

УСЛОВИЯ  
ОБРАЗОВАНИЯ  
РУДНЫХ  
МЕСТОРОЖДЕНИЙ

---

CONDITIONS  
OF FORMATION  
OF ORE DEPOSITS

МЕЖДУНАРОДНАЯ АССОЦИАЦИЯ ПО ГЕНЕЗИСУ  
РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ  
(МАГРМ)

INTERNATIONAL ASSOCIATION ON THE GENESIS  
OF ORE DEPOSITS  
(IAGOD)



# CONDITIONS OF FORMATION OF ORE DEPOSITS

Proceedings  
of the VI IAGOD Symposium

Tbilisi  
September 6-12, 1982

Volume 2

Editors-in-Chief:  
T.JANELIDZE  
A.TVALCHRELIDZE  
A.SHCHEGLOV



Moscow  
«NAUKA»  
1986

# УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

## Труды VI Симпозиума МАГРМ

Тбилиси  
6-12 сентября 1982 г.

4758  
Том 2

Ответственные редакторы  
Т.ДЖАНЕЛИДZE  
А.ГВАЛЧРЕЛИДZE  
А.ЩЕГЛОВ



Москва  
«НАУКА»  
1986



УДК 553.2+553.3/.4+553.6

В настоящем сборнике содержатся доклады, зачитанные геологами разных стран на заседаниях рабочих групп и комиссий Международной ассоциации по генезису рудных месторождений во время ее VI Симпозиума (6-12 сентября 1982 г., г.Тбилиси). Широкий охват различных аспектов теории рудообразования, новейших достижений по металлогении, структурам рудных полей и месторождений, парагенезисов минералов, по скарновым, флюорит-баритовым и марганцевым месторождениям делает настоящий сборник интересным для широкого круга специалистов, интересующихся проблемами теории рудообразования.

## Рецензенты

В.А.Кузнецов, Д.В.Рундквист

## Раздел 6

### РУДООБРАЗУЮЩИЕ ФЛЮИДЫ ВО ВКЛЮЧЕНИЯХ

УДК 552.141:552.322.2

УСЛОВИЯ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ ПЕГМАТИТОНОСНЫХ И РУДОНОСНЫХ ГРАНИТОИДОВ  
(ПО ДАННЫМ ИЗУЧЕНИЯ ВКЛЮЧЕНИЙ)

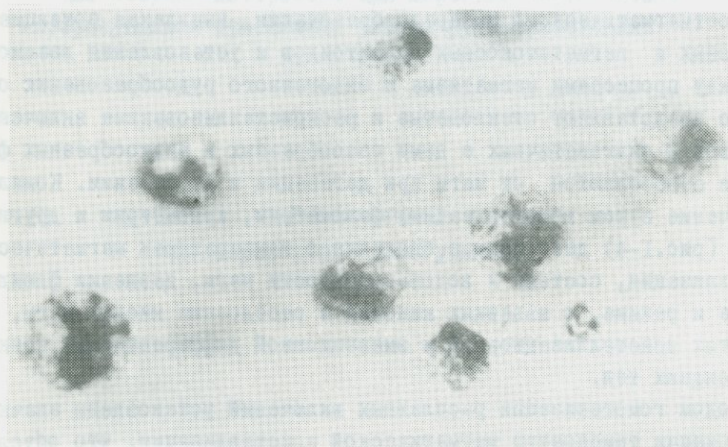
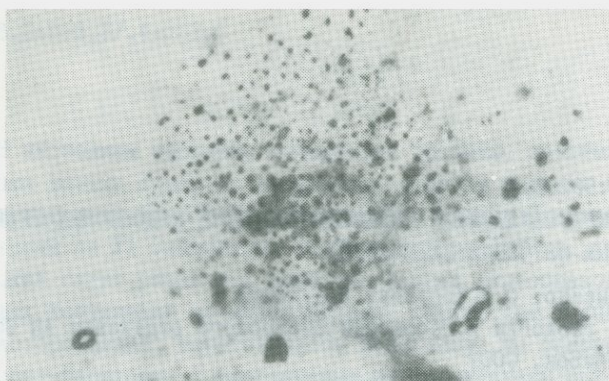
И.Т.Бакуменко, О.Н.Косухин, В.П.Чупин

Институт геологии и геофизики Сибирского отделения АН СССР,  
г.Новосибирск, СССР

Для получения дополнительной информации об условиях магматического и постмагматического минералообразования, выявления потенциально рудоносных и пегматитовых гранитоидов и установления взаимосвязей между процессами магматизма и эндогенного рудообразования особый интерес представляют стекловатые и раскристаллизованные включения расплавов и сингенетичных с ними газообразных и жидкообразных флюидов, которые обособляются от магм при дегазации и расслоении. Комплексное их изучение путем гомогенизации, фазометрии, криометрии и другими методами (рис.1-4) дает прямые сведения о температурах магматической кристаллизации, составе и водонасыщенности магм, давлении флюидов, их составе и режиме, о явлениях кипения и расслоения кислых магм, об особенностях кристаллизационной и эволюционной дифференциации конкретных гранитоидных тел.

Методом гомогенизации расплавных включений установлены значительные вариации температур магматической кристаллизации, что обусловлено резко различными условиями генерации кислых магм и режимами их кристаллизации (табл. I).

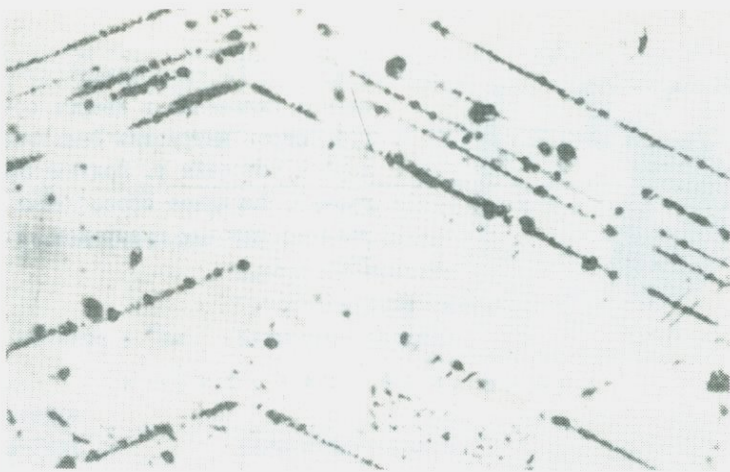
В мигматит-гнейсовых толщах гранитные и пегматитовые расплавы могут выплавляться в результате анатексиса при метаморфизме гранулитовой и амфиболитовой фации. На примере мигматит-гранитов и пегматитов Верхне-Алданского района, изофациальных наиболее глубинным породам гранулитовой фации метаморфизма, было показано, что они кристаллизовались из анатектических маловодных магм при довольно высоких температурах (900-810°C). В составе летучих, растворенных в расплаве, значительную долю составляла углекислота. Ее парциальное давление достигало 5 кбар. Гранитные и пегматитовые магмы, выплавленные в условиях амфиболитовой фации метаморфизма, более низкотемпературны (опускаются до 700-650°C). Соответственно содержание воды в магме повышается от 2-3 до 6-7 вес.%, доля CO<sub>2</sub> в составе флюида, растворенного в расплаве, уменьшается. Интервалы температур кристаллизации конкретных анатекти-



Р и с. 1. Азональные группы раскристаллизованных включений, приуроченных к центральной части ихтиоглиптов кварца из графической зоны камерных пегматитов Бектау-аты в Прибалкашье (а, увел. 100) и Кыры в Читинской обл. (б, увел. 480)

тов обычно невелики и коррелируются с водонасыщенностью магм. Особенно низкие температуры кристаллизации обводненных магм метаморфогенного происхождения характерны для мусковитовых пегматитов. Их магматические зоны кристаллизуются при температуре около  $700-650^{\circ}\text{C}$  (соответственно Чупинский и Мамский районы). Во флюидном обособлении раскристаллизованных включений в кварце этих пегматитов четко видна фаза жидкой воды.

Более значительные вариации температур кристаллизации характерны для гранитоидных магм, образующихся при дифференциации и термическом



Р и с. 2. Зональное расположение раскристаллизованных включений в пегматоидном кварце из камерных пегматитов Бектау-аты (Прибалхашье), увел. 76

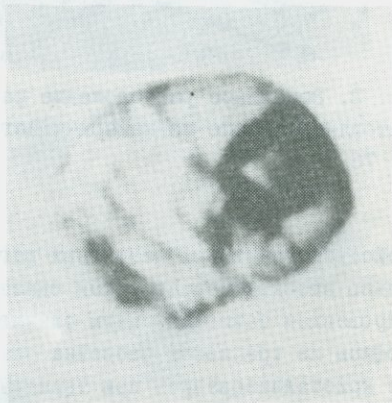
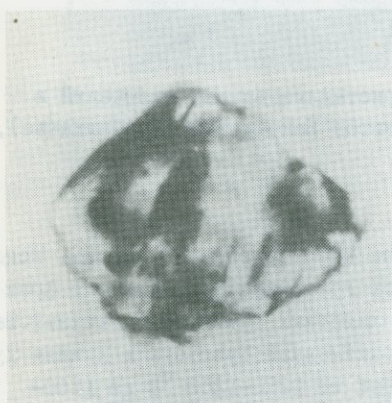
воздействию базитовых мантийных магм на кварцосодержащие породы. Исключительно высокотемпературными оказались гранофиры, связанные с фракционированием базитовых магм близповерхностных трапповых интрузий. Так, гранофиры из траппов в бассейне рек Подкаменная Тунгуска и Нижняя Тунгуска кристаллизовались при температурах от 1250-1200 °С до 1100-1080 °С. Более низкие температуры характерны для приконтактовых гибридных гранофиров р. Горбачин, которые кристаллизовались при температуре 1150-940 °С. Фазометрия включений в кварце говорит о "сухости" кислых расплавов, генерируемых в близповерхностных условиях.

Резко иная картина наблюдается при глубинной регенерации гранитных расплавов вследствие воздействия онежских габбро-диабазовых магм на вмещающие гранитоидные породы. Приконтактовые прожилки и обособления микропегматита и аплиты регенерационного происхождения здесь кристаллизуются при чрезвычайно низкой температуре (около 640 °С). Таким образом, в глубинных условиях возможна генерация резко обводненных кислых расплавов (с  $P_{H_2O}$  около 6 кбар). Вода либо экстрагировалась из кристаллизовавшейся базитовой магмы, либо заимствовалась из дегидратирующих минералов первичных гранитов. Регенерированный гранитный расплав был еще в жидком состоянии, когда габбро-диабазы уже полностью раскристаллизовались.

Промежуточные температуры характерны для ранних стадий кристаллизации многофазных плутонов гранитов рапакиви (табл.2), генетически тесно связанных с габбро-анортозитами (например, для Коростеньского плутона 830-760 °С). Рапакиви рассматриваются как наиболее глубокие



Р и с. 3. Раскристаллизованное расплавленное включение в кварце остаточных гранофилов интрузива Вельминского порога (бассейн р. Подкаменная Тунгуска). Флюидное обособление представлено газовым пузырьком. Увел. 1500



Р и с. 4. Раскристаллизованные расплавленные включения в кварце графических агрегатов из зональных камерных пегматитов Кыры (Читинская обл., а) и Джельтау (Голодная степь, б). Флюидное обособление - гетерогенно: видны газовый пузырь и фаза водного раствора. Увел. 800

аналоги кислых интрузивных образований трапповой формации. Так как объемы кислых расплавов здесь велики, то температуры кристаллизации гранитоидов более поздних фаз могут существенно понижаться, в связи с процессами кристаллизационной и эманацционной дифференциации расплавов  $P_{H_2O}$  при этом возрастает от значений не выше 1 кбар (при начальной концентрации воды в расплаве около 2-3 вес.%) до значений в несколько кбар (при содержании воды не менее 7 вес.%), температуры кристаллизации гранитов понижаются до 650-620°C, а для даек гранит-аплита с цинквальдитом - даже до 610-600°C (Коростеньский плутон). Поздние выборгиты, питерлиты и трахитоидные репакивы Выборгского массива кристаллизовались из еще более низкотемпературных магм (640-560°C), концентрация воды в которых достигала 8-10 вес.%. Столь низкие температуры кри-

Таблица I

Температура гомогенизации включений раскристаллизованных расплавов в кварце гранитов и пегматитов анатектического происхождения

Район	Порода	$T_{\text{гом}}, ^\circ\text{C}$
Г р а н у л и т о в а я   ф а ц и я		
Верхнее течение р.Алдан	Мигматит-граниты	890-850
Там же	Анатектит-граниты	900-860
	Ортотектитовые пегматиты	850-820
Верхнее течение р.Тим-птон	Мигматит-граниты	Около 810
А м ф и б о л и т о в а я   ф а ц и я		
р.Алдан, район пос.Суон-Тиит	Мигматиты-граниты	830-790
Там же	Анатектит-граниты	840-790
"	Мигматит-пегматиты	830-780
"	Графические пегматиты из даек	830-780
Южно-Чуйский хребет		
Алтай	Мигматит-граниты	Около 700
Там же	Мигматит-пегматиты	Около 700
Мемский район,		
Восточное Забайкалье	Мусковитовые пегматиты	Около 650
Чупинский район,		
Северная Карелия	Слюдоносные пегматиты	Около 700

стабилизации этих пород объясняются наличием в магмах не только воды, но и фтора (до 0,4-0,6 вес. %).

Наиболее поздние фазы и эпикальные фации ряда рудоносных и пегматитовых гранитоидных интрузивов также оказались более низкотемпературными и обогащенными водой, а часто и другими плавнями (фтор, бор, щелочи), чем исходные порции магмы (табл.3). Так, из-за накопления воды и повышения содержания щелочей в остаточных расплавах понижается (до  $640^\circ\text{C}$ ) температура кристаллизации щелочных гранитов с редкомагмальной минерализацией, которые обнаружены в эпикальной северо-западной части массива Хан-Богдо в Гоби (МНР). Граниты же главной фазы центральной части этого массива высокотемпературны. Они кристаллизуются при  $820-730^\circ\text{C}$ . Такие же соотношения с помощью расплавных включений установлены для ряда пегматитовых и рудоносных плутонов Казахстана, Алтае-Саянской области, Бурятии, Читинской области.

В сложных пегматитовых плутонах обычно устанавливается существенное понижение температур кристаллизации фазы гранитов, материнских для пегматитов, по сравнению с более ранними гранитами главной фазы.

Таблица 2

Температура гомогенизации включений раскристаллизованных силикатных расплавов в кварце гранитов рапакиви и связанных с ними пегматитов

№	Порода	$T_{\text{ГОМ}}, ^\circ\text{C}$
В ы б о р г с к и й м а с с и в		
1	Лаппеэ-гранит (фаза 1)	720
2	Би-Ро выборит (фаза 2)	630-610
3	Крупноовоидный выборит (фаза 2)	620-600
4	Мелкоовоидный питерлит (фаза 2)	640-590
5	Ро-Би крупноовоидный выборит (фаза 2)	610-590
6	Би трахитоидный рапакиви (фаза 3)	620-560
7	Графичевский пегматит	600
К о р о с т е н ь с к и й п л у т о н		
8	Би-Амф мелкоовоидный рапакививидный гранит (ранняя фаза)	830-810
9	То же	790 $\pm$ 30
10	Би рапакививидный гранит (фаза 3)	650-620
11	Аплитовидный гранит с цинвальдитом (из дайки)	610-600
12	Графика из бескамерных пегматитов	760-660
13	Графика из бестопезовых камерных пегматитов	750-660
14	Графика из топазоносных камерных пегматитов	670-620
С а л м и н с к и й м а с с и в		
15	Би-Амф крупноовоидный выборит (фаза 2)	640-600

Примечание. Место отбора образцов: 1 - северная часть массива; 2 - северо-западная часть г.Выборга; 3 - месторождение Эркель в 7 км от г. Выборга; 4 - с.Соколиное в 7 км на юг от г.Выборга; 5, 6, 7 - месторождение Возрождение в 2 км от ст.Возрождение; 8 - Волянь, Украина; 9 - Малинский карьер в 2 км от ст.Малин; 10 - северо-восточная часть Володарско-Волянского блока; 12, 13, 14 - Волянь; 15 - северо-восточная часть массива; № 8, 12-14 - образцы из коллекции В.И. Павлишина; № 11 - из коллекции О.В.Зинченко.

В гранитах, материнских для камерных пегматитов, выявлено также понижение температур кристаллизации околоспегматитовых фаций гранитов. Таким образом, по включениям можно прямо наблюдать предысторию формирования остаточных пегматитовых магм. Четко проявляется также последующее понижение температур формирования магматических зон камерных пегматитов, кристаллизующихся от периферии к центру тел. В зависимости от водонасыщенности в одних камерных пегматитах температуры несколько превышают 600°C, особенно при увеличении соотношения CO<sub>2</sub>/H<sub>2</sub>O (Волянь,

Таблица 3

Температура гомогенизации включений силикатных расплавов в кварце гранитоидов

Регион	Массив	Порода	T <sub>гом</sub> , °C
Таджикистан	Ташкесенский	Кварцевый порфир	1300-1250
		Гранит-порфир	1180-900
Камчатка (Срединный хребет)	Вулкан Хангар	Пемза	1260-740
Аляска	Вулкан Катмай	Ангимбрит	840-800
Восточное За- байкалье	Ары-Булак	Топазсодержащий кварцевый кератофир (онгонит)	1100-615
		Кварцевый порфир	1100-700
	Шерловогорский	Кварцевый порфир с участками ритмичной полосчатости	680-670
		Гранит-порфир	670-640
	Адун-Челонский	Крупнозернистый порфировидный гранит	690-650
Гранит-порфир		650-630	
Монгольская Народная Республика	Хай-Богро	щелочной гранит главной фазы с арфведсо-нитом	820-730
		Приконтактовый щелочной гранит с эльпидитом	790-640
	Западный Нарин-Толбуригольский	Амфибол-биотитовый кварцевый сиенит	720-680
		Граносиенит (дейка)	650
	Балгагольский	двуполевошпатовый биотитовый гранит	650-600
		Гранит-аплит (дейка)	620-580
Бухаингольский (в составе Эр-денэтского плутона)	Амфибол-биотитовый граносиенит	590-560	
	Лейкократовый гранит	580-560	
Рудоносный дей- ковый комплекс" района месторож- дения Эрдэнэт		Эпидоконтактовый ритмично-полосчатый гранит-порфир	810-760
		Рудоносный измененный гранит-порфир	690-660

Регион	Массив	Порода	$T_{\text{гом}}, ^\circ\text{C}$
Монгольская Народная Республика	"Рудоносный дайковый комплекс" района рудопоявления Шанд	Ритмично-полосчатый гранит-порфир ранней фазы	710-700 и выше
Дальний Восток	Баджальский вулcano-плутонический комплекс	Гранит-порфир	660-610
	Урмийский	Порфировидный гранит	690-650
Восточное Забайкалье	Бугдаинская дайка	Ритмично-полосчатый кварцевый порфир	710-650

Золотая гора в Борщевочном кряже), в других - опускаются ниже  $600^\circ\text{C}$  (Монголия, Забайкалье, Прибалхашье). В редкометалльно-камерных пегматитах Савватеево (Борщевочный кряж) температуры приближаются к  $500^\circ\text{C}$ .

В различных рудогенерирующих порфировых интрузивах и "рудоносных дайковых комплексах" (по В.И.Сотникову) температурные различия между обводненными рудогенерирующими расплавами апикальных выступов интрузивов и поздних рудоносных фаций в дайковых комплексах оказываются еще более контрастными: различия иногда достигают нескольких сотен градусов. Например, рудоносные измененные гранит-порфиры в "рудоносном дайковом комплексе" месторождения Эрдэнэт (Монголия) из-за обводнения магмы кристаллизовались при температуре  $690-600^\circ\text{C}$ . Более же ранние дацитовые порфириты кристаллизовались при  $1100-950^\circ\text{C}$ , а нерудоносные ритмично-полосчатые гранит-порфиры - при  $810-760^\circ\text{C}$ .

Очень большой разброс температур кристаллизации магм характерен и для гипабиссальных массивов гранит-порфиров и кварцевых порфиров. Начало температур их кристаллизации часто превышает  $1000-1100^\circ\text{C}$ , а в ряде случаев (например, гранитоидов Кергетас-Эспинского габбро-гранитного комплекса в Казахстане и Ташкесенского массива в Таджикистане) достигает  $1300-1250^\circ\text{C}$ . Эти условия сходны с условиями интрателлурической кристаллизации вкрапленников из лавовых потоков и экструзий подобного же состава. Исходно высокотемпературные магмы порфировых интрузивов в одних случаях завершают кристаллизацию при довольно высоких температурах ( $1180-900^\circ\text{C}$ , Ташкесенский массив), в других - при очень низких, характеризующаясь чрезвычайно широким интервалом температур кристаллизации ( $1100-700^\circ\text{C}$ , массивы сопки Большая и Высокая, район Шерловой горы в Забайкалье;  $1100-615^\circ\text{C}$ , шток онгонитов Ары-Булак,

Читинская обл.). При этом высокотемпературные включения "сухих" магм характеризуются флюидными обособлениями пониженной плотности с малым содержанием воды. Во включениях же с  $T_{\text{гом}}$  около  $700^{\circ}\text{C}$  и ниже обычно хорошо заметна фаза водного раствора.

Повышение давления воды в остаточных магмах, обводняющихся в близ-поверхностных условиях, часто приводит к эруптивной деятельности, в частности пемзообразованию ( $1260-740^{\circ}\text{C}$ , пемзы вулкана Хангар, Камчатка).

Широко развиты близповерхностные массивы низкотемпературных гранит-порфиров и гранитов (ниже  $800-700^{\circ}\text{C}$ ). Они образуются вследствие вторичного обводнения гранитных магм в апофизах крупных очагов. С помощью включений они легко отличаются от высокотемпературных массивов. С низкотемпературными массивами со сходными начальной температурой и составом гранитной магмы могут быть связаны либо пегматиты, либо грейзены и другие рудные образования. Например, близповерхностные Адун-Челонский и Шердовогорский массивы в Читинской области кристаллизовались при близких температурах (соответственно  $690-630^{\circ}\text{C}$  и  $690-650^{\circ}\text{C}$ ). Однако в первом вследствие более длительной замкнутости системы при  $640-620^{\circ}\text{C}$  сформировались камерные пегматиты. Во втором же произошла разгерметизация системы. Это привело к утечке и разуплотнению высокотемпературных водных растворов, вызвавших грейзенизацию гранитоидов и формирование известных грейзеновых месторождений. Таким образом, в разных геологических условиях кристаллизация даже идентичных магм может завершиться формированием резко различных связанных с ними месторождений; пегматиты связаны с более глубинными фациями гранитов.

