет не более 2,0 об. %; она выделяется в виде мелких (0,2—0,1 мм) зерен неправильной формы. По химическому составу медно-сурьмяная блеклая руда близка к тетраэдриту, в котором присутствует серебро — 0,82, железо — 5,37, цинк — 2,7, мышьяк — 2,55 мас. %.

**Типы руд.** Выделяются магнетитовые и сульфидно-магнетитовые, сульфидные и кварц-сульфидные руды.

Магнетитовые руды связаны исключительно с магнезиальными скарнами. Руды массивной, вкрапленной, иногда ритмично-полосчатой текстуры локализуются обычно среди диопсидовых, диопсид-флогопитовых и пироксен-серпентиновых пород.

Сульфидные руды приурочены к преобразованным магнезиальным, известковым скарнам и кварц-серицитовым метасоматитам эндоконтакта интрузии. Развитие сульфидов в виде прожилков и гнезд среди массивных магнетитовых руд, широко распространенное замещение магнетита пиритом, развитие серпентина на границе сульфидов и магнезиальных минералов (диопсида, форстерита) присутствие андрадита и ферросалита во фланговых участках магнетитовых руд — все это указывает на более поздний и наложенный характер сульфидной минерализации.

По минеральному составу выделяются пирит-пирротин-халькопиритовые, пирротин-халькопиритовые и пирит-халькопиритовые сульфидные руды. Руды имеют вкрапленную, прожилково-вкрапленную, иногда массивную текстуру, метасоматическую (сходна с сидеронитовой) структуру, с характерными ксеноморфными выделениями сульфидов среди пироксена и граната.

Сульфидно-кварцевые вкрапленные и прожилково-вкрапленные руды развиты обычно в апогранитоидных кварц-серицитовых метасоматитах и зонах окварцевания известковых эндоскарнов. Среди рудных минералов кварцево-сульфидных руд преобладает пирит; содержание халькопирита и пирротина снижается, появляются арсенопирит, галенит, молибденит, блеклая руда и др.

## О ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННОМ СООТНОШЕНИИ СКАРНОВ, ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД И РУД МЕСТОРОЖДЕНИЯ КУРУ-ТЕГЕРЕК

Как уже указывалось, вмещающие оруденение породы представлены магнезиальными и известковыми скарнами, кварц-серицитовыми метасоматитами и мраморизованными известняками. Литология вмещающих пород определила развитие магнезиальных и собственно известковых скарнов на контакте интрузии кварц-биотитовых и биотит-роговообманковых диоритов. Широко проявленное на месторождении замещение магнезиальных скарнов известковыми, совмещение магнетитового и сульфидного оруденения с образованием продуктивных магнетит-сульфидных (с Au) руд, явления кислотного выщелачивания и связанного с ним оруденения обусловили сложное строение скарново-рудных тел на месторождении. Магнезиальные скарны на месторождении возникли в магматический этап под воздействием трансмагматических флюидов на вмещающие доломитовые породы. Массивные и вкрапленные магнетитовые руды локализованы исключительно в магнезиальных скарнах внешней зоны скарново-рудных тел. И по времени образования, по-видимому, близки (сингенетичны) ко времени образования собственно магнезиальных скарнов, о чем свидетельствует практически одноактное выделение магнетита и его типоморфные особенности (структуры распада твердого раствора магнетит — шпинель, присутствие титана и т.д.), структурные соотношения с минералами магнезиальных скарнов.

Продуктивное медно-сульфидное оруденение связано с преобразованными магнезиальными скарнами ранней щелочной стадии послемагматического этапа. По времени пирротин-халькопиритовое и халькопирит-пиритовое оруденения синхронны со временем образования известковых скарнов и сопровождаются их андрадитизацией, замещением магнезиальных скарнов серпентином и флогопитом в условиях повышающейся кислотности гидротермальных растворов. Известковые скарны с сульфидным оруденением обычно локализованы во внутренних зонах скарново-рудных тел, а вкрапленные сульфидные (магнетит-сульфидные) руды в пироксен-серпентиновых породах, во внешних зонах. С заключительной стадией послемагматического этапа, со стадией кислотного выщелачивания, связана сульфидная минерализация с пиритом II, арсенопиритом, галенитом, молибденитом и др.

Процесс кислотного выщелачивания широко проявлен в эндоконтактной зоне интрузии с образованием кварц-серицитовых метасоматитов с сингенетичным оруденением указанного выше типа. По отношению к скарнам это оруденение наложенное, сопровождается окварцеванием, появлением геденбергита, незначительной пропилитизацией. Сульфидное (галенит-сфалеритовое) оруденение в известняках, по-видимому, также относится к стадии кислотного выщелачивания. С глубиной отмечается тенденция к смене магнезиальных скарнов известковыми (апомagneзиальными и собственно известковыми) и, соответственно, магнетитовых и магнетит-сульфидных руд сульфидными и кварц-сульфидными. Меняется и минеральный состав руд: на более глубоких горизонтах скарновые руды имеют преимущественно халькопирит-пиритовый состав с арсенопиритом, галенитом, молибденитом, а прожилково-вкрапленные — с кварцем и кальцитом. Изучение распределения элементов-примесей в рудных минералах показало их повсеместную сереброносность, спорадически встречается золото. Наиболее благоприятными для отложения золота являются магнетит-сульфидные и сульфидные руды с халькопиритом и пирротинном.

Проведенные исследования типов пород и разрезов через скарновые тела показывают, что в строении скарновых тел месторождения Куру-Тегерек, как правило, совмещены минеральные ассоциации преобразованных в послемагматическую стадию магнезиальных скарнов и известковых скарнов послемагматического этапа. Типоморфные минералы собственно магнезиальных скарнов магматического этапа (форстерит, шпинель) носят реликтовый характер.

