

Н. И. ЕРЕМИН, В. Б. ШИШАКОВ, А. Н. ГЕРАКОВ

**ТЕРМАЛЬНЫЙ МЕТАМОРФИЗМ РУД ОСЕННЕГО  
МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ЮЖНЫЙ УРАЛ)**

(Представлено академиком В. И. Смирновым 17 I 1974)

Колчеданные месторождения имеют длительную и сложную историю (4). В частности, некоторые из них метаморфизованы под воздействием поздних интрузий различного состава (1, 2, 3). Примером подобного рода месторождений является Осеннее на Южном Урале, которое, по (3), образовано эвгалиционно-осадочным путем с последующим метаморфизмом руд при воздействии интрузий гранитоидов.

Месторождение приурочено к северной части Джаилганского блока Домбаровской структурно-формационной зоны. Вулканической структурой, вмещающей рудные тела месторождения, является Южно-Джаилганская депрессия. В плане депрессия имеет овальные очертания и удлинена в направлении контролирующего ее Южно-Джаилганского разлома.

Рудные тела имеют сложную морфологию и рассматриваются как единая залежь. Многочисленные разновозрастные и различные по морфологии магматические тела основного и кислого состава расчленяют ее на ряд

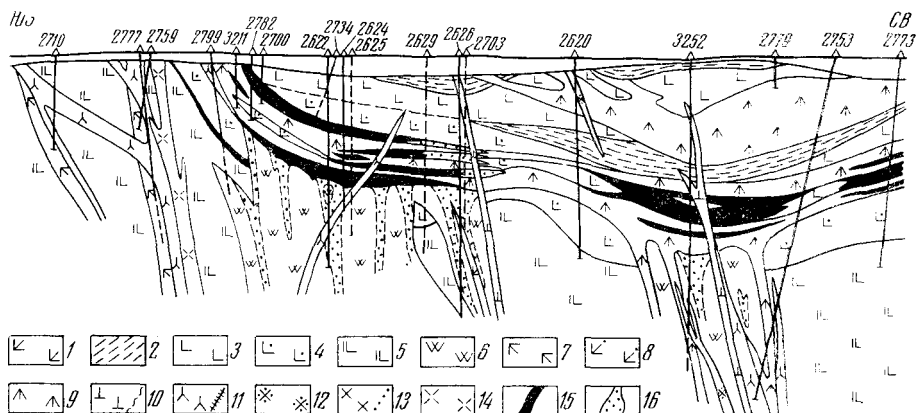


Рис. 1. Геологический разрез через Осеннее месторождение (по А. Н. Герасову). 1 — кристаллокластические туфы широксеп-плагноклазовых порфиритов; 2 — фельзиты, яшмоиды; 3 — лавы крупноподушечные; 4 — лавы крупно- и среднеподушечные; 5 — лавы мегалагиофировых базальтов; 6 — хлоритовые, хлорит-серицитовые и другие метасоматиты; 7 — долериты; 8 — плагноклазовые и широксеп-плагноклазовые порфириты; 9 — линарито-дациты; 10 — габбро (тела и дайки); 11 — габбро-диабазы; 12 — микродиабазы; 13 — габбро-диориты; 14 — сиенито-диориты; 15 — сплошные; 16 — вкрапленные руды.

фрагментов. Характерной особенностью строения рудного тела является субластовая блюдцеобразная форма, согласная с вмещающей депрессией и структурой, существенно осложненная субвертикальными анизонитами со стороны лежащего бока (рис. 1).

Руды Осеннего месторождения сложены пиритом (80–90%), халькопиритом (3–6%), сфалеритом (2–3%), магнетитом (2–5%) и пирротинитом (2–5%). По составу выделяются два основных типа руд: халькопиритовые

рит-пиритовый со сфалеритом и магнетит-пирротин-халькопирит-пиритовый со сфалеритом. В сложении их участвуют халькопирит-пиритовая и халькопирит-пирротиновая ассоциации. В составе околорудного ореола месторождения установлено развитие магнетит-пиритовой ассоциации. Минералы этой ассоциации не принимают участия в строении рудной залежи месторождения.

Генезис месторождения представляется полигенным, сочетающим в себе первичные колчеданые руды и метаморфогенные руды высокотемпературной ассоциации, связанные с внедрением малых интрузий гранитоидов (8).