Изучение расплавных и сингенетичных с ними флюидных включений в кварце позволило непосредственно судить об эволюционных явлениях. По ним выявлены условия насыщения, ретроградного кипения и расслоения кислых магм и параметры обособляющихся флюидов. Случаи кипения особенно характерными оказались для неравновесных систем, полностью или частично разгерметизирующихся в близповерхностных условиях и дегезирующих при невысоком флюидном давлении (до 1 кбар). Кипение зафиксировано по включениям в высокотемпературных вкрапленниках кварце из лавовых потоков и в кварце довольно низкотемпературных гипабиссальных порфировых интрузий и даже в кварце близповерхностных камерных пегматитов (с температурами магматической кристаллизации около  $600^{\circ}\text{C}$  и выше), например в пегматитах с "сотовыми" кварцами. В частности, в упоминавшихся массивах кварцевых порфиров сопки Большая и Высокая отмечено ретроградное вскипание магм при температуре  $730-700^{\circ}\text{C}$  с обособлением газообразного надкритического флюида ( $P_{\text{фл}}$  0,8-0,9 кбар), с которым, по-видимому, связано формирование касситеритсодержащих взрывных брекчий.

В кислых магмах с повышенным флюидным давлением (выше 1-2 кбар) иногда наблюдается расслоение с обособлением жидкообразного флюида. В высокотемпературных анатектиках гранулитовой фации обособляющийся флюид обогащен  $\text{CO}_2$  ( $P_{\text{фл}}$  до 5-6 кбар). В низкотемпературных гранитоидных магмах разного происхождения обособляются существенно водные мало-концентрированные растворы высокой плотности (для гранитов рапакиви при  $600^\circ\text{C}$   $P_{\text{фл}}$  равно 3-4 кбар; для камерных пегматитов при  $600-560^\circ\text{C}$   $P_{\text{фл}}$  3-5 кбар). В более высокотемпературных магмах усиливается эффект экстракции хлоридов во флюидную фазу (во включениях появляются солевые фазы).

Вокруг обособленных в магме пузырей газообразного или жидкообразного флюида в кварцевых порфирах и гранитах часто формируются мизеролы, а в камерных пегматитах - зенорыши (полости) магматического этапа, которые непропорционально связываются лишь с явлениями постмагматического выщелачивания. Инкрустация стенок этих полостей друзовыми агрегатами происходит в основном за счет обособленного позднее магматического водного флюида, а далее постмагматических растворов.

В заключение остановимся на данных, подтвердивших магматическое происхождение приконтактовых ритмично-полосчатых порфировых агрегатов. Их полосчатость конформна контактам близповерхностных тел кварцевых порфиров и гранит-порфиров. Полосы фестончатого друзового кварца с головками, направленными к центру тел, всегда оказываются несколько более высокотемпературными и ранними, чем разделяющие их полосы кварц-полевошпатовых агрегатов: например, для одного из монгольских массивов соответственно  $1060-830^\circ\text{C}$  и  $1000-800^\circ\text{C}$ , а для Первомайского массива (Бурятия)  $770-740^\circ\text{C}$  и  $700-650^\circ\text{C}$ . Близкие температуры ( $710-650^\circ\text{C}$ ) установлены для Бугдэинской дайки (Читинская область) и промежуточные для полосчатых гранит-порфиров "рудного дайкового комплекса" района Эрдэнэт ( $810-760^\circ\text{C}$ ) и Шанд (выше  $710-700^\circ\text{C}$ ) в МНР. Формирование ритмики не сопровождается кипением расплавов в отличие от горизонтально-полосчатых агрегатов в пегматитах. Температура магмы и флюидный режим резко варьируют. Основные причины ритмичной кристаллизации магмы - отсутствие ее турбулентного перемешивания и волновой характер флуктуаций при диффузии вещества и теплообмене в резко неравновесных условиях при быстром приконтактовом охлаждении магмы.

## МИГРАЦИЯ И ЛОКАЛИЗАЦИЯ РУДНОГО ВЕЩЕСТВА В РУДНЫХ ЖИЛАХ И ПЕГМАТИТАХ

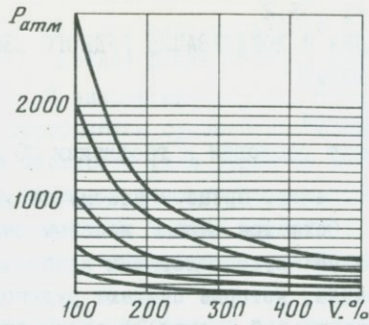
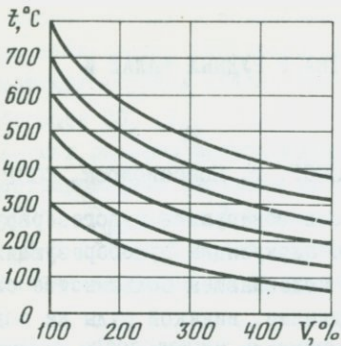
Ю.А. Долгов

Институт геологии и геофизики СО АН СССР, г. Новосибирск, СССР

До настоящего времени никому не удалось обнаружить рудогенерирующий очаг. Остается также неясным способ циркуляции рудообразующих растворов по рудоподводящим каналам. В подавляющем большинстве случаев трещины, которые считают рудоподводящими, никакой руды не подводят (неправильный термин) и своим нижним концом не входят в рудогенерирующий очаг, который обладал бы свойствами, отличающими его от вмещающих пород. Все рудные жилы — слепые.

Малые и средние рудные жилы обозрими от начала до конца. Особенно показательны малые жилы. Ограниченность и конечность их во вмещающих породах не подлежит никакому сомнению. Такие трещины могут только накапливать растворы с рудными компонентами, которые в процессе эволюции очень слабо перемещаются с помощью инфильтрации, еще слабее с помощью диффузии. С глубиной вследствие роста давления уменьшается объем межзерновых пор, инфильтрацию сменяет диффузия через межзерновые поры, а ее, в свою очередь, сквозькристаллическая проницаемость. Из общих наблюдений и экспериментов вытекает, что на глубинах более 10 км трещины и жилы не образуются, а пористость резко сокращается [1]. На фоне температурной эволюции Земли и земной коры могут возникать флуктуации 1-го порядка, которые связаны с быстрым подъемом магматических масс или быстрым опусканием седиментационных масс в область анатексиса. Обычное внедрение интрузий прежде всего нарушает напряженность температурного поля. Интрузия прогревает вмещающие породы, активизирует поровые растворы. При охлаждении во вмещающих породах и интрузии развивается внутризерновая, межзерновая и линейная контракционная трещиноватость. Внутризерновые и межзерновые трещины заполняются рудоносным флюидом. Нагревание и следующее за ним остывание и развитие пористости повышает рудогенный потенциал растущей коры интрузии и вмещающих пород, но еще не создает локализации рудных компонентов.

По мере роста контракционных или тектонических напряжений появляются трещины — вакуумные пустоты, которые стимулируют движение межзерновых поровых растворов в полость. Первый этап расширения в пустоту связан с дросселированием и заполнением рабочим телом (рудообразующим раствором) пустоты. В дальнейшем, как показывают полевые наблюдения и основанное на них общее мнение, трещины могут неоднократно унаследованно приоткрываться, увеличивая свой объем. Это не расширение в пустоту; а уже адиабатическое расширение, где рабочее тело (рудообразующий раствор) выполнит работу за счет внутренней энергии при постоянной энтропии. Из уравнения адиабаты по формуле Пуассона:  $PV^{\kappa} = \text{const}$ , используя сокращенное уравнение Ван-дер-Ваальса, уравнение адиабаты можно запи-



Р и с. 1. Адибаты изменения температуры и давления от мгновенного изменения объема

сать в виде  $(P(v-\delta)^K = const$ . Используя известные уравнения  $P_1 v_1^K = P_2 v_2^K$  можно получить уравнения для определения давления, объема и температуры. На основании этих уравнений были построены графики (рис. 1).

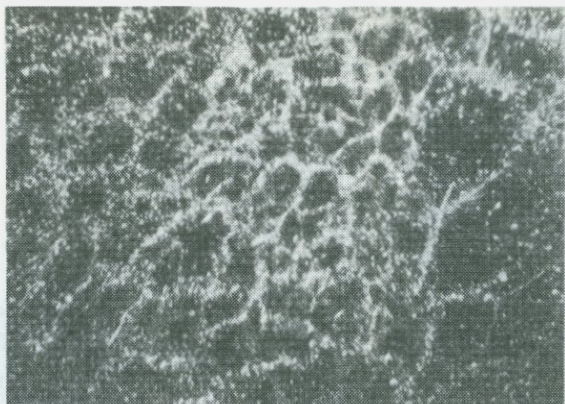
Для реальных газов, в частности для воды, рассчитан показатель  $K = \frac{C_p}{C_v}$  - отношение удельной теплоемкости при постоянном давлении к удельной теплоемкости при постоянном объеме. При изменении температуры и давления  $K$  уменьшается при увеличении температуры и увеличивается с увеличением давления. В адиабатическом процессе  $K$  почти постоянен и для воды  $= 1,30 + (1-3)\%$  [3].

На основании приведенных формул рассчитаны снижения температур и давлений в зависимости от глубины расширения (см. рис.1).

Из диаграмм видно, что при увеличении объема в 4 раза начальная температура снизится с  $600^{\circ}C$  до  $285^{\circ}C$ , а давление с  $1000$  МПа до  $55$  МПа. Величины значительные и, несомненно, оказывают важнейшее влияние на процессы формирования любых полостных образований. Так, например, хорошо изученные нами камерные пегматиты пространственно связаны с жильными. Жильные трещины присоединяются к неоднородностям в толще квазиизотропных пород. Такими неоднородностями являются камерные пегматиты, именно к ним, по правилу, хорошо известному в металлургии, присоединяются трещины разных объемов, мгновенное приращение объема приводит к адиабатическому расширению с его главными следствиями: понижением температуры, давления и плотности раствора.

Модель всякого процесса должна иметь доказательства, способные объяснить любые следствия, вытекающие из ее действия.

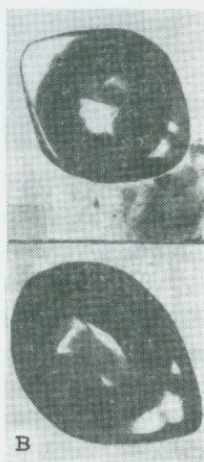
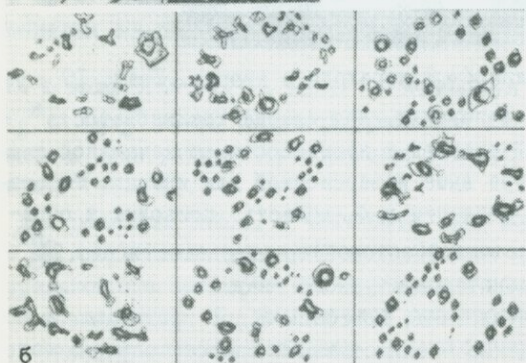
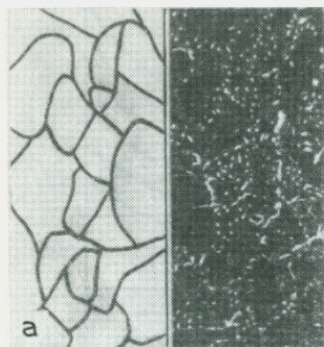
Локальные охлаждения в толще сильно нагретых пород заставляют сомневаться некоторых исследователей и высказывать бездоказательные скептические замечания. Заметим, что на основании приведенных выше термодинамических принципов работают различные машины по охлаждению газов. В зависимости от начальной температуры резкое охлаждение оставляет рез-



Р и с. 2. Контракционные трещины  $\alpha \rightarrow \beta$  перехода в кварце. Увел. 10  
 личные трещины на кристаллах в полости. Для кварца трещиноватость при охлаждении имеет различный рисунок в зависимости от начальной температуры [7, 2]. Если температура выше инверсионной для кварца, то резкое охлаждение и переход из  $\alpha$ -области в  $\beta$ -область приводит к образованию весьма специфической сетчатой (сотовой) трещиноватости (рис. 2). Ранние зоны кристаллизации высокотемпературного кварца во многих пегматитовых телах Украины, Казахстана, Монголии и др. представлены сотовым кварцем. Резкое охлаждение – единственный способ получения сотовых трещин. В адиабатическом расширении весьма существенно изменяются температура и давление. Резкие понижения температуры в экспериментах без изменения давлений, также приводят к образованию сотовых трещин [3]. Резкие охлаждения ниже температуры полиморфных превращений кварца характеризуются трещиноватостью, но уже ступенчатой, параллельной ромбоэдрам, которая к 200–300°C приближается к прямой (рис. 3, а). Топаз при охлаждении дает трещины по спайности.

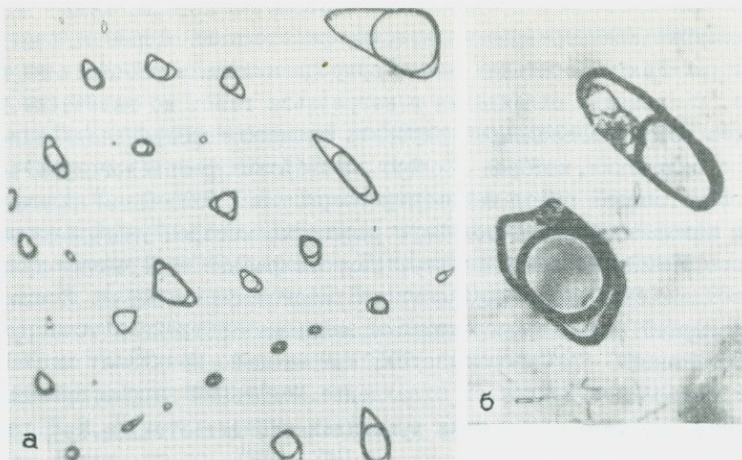
Контракционные трещины в минералах свидетельствуют об охлаждении. Другие следствия адиабатического расширения – снижение давления и плотности. Для доказательства этих следствий изучались включения из залеченных контракционных трещин в сотовом кварце. Эти включения характеризуют состояние полости в процессе возникновения флуктуации 2-го порядка и ее ликвидации. Установлено, что включения в залеченных трещинах имеют низкие температуры гомогенизации, низкие плотности и давления (рис. 3, б). То же самое можно сказать о более низкотемпературных залеченных трещинах. Даже в гидротермальной области адиабатическое расширение переводит растворы в малоплотные, газовые. Это позволило поставить вопрос о рецидивах пневматолита в гидротермальной области существования жидких минералообразующих и рудообразующих растворов.

В процессах многократного адиабатического расширения полости кристаллы топаза охлаждаются, и развивается трещиноватость в главном направлении (параллельная пинакoidу). Трещины, как правило, не разру-



Р и с. 3. а - искусственные (А) и естественные (Б) трещины в кварце - свидетельство охлаждения и  $\alpha \rightarrow \beta$  перехода; б - залеченные "сотовые" трещины  $\alpha \rightarrow \beta$  перехода в высокотемпературном кварце. Степень заполнения (плотность) включений различна и  $T_{\text{гом}}$  от 90–380°C (I и 9 соответственно); в - равновесные формы включений в сотовом кварце. Увел. 200

шают кристаллы и проникают в кристалл на ограниченное расстояние. Затем залечиваются малоплотными растворами, обогащенными летучими компонентами ( $\text{CO}_2$  и сернистые газы). В других плоскостях включения содержат большое количество малолетучих компонент ( $\text{NaCl}$ ,  $\text{KCl}$  и др.). Таких комбинаций в топазе много, что свидетельствует о частой и резкой смене условий. Пегматиты Волны имеют кустовое размещение, при котором пегматитовые тела соседствуют одна с другим часто разделяются небольшими гранитными перегородками. Во время адиабатического расширения в одном теле начинается перекачка летучих сквозь поры из другого тела. Газовая смесь летучих сепарируется по фугитивности. Растворы, прибывающие в полость-акцептор, обогащены высоко летучими компонентами (сернистые газы, углекислота, вода). Полость-донор обогащается малолетучими (хлориды, силикаты, немного воды). Растворы залечивают трещины и фиксируют указанные выше состояния (рис. 4, а, б). По первично-вторичным включениям /4/ в топазе устанавливается многократность состояний адиабатического расширения и миграция флюидов в поры и через поры вмещающих пород.



Р и с. 4. Чередование высоколетучих (а) и низколетучих (б) во включениях залеченных трещин спайности в топазе. Увел. 200

Адиабатическое расширение и его следствия создают неравновесность полости с вмещающими породами, которая нивелируется с помощью тепло-массообмена. Теплообмен направлен от тела более нагретого к телу менее нагретому. Полость нагревается, а вмещающие породы охлаждаются и увеличивают пористость, что в свою очередь активизирует массообмен.

В случае прохождения летучих из полости-донора в полость-акцептор через пористую перегородку удовлетворяются условия дросселирования, заключающегося в увеличении сопротивления (при протекании газа через узкие отверстия) и падении давления.

Движение летучих может привести к некоторому снижению температуры (или повышению) в камере акцептора. В конечном счете теплообмен выравнивает температуру, а массообмен — давление. Давление, как уже отмечалось, может быть выравнено газовой смесью любого состава. Например, если поровые растворы имеют 50%  $H_2O$  и 50%  $CO_2$ , тогда при движении растворов через поры вмещающих пород по правилу Льюиса-Рендалла в полость акцептора придут газы с преобладанием летучих (20%  $H_2O$ , 80%  $CO_2$ ).

Давления между полостным и поровым раствором выравнено. Осуществилось накопление и увеличение кислых компонент (они же и более фугитивные), которое можно рассматривать как кислотную часть локальной кислотно-щелочной волны. После того, как давления в порах вмещающих пород и камере стали равными, кислые газы, имея большую концентрацию, будут диффундировать в растворы пор вмещающих пород. Это будет выглядеть как повышение роли щелочных компонент в полости (щелочная волна).

Простейшая причина — увеличение свободного объема, приводит всю систему к охлаждению и последующему нагреванию. Многократные унаследованные приращения свободного объема создают перепады температур и давлений.

Все экспериментальные и промышленные системы, в которых нужно получить кристаллизацию или перекристаллизацию, работают на принципе перепада температуры. Как мы показали выше, природная модель работает на том же принципе. С помощью охлаждения и нагревания газов во включении удалось очень наглядно продемонстрировать процесс перекристаллизации содержимого включения, которое состоит из 5–6% водно-солевого раствора, остальное – газовая смесь неизвестного состава. Охлаждаем включение, получаем замерзание водно-солевого раствора, которое указывает на содержание 18–20%  $\text{NaCl}$  эквивалента. Немного раньше замерзания начинается конденсация второй жидкости из газовой смеси ( $\text{CO}_2$ ). После замерзания первой жидкости углекислота замерзает в тройной точке ( $-56,6^\circ\text{C}$ ) и около  $-72^\circ\text{C}$  возгоняется. Момснтально возникает множество мелких кристалликов. Выключаем охлаждение. Медленный нагрев приводит к растворению сначала мельчайших кристалликов, далее более крупных. Когда остается немного крупных кристалликов, включаем охлаждение, кристаллики растут, но мелкие не образуются, еще несколько таких операций геометрического отбора, и мы получаем несколько конечных кристаллов, которые дальше при росте и растворении не изменяют своих объемных соотношений. Кристаллы мигрируют к первому (водно-солевому) и, наконец, занимают свое постоянное место. Все три летучих компонента приведены в твердое состояние и разделяются четкими фазовыми границами. Анализ газа из подобных индивидуальных включений показывает, что газовая смесь состоит из  $\text{CO}_2$  (наибольшая площадь), сернистых газов, и водно-солевой эвтектики, мелкие черные крапинки – включения высококипящих газов.

Процесс геометрического отбора и перекристаллизации приводит к полной дифференциации на компоненты. Этот эксперимент иллюстрирует, как происходит полная перекристаллизационная дифференциация в пегматитах в процессе периодических нагреваний и охлаждений за счет адиабатического расширения.

Учитывая все результаты, полученные для пегматитов на гидротермально-пневмотолитовом этапе развития, можно утверждать, что развитие унаследованного объема рудных жил содействует охлаждением и нагреванию, падению и восстановлению давления, а следовательно, вынос рудного и нерудного материала в жильную полость осуществляется из вмещающих пород. Достаточные для промышленных кондиций в рудных жилах выносы из вмещающих пород фиксировались для свинца, цинка [5], фтора [3], кремнезема [6].

Зоны выноса из вмещающих пород обозначены минимумами [3]. Обнаружение таких зон пониженного содержания может указывать на наличие зон локализации слепых рудных жил.

#### Л и т е р а т у р а

1. Воларович М.П. Исследования физико-механических свойств горных пород при высоких давлениях. – В кн.: Экспериментальные исследова-

- ния в области глубинных процессов. М.: Изд-во АН СССР, 1962. с.22-34.
2. Долгов Ю.А. Особенности генезиса высокотемпературных кварцев. - Минерал. сб. Львов. геол. об-ва. Львов: Изд-во Львов ун-та, 1955, № 9, с. 85.
  3. Долгов Ю.А. Об адиабатической мобилизации рудообразующих растворов. - Геология и геофизика, 1965, № 8, с. 3-16.
  4. Ермаков Н.П., Долгов Ю.А. Термобарогеохимия. М.: Недра, 1979. 300 с.
  5. Касанички В.О. О происхождении и горизонтальной зональности руды месторождения Дьендьершорси. - В кн.: Геохимическая конференция. Отделение технических наук АН Венгрии. Будапешт; 1959, с. 87-107.
  6. Цинзерлинг Е.Б. Растрескивание пластинок кварца при температурах от 200 до 600°C. М.: Изд-во АН СССР, 1948. 230 с. (Тр. ин-та кристаллографии; Вып. 4).
  7. Лазыко Е.М. Хрусталеносные кварцевые жилы и их генезис. Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1957. 250 с.

УДК 552.11:551.22:552.321.1/.3

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ НЕОГРАНИТНЫХ ИНТРУЗИЙ  
БОЛЬШОГО КАВКАЗА

Н.Е.Учачейшвили

Институт геохимии и аналитической химии им. В.И.Вернадского  
АН СССР, г. Москва, СССР

Исследования новейшего магматизма Большого Кавказа, начатые работами Ф.Ю. Левинсон-Лесинга, постоянно привлекали внимание геологов. К настоящему времени накоплен громадный фактический материал по геологии, геохимии, петрографии и минералогии молодых кислых пород, выделяемых в гранитоидную вулканоплутоническую формацию (ГВПФ) [1]. Образование этой формации приурочено к наиболее приподнятому блоку Транскавказской поперечной зоны. Их относят к позднеорогенной стадии тектоно-магматического цикла Большого Кавказа. В это время консолидировались складчатые структуры и формировался современный высокогорный рельеф [9].

Интерес к образованиям новейшего магматизма связан прежде всего с рудогенерирующей способностью гипабиссальных и субэффузивных массивов, с рядом которых связаны месторождения и рудопроявления редких элементов: вольфрама, молибдена, мышьяка. Важной особенностью неогранитных пород является слабое развитие вадужных процессов (практически отсутствуют). С точки зрения "свежести" этот материал является уникальным, особенно для исследований генетического характера.