На месторождении магнезиальные скарны приурочены к контакту штокообразного тела кварц-биотитовых и биотит-роговообманковых диоритов с доломитами. В магматический этап в результате взаимодействия доломитов с флюидами, выделяющимися из жидкой магмы, образовались тела магнезиальных скарнов (Северное, гора Красивая). Формирование исходных магнезиальных скарнов на магматическом этапе на месторождении не вызывает сомнений, так как существуют многочисленные инъекции гранитоидного материала в ранее образованные скарны (диопсидовые, флогопит-диопсидовые) с образованием характерных брекчиевых текстур (р. Курум-сай, Северное тело).

В реконструированном виде (снято известково-скарновое преобразование) тела магнезиальных скарнов имеют следующее строение: 1) доломит; 2) офикальцитовая порода или бруситовый мрамор; 3) пироксен-серпентиновая порода; 4) пироксеновый (диопсидовый) скарн; 5) флогопит-диопсидовая порода; 6) порфириновый диорит.

Далее, если исключить и послемагматическое преобразование, то зональность исходных магматических магнезиальных скарнов принимает следующий вид: 1) доломит; 2) кальцифир (кальцит, форстерит, периклаз, магнетит); 3) форстерит-диопсидовый скарн; 4) диопсидовый скарн; 5) шпинель-диопсидовый скарн; 6) порфириновый диорит.

Парагенетические соотношения минералов, слагающих зоны магнезиальных скарнов, показаны на рис. 11 с виртуальными инертными компонентами  $MgO$ ,  $SiO_2$  и  $1/2 Al_2O_3$ . Как видно из диаграммы, парагенезисы собственно магнезиальных скарнов относятся к безгиперстеновой фации. Приведенная выше метасоматическая зональность магнезиальных скарнов, как известно, определяется изменением количественного минерального и химического состава пород от зоны к зоне. На диаграмме (рис. 12, а) показано изменение количественного минерального состава в зональности магнезиальных скарнов, преобразованных в послемагматическом этапе; рис. 12, б отражает изменение содержаний главных породообразующих компонентов в колонке магнезиальных скарнов в граммах на  $100 \text{ см}^3$  породы. Из последней диаграммы можно видеть, что образование магнезиальных скарнов месторождения Куру-Тегерек определяется миграционной способностью главным образом кремнезема, магнезия и кальция. Кремнезем выносится во все зоны колонки в направлении от гранитоида к доломиту, окись магнезия и кальция — в обратном направлении, в сторону контакта с гранитоидом. Миграция глинозема и железа низкая: глинозем практически не выносится за пределы флогопит-пироксеновой зоны (V), железо — за пределы диопсидового скарна (зона IV).

Эндоскарновые изменения интрузии выражены в последовательном замещении биотита с роговой обманкой и далее пироксеном (диопсидом), а также в повышении основности плагиоклаза (до № 60—70). Такого типа изменения, по-видимому, могут рассматриваться как субщелочные фации диоритов, появляющиеся при магматическом замещении доломитов и связанные с возрастанием химического потенциала калия в магме [8, 14].

Рис. 11. Диаграмма состав—парагенезис для магнезиальных скарнов месторождения Куру-Тегерек

1 — химические составы пород; 2 — составы минералов

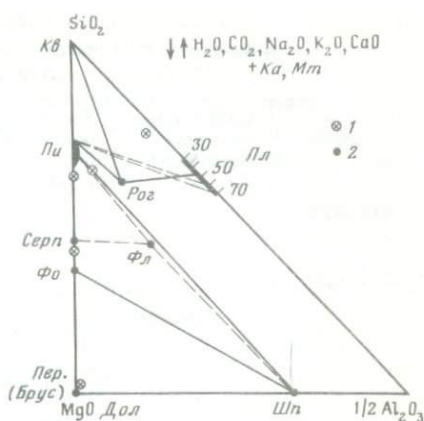
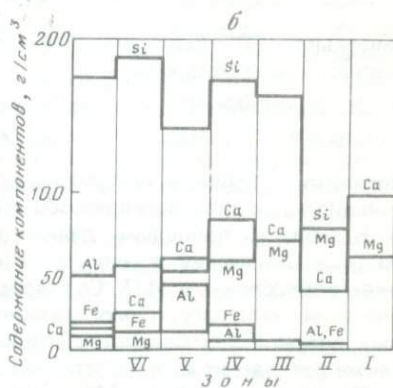
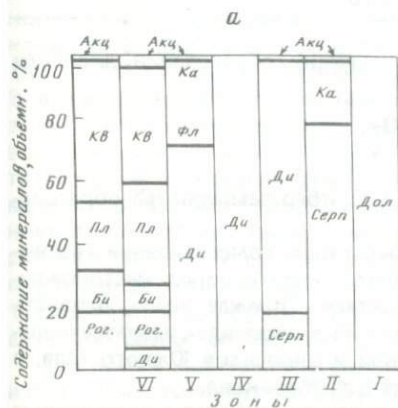


Рис. 12. Вариации состава пород по зонам преобразованных магнезиальных скарнов

а — вариации количественного минерального состава; б — вариации содержания главных породообразующих компонентов



О  $T$ - $P$  условиях образования магнезиальных скарнов месторождения Куру-Тегерек можно судить, например, по следующим экспериментальным и расчетным данным.