Авторами был исследован состав главных рудообразующих минералов: пирита, халькопирита, сфалерита, пирротина, магнетита при помощи рентгеновского микроанализатора JXA-5 на кафедре полезных ископаемых геологического факультета Московского университета.

Известно, что одним из показателей температуры и давления при образовании сульфидных руд является железистость сфалеритов (7). Сфалериты руд месторождения отчетливо разделяются на три группы по содержанию FeS (табл. 1): 1) маложелезистые ( $FeS < 5\%$ ); 2) среднежелезистые ( $FeS 5-10\%$ ); 3) существенно железистые ( $FeS > 10\%$ ), связанные лишь с халькопирит-пирротиновой ассоциацией, т. е. с метаморфогенными рудами. Сфалериты 1-й и 2-й групп связаны с ранним пиритом и халькопиритом, декрепитирующими при  $200-220^\circ$  (2 пробы). Так как метод декрепитации дает завышение значений на десятки градусов, то очевидно образование этих сфалеритов в низкотемпературных условиях.

При более высоких температурах, как это установлено Скоттом (8-10), влияние давления на железистость этого минерала становится существенным. По (7), температуры образования сфалеритов составляют: для 1-й группы — ниже  $150^\circ$ , для 2-й группы  $170-250^\circ$ , для 3-й группы — свыше  $250^\circ$ .

Согласно (8-10), образование высокотемпературных сфалеритов происходило при давлении около 5000 бар.

Другим геотермометром рудообразования может служить распределение содержаний Co в пиритах и гексагональных пирротинах, находящихся в равновесии. Как показали работы Н. И. Безмена, В. И. Тихомировой и В. П. Косоговой, увеличение отношения Co к Fe в пирите по отношению к таковому в пирротине происходит при возрастании температур образования пирротина. Из рис. 2 видно, что температура образования гексагонального пирротина, определенная подобным образом, составляет около  $380-550^\circ$ . Проверка этих данных по методу, предложенному Арнольдом (6), где решающее значение имеет содержание Fe в пирротине, даст температуры  $380-560^\circ$ , что вполне сопоставимо с предыдущим методом. Состав пиритов и гексагональных пирротитов приводится в табл. 2.

Попутно отметим, что пириты ранней, колчеданной, стадии рудообразования содержат, как правило, в своем составе сотые доли процентов ко-

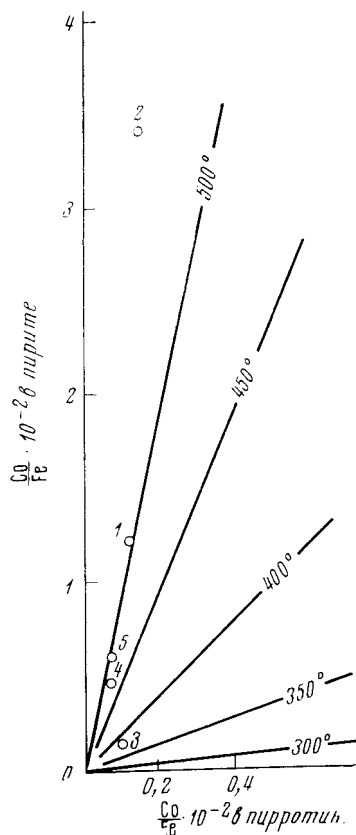


Рис. 2. Зависимость температуры образования пирита и пирротина от отношения Co/Fe в этих минералах

Таблица 1

## Содержание FeS в сфалеритах Осеннего месторождения (мол.%)

№ обр.	Содержание			№ обр.	Содержание		
	Fe	S	FeS		Fe	S	FeS
1-я группа				3-я группа			
2622/148	2,07	1,19	3,26	2622/89	9,11	5,23	14,34
2622/254	1,46	0,84	2,30	2622/142	9,13	5,24	14,37
2625/104	3,05	1,75	4,80	2622/154	6,91	3,97	10,88
2624/92,7	2,60	1,49	4,09	2622/163	7,31	4,20	11,51
2624/102	2,12	1,22	3,34	2630/89,2	8,38	4,81	13,19
2627/83	1,75	1,00	2,75	2630/91	8,24	4,72	12,96
2627/88	1,05	0,60	1,65	2630/91 <sup>a</sup>	8,78	5,04	13,82
2789/71,2	2,24	1,29	3,53	2630/91,9	8,97	5,14	14,11
2-я группа				2630/92,1	6,91	3,97	10,88
2622/91,5	3,89	2,23	6,12	2630/92,1 <sup>a</sup>	8,52	4,89	13,11
2622/126	5,62	3,23	8,85	2625/147,2	8,43	4,84	13,27
2622/153	4,89	2,71	7,60	3223/164	8,66	4,97	13,63
2625/104,5	3,98	2,28	6,26	3223/172 <sup>a</sup>	7,74	4,44	12,18
2625/152,7	3,98	2,28	6,26	2751/96	8,03	4,60	13,29
2625/155	4,89	2,71	7,60	2751/138,5	8,45	4,84	13,29
3223/178	4,62	2,65	7,27				
2789/80,6	4,56	2,62	7,18				
2789/82	3,58	2,05	5,63				