ГВПФ представлена рядом генетически единых интрузивных и эффузивных проявлений производных кислого палингенного магматизма. Интрузивные члены формации, представленные всей гаммой фациальных разновидностей гранитоидных пород от наиболее кислых гранитов до относительно

"основных" - гранодиорит-порфиров, образуют гипабиссальные массивы, necks и дайки. Вулканические и субвулканические породы представлены липаритами, липарито-дацитами, дацитами, андезито-дацитами и андезитами [1]. Результаты калий-аргонового метода датирования показали, что развитие всей вулкано-плутонической формации происходило в узком интервале - от 4,4 до 0,5 млн лет [1].

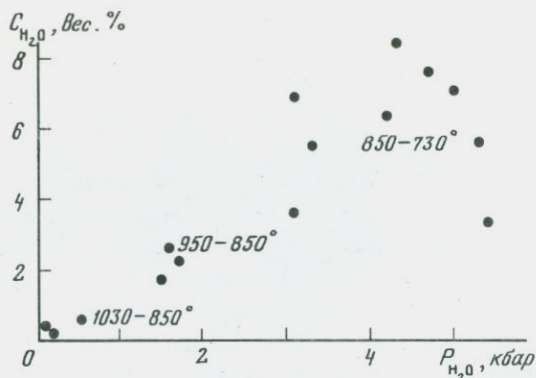
Все вышесказанное свидетельствует о том, что ГВПФ является весьма благоприятным объектом для исследований, конечной целью которых является получение модели развития кислой магматической системы и реконструкции физико-химических особенностей формирования отдельных ее членов. Именно такая попытка делается автором настоящей работы на основе обобщения данных по изучению включений в минералах пород ГВПФ.

Термометрические исследования расплавных включений в минералах гранитоидных пород проводили в термокамере конструкции А.Б.Слущкого. Основным принципиальным преимуществом камеры является ее малая инерционность, позволяющая производить закалку исследуемых образцов со скоростью  $600^{\circ}\text{C}$  в секунду. Опыты проводились также в печи с платиновым нагревателем с применением метода закалки [3] и на установке высокого газового давления с внутренним нагревом до  $1400^{\circ}\text{C}$  и 5000 атмосфер конструкции Е.Б.Лебедева [2].

Изучение неогранитных пород Большого Кавказа показало, что, несмотря на петрохимическую близость, гранитоиды различных неинтрузий различаются по облику и характеру включений в минералах, что указывает на различные условия их кристаллизации.

По включениям в кварце можно выделить два типа неогранитоидных пород: в одних (гранодиорит-порфиры, гранит-порфиры, липариты, витровандезиты, дациты) присутствуют только включения расплава, в других (гранит-порфиры, порфириовидные граниты) наряду с расплавленными наблюдаются и флюидные включения. Во многих случаях устанавливается сингенетичность расплавных и флюидных включений. С другой стороны, наблюдаются флюидные включения, характеризующие растворы постмагматического этапа [4]. Таким образом, устанавливаются три этапа формирования неогранитоидных интрузий: раннемагматический, позднемагматический (сосуществование силикатного расплава и водно-хлоридного флюида) и постмагматический.

Наиболее высокие температуры полной гомогенизации расплавных включений определены для акцессорного апатита ( $1250-1050^{\circ}\text{C}$ ) и плаггиоклаза ( $1200-1080^{\circ}\text{C}$ ), т.е. относительно более ранних минералов, как показано многими исследователями. Полное плавление твердых фаз раскристаллизованных расплавных включений в плаггиоклазе достигается при  $900-1000^{\circ}\text{C}$ . Для ряда интрузий (гранит-порфиры, липариты) высокие температуры гомогенизации характеризуют включения расплава в санидине ( $1100-1030^{\circ}\text{C}$ ) и кварце ( $1250-1050^{\circ}\text{C}$ ), не содержащем флюидных включений. В кварце, содержащем наряду с расплавленными первичные флюидные включения, температуры гомогенизации первых находятся в интервале от  $1050-$  до  $730^{\circ}\text{C}$ . Таким об-



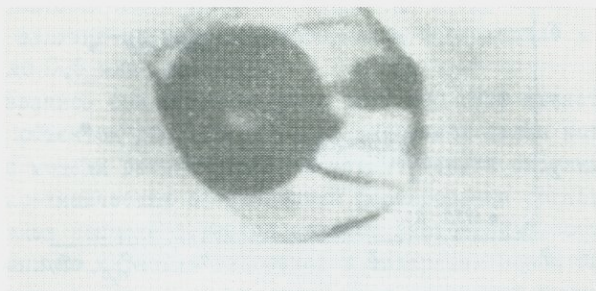
Р и с. 1. Концентрация воды во включениях расплава в кварце тырны-  
аузских гранитов

разом, кварц, по результатам изучения включений, в отличие от других породообразующих минералов неогранитных пород кристаллизовался в широком температурном интервале и характеризует все этапы становления неогранитных интрузий.

Оценки воды в расплавленных раскристаллизованных включениях в кварце, сделанные В.Б.Наумовым для гранитов и липаритов Тырныаузского рудного района (способ оценки изложен в работе [57]), показали, что количество воды меняется от 0,1 до 8,5 вес.%. При этом давление флюида находится в интервале от 0,1 до 5,5 кбар (рис.1). Наблюдается обратная зависимость концентраций воды и температур гомогенизации. Физико-химический анализ полученных данных и рассмотрение диаграмм плавкости гранитных систем с водой показывают, что исходная магма была достаточно сухой (меньше 1 вес.%), а ее температура была не менее 1100°C [67].

Температуры гомогенизации флюидных включений в кварце неогранитов-газовых, газово-жидких многофазовых и двухфазовых находятся соответственно в интервалах 480-280, 950-280 и 320-130 °C.

Установление сингенетичности расплавленных и флюидных включений позволяет назвать температурные пределы сосуществования силикатного расплава и водно-хлоридного флюида. Ранний высокотемпературный флюид характеризуют мелкоплотные газово-жидкие включения с большим объемом газовой фазы и 1-3 минералами-узниками; среди последних обычно наблюдаются рудные, изотропные и реже анизотропные твердые фазы (рис.2). Гомогенизация таких включений осуществляется в жидкую фазу при 950°C (в единичных случаях до 1020°C) - 820°C. Таким образом, есть основание полагать, что отделение водно-хлоридного флюида от расплава могло произойти уже в начальный период жизни гранита при высоких  $TP$ -условиях: 1020-950°C и давлениях 2-3 кбар. Часть магмы, образовавшей неогранитные породы по пути продвижения к поверхности и в камерах консолидации гранитных интрузий, продолжала кристаллизоваться. В расплаве возрастало давление воды. Давление флюида, оцениваемое по сингенетичным флюид-



Р и с. 2. Газово-жидкое включение в кварце эльдзуртинского гранита.  
 $T_{\text{гом}} = 820^{\circ}\text{C}$ , увел. 1000

ным и расплавленным включениям в кварце при температурах  $850-730^{\circ}\text{C}$ , достигало 3-5 кбар (см. рис.1). Флюидные включения этого периода представлены многофазовыми газово-жидкими и газовыми включениями [4,6], что указывает на сосуществование при температуре солидуса двух флюидных фаз: концентрированной водно-солевой жидкости и пара [8].

Реликтами растворов в субсолидусной области являются многофазовые и двухфазовые газово-жидкие включения в кварце. Постмагматические растворы при постепенном охлаждении системы становились менее концентрированными [4,6]. Жизнь гранита продолжалась и после завершения кристаллизации гранита. Постмагматический флюид, оставшийся в межзерновом пространстве, участвовал в перекристаллизации кварца и изменении полевых шпатов. Подвергнутые изменению участки кристаллов становились богаче калием, а растворы с понижением температуры - натрием. Отношение  $\text{K}/\text{Na}$  в растворах включений кварца из эльдзуртинского гранита изменяется в пределах от 0,7 до 0,2 с понижением температуры гомогенизации от  $720^{\circ}\text{C}$  до  $330^{\circ}\text{C}$  и ниже [6].

Детальные исследования структурного состояния и состава полевых шпатов также показали, что постмагматическая деятельность в неогранитах Тырнаузского района связана не с наложенными процессами, а с калиевым автотемпорфизмом под влиянием растворов, отделившихся от магмы в процессе кристаллизации [6]. Следует отметить одинаковый характер перераспределения калия и натрия между концентрированной водно-хлоридной жидкостью и расплавом на магматическом этапе и постмагматическим флюидом и кристаллами. Относительно более ранний флюид в большей мере экстрагировал из расплава петрогенные, а также и рудные компоненты. К такому выводу приводят результаты определения содержаний вольфрама и молибдена в различных типах (по включениям) кварца из неогранитов Тырнаузского района и водных вытяжках из него. Ранее это было отмечено авторами работы [10]. Содержания  $\text{W}$  в пробах кварца Тырнаузских гранитоидов изменяются в пределах от 1,6 до 5,5 г/т:

Мо — от 5 до 8,5 г/т. Концентрация Мо в концентрированных хлоридных растворах включений по данным водных вытяжек достигает 10–20 мг/литр. Исходя из этих данных коэффициент распределения молибдена между флюидом и расплавом имеет значения 0,12–0,40, что находится в хорошем согласии с результатами экспериментального изучения коэффициента распределения Мо между равновесными фазами — флюидом и расплавом — в присутствии  $\text{NaCl}$  для стекол с обогащением молибдена при 700–900°C и давлении 2000 кг/см<sup>2</sup> [7]. Изложенный материал является доказательством генетической связи W–Мо оруденения с новейшим магматизмом Большого Кавказа. Возможность образования W–Мо месторождений определяется термодинамическими условиями формирования гранитоидов. Месторождения вольфрама и молибдена генетически и пространственно связаны с гранитными интрузивными породами, в процессе формирования которых создавались условия для отделения водно-хлоридной фазы от силикатного расплава, ее взаимодействия с расплавом и образовавшимися кристаллами.

#### Л и т е р а т у р а

1. Борсук А.М. Мезозойские и кайнозойские магматические формации Большого Кавказа. М.: Наука, 1979. 229 с.
2. Кадик А.А., Лебедев Е.Б., Хитаров Н.И. Вода в магматических расплавах. М.: Наука, 1971. 267 с.
3. Наумов В.Б. Термометрические исследования включений расплава во включенниках кварцевых порфиров. — Геохимия, 1969, № 4, с. 494–498.
4. Наумов В.Б., Учамейшвили Н.Е. Термометрические исследования включений в минералах магматических пород Тырнаузского района (Северный Кавказ). — Геохимия, 1977, № 4, с. 525–532.
5. Наумов В.Б. Определение концентрации и давления летучих компонентов в магматических расплавах по включениям в минералах. — Геохимия, 1979, № 7. с. 997–1007.
6. Хитаров Н.И., Сендеров Э.Э., Бычков А.М., Попов А.А. Особенности условий становления Эльджуртинского гранитного массива М.: Наука, 1980. 120 с.
7. Хитаров Н.И., Малинин С.Д., Лебедев Е.Б. и др. Распределение Zn, Cu, Pb и Mo между флюидной фазой и силикатным расплавом гранитного состава при высоких температурах и давлениях. — Геохимия, 1982, № 8, с. 1097–1107.
8. Рябчиков И.Д. Термодинамика флюидной фазы гранитоидных магм. М.: Наука, 1975. 232 с.
9. Станкевич Е.К. Новейший магматизм Большого Кавказа. Л.: Недра, 1976. 230 с. (Н.С.; Т.212).
10. Хитаров Н.И., Арутюнян Л.А., Лебедев Е.Б. Экспериментальное исследование выноса молибдена из гранитного расплава под давлением воды до 3000 атм. — Геохимия, 1967, № 8, с. 891–899.

ГАЗОВЫЕ ФЛИИДЫ КОНТАКТОВЫХ БАЗАЛЬТОВ ДНА ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА  
(ПО РЕЛИКТОВЫМ ВКЛЮЧЕНИЯМ)

Е.Ф.Шняков, В.А.Калужный, А.С.Ширица, Л.Ф.Телепко, А.С.Круглов,  
И.М.Сворень, Г.Г.Адузи

Институт геологических наук АН УССР, г.Киев; Институт геологии и геохимии горючих ископаемых АН УССР, г.Львов, СССР

Изучение свойств и состава летучих веществ глубинных подкорковых или мантийных источников вносит существенный вклад в познание генезиса и пространственного размещения полезных ископаемых различного типа. Наиболее надежная информация об этих параметрах может быть получена с помощью включений в минералах основных и ультраосновных пород. Однако следует иметь в виду возможное нарушение первичного содержимого включений при метаморфизме пород и механических повреждениях целостности кристаллов минералов, а также вследствие перераспределения веществ внутри изолированных вакуолей в процессе снижения температуры и давления. Можно думать, что наиболее представительными для указанных целей будут включения в минералах неизмененных пород, вынесенных в виде ксенолитов (нодулей) лавой вулканов или находящихся в основных породах дна мирового океана. Вторым не менее важным вопросом получения точных сведений о глубинных флюидах является выбор методов извлечения и анализа газовых компонентов. Условия выполнения последних должны исключать загрязнение летучих включений посторонними или новообразованными веществами, которые наиболее часто возникают вследствие высокотемпературного разогрева пород.

Нами изучались базальты, поднятые со дна Индийского океана из рифтовой зоны Аравийско-Индийского хребта (станция 2173 XIX рейса научно-исследовательского судна "Академик Вернадский", глубина 3800 м от уровня воды). Анализ газа включений производился с помощью масс-спектрометров МСХ-3а и МХ-1303 после вскрытия в вакууме непускной системы прибора отдельных изолированных вакуолей или многих включений путем измельчения пробы весом 2-3 г; вскрытие включений и анализ газа выполнялись при нормальной температуре.

Базальт представляет собой плотную желтовато-серую породу, переходящую во внешних зонах бывшего контакта с водой в темно-бурую или черную стекловатую массу. Мощность корки базальтового стекла 0,5-2,5 см. Включения расплава и газа наблюдались в базальте и в стекле зоны "закалки".

Океанические базальты этого района описаны в работах [1, 2]. Включения расплава в порфирированных выделениях плагиоклаза исследовались методами термометрии; гомогенизация их осуществлялась в интервале температур 1170-1290°C [3].

В наших образцах базальта интерсертальной структуры включения распла-

Р и с. 1. Частично раскристаллизованное включение расплава в оливине базальта, увел. 500



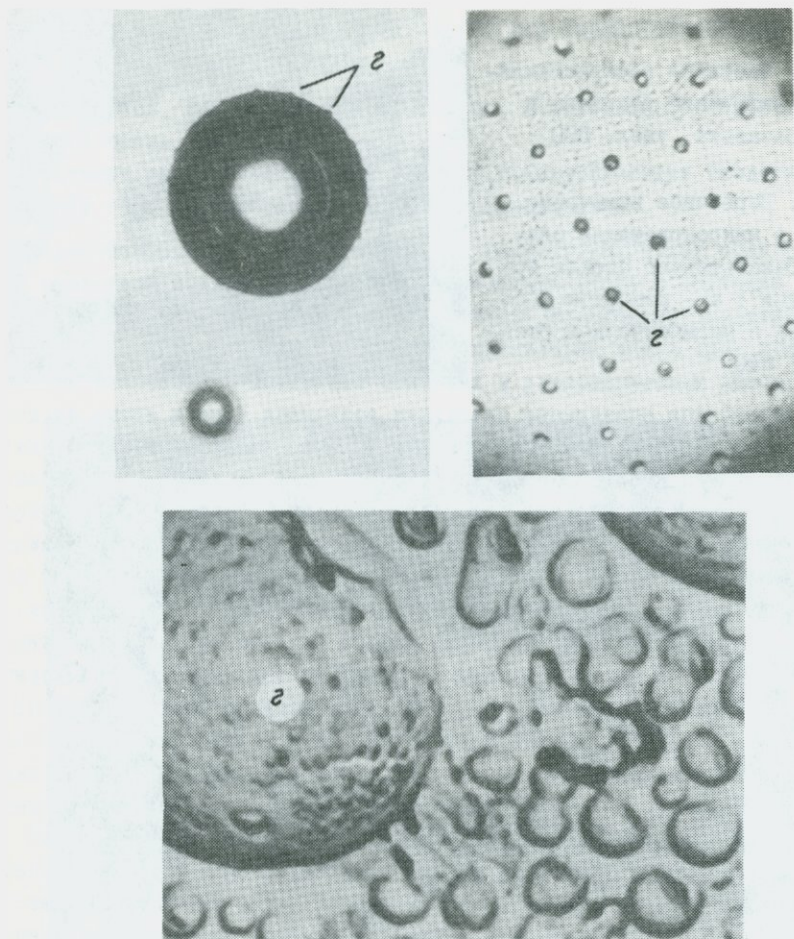
Р и с. 2. Первичное включение расплава в микрокристалле оливина из базальтового стекла зоны "закалки": а - дендриты роста оливина в магматическом стекле, увел. 840



ва обнаружены лишь в мелких порфировых выделениях оливина (рис.1). Включения обычно состоят из стекла и стекла и нескольких газовых пузырьков. Стекло иногда частично раскристаллизовано. При нагревании препаратов до  $800-900^{\circ}$  включения становятся невидимыми вследствие потемнения кристалла-хозяина.

Базальтовое стекло зоны "закалки" содержит очень мелкие ( $0,01-0,05$  мм) редко встречающиеся кристаллики оливина ( $n_g = 1,698 \pm 0,002$ ;  $n_p = 1,662 \pm 0,002$ ); правильность диагностики минерала подтверждена рентгенометрическим анализом. Кристаллы - хорошо ограниченные индивиды или имеют скелетное строение. Обычно к скелетным формам кристаллов приурочены первичные включения расплава. Соотношение фаз стекло - газ в них довольно выдержанное и составляет примерно  $V : G = 97:3$  (рис.2).

Гомогенизация включений происходит ориентировочно при температурах



Р и с. 3. Газовые включения (пузыри)  $\text{CO}_2$  в базальтовом стекле  
 а - общий вид, увел. 160; б - микроскопический снимок внутренней поверхности полости пузыря, увел. 500; в - деталь электронно-микроскопического снимка внутренней поверхности газового пузыря; двухступенчатая целлюлозно-угольная реплика, оттененная платиной, увел. 12 000. На всех микрофотографиях видны сателлитные полости-пузырьки (г), примыкающие к поверхности более крупных пузырей  $\text{CO}_2$

1100-1150 °C, так как точная фиксация момента исчезновения газового пузырька оказалась невозможной даже в восстановительной среде, созданной в термокамере. При нагревании становится непрозрачным не только стекло, вмещающее кристаллы оливина, но и находящееся внутри включений. Проведенные опыты в высоком вакууме (с поглощающим кислород реагентом) и на воздухе показывают, что начало потемнения стекла совпа-

Результаты химического масс-спектрометрического анализа включений  
глубинных флюидов

№	Темпе- ратура извле- чения и анализа, °С	Состав смеси газа, об.%						
		CO <sub>2</sub>	CH <sub>4</sub>	N <sub>2</sub>	H <sub>2</sub>	H <sub>2</sub> O	C <sub>2</sub> H <sub>6</sub> + +C <sub>2</sub> H <sub>4</sub>	C <sub>3</sub> H <sub>8</sub> + +C <sub>3</sub> H <sub>6</sub>
Анализ отдельных газовых пузырей в стекле океанического базальта (на основе шести определений)								
I-6	20	100	-	-	-	-	-	-
Термический валовой анализ газа из базальтового стекла, по- следовательно извлеченного из одной и той же пробы								
7	20	98,2	-	-	-	1,8	-	-
8	300	8,7	2,7	-	2,6	83,2	2,7	0,4
9	475	10,0	2,8	-	3,7	80,8	2,3	0,4
10	740	25,6	3,0	-	10,1	54,3	6,7	сл.
11	800	14,2	4,1	-	21,3	50,3	9,7	0,4
Анализ индивидуальных включений в оливине нодуля (о.Гавви)								
12	20	27,7	-	67,8	-	4,5	-	-
13	20	24,3	1,8	66,9	-	7,0	-	-

дает с температурой размягчения его (750-780°C); полностью стекло становится жидким при 1100-1150°C.

Измерены иммерсионным методом константы светопреломления стекла "закалки" ( $n = 1,595 \pm 0,001$ ) и стекла включений расплава ( $n = 1,586 \pm 0,001$ ). Уменьшение показателя преломления обусловлено относительным увеличением содержания SiO<sub>2</sub> в расплаве вследствие продолжающейся кристаллизации оливина и других феррических минералов.

Стекло, кроме оливина и скоплений кристалликов, содержит правильной сферической формы газовые включения - пузыри. Их диаметр колеблется в среднем в пределах 0,01-0,50 мм. Газовые пузыри имеют необычную скульптуру внутренней поверхности, отражающую условия их возникновения в остывающей лаве. Изучение микроскопических и электронно-микроскопических снимков (реплик) показывает, что к поверхности сферы с внешней стороны ее примыкают очень мелкие сферические пузырьки, открытые внутрь основной полости (рис.3).

Путем вскрывания в жидкой инертной среде определено внутреннее давление в пузырях, при нормальных условиях оно равно 9-11 МПа. Состав летучих отдельных газовых пузырей и состав, полученный суммарно путем дробления в вакууме пробы, исследовались с помощью масс-спектроме-

тров /6/. В отдельных газовых пузырях установлено лишь  $\text{CO}_2$ , а другие газы, в том числе и вода, не обнаружены (см. таблицу); валовые анализы кроме  $\text{CO}_2$ , показывают содержание воды до 2%. Определен состав газов, выделяющихся при нагревании пробы до  $800^\circ\text{C}$ , измельченной предварительно в вакуумной системе масс-спектрометра при нормальных условиях. Микрометрическим методом, в газовых пузырях другие компоненты, кроме  $\text{CO}_2$ , также не обнаружены.

Таким образом, газовые флюиды базальтовой лавы в момент поднятия ее на поверхность дна океана были представлены по существу исключительно углекислотой. Вода, вошедшая в структуру стекла, удалялась из проб лишь при дроблении или нагревании их. Дегазация основной лавы происходила в два этапа: в интрателлурический ( $1100-1150^\circ\text{C}$ ) и после излияния на поверхность (температура  $\cong 1000^\circ\text{C}$ ), об этом свидетельствует наличие вокруг основных пузырей чехла очень мелких пузырьков, соединяющихся с основной частью полости.

Углеродородные газы, выделяющиеся при нагревании стекла, возможно, представляют собой компоненты подкоровых флюидов. Более убедительны факты, свидетельствующие о глубинном происхождении углекислоты. В результате прецизионных измерений изотопного состава углерода  $\text{CO}_2$  [1] получена величина соотношения изотопов  $\delta^{13}\text{C} = -6,1 \pm 0,5\%$ . Это соответствует, по Э.Г. Галимову [2], Э.Т. Дегенсу [3] и др. авторам, первичному углероду наиболее глубоких геосфер Земли. Кроме того, углекислота большой плотности обнаружена во включениях в одиновых нодулях излившихся пород на Гавайских островах [8]. В образцах этих нодулей, добезно предоставленных Э.Реддером, нами исследован состав индивидуальных включений жидкой углекислоты (см. таблицу), где, кроме того, установлены вода и азот /5/.