В кальцифазах внешней зоны магнезиальных скарнов отмечается реликтовый периклаз, типоморфный минерал гипабиссальной фации глубинности. По Г. Винклеру [5], периклаз образуется в результате распада доломита на периклаз и кальцит (согласно реакции  $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2 = \text{MgO} + \text{CaCO}_3 + \text{CO}_2$ ) при низком значении  $P$  в условиях гипабиссального контактового метаморфизма на глубине 1–2 км (соответствует давлению 250–500 бар) и температурах порядка 700–760°С.

В условиях, когда  $X_{\text{CO}_2}$  очень мала и флюид существенно водный,  $\text{CO}_2$  вытесняется  $\text{H}_2\text{O}$ . В этом случае диссоциация доломита происходит при 600°С с дальнейшим переходом периклаза в брусит.

Далее, как обсуждалось выше, в магнезиальных скарнах месторождения Куру-Тегерек широко развит диопсид с незначительным содержанием глинозема (не более 3 мас.%). По расчетным данным Н.Н. Перцева [15], образование диопсида близкого состава (с содержанием 0,5 и 3,2 вес.%  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ) в ассоциации с кварцем + основным плагиоклазом (соответствует близскарновому диориту месторождения Куру-Тегерек) может происходить при температуре порядка 800°С и давлении соответственно 1 и 5 кбар, в ассоциации со шпинелью и форстеритом — при 800–700°С. Ранее В.А. Жа-



Тегерек и данные по температурам гомогенизации включений позволяют предполагать, что процесс образования магнезиальных скарнов магматического этапа происходил при температурах не ниже 700–800°C (реликты периклаза, ассоциация шпинели с пироксеном) и был завершен при температурах 400–600°C (стадия послемагматического преобразования магнезиальных скарнов). Магнезиальные скарны месторождения образовались в гипабиссальных условиях, на глубине порядка 2–3 км.

Известковые скарны на месторождении образуются путем замещения магнезиальных скарнов, собственно известковые скарны по чистым известнякам выделяются с трудом.

Известковые скарны развиваются в виде пятен и жилок среди магнезиальных скарнов, иногда до полного их преобразования.

Явления апомагнезиального образования известковых скарнов не только наблюдаются визуально в обнажениях и выработках, но и отражаются на внутреннем составе зерен пироксена и граната, что выявилось при исследованиях на зонде. Например, в центральных частях зерен апомагнезиального граната устанавливаются существенноgrossулярный состав с необычно высокой для известковых скарнов примесью пироповой составляющей (до 15–26 мол.%) и постепенное повышение железистости к краям зерен. В зернах пироксена также отмечается изменение состава от центра к краям зерен — от диопсида к салиту. Характерно, что апомагнезиальные известковые скарны локализуются во внутренних частях скарновых тел, на контакте диоритов и тыловой зоны колонки магнезиальных скарнов. Они развиваются по флогопит-пироксеновым магнезиальным скарнам, с образованием типоморфных минералов grossуляра и везувиана: по диопсидовым скарнам и реже по пироксен-серпентиновым породам с образованием пироксен-гранатовых (диопсид- и салит-андрадитовых), пироксеновых (от салитовых до геденбергитовых) и гранатовых (grossуляровых и андрадитовых) разностей скарнов.

Диаграмма состав-парагенезис известковых скарнов с виртуальными инертными компонентами  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{CaO}$  и  $1/2 \text{Al}_2\text{O}_3$  приведена на рис. 13.

Для иллюстрации химизма процесса известково-скарнового преобразования магнезиальных скарнов на диаграмме (рис. 14) показано изменение содержания главных породообразующих компонентов в граммах на 100 см<sup>3</sup> породы при последовательном замещении флогопит-пироксеновой породы диопсид-grossуляр-везувиановой породой и существенно гранатовым (grossуляровым) скарном. Из диаграммы видно, что происходит последовательный вынос кремнезема, магния и привнос кальция, накопление железа и глинозема. Замещение диопсидового скарна андрадитовым также сопровождается выносом  $\text{SiO}_2$  (42 г), практически полным выносом  $\text{MgO}$  (51 г) и привносом  $\text{CaO}$  (36 г), железа (108 г) на 100 см<sup>3</sup> породы (см. табл. 9).

Скарнированию подвергаются и интрузивные диориты с образованием пироксен (диопсид, салит)-плагноклазовых ( $\pm$  скаполит, grossуляр) околоскарновых пород и реже салит-grossуляровых эндоскарнов с тенденцией прогрессивной дессиликации гранитоидной породы (выносом  $\text{SiO}_2$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ) и привносом  $\text{CaO}$  и  $\text{MgO}$ .

Анализ корреляции железистости сосуществующих пироксена и граната в известковых скарнах затруднен вследствие наличия в скарнах реликтового диопсида магнезиальных скарнов, развития двух генераций андрадита и т.д. Тем не менее для известковых скарнов месторождения Куру-Тегерек остается несомненным парагенезис менее железистого пироксена (салит) с сильно железистым андрадитом (91–94 мол.%), указывающий на режим пониженной кислотности при известковом скарнообразовании. Последую-

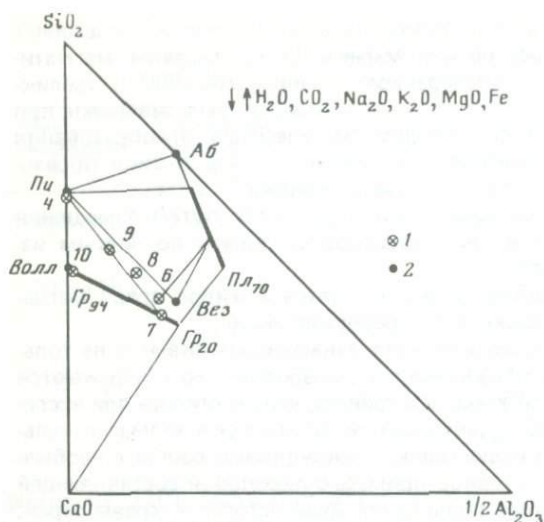


Рис. 13. Диаграмма состав—парагенезис для известковых скарнов месторождения Куру-Тегерек