Таблица 2

## Состав пиритов и гексагональных пирротинов Осеннего месторождения

№ обр.	Содержание, %				(Co/Fe) · 10 <sup>-2</sup>
	S	Fe	Co	Сумма	
<b>Пирротины</b>					
2751/138,5	39,38	60,61	0,09	100,08	0,13
2630/91	39,49	61,69	0,11	100,69	0,18
2751/138,5 <sup>a</sup>	39,31	60,30	0,07	99,68	0,11
2622/186	39,79	60,09	0,05	99,93	0,08
2622/242	39,32	60,98	0,05	100,35	0,08
<b>Пириты</b>					
2751/138,5	52,39	46,25	0,56	99,20	1,21
2630/91	52,60	46,52	1,61	100,83	3,43
2751/138,5 <sup>a</sup>	52,86	46,89	0,07	99,31	0,14
2622/186	52,58	47,77	0,20	100,55	0,44
2622/242	51,97	48,03	0,28	100,28	0,59

бальта (халькопириты и сфалериты этой стадии вовсе его не содержат), в то время как в пиритах халькопирит-пирротиновой ассоциации содержание Co достигает в отдельных случаях 3,5%, причем распределение Co в этих пиритах неравномерно и центральные части обогащены этим компонентом (1—3,5%), в то время как на контактах пирита и пирротина содержание Co не превышает 0,10—0,20% и часто равно как в пирите, так и в пирротине. Кроме того, кобальт содержится в сфалеритах и халькопиритах халькопирит-пирротиновой ассоциации.

Полученные данные позволяют сделать следующие выводы.

1. Присутствие в рудах колчеданной ассоциации низкотемпературных сфалеритов позволяет предполагать их эксгальционно-осадочную природу.

2. Образование высокожелезистых сфалеритов происходило в условиях высоких температур и давлений, возникавших при воздействии более поздних интрузивов на руды, перекрытые достаточно мощной толщей пород.

3. Распределение кобальта в различных генерациях сульфидов указывает на ассимиляцию этого металла из ранее образованных сульфидов поздним пиритом, образованным в процессе термального метаморфизма.

Московский государственный университет  
им. М. В. Ломоносова

Поступило  
10 I 1974

Центральный научно-исследовательский  
геологоразведочный институт  
цветных и благородных металлов  
Москва

#### ЦИТИРОВАИНАЯ ЛИТЕРАТУРА

<sup>1</sup> М. Б. Бородаевская, Н. К. Курбанов и др., Тр. ЦНИГРИ, в. 105 (1973). <sup>2</sup> С. Н. Иванов, В. М. Нечушкин, П. Я. Ярош, В кн. Основы научного прогноза месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых, Л., 1971. <sup>3</sup> Б. П. Потапенко, В. С. Трещукин, С. Т. Агеева, Тр. ЦНИГРИ, в. 105 (1973). <sup>4</sup> В. И. Смирнов, Геология полезных ископаемых, М., 1969. <sup>5</sup> В. И. Смирнов, Г. С. Дзоценидзе, В. Н. Котляр, В кн. Эволюция вулканизма в истории Земли, М., 1973. <sup>6</sup> R. G. Arnold, Econ. Geol., v. 57, № 1 (1962). <sup>7</sup> P. R. L. Browne, I. F. Lovering, Econ. Geol., v. 68, № 3 (1973). <sup>8</sup> S. D. Scott, Econ. Geol., v. 68, № 4 (1973). <sup>9</sup> S. D. Scott, H. L. Barnes, Econ. Geol., v. 66, № 5 (1971). <sup>10</sup> S. D. Scott, S. A. Kissin, Econ. Geol., v. 68, № 4 (1973).