#### Л и т е р а т у р а

1. Белевцев Р.Я., Говоров И.Н., Каченов Н.Н. Основные и ультраосновные породы Аравийско-Индийского срединно-океанического хребта. Препр. ИГиН АН УССР №79-18. Киев, 1979. 66 с.
2. Галимов Э.М. Изотопы углерода в нефтегазовой геологии. М.: Недра, 1973. 384 с.
3. Дегенс Э.Т. Биогеохимия устойчивых изотопов углерода. - В кн.: Органическая геохимия. Л.: Недра, 1974, с. 207-226.
4. Мамчур Г.П., Сворень И.М., Калужный В.А. и др. Изотопный состав углерода свободной углекислоты из базальта дна Индийского океана. - В кн.: Всесоюзное совещание по геохимии углерода: Тез. докл. М.: 1981, с. 86-87.
5. Калужный В.А. Состав и генезис летучих компонентов флюидных включений в минералах основных и ультраосновных пород. - В кн.: Происхождение нефти и газа, их миграция и закономерности образования и размещения нефтяных и газовых залежей. Ч. I. Тез: докл. респ. совещ. Львов, 1981, с. 56-57.

6. Калужный В.А., Сворень И.М. Основы рационального применения методов анализа газовых компонентов флюидных включений (проблема определения водорода). - Минерал. журн., 1979, № 33, с.1, с.35-41.
7. Лазаренко Е.Е., Кузнецова С.В., Белавцев Р.Я. Температурные условия кристаллизации базальта из рифтовой части Аравийско-Индийского хребта. - Докл. АН УССР. Сер. Б., 1981, № 5, с.14-16.
8. Roedder E. Liquid CO<sub>2</sub> inclusions in olivine-bearing nodules and phenocrysts from basalts. - Amer. Mineralogist, 1965, vol. 50, p.1746-1782.

УДК 550.41:553.2:553.634.12

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ФЛЮОРИТОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ

ТЫРНАУЗА

Ф.П.Мельников

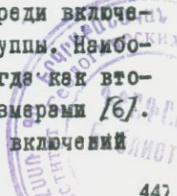
Московский государственный университет

И.В.Куликов, А.В.Громов

Московский геологоразведочный институт. г.Москва, СССР

475X  
 На заключительном этапе образования крупнейшего Мо-В скварнового месторождения Тырнауза на Северном Кавказе в пространственно-парагенетической связи со становлением дипаритов и эруптивно-эксплозивных брекчий сформировалось высокотемпературное флюоритовое оруденение [2, 4, 7]. В его составе преобладают флюорит, шеелит, сульфиды (арсенопирит, висмутин, халькопирит, сфелерит, пирротин, пирит и др.), самородный висмут, кварц, кальцит. Будучи насыщенными крупными многофазовыми включениями высококонцентрированных минералообразующих сред [4, 5], основные минералы этого оруденения, в особенности флюорит, представляют исключительный интерес для термобарогеохимических исследований. Применение тонких методов исследования в последнее время позволило определить ряд твердых фаз во включениях. В некоторых случаях установлены рудные минералы (магнетит, пирит, халькопирит и др.) [7, 9], что вносит существенный вклад в понимание процессов рудогенеза [6, 9]. С этой точки зрения включения во флюорите Тырнауза, в которых обнаружено около 2 десятков различных твердых фаз и среди них половина минералов рудные, являются уникальными.

Тырнаузский флюорит образует крупнокристаллические агрегаты и бесцветные прозрачные кристаллы преимущественно октаэдрического габитуса. По генетическим признакам (приуроченность к зонам и пирамидам роста или к залеченным трещинам, морфология вакуолей и т.д.) среди включений в изученном флюорите выделены три разновозрастные группы. Наиболее характерны первичные и мнимовторичные включения, тогда как вторичные включения менее развиты и отличаются меньшими размерами [6]. По фазовому составу среди первичных и мнимовторичных включений

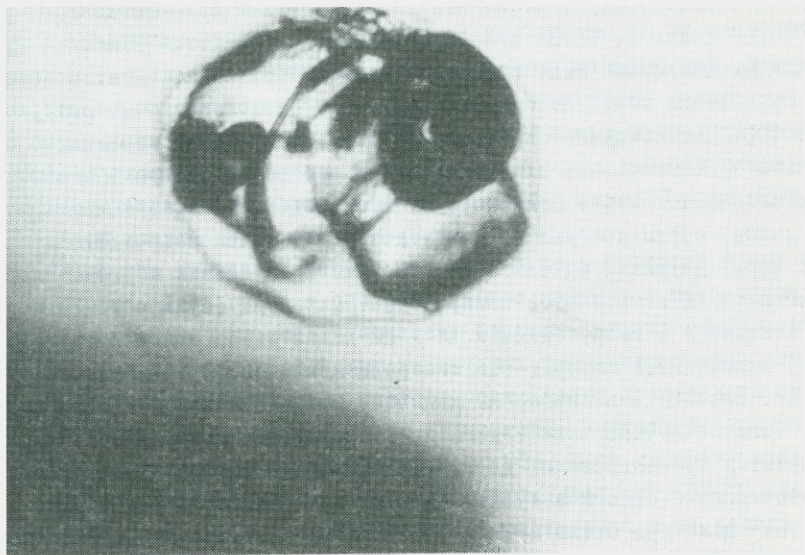


выделяются следующие 3 группы: включения растворов относительно невысокой концентрации с 1-3 минералами-узниками; включения растворов средней концентрации, содержащие до 5-8 твердых фаз и включения высококонцентрированных рассолов - от 8-15 до 20 микроминералов) и более (рис. 1, а, б). Последние преобладают во флюорите нижних горизонтов месторождения (10-12 ом), имеющего вертикальный размах более 1 км, а в направлении к верхним горизонтам наблюдается постепенное снижение концентрации законсервированных растворов с одновременным увеличением объема газовой фазы (от 10-20% на нижних до 30-45% на верхних горизонтах) [7, 4]. Наиболее низкоплотные включения с газовой фазой до 60-90% объема вакуолей встречены на средних горизонтах (3-5 ом), где флюорит развит среди брекчий различного генезиса [7, 4].

Замечателен размер включений во флюорите: в среднем 0,1-1 мм (нижние горизонты), хотя нередко встречаются вакуоли до 1,5-3 мм. Включения неравномерно распределены в кристаллах флюорита и составляют до 5% объема минерала. Часто встречаются разнонаполненные включения со следами вскипания растворов. Таким образом, достаточно визуального изучения этих включений, чтобы сделать вывод об образовании флюорита в нестабильных условиях, при которых ускоренный рост минерала из переосажденной гетерогенной среды ведет к неравномерному захвату крупных разнонаполненных включений [3].

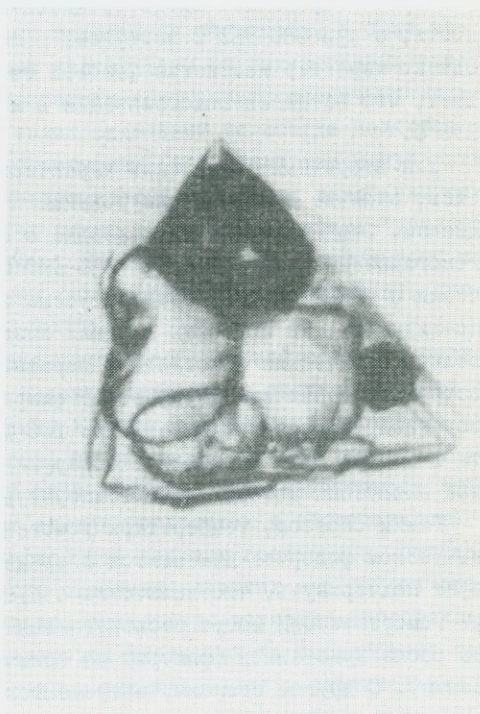
Включения слабоконцентрированных растворов из флюорита верхних горизонтов, содержащие 1-3 твердые фазы и 30-45% газовой фазы, гомогенизируются в жидкость при температурах 400-550°C, иногда несколько выше. Включения средней концентрации, распространенные во флюорите 5-8-го горизонтов, содержат 6-8 минералов-узников, среди которых наиболее обычными являются бесцветные изотропные кристаллики изометричной формы (кубы, кубооктаэдры), растворяющиеся при 200-280°C (сильвин) и 400-420°C (галит). Призматические, удлиненные, игольчатые, волосовидные, дендритоподобные, неправильной формы кристаллики анизотропных минералов растворяются, как правило, при более низких температурах: от 150 до 300°C. Иногда в них встречаются изометричные зерна непрозрачного магнитного минерала - магнетита, растворяющиеся при 650-700°C. Фазовый состав включений этой группы часто изменчив даже в одном небольшом кристалле. Лишь галит и сильвин, иногда кальцит и магнетит, присутствуют почти постоянно во всех сингенетичных включениях.

Включения высококонцентрированных рассолов обнаружены во флюорите самых нижних горизонтов (10-12 ом). В ассоциации с этим флюоритом входят кварц и кальцит, также содержащие обильные многофазовые включения [5]. Включения этой группы, несомненно, являются первичными, они расположены в кристаллах поодиночке или группами вдоль зон роста. Отдельные вакуоли достигают 1-3,0 мм в поперечнике. Многие из них имеют равновесную форму отрицательных кристаллов: чаще всего встречаются гра-



с. I. Многофазовые включения олов во флюорите

- с несколькими рудными ми-  
ллами; б - в форме тетраэдра,  
рал кубической формы - маг-  
т



ни (I00) и (III), менее развиты грани (IIO). Жидкая фаза этих включений занимает не более 10-15%, а газовая - 10-20% объема вакуолей. Остальной объем занимают различные твердые фазы - от 8-10 до 20-28 в единичной вакуоли. Среди минералов-узников выделяются наиболее крупные изотропные ограниченные кристаллы галита, сильвина, а также анизотропные кристаллы кальцита. Первые два растворяются при температуре не выше 400°C, последний - при 500-600°C. Разнообразные игольчатые и удлиненно-призматические минералы-узники растворяются при 300-400°C. В этих включениях часто присутствуют зерна одного или нескольких рудных минералов, среди которых по магнитности определен магнетит. Кубическая форма других предполагает возможное присутствие пирита. Иногда во включениях встречаются волосовидные минералы (сульфосоли?). Часто они находятся в закрученном виде и их длина значительно превышает диаметр включений, в которых эти минералы заключены. В этом случае очевидно, что волосовидные минералы являются истинными минералами-узниками и не были захвачены включениями из раствора. Непрозрачные минералы растворяются при нагревании до 700-810°C. При этой температуре начинается растворение стенок вакуолей. Для многих включений этой группы не удается даже при очень медленном темпе нагрева установить температуру гомогенизации: обычно выше 700-750°C включения начинают медленно разгерметизироваться вдоль трещинок спайности, в них проникает жидкость, а при 880-960°C наступает гомогенизация в газовую фазу. Однако характер изменения фазовых соотношений при нагревании показывает, что истинная гомогенизация в жидкую фазу происходит при 780-830°C.

Для вторичных включений характерны резко неравновесные формы вакуолей, наличие следов расшнурования и приуроченность к залеченным трещинкам. Эти включения двухфазовые с объемом газовой фазы до 10-20%, гомогенизация наступает при 220-380°C, хотя иногда встречаются включения с более низкими температурами гомогенизации: от 130 до 180°C. По-видимому, из подобных поздних низкотемпературных растворов образовались кубические кристаллы флюорита. В подобных редких кристаллах встречены первичные двухфазовые (изредка трехфазовые) включения, гомогенизирующиеся в жидкость при 100-130°C. Благодаря присыпкам хлорита в центре этих кристаллов обнаруживаются октаэдры-"фантомы", первичные включения которых дают температуру гомогенизации 340-360°C /4/.

Таким образом, температуры гомогенизации первичных включений в тир-наузском флюорите изменяются в среднем в пределах от 350 до 800°C. Следует подчеркнуть, что включения с существенно различными температурами гомогенизации могут располагаться рядом даже в пределах одной зоны роста кристаллов (флюорит из брекчий средних горизонтов месторождения). С другой стороны, встречаются резонансноподобные включения, гомогенизирующиеся синхронно. Тем не менее, среднестатистические величины температур гомогенизации включений по флюорите, отобранном на раз-

ных горизонтах, закономерно изменяются с глубиной. От нижних горизонтов к верхним наблюдается постепенное понижение концентрации рас-  
солов во включениях и температур их гомогенизации (до 400° на I-м горизонте); уменьшаются размер включений и их количество, но не наблюдается плавной закономерности изменения фазового состава включений. В этих местах повышается температура гомогенизации, отмечается резкое увеличение содержания газовой фазы (до 90% в отдельных вакуолях), встречаются кристаллогазовые включения и фиксируется самая высокая степень гетерогенности минералообразующей среды по крайне неустойчивым соотношениям газовой, жидкой и твердых фаз [7,4].

Фазовый состав включений весьма изменчив даже в пределах одной зоны роста флюорита. Лишь галит и сильвин, иногда кальцит с магнетитом, неизменно присутствуют во всех включениях флюорита нижних горизонтов. Количество твердых фаз в соседних включениях одинаково высоко, но не равно, а фазовый состав микроминералов часто может значительно отличаться. Известна находка графита во включениях, содержание которого в сингенетичных вакуолях колеблется от 0 до 90%. Этот минерал-узник (а скорее всего минерал-спутник) не растворяется даже при 1000°C. Хаотичный характер распределения твердых фаз во включениях и их иногда неодинаковые изменения при нагревании указывают на то, что многие твердые фазы не являются истинными минералами-узниками, так как они кристаллизовались не из законсервированных гомогенных растворов, а были захвачены флюоритом вместе с порциями жидкой фазы из гетерогенных рассолов, содержащих во взвешенном состоянии кристаллики различных минералов. Температуры гомогенизации таких включений не всегда являются истинными температурами минералообразования (истинными они могут быть лишь в случае синхронной гомогенизации разноразмерных включений гетерогенного захвата [3]). Как хорошо видно на примере графита-"узника", эти температуры являются завышенными. Наиболее надежные результаты можно получить по 4-фазовым включениям (раствор+газ+галит+сильвин), дающие температуру гомогенизации 650-700°C.

Причиной гетерогенного состояния минералообразующей среды, возможно, явились резкое неоднократное падение давления в системе в связи с раскрытием раствороподводящих трещин и, как следствие, пересыщение растворов. Величина перепада давления, по-видимому, быстро уменьшалась от нижних горизонтов к верхним. С этим связаны более интенсивное выпадение из растворов твердых фаз на нижних горизонтах и обогащенность существенно газовыми включениями флюорита верхних горизонтов, особенно в участках наиболее интенсивного отделения летучих - в районе брекчий 3-6-го горизонтов. Следовательно, результаты изучения многофазовых включений во флюорите и других минералах указывают на своеобразие термодинамических условий их образования, заключавшееся в значительных перепадах давления и связанных с ними существенных изменениях концентрации растворов и их гетерогенизации [4,6].

Данные о составе растворов во включениях флюорите получены методом измерения температур растворения галита и сильвиня [8]. Замеры, нанесенные на диаграмму  $\text{H}_2\text{O}-\text{KCl}-\text{NaCl}$ , показали, что минералообразующие растворы содержат до 60–70% солей  $\text{NaCl}+\text{KCl}$ . Анализ солевого состава растворов изучался также методом водных вытяжек и микрохимическим методом в индивидуальных включениях (лаборатория В.А.Калужного, ИГГИ АН УССР), показавших, что наряду с хлоридами К и Na включения содержат очень высокие концентрации хлорида Са (до 40%) [4]. В ряде случаев, когда полная гомогенизация включений наблюдалась после исчезновения газовой фазы, применялся метод Г.Г.Леммлейна (1956) по оценке давления минералообразования, которое составило 1200–1300 бар на нижних горизонтах [4].

Из наиболее крупных включений во флюорите удалось извлечь отдельные твердые фазы и исследовать их с помощью рентгеноструктурного и лазерного микроанализа [4,6]. Всего из включений флюорита нижних горизонтов извлечено 55 разнообразных микроминералов размером от 0,04 до 0,30 мм. Лазерным микроанализом на МА-1 (лаборатория В.А.Калужного, ИГГИ АН УССР) диагностированы сфалерит и халькопирит в сростании и силикат Са и Fe с примесью Мо (пироксен?). С помощью порошковых рентгенограмм определены галит (7 определений), магнетит (7), кальцит (5), флюорит (13), графит (4), халькопирит (4), сильвин (2); по одной дебаеграмме определены сфалерит, кубанит, пирротин, арсенопирит, хлорит, анкерит, тунгстенит, каломель и неизвестное ранее в природе соединение Са-Cl в сростании с галитом [4,6]. Обнаружены сростания сфалерита с халькопиритом, сфалерита с арсенопиритом и сфалерита с кальцитом. Бурый волокнистый минерал оказался рентгеноаморфным, несколько дебаеграмм не удалось расшифровать. Такие данные по микроминералогии флюидных включений получены впервые. Необходимо отметить, что многие из этих твердых фаз обнаруживаются во флюорите в виде твердых микроскопических включений вне связи с газово-жидкими включениями. Эти данные, а также то, что во включениях флюорита обнаруживается узник-флюорит, подтверждают предположение о ксеногенной природе многих минералов-узников.

Однако захват микроминералов во включения происходил не из обычного раствора, а из высококонцентрированного рассола. В пользу этого свидетельствует тот факт, что все первичные включения флюорита нижних горизонтов переполнены твердыми фазами. Если бы раствор был менее концентрированным, то захват микроминералов во включения происходил бы более случайным и неравномерным образом и мы наблюдали бы резко разновыполненные включения в одной зоне роста флюорита (т.е. наряду с многофазовыми первичными включениями встречались бы двухфазовые). Тем не менее обнаруживается обратное: каждое включение содержит очень большое количество твердых фаз, хотя и в различном соотношении, что является вполне естественной особенностью гетерогенного рассола высокой

концентрации. Очень часто такие высококонцентрированные включения с различным соотношением твердых фаз в соседних включениях гомогенизируются синхронно, особенно во флюорите нижних горизонтов. Этот случай В.А.Калужным [1] рассматривается как синхронная гомогенизация разнонаполненных включений гетерогенного захвата. Температура гомогенизации таких включений может быть истинной, а состав их верно отражает химизм минералообразующей среды. Однако во включениях флюорита других участков месторождения наблюдается асинхронная гомогенизация разнонаполненных включений. Это свидетельствует о сложности процесса кристаллизации тырныузского флюорита, который невозможно ограничить какой-либо одной схемой. Необходимо более широкое исследование возможно большего количества образцов флюорита из различных участков и горизонтов месторождения.

Следовательно, флюорит Тырныуза кристаллизовался из высококонцентрированных рассолов (до 60-90%) в условиях высоких температур (350-700°C) в нестабильной тектонической обстановке внедрения липаритов и образования тел эруптивно-эксплозивных брекчий на средних глубинах при давлении в 1200-1300 бар. Эти данные расширяют наши представления о природе гидротермальных систем.

#### Л и т е р а т у р а

1. Калужный В.А. Динамика минералогенеза на основе изучения минералообразующих флюидов (гранитные занорышевые пегматиты и рудоносные гидротермалиты Украины). Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин.наук/ ИГиИ. Киев, 1979, с.52.
2. Куликов И.В. Минералогия и генезис шеелит-сульфидно-флюоритового оруденения Тырныузского месторождения. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук /МГРИ. М., 1981, с.26.
3. Куликов И.В. О генезисе высокотемпературного кальцита Тырныузского месторождения. - Изв. вузов. Геология и разведка, 1981, №8, с.118-121.
4. Куликов И.В. О многофазовых рассольных включениях во флюорите и кальците и их генетическом значении. - Докл. АН СССР, 1982, т. 264, №4, с.958-961.
5. Мельников Ф.П. Воспроизведение эталонов материнских растворов в минералах-узниках природных микроветоклавов жидких включений. - В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. Т.1. М.: Наука, 1968, с.103-109.
6. Мельников Ф.П., Куликов И.В., Громов А.В. Многофазовые включения во флюорите Тырныузского месторождения. М., 1979, с.8. Рукопись деп. в ВИНТИ № 3965-79.
7. Василькова Н.Н., Куликов И.В., Ляпунов С.М. и др. Флюорит-индикатор условий образования и зональности шеелит-флюоритового оруденения Тырныуза. - Минерал. журн., 1980, т.2, № 6, с.45-57.
8. Roedder E. Fluid inclusions studies on the porphyry type ore depo-

sits at Bingham, Utah; Butte, Montana and Climax, Colorado.-Econ. Geol., 1971, vol. 66, 1, p.98-120.

9. Sawkins F.J., Scherkenbach D.A. High copper content of fluid inclusions in quartz from northern Sonora: Implications for ore-genesis theory.-Geology, 1981, vol. 9, p. 37-40.

УДК 549.01:536.5:553.634.12

## ПАРАГЕНЕЗИСЫ ФЛЮОРИТА И ТЕМПЕРАТУРЫ ИХ ОБРАЗОВАНИЯ В МЕСТОРОЖДЕНИЯХ ГДР

М.Вольф

Фрайбергская горная академия, г. Фрайберг, ГДР

### Введение

Флюорит принадлежит к тем промышленным минералам, значение которых в последние десятилетия заметно возросло, что выражается в непрерывном росте его мировой добычи. Наряду с классическими областями применения, например в качестве флюса в черной металлургии, расплавленного электролита при производстве алюминия, примеси в стекольной и керамической промышленности, минерализатора при производстве связующих средств, значение флюорита определяется прежде всего развитием производства фтора. Поэтому для обеспечения потребностей во флюорите необходимо уделять соответствующее внимание месторождениям флюорита, их поискам и разведке и исследованию их закономерностей.

Опираясь на опыт и результаты, полученные при многолетних исследованиях соответствующих месторождений, рассмотрим некоторые важные вопросы генезиса флюорита и температуры его образования. Учитывая широту всей проблематики, ограничимся только месторождениями одной страны - Германской Демократической Республики.

### Флюоритовые ассоциации и парагенезисы

Если рассматривать все до сих пор известные ассоциации и парагенезисы минералов, в которых присутствует флюорит, то их перечень займет более 90 названий. Однако только некоторые из них имеют промышленное значение и по своему количеству, качеству и техническим возможностям добычи могут рассматриваться как месторождения флюорита. Эти месторождения распределены неравномерно как в мировом масштабе, так и на территориях отдельных стран.