1 — химические составы пород табл. 10; 2 — составы минералов

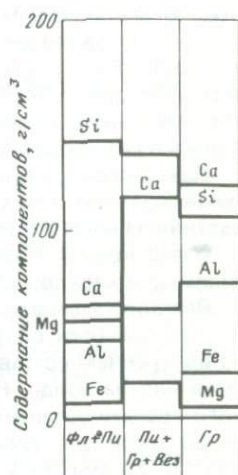


Рис. 14. Изменение содержаний главных породообразующих компонентов в магнезиальном скарне при наложении известково-скарнового процесса

щее замещение скарнов андрадитом и развитие ассоциаций геденбергита с кварцем указывают на дальнейшее возрастание химического потенциала железа, а следовательно, и на дальнейшее повышение кислотности в завершающей стадии образования известковых скарнов.

Для относительной количественной оценки режима кислотности—щелочности при образовании скарновых пород месторождения Куру-Тегерек были использованы условные потенциалы ионизации минералов ( $\gamma$ ), предложенные В.А. Жариковым [9]. В табл. 17 приведены значения условных потенциалов ионизации для парагенезисов скарновых пород и рудных минералов месторождения, из которых видно, что эти значения соответствуют образованию парагенезисов скарновых пород в условиях щелочной среды ( $< 200$  ккал/моль). Особенно это показательно для апомагнезиальных пироксен-гранат-везувиановых пород и гроссуляровых скарнов, кислотно-основные характеристики которых практически одного порядка с исходными магнезиальными скарнами. Кислотные характеристики ( $\gamma$ ) пироксен-гранатовых скарнов указывают лишь на некоторое повышение режима кислотности при образовании собственно известковых скарнов.

Отдельно остановимся на строении и условиях образования Южного скарнового тела. Южное тело характеризуется: а) широко распространенной минеральной ассоциацией пироксенов серии диопсид—геденбергит и гранатов серии гроссуляр—андрадит; б) во внешней зоне скарнового тела апомагнезиального практически полностью отсутствует серпентин и развитием полосчатых пироксен-волластонитовых с гранатом пород типа скарноидов (экзоскарнов); в) наличием на контакте со скарнами мраморизованных известняков с прослоями (стяжениями) кремней. Все это свидетельствует о развитии в южном контакте штока порфириовидных диоритов собственно известковых скарнов.

Таблица 17

Кислотно-основные характеристики парагенезисов скарновых пород  
и рудных минералов месторождения Куру-Тегерек

Порода, минералы сульфидных руд	У, ккал/моль
Флогопит-пироксеновая	188,6
Диопсидовый скарн	189,9
Диопсид-серпентиновая	188,4
Пироксен-гранат-везувияновая	186,9
Гранатовый (гроссуляровый) скарн	188,8
Гроссуляр-салитовый скарн	190,4
Андрадит-салитовый скарн	192,3
<i>Пт + Хе</i>	193,9
<i>Арс</i>	205,0
<i>Мо</i>	211,5
<i>Пт</i>	218,0
<i>Кв</i>	227,3

Как уже отмечалось, характерной особенностью Южного тела является развитие во внешней зоне пород с устойчивой минеральной ассоциацией диопсид-гранат-волластонит ( $\pm$  кальцит  $\pm$  кварц). Присутствие диопсида и волластонита указывает на образование этих пород за счет высокотемпературного преобразования кремнистых известняков и примесью доломита. При реакционном взаимодействии доломита с кварцем (из стяжений кремней) образуется диопсид. Кальцит и кварц (из стяжений кремней) реагируют при условии, если флюидная фаза, содержащая  $\text{CO}_2$ , в значительной степени разбавлена водой или при очень низком значении флюидной фазы. По Г. Винклеру [5], реакция



кальцит    кварц    волластонит

протекает в контактовом ореоле гипабиссальной интрузии примерно при  $600^\circ\text{C}$  (давление 500 бар, глубина 2 км). По экспериментальным данным У. Гринвуда, температура образования волластонита может снижаться до  $500\text{--}550^\circ\text{C}$  [10].

Таким образом, известково-скарновый процесс протекал при температурах от  $600$  до  $400^\circ\text{C}$  (устойчивость андрадита). Следует отметить совпадение температур послемагматического преобразования магнезиальных скарнов и известково-скарнового процесса.

Сравнение содержания главных породообразующих компонентов, необходимых для преобразования кремнистого известняка в пироксен-волластонитовую с гранатом породу, указывает также на дополнительный принос кремнезема (43 г), кальция (41 г) и железа (19 г) на  $100\text{ см}^3$  породы. Поэтому вполне вероятно, что породы с волластонитом следует относить к экзоскарнам (скарноидам) формации собственно известковых скарнов.

Изучение минеральных парагенезисов руд и химического состава рудных минералов позволило оценить некоторые физико-химические параметры их образования.