Большей частью по имеющимся данным [1, 16] 70-80% - это жильные месторождения, минерализация которых произошла из постмагматогенных флюидов, т.е. из гидротермальных, частично и из двухфазовых растворов. При этом как при однократном, так и полигенном их образовании такие факторы, как: а) различные термобарические условия; б) влияние разнообразных вмещающих пород; в) тектонические движения; г) изменяющийся

гидрогеологический режим и др., приводят к значительным вариациям парагенетических и структурно-морфологических явлений. При каждом новом процессе минерализации уже имеющийся материал подвергается различного рода изменениям — тектоническим, частичному или полному растворению в более молодом флюиде, перекристаллизации, дополняется или усложняется снова образующимися минеральными фазами. Результатом такого многократного минерогенеза в многократно активизированных тектонических структурах являются залежи со сложным составом, неодинаковыми, часто кажущимися парадоксальными ассоциациями минералов, серии которых, как правило, редко можно разграничить и отличить друг от друга. Их распознавание чрезвычайно усложняется, если минералы вместе с вмещающими породами постдиагенетически снова подвергаются тектоническим воздействиям, брекчированы или даже милонитизированы, а первичный минеральный состав полностью погашен.

Естественно, что чрезвычайно трудно распознать первичные парагенезисы минералов, а по ним реконструировать процессы, время образования и связь с тектоно-магматической историей. Под парагенезисом минералов мы понимаем, согласно определению, данному в 1966 году и опубликованному Реслером и Вольфом в 1967 году [21], "ассоциацию минералов, закономерно возникшую под воздействием определенного, ограниченного во времени и в пространстве, в частности физико-химического, процесса".

Ограничиваясь примерами месторождений, одностадийное возникновение которых не вызывает сомнений, или же таких, где влиянием многостадийности можно пренебречь, О. Леидер обобщил ряд месторождений, образующих формации и парагенезисы флюорита. Данные по этим месторождениям, образующим формации и парагенезисы, дополненные из собственных исследований, лежат в основе приводимого ниже обзора (табл. 1).

#### Флюоритовые месторождения ГДР

Германская Демократическая Республика является одним из крупных поставщиков флюорита в рамках стран-членов СЭВ и в Европе. Добыча флюорита производится из ряда жильных месторождений, известных и разрабатываемых уже более ста лет. Это следующие месторождения:

в Гарзе — месторождения Ротлебероде и Штрэсберг;

в Тюрингенском Лесу — Ильменау, Герен и Штейнбах;

в Фогтланде — Видерсберг, Шёнбрунн и Бёзенбрунн.

Наряду с указанными в этих районах существуют и другие разведанные и частично отработанные месторождения. Крупные месторождения, которые по технологическим причинам еще не отработываются, находятся в районе юго-западного краевого разлома Тюрингенского Леса и в Рудных горах.

Учитывая открытие новых месторождений и расширение географии геологических исследований, в последние годы были проведены обширные поисково-разведочные работы, при которых была произведена всесторонняя на-

Таблица I  
Типы флюоритовых месторождений

№	Формация	Парагенезисы	Компоненты минеральных ассоциаций				Практическое значение по добыче флюорита
			Полезные		Сопутствующие		
			Главные	Второстепенные	Главные	Второстепенные	
1	2	3	4	5	6	7	8
1	Магматическая	Флюорит в магматитах	Породообразующие минералы + флюорит		Аксессуары + флюорит	-	Нет
2	Поздне- и пост-магматическая формации, образованные в надкритических условиях						
2.1	Альбититовая	Be, Nb/Ta, Tr	Берилл, колумбит	Циркон, берtrandит, флюорит	Альбит	-	Слабое
2.2	Карбонатитовая	Апатит, Be, Nb/Ta	Апатит, бриттоидит, флюорит	Колумбит, паризит	Карбонаты, гематит, барит	Сульфиды, монацит	Иногда большое
2.3	Пегматитовая	Be, Nb/Ta	Берилл, сподумен	Колумбит, ортит, флюорит	Полевой шпат, кварц	Слюда, турмалин	Иногда значительное
2.4	Скарновая	W, Sn	Шеелит, касситерит, флюорит	Берилл, колумбит	Разные силикаты	Гранат	То же
2.5	Грейзеновая	Sn/W, топаз, слюда	Касситерит, вольфрамит, флюорит	Молибденит, висмутит, висмутинит	Кварц, топаз, цинквалдит	Сульфиды, апатит	Иногда большое
3	Поздне- и пост-магматические гидротермальные формации						
3.1	Редкометалло-флюоритовая		Флюорит, берtrandит, пирохлор	Фенокит, бритоидит	Карбонаты, апатит	Барит, сульфиды	Иногда большое
3.2	Кварц-парадоксит-флюоритовая	Кварц-парадоксит-флюорит	Флюорит		Кварц, парадоксит	Мусковит, эпидот	Иногда большое
3.3	Кварц-флюоритовая						
3.3.1		(Кварц)-флюорит-кальцит	Флюорит	Халькопирит, галенит	Кальцит или анкерит или сидерит, кварц		Большое
3.3.2		(Кварц)-флюорит-сульфиды	Флюорит, галенит, сфалерит, пирит	Минералы серебра, уранинит	Кварц	Доломит, анкерит, минералы меди	То же
3.4	Мономинеральная флюоритовая	Флюорит	Флюорит			Алюмосиликаты, окислы железа и марганца	"
3.5	Флюорит-баритовая						
3.5.1		Флюорит-ангидрит-барит	Флюорит	Ангидрит		Кварц-барит	"
3.5.2		Флюорит-барит-сульфиды	Флюорит, галенит, сфалерит, уранинит	Барит, халькопирит, минералы серебра	Кварц		"
3.5.3		Флюорит-барит	Флюорит	Барит	Кварц	Кальцит, анкерит	"

Окончание таблицы I

I	2	3	4	5	6	7	8
3.6	Мономинеральная баритовая	Барит	Барит	-	-	Кварц, алюмосиликаты, окислы железа и марганца	Большое
3.7	Цеолит-кальцит-флюоритовая	-	Флюорит	Барит, сульфиды	Цеолиты, кальцит	Алюмосиликаты	Слабое
3.8	Мышьяково-ртутная	-	Цинобарит, антимонит	Пирит, барит, флюорит	Кальцит, кварц	Халькопирит	Нет
4.	Седиментогенные формации						
4.1	Субварисская эксталяционно-осадочная	Флюорит- и апатитоносная тефра	Сера	Флюорит, апатит	Пемза, туфы	Вулканические лавы	То же
4.2	Субмаринные эксталяционно-осадочная либо гидротермальная	Флюоритоносные известняки	-	Флюорит, барит, галенит, сфалерит	Пирокластик, известь, доломиты	-	"
4.3	Морская соленосная	Флюоритоносные известняки	-	Флюорит, барит	Известь, доломиты	-	"
4.4	Элювиальная и элювиальная	Флюоритоносные потоки рассеяния, пески и россыпи	Флюорит, барит	Халькопирит, галенит	Породообразующие минералы и индикаторы россыпей		"

учная обработка геологических, минералогических и геохимических данных и их сравнение. Основные результаты этих исследований опубликованы. Обобщение дано в работе М. Вольфа, К. Бернштейна и В. Райхенбаха /33/. Помимо детальных данных о геологии исследованных месторождений и об оруденении, парагенезисах и формациях, эти работы содержат исчерпывающие объяснения общности этих месторождений и дискуссию об их генезисе. В дополнение к этому в последнее время проведены работы, обобщающие многие месторождения и группы месторождений, в которых также проводится сравнение месторождений флюорита различных районов с различными геотектоническими условиями [3, 4, 20, 28]. Несомненно, что такая сравнительная характеристика необходима для обогащения наших знаний. С другой стороны, нельзя забывать, что такие сравнения приводят к схематизму и упрощениям; так, определенные явления на одном или отдельных месторождениях, не укладывающиеся в определенную схему или теорию, отбрасываются как нехарактерные, их значение преуменьшается или затушевывается. В конце концов важные, а для правильной интерпретации генезиса месторождений в некоторых случаях даже решающие геологические факторы будут недопустимым образом скрыты от специалистов.

Опираясь на исследования последних лет, которые посвящены дальнейшему выяснению тектонических процессов становления флюоритовых месторождений, детальным исследованиям физико-химических условий их образования, сейчас можно составить следующее представление о их распространении, геологическом положении, структуре и генезисе.

Примерно 250 известных до сих пор месторождений флюорита - это почти исключительно жильные месторождения, связанные с разломными структурами в остаточных глыбах Реногерцинской (Гарц), Саксотюрингской (Тюрингенский Лес, Фогтланд, Рудные горы) зонами и нескладчатым пермокарбоном (Тюрингенский Лес, Флехтинг). По сравнению с некоторыми соседними странами, в которых существуют флюоритовые руды и в мезозойских, и в кайнозойских формациях, в южной части ГДР флюоритовых месторождений в мезо- и кайнозойском платформенном чехле обнаружено не было.

В пределах остаточных глыб соответствующие петрологические и литологические комплексы содержат граниты, гнейсы, слюдяные сланцы, филлиты, диабазы, неметаморфизированные порфириды и порфиры и т.д.

Примечательно, что за редким исключением эти рудомещающие породы не оказывали существенного влияния на рудогенез и, таким образом, на содержание минералов в этих иногда удаленных одно от другого месторождений.

Флюоритовое оруденение встречается также в районе региональных и локальных нарушений крупных разломов, простирающихся в направлении северо-запад-юго-восток. Собственно месторождения расположены только в нарушениях, направленных с северо-запада на юго-восток, а также на пересечении с тектоническими структурами, направленными с севера на юг.

Месторождения принадлежат различным тектоническим структурам, отли-

чаются по их внутреннему строению и постдиагенетическому тектоническому режиму. Обнаружены жилы, приуроченные к трещинам скалывания, растяжения, раскалывания и смешанным. Соответственно этому отдельные флюоритовые тела сильно отличаются по величине, мощности, минерализованности и тектоническому воздействию. Месторождения в большинстве случаев линзообразные до пластообразных, иногда трубчатые.

Для всех районов с жильными месторождениями считается, что жилы были многократно реуэнированы в процессе различных фаз минерализации. Эти фазы минерализации, несмотря на некоторые местные различия, параллелизуются для всей Центральной Европы и имеют частично варисский, частично послеварисский "саксонский" возраст.

Следует отметить, что на основе связи флюоритовых минерализаций с элементами германотипной разрывной тектоники их приуроченность к саксонскому циклу минерализации считалась доказанной. Решающее возражение этому было выдвинуто М. Вольфом в 1962 году [30], который в результате глубокого анализа петрографических, тектонических и минеральных условий месторождения Ильменау впервые доказал существование двух принципиально различных циклов минерализации флюорита: а) раннего, соответствующего варисской минерализации Рудных гор, и б) позднего, соответствующего в обычном смысле "саксонскому, рудогенезу со старокиммерийскими и более молодыми тектоническими фазами.

Хотя полигенность флюоритовых месторождений пока оспаривается, можно констатировать, что детальными геологическими, минералопарагенетическими и изотопно-геохимическими методами это удалось доказать. Минеральный состав флюоритовых тел в отдельных месторождениях схож. Наряду с промышленным флюоритом имеются кварц, карбонатные шпаты, бариты, в небольших количествах сульфиды, окиси железа и марганца. Эти компоненты повторяются в отдельных свитах, причем их соотношения варьируют. Вследствие сосуществования многих фаз минерализации очень распространено вытеснение более старых образований более молодыми.

Ожидаемой зависящей от глубины зональности во всей группе месторождений обнаружено не было. Некоторым исключением, по-видимому, является только барит, который в некоторых месторождениях присутствует только в их верхней части, а в нижней замещен ангидритом или вытеснен флюоритом.

Значительными отклонениями от ассоциаций, образуемых выше названными минералами, являются: а) парагенезис кварца, щелочного полевого шпата (парадоксита) и флюорита (присутствует в промышленных количествах на ряде месторождений Рудных гор и флюоритовых месторождений Фогтланда); б) ассоциация ридита с флюоритом как противоположность выше названному парагенезису, часто содержащая также кварц, каолин флюоритовых месторождений востока Рудных гор и Тюрингенского Леса.

Месторождения в процессе молодых тектонических движений испытали более или менее сильное механическое разрушение, преобразование и но-

вообразование минералов, т.е. сложные разноплановые изменения. Наконец, во время плиоценового воздымания остаточных глыб месторождения подвергались глубокому выветриванию и частично эродированы. Современный уровень эрозии отдельных месторождений различен в зависимости от их тектонического подъема. Например, месторождения в северной части Гарца, по-видимому, на 1000-2000 м денудированы глубже, чем в его южной части.

#### О минералогически-парагенетическом составе руд

Для исследования первичного состава полистадийных и полигенетических месторождений флюорита очень важным является распознавание и изучение их первичного парагенезиса.

В качестве таковых можно рассматривать: а) парагенезис кварц-парадоксит-флюорит, характерный для месторождений Рудных гор и Фогтланда; б) парагенезис "риолит"-флюорит, характерный для месторождений Восточных Рудных гор, порфирирового комплекса в районе города Галле и месторождений Тюрингенского Леса.

Химически эти парагенезисы адекватны один другому, физико-химически они представляют собой, как это и выражается в их различной текстуре, продукты различных условий образования, которые соответствуют различным геотектоническим уровням: с одной стороны, плутогенному, с другой стороны, субвулканическому - вулканическому. Этим парагенезисам очень близок кварц - алюмосиликат-флюоритовый парагенезис, который представляет собой гидротермальный аналог "риолитового" парагенезиса. От предыдущих парагенезисов он отличается тем, что вместо щелочного полевого шпата образывались иллит, каолинит и другие родственные им минералы.

Минералогически кварц-парадоксит-флюоритовый парагенезис характеризуется в основном тремя здесь названными минералами. Иногда встречается мусковит как эквивалент полевого шпата.

Белый кварц (звездный кварц) - это, как правило, минерал, колломорфно образованный в контакте с вмещающими породами, с зонально выросшими из общей массы кристаллами длиной в несколько сантиметров, с четкими пирамидальными поверхностями.

Примечателен для этого парагенезиса красновато-желтый щелочной полевой шпат (парадоксит). Он образует последующий коркообразный осадок толщиной от нескольких сантиметров до нескольких дециметров, но иногда в виде жил пересекает предшествующие генерации кварца.

Наконец, третьим минералом, образующим слой толщиной от нескольких сантиметров до нескольких дециметров, является фиолетовый, к середине жил темно-зеленый флюорит.

В месторождениях Фогтланда уже имеющиеся ритмично-ленточные минеральные образования были брекчированы и сцементированы более молодыми генерациями кварца-парадоксита-флюорита кокардовой текстуры. В дальней-

шем оруденение происходило равномерно. В соответствии с этим кварц-парадоксит-флюоритовая ассоциация здесь подразделяется на свиты: а) древнюю брекчиевидную кокардообразную; б) молодую ритмично-ленточную. Общим результатом этой минерализации является билатерально-симметричная форма жил.

Для полноты картины следует сказать, что в месторождениях Фогтланда кварц-парадоксит-флюоритовая ассоциация четко пересекается более молодой минерализацией. Эта так называемая вторая ассоциация представляет собой продолжение ритмичных жильных масс, в которой флюорит имеет светлую до светло-зеленой окраску, а кварц почти исчезает. С третьей ассоциацией начинается так называемая аритмичная минерализация: бледно-голубой флюорит сильно окварцован, впервые появляются карбонаты в форме дерита, иногда анкерита и барита, сульфиды в последовательности пирит - сфалерит - халькопирит - галерит.

Четвертая ассоциация представляет собой незначительные выделения кварца, карбонатов, пирита и халькопирита со значительными примесями флюорита, кальцита, марганекоальцита, анкерита и барита. Иногда присутствуют минералы висмута, кобальта, никеля.

Проявленный в Восточных Рудных горах в порфириновом комплексе Галле и в Тюрингенском Лесу "риодит"-флюоритового парагенезис (можно также назвать риодитовой формацией флюорита или фельзитовым оруденением флюорита) минералогически представляет собой аналогичную вышеописанной кварц-парадоксит-флюоритовую минерализацию. Однако кварц и щелочной полевой шпат в этом случае образуют плотную фельзит-порфириновую матрицу, которая под микроскопом выглядит частично мелкозернистой и текучей, частично микрокристаллической без определенной ориентации. Микролиты кварца и щелочного полевого шпата образуют местами сферолиты. Флюорит, как правило, темно-фиолетовый, появляется сначала спорадически, но быстро объединяется в агрегаты, которые переходят в идиобласты, порфириобласты и жилы. Флюорит при этом носит сингенетичный характер. При дальнейшей дифференциации происходит образование ритмично чередующихся лент "фельзита" и флюорита, которые создают впечатление эпигенетического минерогенеза. К таким явлениям можно отнести образование жеообразных плавиковых шпатов и ассоциаций плавиковых шпатов, которые описаны как мелкозернисто-кристаллические порфиры [12].

В условиях автогидратации или под воздействием воды вместо вышеописанных мелкозернистых срещений щелочного полевого шпата и кварца появляются новообразования таких минералов, как мелкоигльчатый кварц, иллит, каолинит. Они, как показано нами в 1962 году [30], образованы путем метасоматического вытеснения кислых вулкаников флюоритом в пределах всего месторождения.

Существенное отличие кварц-каолин-флюоритового парагенезиса от "риодит" - флюоритового состоит в том, что вместо "фельзитов" появляется красноватая до желто-коричневой пористая порода, которая представлена

микроскопически равномерно-мелкозернистым пористым агрегатом кристаллов кварца, местами с примесью мелкочешуйчатого иллита и (или) каолинита. Флюорит сложен ксенообластами зеленого, голубого и темно-фиолетового цвета. Он растет в этой матрице в виде ксенобластов, которые принимают частично скелетную форму, а с возрастающим размером зерен переходит в диобласты. В зависимости от их сращения развиваются в последствии большие агрегаты кристаллов, окруженные каолинитом.

В случае "риолит"-флюоритового, а также кварц-каолинит-флюоритового парагенезисов минерализация может длиться вплоть до образования мощных флюоритовых тел.

Следует отметить, что после первого цикла минерализации, который нас здесь особенно интересует, следуют другие фазы оруденения. Они приводят к образованию карбонатов, окислов железа и марганца, иногда вновь сульфидов, но в особенности сульфатов барита и ангидрита. Вместе с тем происходит преобразование уже образовавшихся ассоциаций, прежде всего флюорита и кварца, а также карбонатов, сульфатов и сульфидов.

#### Результаты термобарометрических исследований

Опираясь на современную теорию минеральных включений и геохимическую классификацию включений в магматических и постмагматических минералах, в течение последних тринадцати лет в секции геологических наук были проведены термобарические исследования, в том числе и минералов флюоритовых месторождений [13, 15, 19, 23]. Для этих целей здесь имеется термобарометрическое оборудование. Были проведены обширные измерения таких параметров, как температура гомогенизации ( $T_{\text{гом}}$ ), температура декрепитации ( $T_{\text{д}}$ ) и соответствующие давления ( $P_{\text{д}}$ ), также были проведены криометрические измерения концентраций солей. Некоторые результаты этих исследований изложены в работах [24-27].

В табл. 2-4 представлены результаты этих исследований.

Таблица 2

Температура гомогенизации газово-жидких включений во флюорите "риолит"-флюоритового парагенезиса

Месторождение	Температура гомогенизации, °С	Колич. измерений	Источник
Кюннерштейн	199 ± 15	22	/24/
Петерсберг	192 ± 13	10	/24/
	238 ± 18	10	/24/
Имненау	165 ± 12	10	Автор статьи
	178 ± 16	14	Автор статьи
Плутогенге	157 ± 12	6	/14/

Таблица 3

Температура гомогенизации газово-жидких включений в минералах кварц-парадоксит-флюоритового парагенезиса

Месторождение	Исследованный минерал								Источник
	Кварц (общий)		Кварц (рудный)		Парадоксит		Флюорит		
	Т <sub>гом</sub> , °С	Колич. измер.	Т <sub>гом</sub> , °С	Колич. измер.	Т <sub>гом</sub> , °С	Колич. измер.	Т <sub>гом</sub> , °С	Колич. измер.	
Зуба у Карл-Маркштадта									
в) первичные включения	320 <sub>+18</sub>	18	308 <sub>+8</sub>	11	315 <sub>+18</sub>	12	256 <sub>+8</sub>	30	/24/
							252 <sub>+13</sub>	40	/25/
б) псевдоосадочные включения	279 <sub>+10</sub>	25	262 <sub>+2</sub>	5	250 <sub>+5</sub>	5	214 <sub>+8</sub>	14	
Шёнбрунн							296 <sub>+39</sub>		/14/
							292 <sub>+29</sub>		/23/
							252 <sub>+31</sub>		/14/
							258 <sub>+26</sub>		/23/
в) первичные включения			319 <sub>+10</sub>	130					/24/
Бёзенбрунн									
а) первичные включения			288 <sub>+32</sub>	10	321 <sub>+14</sub>	12			/24/
б) первичные включения с твердой фазой			185 <sub>+17</sub>		237 <sub>+13</sub>	8	202 <sub>+7</sub>	10	/25/

Таблица 4

Температура гомогенизации газово-жидких включений во флюорите "Саксонских" карбонат-флюоритовых и флюорит-баритовых парагенезисов

Месторождения	Температура гомогенизации, °C	Колич. изменений	Концентрация солей	Колич. определений	Источник
Фрайберг, Гальсбрюкке Шёнбрунн	112±6	496	15,5±3,9	196	/24/
	128±13				/14/
	112±20				/23/
	77±10		/14/		
	138±8	196	18,0±3,7	40	/24/
	69 ±16	495	14,4±3,8	186	/24/
Бёзенбрунн Гёшвиц Ильменау			3,7±1,3	30	/24/
	101±20	46	15,2±5,3	25	
	113±15	30	23,3	11	
	84±19	57			/14/
	103±19,5	143			/33/
Моргенрот, Алексе	94±23	108			/33/
	99±21	251	19,3±23	16	/24/
	93±5	20	23,3	15	/24/
	95±16	107	21,2	106	/24/
Ротлебароде	127±8	202	21,3±1,6	79	/24/

## Выводы

Путем термобарометрических исследований удалось реконструировать физико-химические условия образования кварц-парадоксит-флюоритового парагенезиса, которому соответствуют температуры от 350 до 250°C со средним значением 308  $\pm$  22°C.

На основе одноосной модели давление минералообразования составляет от 750 до 300·10<sup>5</sup> Па, а на основе трехосной модели - 110·10<sup>5</sup> Па, что соответствует глубине 1350 м, т.е. плутоногенному уровню.

Кварц-парадоксит-флюоритовый парагенезис был сначала отнесен к вариссийскому циклу минерализации [11]. В последние десятилетия это оспаривалось Л.Бауманом [3] и его сторонниками [4,7]. В наши дни удалось, однако, подтвердить его принадлежность к вариссийскому циклу минерализации точными измерениями абсолютного возраста.

Термобарическими исследованиями флюоритов "риолит"-флюоритового парагенезиса были уточнены физико-химические условия образования этого парагенезиса. Температура его образования составляет 150-250°C со средним значением 195  $\pm$  15°C. Такие температуры непосредственно граничат с температурами кварц-парадоксит-флюоритового парагенезиса. Эти температуры являются более высокими, чем определенные для остальных "саксонских" месторождений.

На основе большого подбоя и даже совпадения кварц-парадоксит-флюоритового и "риолит"-флюоритового парагенезисов, а также исходя из температурных соотношений можно заключить, что "риолит"-флюоритовый парагенезис, а также близкий к нему кварц-каолинит-флюоритовый парагенезис можно рассматривать как субвулканический или вулканический аналог плутоногенного кварц-парадоксит-флюоритового парагенезиса. Для соответствующих месторождений в результате геологических работ был установлен их пермотриасовый возраст. Это подтверждается также результатами физико-химических исследований.

В результате термобарометрических исследований различных минералов "саксонской" минерализации можно убедительно доказать, что соответствующие минеральные оболочки образованы при температуре меньше 150°C, в большинстве случаев даже при температуре 100°C. Соответствующие преобразования происходили, как это можно доказать, за счет уже имевшихся минеральных масс варисского цикла. При этом не ставится под сомнение значение самостоятельного "саксонского" цикла минерализации [5,6,11, 14/.

## Л и т е р а т у р а

1. Ivanova A.A. Prognozirovanie fljoritovogo orudnenija na osnovе formacionnogo analiza.-Rasv. i ochr. nedr. M., 1973, N 8.
2. Puzanov L.S. Temperaturij obrazovanija i temperaturnaja zonalnost fljucoritovogo orudnenija.-Geol rudn. mestorižd. M., 1972, N. 4, S. 66-75.

3. Baumann L., Leeder O. Zur Minerogenie der Fluorit-Baryt-Lagerstätten in Mitteleuropa. Symposium Metallogenetische und Geochemische Provinz Schriftenreihe Erdwiss. Komm. Österr. Akad. Wiss., Leoben, 1972, Bd. 1, S. 142-159.
4. Baumann L., Werner C.D. Die Gangmineralisationen des Harzes und ihre Analogien zum Erzgebirge und zu Thüringen.-Ber. deutsch. Ges. geol. Wiss. B Miner. Lagerstättenf. B., 1968, Bd. 13, H. 5, S. 525-548.
5. Čadek J., Malkovsky M. Metasomatische Verdrängung von Aluminosilikatgesteinen durch Fluspat.-Geologie, 1968, Bd.17, S. 311-323.
6. Franzke H.-J. Zur kinematischen Analyse hydrothermalen Gangstrukturen, erläutert an Beispielen aus dem Unterharz und dem Thüringer Wald.-Hall. Jb. f. Geowiss. Gotha/Leipzig, 1977, Bd. 2, S. 311-323.
7. Franzke H.-J., Schiemenz F. Die Tektonik der Gangstruktur "Hoffnung 1" im südöstlichen Thüringer Wald.-Hall. Jb. f. Geowiss. Gotha/Leipzig, 1977, Bd. 2, S. 49-54.
8. Franzke H.-J., Schiemenz F. Bruchkinematische Analyse der Ganggruppe "Pluto" im südöstlichen Thüringer Wald.-Z. geol. Wiss., B., 1978, Jg. 6, H.3, S. 341-350.
9. Franzke H.-J., Kapelle G., Röllig G. Flächentrend-analyse der Hauptstörungsebene des Flossberg-Stechberg-Mineralgangsystems bei Ilmenau/Thüringer Wald.-Z. angew. Geologie, B., 1982, Bd. 28, H. 2, S. 73-76.
10. Kämpf H. Lagerstättenkundliche Bearbeitung der Fluoritvorkommen von Schönbrunn, Bösenbrunn und Grüne Tanne im Vogtland. Unveröffentl. Dissertation, Bergakademie Freiberg, 1981.
11. Klaus D. Zur Kenntnis der Mineralisation am Flechtinger Höhenzug.-Ber. deutsch. Ges. geol. Wiss. B Miner Lagerstättenf. Jg. 14, B., 1969, H.2, S. 153-162.
12. Koch R.A. Beobachtungen an Fluoriten und Flußspatassoziationen im kristallinen Porphyry des Petersberges bei Halle a.d.S. Wissenschaftl. Zeitschr. Hochschule f. Bauwesen, Leipzig, 1956, 2, H. 2, S. 59-68.
13. Krenzt O., Thomas R. Flüssigkeitseinschlüsse in Quarzen aus Parametamorphiten des Westerzgebirges und ihre Aussagemöglichkeiten zur Regionalmetamorphose.-Z. geol. Wissensch., B.,
14. Kuschka E. Über die Ergebnisse einer Neubearbeitung hydrothermalen Gangmineralisationen des Erzgebirges, Granulitgebirges und Vogtlandes.-Z. angew. Geol., B., 1972, 18, S. 97-108.
15. Lahiry A. Untersuchungen an Flüssigkeitseinschlüssen zur Klärung der paragenetischen und genetischen Verhältnisse am Beispiel der Fluoritlagerstätten Schönbrunn/Vogtl. und Ilmenau/Thür. Unveröffentl. Dissertation, Bergakademie Freiberg, 1972.
16. Lahiry A.K. Untersuchungen an Flüssigkeitseinschlüssen zur Klärung der paragenetischen und genetischen Verhältnisse am Beispiel

- saxonischer Lagerstätten. Freib. Forschungshefte, Reihe C, H.307, Deutsch. Verlag für Grundstoffindustrie, Leipzig, 1974.
17. Fortschritte der Metallogenie im Erzgebirge B: Zur Petrographie und Geochemie der Granite des Erzgebirges /Lange H., Tischendorf G., Pälchen W., Klemm I. Ossenkoff, Geologie, Akademie-Verlag, B., 1972, Jg. 21, H 4/5, S. 457-493.
  18. Leeder O. Fluorit. Monographienreihe Nutzbare Gesteine und Industrieminerale. VEB Dt. Verlag für Grundstoffindustrie, Leipzig, 1979.
  19. Leeder O. Paragenetische Gesetzmässigkeiten in Fluoritlagerstätten verschiedener Bildungsbereiche. Freiburger Forschungshefte, Reihe C, VEB Dt. Verlag für Grundstoffindustrie, Leipzig.
  20. Panov B.S., Leeder O. Genetisch-paragenetische Charakteristika der Fluoritmineralisationen im Donez-Bekken und im Südteil der DDR (Thüringen). Freiburger Forschungshefts, Reihe C, VEB Deutsch. Verlag für Grundstoffindustrie, Leipzig,
  21. Rösler H.-J., Wolf M. Paragenesebegriff Diskussion um seine Definition in der Gegenwart (1 Teil). Freiburger Forschungshefte, Reihe G. Heft 266, VEB Dt. Verlag Für Grundstoffindustrie, Leipzig,
  22. Smirnov V.I., Kazanski V.I. Ore-bearing structures of geosynclines and activated platforms in the territory of the USSR.-Z. Deutsch. Geol. Ges., 1973, Bd. 124, S. 1-17.
  23. Thomas R. Untersuchungen von Flüssigkeitseinschlüssen in Mineralien der Fluorit-Baryt-Mineralisation der DDR. Unveröffentl. Diplom-Arbeit, Bergakademie Freiberg, 1969.
  24. Thomas R. Untersuchungen von Einschlüssen zur thermodynamischen und physikochemischen charakteristik lagerstättenbildender Lösungen und Prozesse im magmatischen und postmagmatischen Bereich. Unveröffentl. Diss., Bergakademie Freiberg, 1979.
  25. Thomas R. Ergebnisse der thermobarogeochemischen Untersuchungen an hydrothermalen Fluorit-Paradoxit-Quarz-Mineralisationen des Erzgebirges und des SW-Vogtlandes.-Z.geol. Wissensch. B.
  26. Thomas R., Blankernburg H.-J. Erste Ergebnisse über Einschluguntersuchungen an Quarzen aus Achatmandeln und kugeln basischer und saurer Vulkanite.-Z. geol. Wissensch.B.
  27. Timmler A. Homogenisierungsmessungen und Alkalibestimmungen an Flüssigkeitseinschlüssen in Fluoriten zur Konstruktion von Isothermalbereichen in hydrothermalen Lagerstätten. Unveröffentl. Diplom-Arbeit, Bergakademie Freiberg, 1970.
  28. Weber W., Leeder O. Zur strukturellen Stellung der jungpaläozoisch-mesozoischen Fluorit-Baryt-Ganglagerstätten in Mitteleuropa. Freib. Forschungshefte, Reihe C, VEB Dt. Verlag für Grundstoffindustrie, Leipzig.
  29. Werner C.D. Die Spatlagerstätten des Thüringer Waldes und ihre Stellung im Rahmen der saxonischen Metallprovinz Mitteleuropas.

Versuch einer regionalen Synthese. - Ber. deutsch. Ges. geol. Wiss. B miner. Lagerstättenf. B., 1966, Bd. 11, H. 1, S. 5-45.

30. Wolf M. der Flossberggangzug bei Ilmenau und Gehren - Untersuchung der petrographischen, tektonischen und mineralischen Verhältnisse des Flossberggangzuges zwischen Ilmenau und Gehren als Beitrag zur Klärung der saxonischen Lagerstätten auf den Randspalten des Thüringer Waldes. Unveröffentl. Dissertation, Bergakademie Freiberg, 1962.
31. Wolf M. Der Floßberggangzug bei Ilmenau und Gehren - Untersuchung der petrographischen, tektonischen und mineralischen Verhältnisse des Flossberggangzuges zwischen Ilmenau und Gehren als Beitrag zur Klärung der saxonischen Lagerstätten auf den Randspalten des Thüringer Waldes. Freib. Forschungshefte, Reihe C, H. 148, VEB Deutscher Verlag für Grundstoffindustrie, Leipzig, 1964.
32. Wolf M. Contribucion al esclarecimiento de algunos términos generales empleados en mineralogia y geologia económica. Imprenta de la Universidad Mayor y Autonoma "Tomas Frías" Potosi/Bolivia, 1966.
33. Wolf M., Bernstein K.-H., Reichenbach W. Erfahrungen und Probleme der Erkundung von Flußspatlagerstätten in der DDR. Industriezweiginterne Publikation d. VEB GFE Halle, 1976.

УДК 550.814:550.812

**ОПЫТ КОМПЛЕКСНОГО ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ТЕРМОБАРОГЕОХИМИЧЕСКИХ, ФОТОАЭРОКОСМИЧЕСКИХ И ГЕОЛОГО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКИХ ДАННЫХ ПРИ ПРОГНОЗИРОВАНИИ ПОСТМАГМАТИЧЕСКОГО ОРУДЕНЕНИЯ В ВОСТОЧНОМ ЗАБАЙКАЛЬЕ**

Е.М.Лазько, О.Н.Колодий, Ю.В.Ляхов, Ю.Ф.Мисник, И.В.Попивняк  
Львовский государственный университет, г.Львов, СССР

В связи с решением прогнозно-оценочных задач в Восточно-Забайкальской металлогенической провинции авторы применили метод комплексного использования результатов геолого-структурных, аэрокосмогеологических, термобарогеохимических и минералого-геохимических исследований, что позволило выявить ряд важных закономерностей развития постмагматического оруденения и рекомендовать на этой основе принципиально новое направление поисковых работ.

Первые интересные результаты комплексного использования термобарогеохимических и аэрокосмогеологических данных были получены при проведении исследований в пределах одного из широко известных рудных районов, находящегося на границе золотолибденового и оловянновольфрамового поясов Восточного Забайкалья [5]. Этот район расположен в зоне системы долгоживущих разломов, являющейся юго-западной ветвью пришилькинского звена Монголо-Охотского глубинного разлома [3]. В его строе-

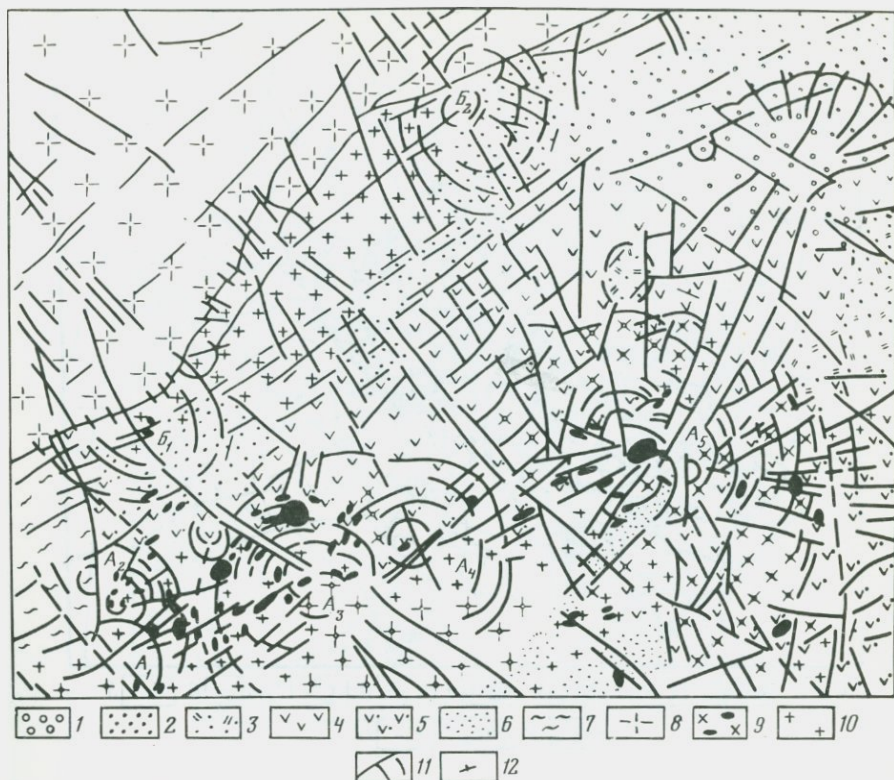
нии участвуют терригенные толщи верхнего протерозоя и нижнего карбона, нижнепалеозойские гранитоиды, а также верхне-среднеюрский вулканоплутонический комплекс и верхнемезозойские молассы, образованные в процессе позднемезозойской тектоно-магматической активизации мезозойд Восточного Забайкалья (рис.1).

В районе развито золотое оруденение, представленное рядом месторождений и рудопоявлений, сформированных в позднеюрское и раннемеловое время; по Н.В.Петровской, они принадлежат к формациям соответственно средних и малых глубин, что было подтверждено Ю.В.Ляховым (1967 г.) результатами термобарогеохимического исследования руд.

Дешифрирование аэрокосмофотоматериалов разного масштаба, выполненное О.Н.Колодием в 1980 г., позволило построить модель структурно-тектонического каркаса рудного района, важным составным элементом которого являются радиально-концентрические вулканоплутонические структуры центрального типа, располагающиеся на пересечении зон отрыва северо-восточного простирания и поперечных к ним сколовых зон. Среди них, по геоморфологическим и геолого-геофизическим данным, выделяются структуры купольного ( $A_{1-5}$ ) и депрессионного ( $B_{1-2}$ ) типов.

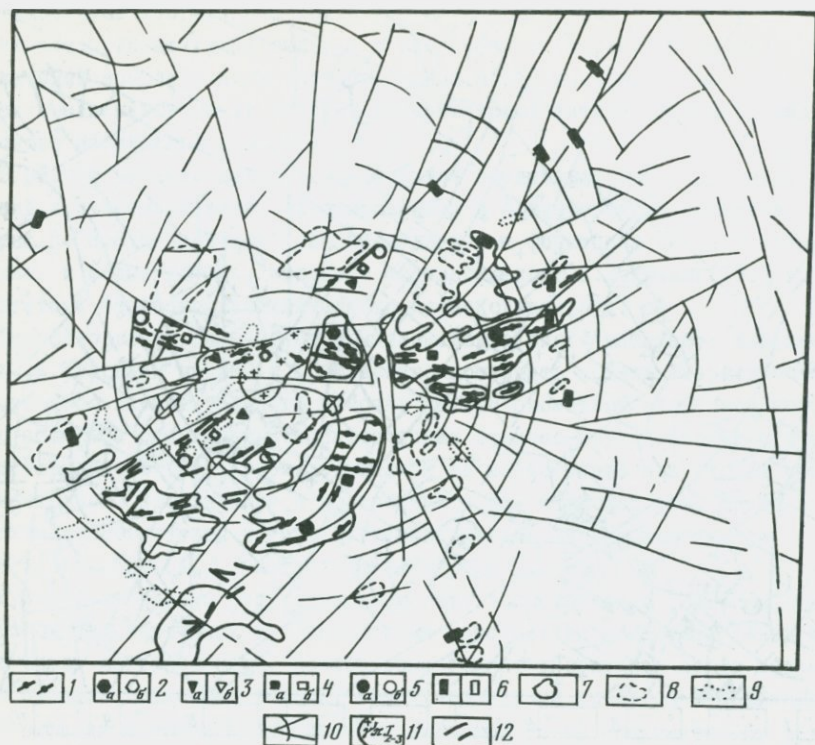
Вулкано-купольные структуры достигают в поперечнике 12-15 км, обычно осложнены побочными вулканическими аппаратами и местами обнаруживают следы интерференции. Центральные гранит-диоритовые штоки обрамляются субвулканическими телами, ориентированными по дугам и радиально. По периферии куполов периклинально залегают толщи комагматических вулкаников преимущественно андезитового состава, в которых широко проявлены радиальные разрывы. Примером таких структур является купол  $A_5$ , расположенный на северо-восточном погружении крупного свода и отчетливо вписывающийся в его периклинальное замыкание (рис.2). Морфологически это купольно-кольцевая структура со слабо приподнятым центром. Морфологические различия поднятых и опущенных частей структуры сглажены, но на границе субвулканических и эффузивных образований фиксируется резкий перегиб. Выходящий в ядре купола шток порфировидных гранитов является слабэродированной апофизой крупного массива порфировидных гранитов, на что указывает единое для них на космофотоснимках поле с однородной спектральной характеристикой. С востока ядро обрамлено дугвыми разрывами, контролирующими полукольцевую зону субвулканических штоков и двек диорит-порфиров, монзонит-диоритов, гранит-порфиров и лампрофиров амуджикано-сретенского комплекса. Периферия купола образована периклинально залегающей под углом 10-30° осадочно-вулканогенной шадоронской серией (средняя - верхняя юра), представленной преимущественно андезитовыми лавами и туфами, комагматичными упомянутым субвулканикам. На юго-западе купол частично срезается поперечной северо-западной зоной разрывов. Важным элементом структуры являются отчетливо дешифрирующиеся радиальные разрывы.

Вулкано-депрессионные структуры отличаются меньшими размерами (диа-



Р и с. 1. Карта рудоконтролирующих структур рудного района (на основе результатов дешифрирования аэрокосмофотоснимков)

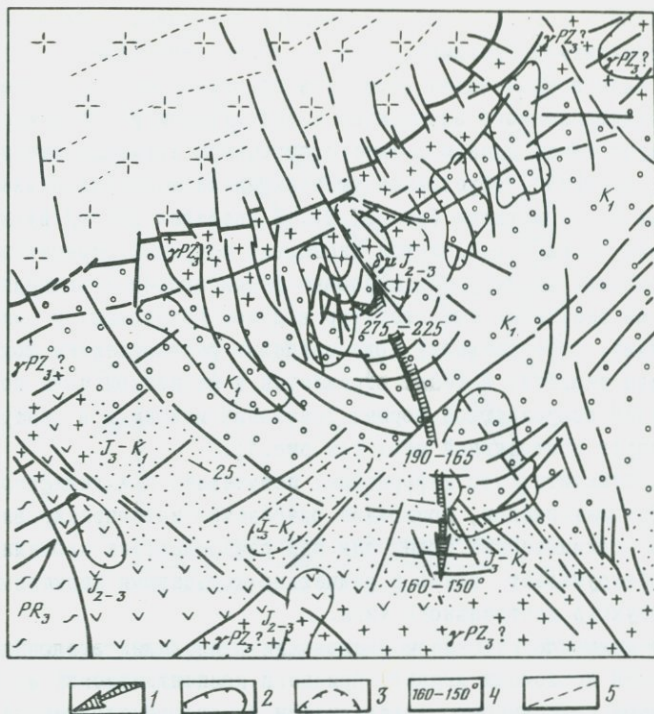
I - нижнемеловая грубообломочная континентальная моласса; 2 - верхнеюрская и нижнемеловая мелкообломочная континентальная моласса и вулканиты среднего-субщелочного состава; 3-5 - средне-верхнеюрская осадочно-вулканогенная серия: 3 - лавы и туфы дацитов, туффиты, 4 - андезиты, 5 - лавы и туфы андезитов, туффиты; 6 - нижнекаменноугольные песчаники, алевролиты, известняки; 7 - верхнепротерозойские орто- и парасланцы, кварциты, гнейсы, амфиболиты; 8 - нижнеюрский борщевочный комплекс: гранитоиды, гранитогнейсы, краевые бластомилониты; 9 - средне-нижнеюрский амуджикано-сретенский комплекс: порфировидные граниты, диориты, монзониты, гранодиорит-порфиты, гранит-порфиры; 10 - раннепалеозойский ундинский комплекс: граниты, гранодиориты, диориты, габбро-диориты; II - структурный каркас (по дешифрированию аэрокосмофотоснимков); I2 - элементы залегания пород по геологическим данным; структуры центрального типа: A<sub>I-5</sub> - вулcano-купольные, B<sub>I-2</sub> - вулcanoдепресссионные



Р и с. 2. Радиально-кольцевое распределение минерализации в пределах одной из вулканокупольных структур

I - рудные тела (кварцевые жилы); 2-6 - участки развития минеральных ассоциаций: а - резко преобладает, б - присутствие; 2 - молибденит-кварцевой, 3 - турмалин-кварцевой, 4 - пирит-арсенопирит-кварцевой, 5 - кварц-галенит-сфалеритовой, 6 - антимонит-кварцевой; 7 - комплексные геофизические и геохимические аномалии; 8 - геофизические аномалии; 9 - геохимические аномалии; IO - элементы структурного каркаса по дешифрированию космофотоснимков; II - центральный штوك средне-верхнеюрских порфировидных гранитоидов; I2 - дайки

метр их в среднем около 5 км), центроклинальным залеганием вулкани- тов и нижнемеловых моласс; для них особенно характерно развитие кольцевых разрывов. Примером такой структуры может служить полукольцевая кальдера (Б<sub>1</sub>), установленная по результатам дешифрирования и геолого- геофизическим данным на пересечении северо-восточной зоны разрывов с северо-западной поперечной сколовой зоной, открытая в сторону Борцовочного гранитогнейсового купола (рис.3). Дуговые разрывы контролирую-



Р и с. 3. Структура рудного поля по дешифрированию аэрокосмофотоматериалов, геолого-геофизическим данным и изменчивость температурных условий малоглубинного рудообразования

1 - след температур минералообразования; 2 - локальные минимумы силы тяжести; 3 - локальные максимумы силы тяжести; 4 - температурные интервалы ( $^{\circ}\text{C}$ ) гомогенизации газово-жидких включений в минералах карбонат-кварцевой ассоциации; 5 - зоны рассланцевания и милонитизации. Другие условные обозначения см. на рис. 1

от расположение центроклинальнозалегающих под углом  $50-80^{\circ}$  покровов андезитов шадоронской серии и центрального штока гранитов сретенского комплекса с радиальными апофизами. В пределах этой структуры М.Ф.Кузнецовым (1977 г.) закартированы эксплозивные брекчии. Морфологически структура имеет ступенчато-провальный профиль, по-видимому, обусловленный несколькими этапами оседания кольцевых блоков. Кальдере надстроена равнинеювым гребнем. Предположение, что гребень представляет собой в основе вулканотектоническую впадину, подтверждают и данные морфометрического анализе, выполненные ранее Ф.Т.Боровковым (1967 г.).