Для определения температур образования магнетита в магнезиальных скарнах мы ограничились лишь косвенными данными: структуры распада магнетит-шпинель, структурные взаимоотношения с минералами магнезиальных скарнов (диопсидом, форстеритом и др.), температуры гомогенизации включений в диопсиде (см. табл. 16) указывают на образование

Таблица 18

Распределение Co между сосуществующими минералами\*  
и температуры образования руд

Минеральный состав руд	Пирротин	Co, мас.%	
	Fe, ат.%	в пирротине	в пирите
Верхний горизонт			
Пт + Пирр + Ха сульфидная руда	47,55	0,017	0,02
Пт + Пирр + Арс + Ха руда	—	0,011	0,03
Вкрапленная Пирр + Пт + Ха руда	—	—	—
Массивная магнетит-сульфидная руда	—	0,008	0,02
Ха + Пт + Пирр руда	47,2	—	—
Пт + Ха руда в Пу + Гр	—	—	—
Пт + Пирр + Ха руда	47,17	—	—
То же	—	0,02	0,1
"	47,38	0,06	0,05
Пирр + Пт + Ха руда	—	0,2	0,2
Пт + Ха руда	—	—	—
Средний горизонт			
Пт + Ха руда	—	—	—
Пирр + Пт (+ Арс) + Ха руда	—	0,001	0,0027
Пирр + Ха + Пт руда	—	—	—

\*Количественное содержание Co в пирротине, пирите и халькопирите получено лазерно-спектральным методом; определения выполнены в спектральной лаборатории ИГЕМ АН СССР Е.А. Корниной и Н.А. Божевольновой.

магнетита при температурах не ниже 600–500° С. Для оценки температур образования сульфидных руд месторождения были использованы геотермометры: гексагональный пирротин — пирит и халькопирит — пирит (табл. 18), экспериментально обоснованные Н.И. Безменом с соавторами [2, 3]. Содержание As в арсенопирите в равновесии с пирротинном и пиритом также позволили оценить температурный интервал образования сульфидных руд порядка 470–220° С.

По термометрическим расчетным данным фугитивность серы при образовании магнетит-сульфидных руд оценивается равной  $10^{0,4}$  Па (773К), сульфидных —  $10^{6,44}$  Па (573К); фугитивность кислорода для равновесной минеральной ассоциации магнетит-пирротин — пирит равна  $10^{-15,57}$  Па [16]. Условные потенциалы ионизации ( $\gamma$ ) скарновых пород и руд (табл. 17) также показывают, что сульфидное оруденение в скарнах связано с дальнейшей эволюцией постмагматических процессов — повышением их кислотности и стадией кислотного выщелачивания.

1. Детальное изучение минерального состава, парагенезисов и зональности скарновых тел, образованных на контакте порфиридных диоритов с вмещающими известняково-доломитовыми породами, позволило установить, что в строении тел совмещены минеральные ассоциации преобразованных в послемагматическом процессе магнезиальных скарнов (с диопсидом, флогопитом, серпентином) и известковых скарнов (с везувианом, гранатом гроссуляра-андрадитового ряда, пироксенном диопсид-геденбергитового ряда). Типоморфные минералы магнезиальных скарнов маг-

lg K <sub>d</sub>	T, °C	Co, мас.%		lg K <sub>d</sub>	T, °C
		в халькопирите	в пирите		
—0,196	282	—	—	—	—
—0,56	350	—	—	—	—
—	—	0,001	0,0035	—0,36	245
—0,52	342	0,003	0,02	—0,64	369
—	—	—	—	—	—
—	—	0,003	0,03	—0,81	478
—	—	—	—	—	—
—0,82	410	—	—	—	—
—0,046	258	—	—	—	—
—0,125	270	—	—	—	—
—	—	0,002	0,008	—0,42	270
—	—	—	—	—	—
—	—	0,0025	0,012	—0,50	301
—0,56	349	—	—	—	—
—	—	0,001	0,005	—0,51	307

матического этапа (форстерит, шпинель, фассаит) носят реликтовый характер.

Известковые скарны на месторождении возникли преимущественно путем преобразования магнезиальных скарнов, собственно известковые скарны по чистым известнякам выделяются только в южной части месторождения Куру-Тегерек.

2. Выявлены генетическая и пространственная связи магнетитовых, магнетит-сульфидных и сульфидных руд с магнезиальными, известковыми скарнами и кварц-серцитовыми метасоматитами.

Установлены горизонтальная и вертикальная зональности в распределении руд: магнетитовые руды локализованы в магнезиальных скарнах внешних частей скарновых тел, сульфидные руды (с халькопиритом, пирротинном, сфалеритом, пиритом) локализованы в известковых скарнах внутренней частей тел. В апикальных частях интрузии среди кварц-серцитовых метасоматитов локализованы сульфидные руды с молибденитом, арсенопиритом, галенитом, тетраэдритом и др. Вертикальная зональность проявляется в смене на верхних горизонтах месторождения магнетитового и магнетит-сульфидного оруденения в измененных магнезиальных скарнах продуктивным медно-сульфидным оруденением в известковых скарнах.

3. Зональность оруденения обусловлена физико-химическими условиями образования соответствующих метасоматитов.

Изучение химического состава главных сульфидов и индикаторных примесей. (Co) в равновесных парах пирротин-пирит, халькопирит-пирит поз-