В геофизических полях описываемые структуры центрального типа отчетливо отражаются в магнитном и гравитационном полях, а также в по-

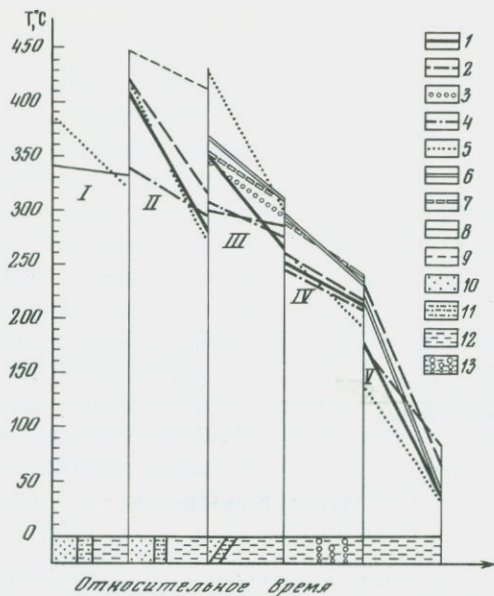
лях вызванной и естественной поляризации дугowymi, радиальными и округлыми аномалиями. Например, одна из вулкано-купольных структур центрального типа локализована в области гравитационного максимума в периферии гравитационного экстремума и подчиняется его границам; рудный узел образует здесь единую сложно построенную аномалию вызванной поляризации, вероятно, обусловленную сульфидными минерализованными телами и околорудными метасоматитами (см.рис.2). В пределах другой вулкано-купольной структуры ( $A_4$ ) выделяется несколько округлых отрицательных магнитных аномалий, фиксирующих жерловые фации побочных подводных каналов. Одна из депрессионных структур в целом приурочена к гравитационному минимуму, образованному полукольцевым расположением локальных минимумов силы тяжести, в также отражается в магнитном поле положительной аномалией полукруглой формы; локальный максимум в центре структуры фиксирует центральный шток (см.рис.3).

Уместно отметить, что информация, полученная при дешифрировании аэрокосмофотоматериалов, позволила однозначно интерпретировать геофизические и геохимические поля, так как распределение аномалий разных порядков обнаруживает связь с радиально-кольцевыми каркасными элементами структур центрального типа.

Геолого-минералогические исследования в пределах эталонных рудных узлов и полей позволили выявить признаки концентрической минералогическо-геохимической зональности, в существенной мере обусловленной рудораспределяющей и рудоконтролирующей ролью разрывных элементов структур центрального типа. Ранние, относительно высокотемпературные минеральные ассоциации развиты преимущественно в центральных частях структур, а более низкотемпературные, в том числе продуктивные, — в периферических частях. В геофизических полях участки распространения молибденит-кварцевых и турмалин-кварцевых жил характеризуются низкими значениями магнитного поля и поля вызванной поляризации; высокими значениями геофизических аномалий характеризуются площади развития ранних сульфидов и кварц-сфалерит-галенитовых ассоциаций (см.рис.2).

Многочисленные рудопроявления, как правило, приурочены к узлам пересечения кольцевых и радиальных разрывов, причем конкретные рудные тела в их пределах контролируются либо зонами повышенной трещиноватости, радиально расходящимися от центрального штока гранитоидов, либо дугообразными разрывами (см. рис.2, 3 и 6).

Термобарогеохимические исследования позволили установить последовательность отложения минеральных ассоциаций, в том числе продуктивных, как во времени, так и в пространстве. Главный полезный компонент — золото — отлагался как на средних, так и на малых глубинах непрерывно в течение всего рудообразующего процесса, как это полагают некоторые исследователи, а в одну продуктивную стадию. При этом важнейшие металлоносные ассоциации минералов с преимущественным участием сульфидов, свинца, цинка и меди, местами теллуридов, по



Р и с. 4. Температурный режим формирования среднеглубинных месторождений золота (Забайкалье)

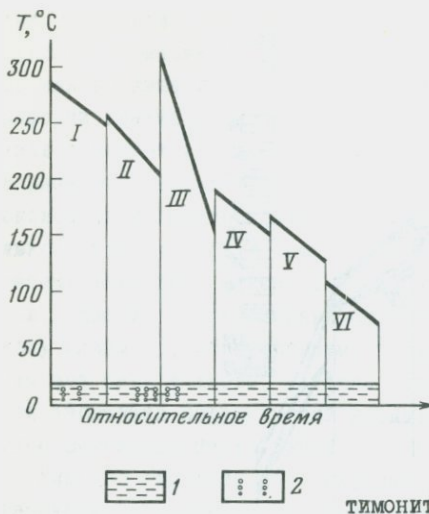
Температурные интервалы, по данным гомогенизации газовой-жидких включений, в минералах ассоциаций одностадийных комплексов из месторождений: I - золото-арсенопиритового, 2 - золото-пиритового, 3, 4 - золото-арсенопирит-пиритового, 5 - золото-пирит-висмутинового, 6 - золото-халькопирит-сфалерито-галенитового, 8, 9 - кварц-молибденитового минеральных типов. Агрегатное состояние минералообразующих растворов по их включениям: I0 - газообразное, II - критическое, I2 - жидкое, I3 - с признаками гетерогенизации.

Стадии: I - молибденит-кварцевая; II - турмалин-кварцевая; III - пирит-арсенопирит-кварцевая; IV - золото-кварц-полисульфидная (продуктивная на золото); V - кварц-карбонатная

данным Ю.В.Ляхова (1967 г.), формировались в строго определенном интервале температур - 250-200°C.

К вулкано-купольным структурам приурочено пневматолитово-гидротермальное оруденение умеренно сульфидной среднеглубинной формации. Оно представлено жильными телами позднеюрского возраста, сформированными в интервале температуры от 450 до 60°C и давления  $1200-400 \cdot 10^5$  Па (рис.4).

С вулкано-депресссионными структурами связано собственно гидротермальное раннемеловое оруденение малоглубинной малосульфидной формации, представленное штокверковыми и жильными зонами, образованными в температурном интервале 310-60°C при давлении  $30-40 \cdot 10^5$  Па (рис.5).



Р и с. 5. Температурный режим формирования малоглубинных месторождений золота (Забайкалье)

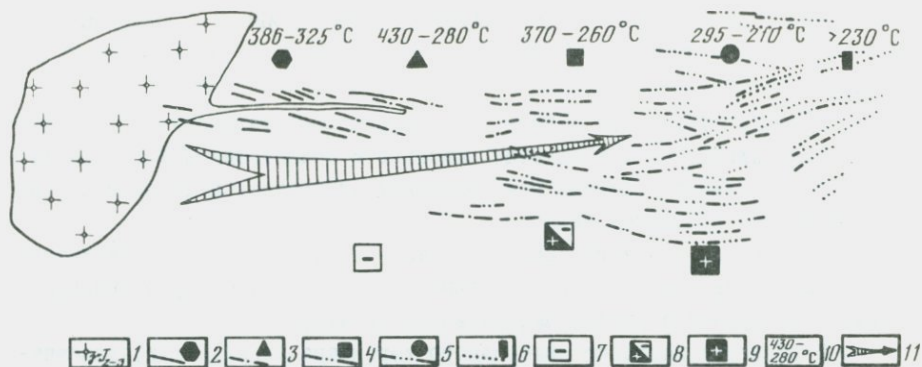
Температурные интервалы и агрегатное состояние минералообразующих растворов (I — жидкое гомогенное, 2 — гетерогенное) установлены по данным гомогенизации сингенетических газовой-жидких и жидко-газовых включений в минералах ассоциаций одностадийных комплексов кварца: I — раннего халцедоновидного кварца; II — золото-сульфантимонит-карбонат-кварцевая (продуктивная); III — карбонат-кварцевая; IV — сульфидно-кварцевая; V — антимонит-кварцевая; VI — каолинит-кварцевая;

В пределах рудного поля, связанного с вулкано-депрессивной структурой ( $B_T$ ), по Н.В.Петровской и др. (1961г.) отчетливо проявлены признаки приближенно-линейной зональности с фрагментами концентрической зональности на флангах по С.В.Чеглокову (1981 г.). Подобный характер, как ранее было показано Ю.В.Ляховым (1968 г.), имеет палеотемпературная зональность с закономерным спадом температур минералообразования ( $2-4^\circ\text{C}$  на 100 м) с северного фланга рудного поля к южным, т. е. от центра структуры к ее периферийным частям (см. рис. 3).

На мелоглубинных месторождениях установлены градиенты спада температур в направлении от глубоких горизонтов к поверхности ( $25-35^\circ\text{C}$  на 100 м) и от центра вулкано-депрессивных структур к периферии ( $2-6^\circ\text{C}$  на 100 м). Аналогичная картина, по данным О.Н.Колодия (1981 г.), устанавливается для вулкано-купольных структур, с которыми связано среднеглубинное золотое оруденение, однако палеотемпературные градиенты здесь более стабильны и менее значительны ( $20-15$  до  $20^\circ\text{C}$  на 100 м по падению рудных жил), что коррелируется с закономерным изменением термоэлектрических свойств рудных минералов.

В.И.Красников и др. [4] показали закономерную смену типа проводимости пирита и арсенопирита в пределах одного из рудных полей с запада от центра структуры ( $A_T$ ) на восток к ее периферии: в частности, в этом направлении относительно высокотемпературный арсенопирит с р-проводимостью сменяется арсенопиритом смешанной проводимости, а затем этот минерал характеризуется п-проводимостью. Исследованные нами пириты обнаруживают в пределах другой структуры (рис.6) сходную изменчивость.

Комплекс приведенных выше данных свидетельствует, что рудные формации района образованы однотипными эволюционирующими газовой-гидротер-



Р и с. 6. Характер пространственного размещения минеральных ассоциаций и изменчивость типа проводимости пиритов в пределах одной из радиальных рудных зон вулканокупольной структуры

I - центральный штوك средне-позднеюрских амуджикано-сретенских порфировидных гранитоидов; 2-6 - зоны распространения кварцевых жил с преимущественно развитыми минеральными ассоциациями: 2 - молибденит-кварцевая, 3 - турмалин-кварцевая, 4 - пирит-арсенопирит-кварцевая, 5 - кварц-галенит-сфалеритовая, 6 - антимонит-кварцевая; 7-9 - проводимость пиритов: 7 - электронная, 8 - смешанная, 9 - дырочная; 10 - термометрическая характеристика одностадийных минеральных комплексов оруденения средних глубин; 11 - направление температур минералообразования по минералого-термометрическим данным

мальными потоками, связанными с локальными магматическими очагами. Вскипавшие растворы при своем продвижении в верхние горизонты коры, очевидно, использовали радиально-кольцевой каркас вулканоструктур, которые играли роль и структур рудоконцентрирующих.

Разнообразие оруденения обусловлено морфолого-генетическим типом и, возможно, различным уровнем эрозионного среза структур. Разнонаправленность векторов изменения температур и давлений минералообразования в пределах рудных узлов и района в целом обусловлена стыком газовой-гидротермальных фронтов, связанных со структурами центрального типа.

Таким образом, наиболее важными прогностическими и поисково-оценочными критериями постмагматического оруденения района, основанными на комплексном использовании аэрофотокосмических, геолого-минералогических и термобарогеохимических данных, являются следующие.

1. Наличие структур центрального типа в узлах пересечения северо-восточных и северо-западных зон разрывов, установленных при дешифрировании аэрокосмогеологических фотоматериалов и анализе геолого-геофизических данных; вулканокупольные структуры перспективны для обнаруже-

ния месторождений умеренно сульфидной среднеглубинной золоторудной формации, а вулкано-депресссионные - малосульфидной малоглубинной формации.

2. В общем случае для данных структур особо благоприятны узлы пересечения радиальных и кольцевых разрывов с признаками интерференции структур и наличие побочных вулканических аппаратов, к которым нередко приурочены рудопроявления.

3. Кольцевое, полукольцевое и радиальное расположение геофизических и геохимических аномалий (их округлые конфигурации), приуроченных к элементам каркаса структур центрального типа.

4. Проявление центростремительного характера зональности (пульсационной и фациальной), устанавливаемой при минералогическом и термобаро-геохимическом картировании и позволяющей выявить центры пневматолитово-гидротермальной и гидротермальной деятельности в пределах разнотипных вулкано-структур. Такие центры, отражающие положение главных рудоподводящих каналов, отчетливо фиксируются с помощью системы радиально ориентированных векторов закономерного увеличения по латерали количественной роли минералов допродуктивных и продуктивных ассоциаций, повышения температуры их формирования ( $2-5^{\circ}\text{C}$  на 100 м), а также концентрации в рудоносных растворах солей (главным образом  $\text{NaCl}$ ) и газов ( $\text{CO}_2$ ,  $\text{N}_2$ , углероды и др.). Данные о характере пространственной изменчивости режима  $\text{NaCl}$  особенно показательны при анализе палеокинетических условий развития среднеглубинных пневматолитово-гидротермальных процессов рудообразования в пределах вулкано-купольных структур: на ранних стадиях концентрация в растворах  $\text{NaCl}$  достигала 45-60 вес%, что фиксируется наличием в минералах многофазовых включений с галитом.

Положение конкретных рудоподводящих каналов устанавливается также на основании данных об изменчивости степени газонасыщенности минералообразующих растворов и по особенностям их агрегатного состояния. Вблизи таких каналов, как правило, развиты минеральные агрегаты с газовыми и газовой-жидкими включениями, свидетельствующими о газообразном состоянии среды (среднеглубинное оруденение вулкано-купольных структур) или с включениями интенсивно вскипавших гидротерм (малоглубинное оруденение вулкано-депресссионных структур). По мере удаления от таких участков закономерно возрастает роль собственно гидротермальных парагенезисов, минералы которых содержат только газовой-жидкие включения.

Наиболее перспективными являются зоны и гипсометрические уровни оруденения, в которых развиты продукты преимущественно среднетемпературных ( $300-200^{\circ}\text{C}$ ) стадий минералообразования с типичными для них золотосульфидантимонитовыми (малые глубины) и золотохалькопирит-блеклорудными (средние глубины) парагенезисами. Благоприятными показателями наряду с минералого-геохимическими и геолого-структурными критериями являются также данные о развитии минерализации в диапазоне  $270-200^{\circ}\text{C}$  при

участии интенсивно вскипевших углекислотно-водных растворов с относительно повышенным содержанием хлора и щелочных компонентов.

Нам представляется, что изложенная методика комплексного использования самых разнообразных геологических данных - от фотозаэрокосмических до термобарогеохимических - открывает новые пути при поисково-разведочных работах и прогнозировании постмагматического сруденения и может быть эффективно использована во многих рудных районах.

#### Л и т е р а т у р а

1. Лазько Е.М., Ляхов Ю.В., Пизнур А.В. Физико-химические основы прогнозирования постмагматического оруденения. М.: Недрa, 1981.
2. Ляхов Ю.В. Палеотемпературная зональность золоторудных месторождений Забайкалья по газово-жидким включениям (особенности построения и интерпретации).-В кн.: Минерал. сб. Львов. геол. о -ва. Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1976, № 30, вып.2.
3. Мисник Ю.Ф., Шевчук В.В. Проблемы тектоники и магматизма глубинных разломов. Т.3. Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1975.
4. Некоторые вопросы методики изучения термоэлектрических свойств рудных минералов и интерпретация результатов измерений  
Красников В.И., Сейфуллин Р.С., Суматохин В.А., Фаворов В.А.-Сов. геология, 1975, № 8.
5. Смирнов С.С. Полиметаллические месторождения и металлогения Восточного Забайкалья. М.: Изд-во АН СССР, 1961.
6. Петровская Н.В., Софонов Ю.Г., Шер С.Д. Формации золоторудных месторождений.-В кн.: Рудные формации эндогенных месторождений. М., 1976, т.2.

УДК 550.41:553.2:553.614

#### FLUID INCLUSIONS IN APATITES FROM THE KAISERSTUHL CARBONATITE, AN EXAMPLE OF FLUID TRAPPING BY VOLUME CONTROLLED CONDITIONS

J. Walther

Universitat Karlsruhe, Karlsruhe, FRG

Apatites from the Kaiserstuhl-Carbonatite in the southern part of the Rhine Graben, F R G , bear an extraordinarily curious diversity of fluid inclusions. About 1/3 of cavities is of one phase gas type, 2/3 are two- to multiphase inclusions with various, mostly high degrees of filling and very wide spread of different salinities.

Solid phases mainly are chlorides, carbonates, sulphates of Na, K, NaCl absolutely dominant. Bituminous material occasionally occurs in separate cavities, mainly accompanies other fluids and can be detected by fluorescence microscopy. Small spots of solid calcite in spatite, often in identical optical orientation and partly connected with sur-

rounding calcite, clearly show operation of a displacement reaction of calcite by spatite.

Abundance and arrangement of different types of inclusions do not show any regularity or relation to growth zones and therefore cannot have originated in different environments or depth levels. After all structural criteria they proof to be simultaneous, primary and syngenetic with spatite growth.

Corresponding to various cavity fillings, we observe wide spread of homogenization temperatures and dissolution of daughter crystals, ranging from somewhat below 200°C up to 450°C. A great many of inclusions however decrepitate, especially around 200°C and henceforth to higher temperature.

A critical fact is, that there are no separate cavities, filled by two phase CO<sub>2</sub>. Though we know, apparently empty gas cavities to contain pressurized CO<sub>2</sub>. Two phase CO<sub>2</sub> only occurs in small amounts (10 - 20% wt) in water-rich inclusions and surprisingly in nearly same amounts, whether salinity is low or extremely high. This, because of the strong salting out effects in highly ionic strength solutions, cannot be explained, regarding CO<sub>2</sub> as dissolved species and is hard to reconcile with certain given conditions of temperature and pressure.

These in short are the facts, which must be explained. It is evident, that this cannot be done successfully by any straightforward strategy. Therefore behaviours of model-fluids in different environments and P, T conditions were studied and PVTX graphs constructed.

It is shown that process is controlled by small volume increase, due to opening cracks and fissures. Increase in solution concentration, due to loss of solvent by evaporation, can be linked to volume change, combining balance equations to lever rule.

Calculations demonstrate, that crystallization sequence of solids is crowded in a small range of evaporation (75 to 82%). This means, small changes in L/V-equilibria will cause large effects in L/S-equilibria.

Regarding the small volume of spatite clusters in carbonatite (about 0.1 cm<sup>3</sup>), only a few centimeters of fissure opening will suffice, to completely evaporate its water filling and dry up its salt content.

In the course of evaporation solution is accompanied by vapor, solid NaCl and finally solid KCl. Because in heterogeneous fluid systems all phases coexisting with solution can be trapped simultaneously in various portions by the growing host crystal, a great variety of phase anomalies will arise in the cavities. This is true especially with solids, suspended in solution in intimate contact with the growing spatite. In this way inclusions with high degree of oversaturation can form at relatively low temperatures. High temperatures beyond 200° to 250°C however must be excluded, otherwise we need very high pressure to obtain observed densities in the CO<sub>2</sub> subsystem of the cavities.

Textural criteria clearly demonstrate, that calcite is displaced by spatite. This process must have operated by release of  $\text{CO}_2$ .  $\text{CO}_2$ , as will be shown in a model system  $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{NaCl}$ , can bring about the same effect as volume increase due to fissure opening. The process however does not operate isobaric. It is shown, that pressure increase causes the rather random distribution of  $\text{CO}_2$  in cavities and the lack of separate  $\text{CO}_2$ -inclusions which, because of subsolvus conditions prevailing, is hard to explain by any other process.

Because fluid pressure can fluctuate, even at constant depth level, volume controlled inclusions do not deliver direct information about depth of apatite growth.

Cavity fillings handed down, are stages of evolution of evaporating and crystallizing solutions, modified by local and temporal gradients in formation parameters.

Inclusions, due to anomalous phase ratios, will not react reversibly in heating stage experiments. They explode at various temperatures and their cavity fillings do not show any consistent trend.

УДК 550.41:553.2

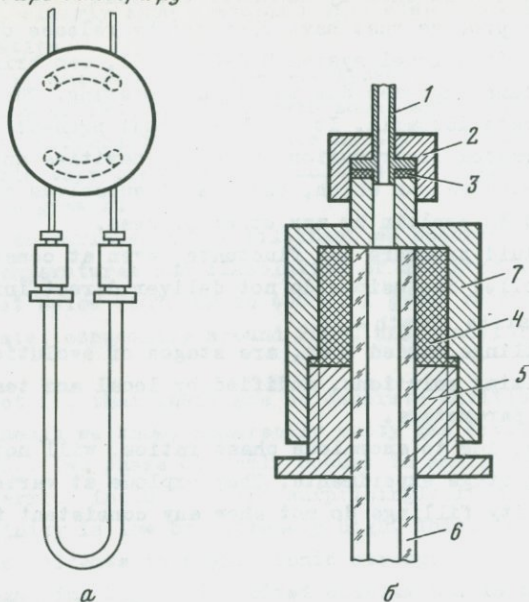
#### ЭВОЛЮЦИЯ РУДООБРАЗУЮЩИХ ФЛЮИДОВ (ПО ДАННЫМ ТЕРМОБАРОГЕОХИМИИ)

В.Г.Моисеенко, А.Ф. Миронюк, И.Д.Зейкин

Амурский комплексный научно-исследовательский институт,  
г.Благовещенск, СССР

Изучение физико-химических условий рудообразования методами термобарогеохимии предполагает наряду с установлением P-T параметров процесса определение состава флюида, законсервированного во включениях в минерале. Последнее может быть осуществлено только экспериментально и представляет весьма сложную задачу. При хроматографическом определении содержания газов и воды во флюиде с использованием термического способа вскрытия включений большое значение для получения достоверных данных приобретают герметичность системы и отсутствие в ней узлов, дающих паразитное газовыделение при нагревании. Несоблюдение этих условий приводит к появлению в анализируемой газовой смеси азота воздуха, а также к искажению результатов по углеродсодержащим газам и воде. В работе использовалось устройство для термического вскрытия включений в минералах и ввода газов в хроматограф, отвечающее указанным требованиям (рис.1). В отличие от ранее опубликованных работ [1,2,3] в нашем случае с применением этого устройства в подавляющем большинстве изученных минералов азот в свободном виде в газовой-жидких включениях либо не обнаружен (чувствительность по  $\text{N}_2$  составляла порядка  $5 \cdot 10^{-8}$  г), либо установлен в небольших количествах. Важное значение

К хроматографу



Р и с. 1. Устройство для термического вскрытия включений в минералах и ввода газов в хроматограф

а - общий вид; б - разрез узла уплотнения: 1 - капилляр, 2 - нажимная гайка, 3 - уплотнительная прокладка, 4 - тефлоновая втулка, 5 - нажимной штуцер, 6 - кварцевая ампула, 7 - муфта

для изучения эволюции рудообразующих флюидов и форм переноса рудного вещества имеют надежность и полнота определения ионного состава флюида. Перевод содержимого вскрытых включений в водный раствор для анализа мы проводили при температуре  $60^{\circ}\text{C}$  и постоянном перемешивании. При таком способе существенным образом ускоряется сам процесс растворения солей, содержащихся во включениях, не происходит раздробления образца, которое, как правило, способствует переходу в раствор микропримесей, и образования коллоидных растворов, что имеет место при использовании ультразвука [3]. Следует заметить, что весьма важным моментом для получения достоверных результатов по ионному составу флюида является выбранный способ калировки измерительных приборов и установок, так как определяемые концентрации очень малы и составляют обычно порядка  $10^{-5}$  -  $10^{-6}$  моль/л, а в таких случаях существенными становятся колебания температуры, изменение электродных функций ион-селективных электродов и т.д. Поэтому при измерении концентраций ионов калировку приборов мы проводили по стандартным растворам в каждом отдельном опыте в узком интервале, в который попадала определяемая концентрация. Таким образом, использованные нами методики для определения состава за консервирован-

ного во включениях минералов флюида позволяют полагать, что полученные в настоящей работе данные являются в достаточной мере надежными.