волило оценить температурный интервал их образования в 470–220°С. Рассчитанные по составам гексагонального пирротина ( $N_{FeS}$ ) значения фугитивности серы довольно высоки ( $10^{-6-7}$  Па), при фугитивности кислорода ниже буфера FMG.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Арнольд Р. Равновесные отношения между пирротиниом и пиритом при температуре от 325 до 743°С. — В кн.: Проблемы эндогенных, месторождений. М.: Мир, 1966, вып. 3, с. 132–159.
2. Безмен Н.И., Тихомирова В.И., Котова В.П. Пирит-пирротиниовый геотермометр: распределение кобальта и никеля. — Геохимия, 1975, № 5, с. 700–714.
3. Безмен Н.И., Еремин Н.И., Ниразаули И.Г., Позднякова Н.В., Сергеева Н.Е. Пирит-халькопиритовый геотермометр: распределение кобальта. — Геохимия, 1978, № 3, с. 384–389.
4. Власова Д.К., Подлесский К.В., Кудря П.Ф. и др. — Зональность гранатов в скарновых месторождениях. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1984, ч. 113, вып. 5, с. 560–577.
5. Винклер Г. Генезис метаморфических пород. М.: Недра, 1979. 327 с.
6. Воробьев Ю.К., Борисовский С.Е. Фазовые превращения и состав халькопирита. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1980, № 8, с. 86–101.
7. Горяинов И.Н. Структуры, возникающие при гипергенной дисульфидизации пирротина. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1964, ч. 93, вып. 1, с. 74–80.
8. Жариков В.А. Геология и метасоматические явления скарново-полиметаллических месторождений Западного Карамазара. М.: Изд-во АН СССР, 1959. 372 с.
9. Жариков В.А. Кислотно-основные характеристики минералов. — Геология руд. месторождений, 1967, т. IX, № 5, с. 80–90.
10. Жариков В.А. Скарновые месторождения. — В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М.: Недра, 1968, с. 220–302.
11. Жариков В.А., Власова Д.К., Перцев Н.Н. Типоморфные минералы и минеральные ассоциации скарнов. — В кн.: Типоморфизм минералов и его практическое значение. М.: Недра, 1972, с. 22–30.
12. Катова Л.М. Дисульфидизация пирротина гидротермальных свинцово-цинковых месторождений. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1972, Сер. 2, ч. 101, вып. 5, с. 305–307.
13. Магматические горные породы: Классификация, номенклатура, петрография. М.: Наука, 1983. Ч. 2. 768 с.
14. Маракушев А.А. Петрология Таежно-го железорудного месторождения в архее Алданского щита. — Тр. Дальневост. фил. АН СССР. Сер. геол., 1958, т. 5, с. 122–134.
15. Перцев Н.Н. Высокотемпературный метаморфизм и метасоматизм карбонатных пород. М.: Наука, 1977. 256 с.
16. Подлесский К.В., Власова Д.М., Кудря П.Ф., Боронихин В.А. Зональность апоскарнового (медносульфидного) оруднения на месторождении Куру-Тегерек. — В кн.: Метасоматизм и рудообразование. М.: Наука, 1984, с. 266–276.
17. Рамдор П. Рудные минералы и их сростания. М.: Изд-во иностр. лит. 1962. 1132 с.
18. Сергеев В.Н. Типоморфные особенности внутреннего строения минеральных индивидов на примере магнетита из скарновых и гидротермальных месторождений. — Тр. Том. ун-та, 1974, т. 221, вып. 6, с. 18–24.
19. Синяков В.А. Структурные и генетические особенности магнетитовых месторождений Казского рудного поля (Горная Шория). Новосибирск: Наука, 1974. 176 с.
20. Чухров Ф.В. Коллоиды в земной коре. М.: Изд-во АН СССР, 1955. 672 с.
21. Шабынин Л.И. О геохимических условиях образования везувиана в скарнах. — Геохимия, 1968, № 10, с. 1195–1209.
22. Шабынин Л.И. О границах термина фассаит и некоторых различиях пироксенов пород формации магнезиальных скарнов. — В кн.: Метасоматизм и оруднение. М.: Наука, 1975, с. 289–313.
23. Шадлун Т.Н., Добровольская М.Г., Нестерова Ю.С., Арапова Г.А. — Особенности сфалеритов свинцово-цинковых месторождений в карбонатных породах (Восточное Забайкалье). — В кн.: Типоморфизм минералов. М.: Наука, 1969, с. 15–48.
24. Штейнберг Л.Е., Гречин В.И., Соловьев А.А. К методике окрашивания карбонатных пород. — Литология и полез. ископаемые, 1972, № 5, с. 127–132.
25. Hutchison M., Scott S.D. Sphalerite geobarometry in the Cu-Fe-Zn-S system. — Econ. Geol. 1981, vol. 76, N 1, p. 143–153.

## ОБЪЯСНЕНИЯ К ТАБЛИЦАМ

Таблица I

Растровые микрофотографии выделений бертьерина и карбоната

*a-z* — бертьерин из рудной ассоциации, обр. 34, 35 (см. табл. 1); *d-e* — карбонат из березита, обр. 30–32 (см. табл. 1); сняты в характеристическом излучении: *a* — Si  $K\alpha$ , *b* — Cu  $K\alpha$ , *v* — Ag  $K\alpha$ , *z* — Zn  $K\alpha$ , *d* — Mn  $K\alpha$ , *e* — Fe  $K\alpha$

Таблица II

Особенности строения агрегатов различных минералов

*a* — реликты зональных зерен голдфилдита (1) среди теннантита (2) и халькопирита (3); *4* — самородный теллур; месторождение Чelopeч; увел. 200; *b* — агрегат зональных зерен голдфилдита (1) с прожилками теннантита (2); *3* — пирит; месторождение Елшица; увел. 200; *v* — агрегат зональных колломорфных зерен Cu — As содержащего пирита (1), на который нарастает энаргит (2); месторождение Чelopeч; увел. 200; *z* — агрегат перекристаллизованных зерен колломорфного пирита (белов); месторождение Чelopeч; увел. 200; *d* — микровключения галлита (1) в сфалерите (2); вторичные электроны;  $\gamma$ -модулированное изображение; *e* — микровключения галлита в сфалерите; рентгеновское излучение Ga  $K\alpha$

Таблица III

Структуры срastания блеклых руд; в отраженном свете, увел. 200

*a* — замещение блеклой руды (1) айкинитом (2); *b* — прожилок блеклой руды (1), пересекает галенит (2) и сфалерит (3); *v* — блеклая руда (1) пересекается борнитом (2) и халькопиритом (3); *4* — галенит; *5* — галенит-пираргиритовые микрмитовые срastания; *z* — блеклая руда (1) пересекается галенитом (2) и кварц-карбонат-сфалеритовым прожилком (3)

Таблица IV

Структуры срastания сульфосолей; в отраженном свете

*a* — цепочечные выделения блеклой руды (1) в галените (2); увел. 200; *b* — графические срastания галенита (1) и пираргирита (2) в блеклой руде (3); увел. 200; *v* — замещение беррита (1) матильдитом (2); увел. 600; с анализатором; иммерсия; *z* — решетчатая структура срastания матильдита, галенита и серебро-свинцово-висмутовой сульфосоли; увел. 600; с анализатором; иммерсия

Таблица V

Зерна магнетита; отраженный свет

*a* — магнетит; шлиф протравлен: видны трехгранные вершины кубических кристаллов; обр. 4107, увел. 2000; иммерсия; *b* — структура распада твердого раствора магнетит-шпинель; шлиф протравлен; обр. 2/5–49, увел. 1000; *v* — зональная структура магнетита; шлиф протравлен; обр. 3638; увел. 630; *z* — замещение магнетита (темно-серое) сульфидами (светло-серое); обр. 4036, увел. 320

Таблица VI

Пирротин-халькопиритовая ассоциация; отраженный свет

*a* — замещение гексагонального пирротина моноклинным; обр. 4442, увел. 40; *b* — окисляющийся (темно-серый) и неокисляющийся (белый) халькопирит; обр. 4414, увел. 250

Таблица VII

Различные структуры пиритовых агрегатов

*a* — субграфическая структура срastания пирита и магнетита; обр. 4566; увел. 700; *b* — зональный пирит; шлиф протравлен; обр. 3547, увел. 40; *v* — скорлуповатый пирит; обр. 3547; увел. 45; *z* — колломорфный пирит; обр. 4445, увел. 45

Таблица VIII

Внутреннее строение зерен сфалерита

*a* — сфалерит с двойниковой структурой; шлиф протравлен; обр. 3145; увел. 63; *b*, *z* — структуры распада твердого раствора сфалерит-халькопирит; *b* — эмульсия халькопирита в сфалерите; обр. 3345, увел. 250; *v* — капли пирротина с халькопиритом в сфалерите; обр. 3345, увел. 1300; *z* — звездочки сфалерита в халькопирите; обр. 44176 увел. 875

## СОДЕРЖАНИЕ

	Введение . . . . .	3
	<i>О.В. Русинова, В.Л. Русинов, Н.В. Тронева.</i> Состав, некоторые особенности структуры и условия образования окolorудных и рудных хлоритов и бертьеритов . . . . .	5
	<i>О.В. Русинова, В.Л. Русинов.</i> Вариации состава, политипия и условия образования диоктаэдрических калиевых слюд . . . . .	41
y	<i>В.Л. Русинов.</i> Карбонаты в рудном процессе . . . . .	59
v	<i>Ю.Л. Гертман, В.М. Маркина.</i> Минералогические черты зональности золото-серебряного месторождения в Средней Азии . . . . .	69
v	<i>К.А. Лёвин, А.В. Зотов.</i> Миграция и отложение золота и серебра в гидротермальных условиях . . . . .	79
k	<i>В.А. Коваленкер, Д. Цонев, В.В. Бресковска, В.С. Малов, Н.В. Тронева.</i> Новые данные по минералогии медноколчеданных месторождений Центрального Среднегорья Болгарии . . . . .	91
v	<i>В.А. Коваленкер.</i> Типоморфные минералы руд малоуглубинных золото-серебряных месторождений верхнепалеозойской вулканической области Средней Азии . . . . .	111
v	<i>Н.С. Бортников, В.А. Коваленкер, В.Р. Гейнке, Н.В. Тронева, Н.В. Раздолина.</i> Химический состав и парагенетические ассоциации сульфосолей в серебро-полиметаллических месторождениях Средней Азии . . . . .	146
	<i>К.В. Подлесский, Д.К. Власова, П.Ф. Кудря.</i> Скарны и руды месторождения Куру-Тегерек . . . . .	167

УДК 542.623.7

**Состав, некоторые особенности структуры и условия образования околорудных и рудных хлоритов и бертьеринов.** Русинова О.В., Русинов В.Л., Тронев Н.В. — В кн.: *Метасоматизм, минералогия и вопросы генезиса золотых и серебряных месторождений в вулканических толщах.* М.: Наука, 1986.

В рудных телах и околорудных породах широким развитием наряду с хлоритами пользуются бертьерины, среди которых, как и среди хлоритов, выделены моноклинные и ортогональные разновидности. И хлориты и бертьерины в рудных ассоциациях имеют высокую железистость и повышенную марганцовистость.

Ил. 12. Табл. 4. Библиогр. 17 назв.

УДК 549.623.52

**Вариации состава, политипия и условия образования диоктаэдрических калиевых слюд.** Русинова О.В., Русинов В.Л. — В кн.: *Метасоматизм, минералогия и вопросы генезиса золотых и серебряных месторождений в вулканических толщах.* М.: Наука, 1986.

Серициты из месторождений серебра и золота и вулканических толщ представлены разностями, как близкими по составу к мусковиту, так и с примесью фенгитового минала до 40–50%. В исследованных серицитах сильно варьирует отношение  $Fe^{3+} : Fe^{2+}$ , которое отражает различия в окислительной обстановке минералообразования.

Ил. 9. Табл. 1. Библиогр. 11 назв.

УДК 549.741

**Карбонаты в рудном процессе.** Русинов В.Л. — В кн.: *Метасоматизм, минералогия и вопросы генезиса золотых и серебряных месторождений в вулканических толщах.* М.: Наука, 1986.

В исследованных месторождениях широко развиты карбонаты, отлагающиеся на всех стадиях гидротермально-рудного процесса. Дорудные карбонаты в пропилитах представлены кальцитом, предрудные в березитах — кальцитом и анкеритом, рудосопровождающие — марганцовистыми кальцитом, анкеритом, доломитом, редко — магнезитом, а также, в месторождениях серебра — олигонитом. Для всех изученных карбонатов железистость не превышает 45–50%; соотношение Са, Mg и Fe в них определяется в основном составом вмещающих пород, а соотношение Mn — составом гидротермального раствора.

Ил. 5. Табл. 3. Библиогр. 3 назв.

УДК 553.411+550.4 (575.11)

**Минералогические черты зональности золото-серебряного месторождения в Чаткальских горах (УзССР).** Гертман Ю.Л., Маркина В.М. — В кн.: *Метасоматизм, минералогия и вопросы генезиса золотых и серебряных месторождений в вулканических толщах.* М.: Наука, 1986.

По характеру рудных ассоциаций и величине золото-серебряного отношения месторождение относится к кварц-адуляр-золото-серебряному типу. Выделены два формационных типа околорудных метасоматитов — пропилиты и аргиллизиты; в аргиллизитах наблюдается ясная латеральная зональность относительно рудных тел, причем соотношение мощностей зон метасоматитов зависит от эрозионного среза рудных тел. Выделены две фации глубинности среди метасоматитов внутренних зон.

Ил. 1. Табл. 2. Библиогр. 11 назв.

УДК 550.41

**Миграция и отложение золота и серебра в гидротермальных условиях.** Лёвин К.А., Зотов А.В. — В кн.: *Метасоматизм, минералогия и вопросы генезиса золотых и серебряных месторождений в вулканических толщах.* М.: Наука, 1986.

Рассмотрены формы миграции и условия, благоприятствующие переносу и осаждению золота и серебра в гидротермальных условиях. На основании термодинамического анализа показано, что миграция серебра осуществляется преимущественно в форме хлоридных комплексов; для золота однозначно решить этот вопрос пока не удается. Осаждению золота и серебра способствует возникновение резких градиентов температур, pH и  $f_{O_2}$ .

Ил. 3. Табл. 1. Библиогр. 20 назв.

УДК 549:553.435 (497.2)

**Новые данные по минералогии медноколчеданных месторождений Центрального Среднегорья Болгарии.** Коваленкер В.А., Цонев Д., Бресковская В.В., Малов В.С., Тронева Н.В. — В кн.: Метасоматизм, минералогия и вопросы генезиса золотых и серебряных месторождений в вулканических толщах. М.: Наука, 1986.

Рассмотрены результаты исследований (методы минераграфии, определение состава на микрозонде, рентгенофазовый анализ) минералогии руд медноколчеданных месторождений Центрального Среднегорья Болгарии — типичных представителей золото-сульфидной группы формаций вулканогенных областей. Охарактеризованы условия нахождения и вариации химического состава более 50 рудных минералов, диагностированных в рудах изученных месторождений (Челопеч, Радка, Елшица), в том числе новых и редких минералов, ранее в болгарских месторождениях не встречавшихся.

Ил. 2. Табл. 10. Библиогр. 21 назв.

УДК 549:553.411

**Типоморфные минералы руд малоглубинных золото-серебряных месторождений верхнепалеозойской вулканической области Средней Азии.** В.А. Коваленкер. — В кн.: Метасоматизм, минералогия и вопросы генезиса золотых и серебряных месторождений в вулканических толщах. М.: Наука, 1986.

Детальное исследование типоморфных минералов руд верхнепалеозойских малоглубинных месторождений Средней Азии позволило выявить ряд общих закономерностей развития полистадийного процесса рудогенеза и выделить среди месторождений вулканических областей малоглубинную золото-сульфидно-кварцевую формацию.

Ил. 2. Табл. 14. Библиогр. 15 назв.

УДК 549.35+553.41

**Химический состав и парагенетические ассоциации сульфосолей в серебро-полиметаллических месторождениях Средней Азии.** Бортников Н.С., Коваленкер В.А., Гейнке В.Р., Тронева Н.В., Раздолина Н.В. — В кн.: Метасоматизм, минералогия и вопросы генезиса золотых и серебряных месторождений в вулканических толщах. М.: Наука, 1986.

Минералы из группы сульфосолей широко распространены в серебро-полиметаллических месторождениях Средней Азии. Выявлено закономерное изменение состава блеклых руд в пространстве и времени. Сурьмяные сульфосоли серебра представлены полибазитом, стефанитом и пираргиритом. Практически постоянно в составе сульфоантимонитов серебра присутствует мышьяк.

Ил. 6. Табл. 11. Библиогр. 25 назв.

УДК 553.311 + 553.436 + 553.661.2

**Скарны и руды месторождения Куру-Тегерек.** Подлесский К.В., Власова Д.К., Кудря П.Ф. — В кн.: Метасоматизм, минералогия и вопросы генезиса золотых и серебряных месторождений в вулканических толщах. М.: Наука, 1986.

В работе изложены результаты детального изучения минерального состава, парагенезисов скарнов и руд, зональности скарноворудных тел, образованных в контакте порфировидных диоритов с вмещающими известково-доломитовыми породами. В строении скарновых тел совмещены минеральные ассоциации преобразованных в постмагматическую стадию магнезиальных скарнов и известковых скарнов.

Ил. 18. Табл. 18. Библиогр. 25 назв.

2 р. 80 к.

4597