Для выяснения особенностей гидротермальных растворов, формирующих месторождения различных видов полезных ископаемых, изучен состав газо-жидких включений в минералах месторождений олова касситерито-силикатной (2,3,5,7,9) и касситерито-сульфидной (I) формаций, переходных типов от касситерито-кварцевой к касситерито-силикатной (8) и от касситерито-силикатной к касситерито-сульфидной формации (4,6), а также месторождений золотошелитовой формации (10), бора (II) и полиметаллов (12).

Сравнение состава флюидов из включений в касситеритах оловорудных месторождений показывает, что при сходных катионном, анионном и газовом составе они имеют и существенные различия, отражающие эволюцию растворов при образовании месторождений различных формаций. Так, флюиды месторождения 8 отличаются максимальными концентрациями калия и фтора (табл. I). В направлении от касситерито-силикатной через переходный тип к касситерито-сульфидной формации во флюиде увеличивается относительная концентрация йода, которая соответственно составляет 1,63; 2,24 и 4,47 (здесь и далее приводятся средние значения в экв. % от групп анионов, катионов и газов), хлора - 0,58; 7,2 и 16,76, азота - 0,0, 0,7 и 1,0 и уменьшается  $\text{NO}_3$  - 58,4; 27,5 и 18,5. В этом же направлении уменьшаются отношения окисленных форм азота и углерода к восстановленным, что характеризует увеличение окислительно-восстановительного потенциала системы. Так, отношения  $\text{CO}_2 / \text{CH}_4$  в рассматриваемом ряду соответственно равны 32,5, 12,5 и 9,7;  $\text{NO}_3 / \text{N}_2$  - 584, 39 и 19.

Установленные тенденции изменения состава флюидов при переходе от месторождений касситерито-силикатной и касситерито-сульфидной формации в основном сохраняются также при переходе к сульфидным свинцово-цинковым месторождениям. Так, флюид из галенита месторождения 12 характеризуется по сравнению с рассмотренными оловорудными месторождениями максимальными относительными концентрациями йода, магния и азота (соответственно II, 0; 69,5 и 4,0).

Компонентный состав флюидов на месторождениях золотошелитовой формации (10) и бора (II) аналогичен месторождениям олова и полиметаллов. Особенности флюидов являются повышенные содержания на месторождении 10 натрия, магния, бикарбоната и окиси углерода, на месторождении II - калия, магния, бикарбоната, фтора и окиси углерода.

Эволюция флюидов во времени изучена на примере топаза и кварцев различных стадий оловорудного месторождения 8. На месторождении выделяются следующие главные стадии рудного процесса: вольфрамит-топаз-кварцевая (I), касситерит-кварцевая (II), сульфидно-кварцевая (III) (табл. I).

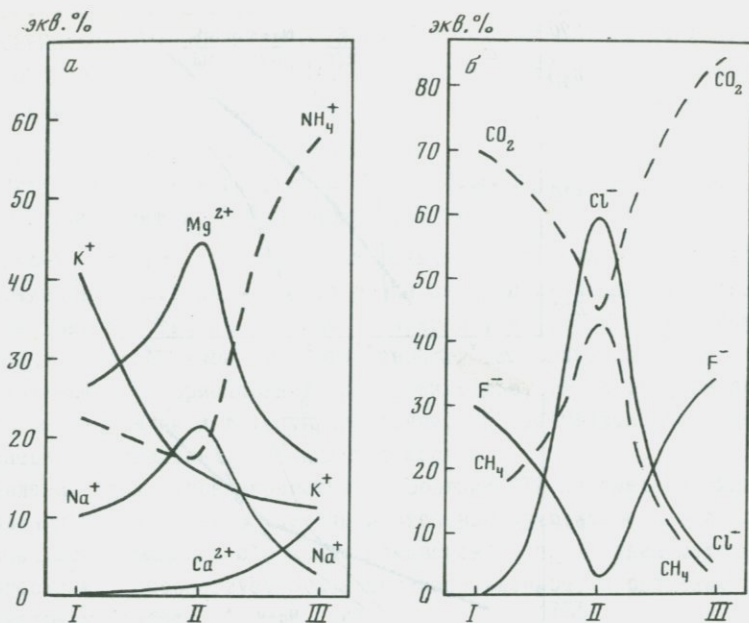
Флюиды во включениях минералов вольфрамит-топаз-кварцевой стадии имеют повышенные по сравнению с последующими стадиями концентрации калия и йода (рис. 2, табл. I). Главная продуктивная стадия характеризует-

Таблица I

Химический состав газово-жидких включений в минералах месторождений Дальнего Востока (г-экв/кг H<sub>2</sub>O)

Ком- по- нент	Минералы												Стадия			
	К а с с и т е р и т ы								Воль- фра- мит	Ше- елит	Кварц	Теленит	Дорудная (I)		Руд- ная (II)	Сульфидно- кварцевая (III)
	I*	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	Топаз 8	Кварц 8	Кварц 8	Кварц 8
K	0,17	0,08	0,33	0,14	1,24	0,98	0,29	18,2	3,47	0,41	0,25	6,80	4,09	0,64	0,21	0,32
Na	1,73	0,32	1,14	1,08	24,6	1,05	1,18	5,17	0,50	1,97	0,06	11,3	0,50	0,17	0,29	0,10
Ca	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,37	-	4,36	-	-	-	0,31
Mg	3,69	3,68	2,55	0,75	5,75	12,8	13,2	2,20	11,3	9,58	0,53	3,43	0,36	0,43	0,60	0,46
NH <sub>4</sub>	0,86	1,05	2,35	0,69	10,9	17,4	2,43	2,34	0,37	0,33	0,14	0,40	0,05	0,37	0,24	1,64
F	0,80	0,41	0,39	1,84	8,43	9,56	6,29	13,1	0,27	4,19	0,24	7,90	0,39	0,10	0,103	0,21
Cl	0,30	-	0,13	0,35	-	-	-	-	0,30	0,87	0,02	-	0,06	-	0,62	0,03
I	0,08	0,15	0,08	0,02	-	1,33	0,22	0,16	0,10	0,09	0,07	5,25	0,05	0,04	-	-
HCO <sub>3</sub>	0,23	0,91	0,27	-	19,1	-	0,26	0,21	5,21	4,95	0,42	8,76	1,72	0,20	0,44	0,36
NO <sub>3</sub>	0,33	3,94	4,71	0,22	6,87	16,7	Не опр.	Не опр.	0,24	2,56	0,21	32,2	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
SO <sub>4</sub>	-	0,16	-	-	-	8,78	0,84	0,26	-	-	-	-	-	-	-	-
H <sub>2</sub>	-	-	-	0,33	-	-	-	-	7,18	-	-	-	2,57	Сл.	-	0,29
N <sub>2</sub>	0,013	-	-	0,024	-	-	-	-	-	0,022	0,006	0,10	-	0,013	0,056	0,04
CH <sub>4</sub>	0,094	0,033	0,028	0,14	0,19	0,098	0,27	0,23	0,48	Сл.	0,018	-	0,46	0,25	0,57	0,18
CO	0,066	0,46	0,20	0,077	0,76	0,82	1,45	0,23	1,27	0,44	0,11	0,56	1,21	0,20	0,095	0,23
CO <sub>2</sub>	1,14	5,87	2,76	1,06	2,52	2,82	6,29	0,76	10,1	0,88	0,35	2,38	2,53	1,10	0,60	4,26
H <sub>2</sub> O-10 <sup>-3</sup>																
Вес. %	7,6	5,2	3,3	12	0,4	1,2	3,5	6,2	17	34	32	0,3	28	34	20	30

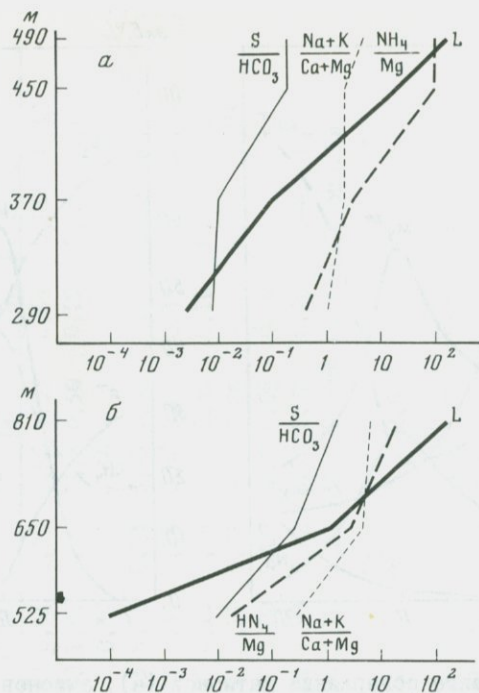
Примечание. I - 12 - номер месторождения согласно тексту.



Р и с. 2. Изменение содержаний катионов (а), анионов (б) и газов во флюидах из включений в кварцах I–III стадий оловорудного месторождения

ся максимальными содержаниями хлора, магния, натрия, метана, азота и пониженными – фтора, калия, аммония и углекислого газа. Флюиды сульфидно-кварцевой стадии отличаются повышенными концентрациями фтора и кальция. Это объясняет, по-видимому, выделение в эту, а также в последующую карбонатно-кварцевую стадии флюорита и кальцита.

Состав флюидов изменялся также в пределах каждой стадии при выделении одних и тех же минералов в зависимости от расстояния до палеоповерхности. На примере включений флюидов из касситеритов двух рудных тел различных месторождений хлоритового и турмалинового типов касситерито-силикатной формации установлено, что от нижних к верхним горизонтам оруденения в них уменьшается содержание магния и газов и проявляется тенденция к увеличению в них концентрации аммония, серы, суммы натрия и калия и уменьшению окиси углерода и суммы кальция и магния. Зональность в изменении составе флюидов проявляется в изменении величин отношений содержаний компонентов с противоположной тенденцией к относительному накоплению на различных уровнях оруденения. Так, отношение содержаний аммония к магнию, серы к бикарбонату, суммы натрия и калия к сумме кальция и магния на вертикальных интервалах 200–300 м изменяются на 1–3 порядка (рис.3). Наиболее четко и закономерно зональность проявляется в изменении мультипликативного геохимического коэффициента зональности  $L$ , определяемого как отношение произведений



Р и с. 3. Изменение отношений компонентов во включениях флюидов из касситеритов зоны № 1 турмалинового типа (а) и зоны № 2 хлоритового типа (б) месторождений касситерито-силикатной формации

содержаний аммония, серы, суммы натрия и калия к произведению содержания магния, бикарбоната и суммы кальция и магния. Значения данного коэффициента на этих же интервалах оруденения изменяются на 5-6 порядков. Зональность в изменении концентраций компонентов в составе флюидов может иметь важное практическое значение и использоваться при оценке уровня эрозионного среза оруденения.

Таким образом, на примере рассмотренных месторождений отчетливо просматривается эволюция рудообразующих флюидов во времени и пространстве.

#### Л и т е р а т у р а

1. Гончаров В.И., Сидоров А.А. Термобарогеохимия вулканогенного рудообразования. М.: Наука, 1979. 207 с.
2. Малахов В.В. Исследование газово-жидких включений в минералах методом газовой хроматографии. - Геохимия 1977, № 8, с.1192-1198.
3. Моисеенко В.Г., Малахов В.В. Физико-химические условия эндогенного рудообразования. М.: Наука, 1979. 184 с.

## КРИТЕРИИ СЦЕНКИ ПРОДУКТИВНОСТИ РУДОНОСНЫХ ЗОН ПО РТХ ПАРАМЕТРАМ И ДАННЫМ ГАЗОВОГО АНАЛИЗА ВКЛЮЧЕНИЙ НА НЕКОТОРЫХ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ СРЕДНЕЙ АЗИИ И СИБИРИ

Н.А.Шугурова, А.А.Проскураков

Институт геологии и геофизики СО АН СССР, Новосибирский государственный университет, г.Новосибирск, СССР

Физико-химические условия формирования эндогенных гидротермальных месторождений золота подчиняются общим законам эволюции природных гидротермальных систем, но каждому конкретному месторождению присущи свои специфические закономерности развития геологических процессов, обусловленные его формационной принадлежностью, глубиной формирования характером тектоники и другими факторами, определяющими особенности и направленность физико-химических процессов.

Выявление этих закономерностей в эволюции РТХ-параметров минералообразования на участках с различной степенью рудоносности в пределах отдельных месторождений с помощью комплексного применения методов термобарогеохимии способствует более целенаправленному проведению поисково-разведочных работ.

На исследованных месторождениях Средней Азии и Енисейского края рудные тела представлены кварцевыми жилами, штокверковыми и штокверково-жилными зонами, развитыми среди осадочно-метаморфизованных пород докембрия (Енисейский край), а также среди интрузивных пород эндоконтактной зоны граносиенитового массива ( $P_T$ ) и его экзоконтактной части в метаморфизованных сланцах нижнего силура. Они принадлежат к малосульфидной золотокварцевой формации средних глубин по классификации Н.В.Петровской. Промышленные концентрации металла отмечаются зачастую не только в кварцево-жилных образованиях, но и во вмещающих породах, поэтому контуры рудных тел определяются обычно опробованием. Основная золотосульфидная минерализация развита в кварцево-жилных телах, слагающих осевые части трещинно-тектонических рудовмещающих зон и именуется зачастую "стержневыми" жилами. Последние по физико-химическим параметрам, морфологии, минеральному составу и физическим свойствам кварца существенно отличаются от широко распространенных в рудных полях месторождений "метаморфогенных" дорудных и низкотемпературных кварцевых и кварц-карбонатных жил поздних стадий гидротермального этапа. Общим, наиболее характерным свойством рудоносного кварца "стержневых" жил является его высокая флюидонасыщенность. Содержащиеся в нем многочисленные флюидные включения весьма разнообразны по размерам, морфологии, химическому составу, агрегатному состоянию и температурам гомогенизации и отражают сложный и длительный процесс развития гидротермального этапа. В условиях унаследованного характера тектонических подвижек, приводивших к периодическому приоткрыванию трещинных струк-

тур, формированию нескольких генераций кварца и телескопированному оруденению (что хорошо заметно на месторождении Средней Азии), термодинамические характеристики растворов подвергались значительным колебаниям. Значения давлений, рассчитанные по водно-углекислотным и водно-солевым включениям в температурном интервале рудообразования (450–120°C), на исследованных месторождениях колебались в пределах 180–200 атм. На участках повышенных концентраций золотосульфидных руд в пределах рудомещающих структур растворы резко дифференцированы по плотности и химическому составу в узком температурном интервале (180–250°C). Причем в раздувах и наиболее мощных участках в центральных частях кварцевых жил в составе растворов отмечаются повышенные концентрации хлоридов щелочных металлов. В местах же выклинивания трещинных систем, особенно на участках сопряжения их с секущими дорудными и внутрирудными тектоническими нарушениями в растворах включений доминируют гидрокарбонат-ион, а в газовой фазе преобладают  $\text{CO}_2$  и  $\text{H}_2\text{O}$ . Сопоставление данных опробования и массовых анализов водных вытяжек по простиранию и падению рудных зон показало, что наиболее обогащенные рудными компонентами участки кварцевых жил характеризуются преимущественно щелочно-хлоридным составом растворов. Общая минерализация растворов в данных зонах высока.

Некоторые исследователи непосредственно связывают наличие богатого золотого оруденения на месторождениях с повышенными концентрациями  $\text{CO}_2$  в растворах. Подобная закономерность находит подтверждение далеко не на всех золоторудных объектах даже одного генетического класса. Наблюдения в горных выработках показывают, что кварцевые жилы, локализованные в осевых частях рудных зон имеют сложную морфологию в горизонтальном и вертикальном сечениях. Они характеризуются раздувами и пережимами, участками расщепления и выклинивания, переходящими в зоны трещиноватости. Представляющаяся на первый взгляд единым плитообразным телом кварцевая жила при детальном прослеживании оказывается состоящей из нескольких линз, кулисообразно расположенных и заходящих друг за друга выклинивающимися концами. Естественно, что тепловой и флюидный режим, существовавший в трещинно-жильных системах, отдельные фрагменты которых обладали некоторой автономией в своем развитии, имел свои особенности в различных участках этих систем. Не все из них являлись одинаково доступными для рудоносных растворов по системам глубинных разломов, что обуславливало неравномерность распределения оруденения, нечеткость геохимических ореолов и вариации термодинамических характеристик растворов для различных жил даже на одном гипсометрическом уровне месторождений. Большую роль в этом играли системы разновозрастных и разнонаправленных тектонических нарушений, которые в одних случаях являлись проводниками растворов, а в других случаях – экранами, создавая термоградиентные поля с различным физико-химическим режимом минералообразования и локальными зонами повышенной газонасыщенности. Детальны-

ми исследованиями, проведенными на данном месторождении, установлено, что при общей углекислотной специфике растворов, формировавших месторождение, главенствующая роль в зонах концентрированного рудоотложения принадлежала щелочно-галлоидным растворам.

Высокие содержания жидкой и газообразной  $\text{CO}_2$  отмечены в первичных и вторичных включениях в кварце "метаморфогенных" жил за пределами контура промышленного оруденения месторождений. В то же время эти жилы совершенно лишены золотой минерализации. Эти факты свидетельствуют о том, что углекислота, высвобождаясь из растворов в условиях "вскипания" гидротерм в центральных рудоносных структурах, обусловленных тектоническими процессами, отгонялась на периферийные участки и не принимала сколько-нибудь заметного участия в переносе рудных компонентов. Значит обилие углекислоты в какой-то зоне месторождения еще не является признаком обогащенности этой зоны рудой, но указывает на то, что существуют где-то ее источник, уровень вскипания и выноса, т.е. место концентрированного рудоотложения.

В условиях гипабиссальной фации глубин и при небольших амплитудах тектонических движений, последние не приводят к существенному выносу летучих за пределы рудовмещающих структур. Тектонический режим и термобарические условия, сопутствующие рудообразованию исследованных месторождений от уровня дневной поверхности до максимально разведанных глубин, отвечают этим условиям и свидетельствуют о том, что область выноса и рассеивания летучих находилась в этих зонах гораздо выше уровня современного эрозионного среза, что подтверждается высокими содержаниями летучих в растворах, в том числе жидкой и газообразной  $\text{CO}_2$ . В пределах же разведанного рудного интервала на фоне относительной стабильности РТХ-параметров выделяются локальные зоны "вскипания" и гетерогенизации растворов, обусловившие неравномерность оруденения в объеме рудных тел и осложняющие минералогическую и геохимическую зональность.

"Метаморфогенные" кварцевые жилы, широко распространенные в рудных полях исследованных месторождений среди осадочно-метаморфизованных пород докембрия и палеозоя, золотonosны лишь в том случае, когда оказываются в зоне влияния тепловых полей и фильтрующихся гидротерм вблизи основных рудолокализирующих тектонических структур. В участках, не затронутых гидротермальными процессами рудного этапа, они практически безрудны. Состав газовой фазы включений, определенный методами газохроматографического валового анализа и анализа индивидуальных включений в метаморфогенных жилах с наложенным оруденением, практически не отличается от состава газов в растворах золотonosных жил основного рудного этапа. Газы представлены  $\text{CO}_2$ ,  $\text{N}_2$ ,  $\text{H}_2\text{O}$  и в незначительных концентрациях  $\text{H}_2$ ,  $\text{CO}$ ,  $\text{C}_n\text{H}_n$ . В кварцевых жилах, не затронутых рудным процессом, устанавливаются повышенные содержания  $\text{CO}_2$  и углеводородов.

В кварце "стержневых" кварцевых жил основной рудной генерации, зале-

гвущих в эндоконтакт гранитоидного массива, по сравнению с "метаморфогенным" кварцем резко возрастает содержание воды во включениях. Дальнейшее увеличение концентрации  $H_2O$  с одновременным снижением содержания  $CO_2$  отмечается в кварце поздней золотополиметаллической стадии. И, наконец, максимальные концентрации воды в растворах включений, достигающие 96,5 объемных процентов при минимальных содержаниях  $CO_2$  (до 1,15 об.%) и других газов, устанавливаются для позднего кварца заключительной стадии рудного этапа. Интересно отметить постоянное присутствие водорода в растворах включений, концентрация которого достигает 20-30% от объема анализируемых газов. Максимальные содержания  $H_2$  отмечены в корневых зонах рудных тел и наиболее ранних генерациях кварца в граносиенитах одного из месторождений с постепенным снижением его содержания в сторону экзоконтакта.

Таким образом, термометрические исследования и анализ эволюции летучих компонентов в развитии эндогенного процесса на ряде золоторудных месторождений позволили установить физико-химические параметры различных генетических и возрастных групп жильного кварца и на этой основе выявить характерные черты рудоносных зон. Изучение химизма растворов позволило выявить специфику и закономерность изменения состава гидротерм во времени и пространстве месторождений, а также изменение их солевой концентрации в зонах с различной интенсивностью оруденения.

UDC:552.321.I/3:553.45

## GENESIS OF Sn-GRANITES AND Sn-DEPOSITS IN LIGHT OF Rb-Sr ISOTOPE, FLUID INCLUSION, AND PETROGRAPHIC STUDIES

D. I. Norman, F. R. Nguene

Department of Geoscience, New Mexico Institute of Mining and Technology, Socorro, New Mexico, U S A

### Introduction

The object of this study was to investigate the genesis of the Sn-bearing granites and the Sn-mineralization by means of Rb-Sr isotope and fluid inclusion studies. Studied were Franklin Mountains and Mayo-Darle granites which are alkaline in nature and host large-tonnage, low-grade Sn deposits. Since the intrusives and Sn-mineralization in the two locations are very similar, the genetic factors dealt with will be considered common to both granites.

### Geology and Petrology

#### Franklin Mountains

The Franklin Mountains occur within the Rio Grande rift and were formed by normal faulting as part of the Rio Grande rift - basin and

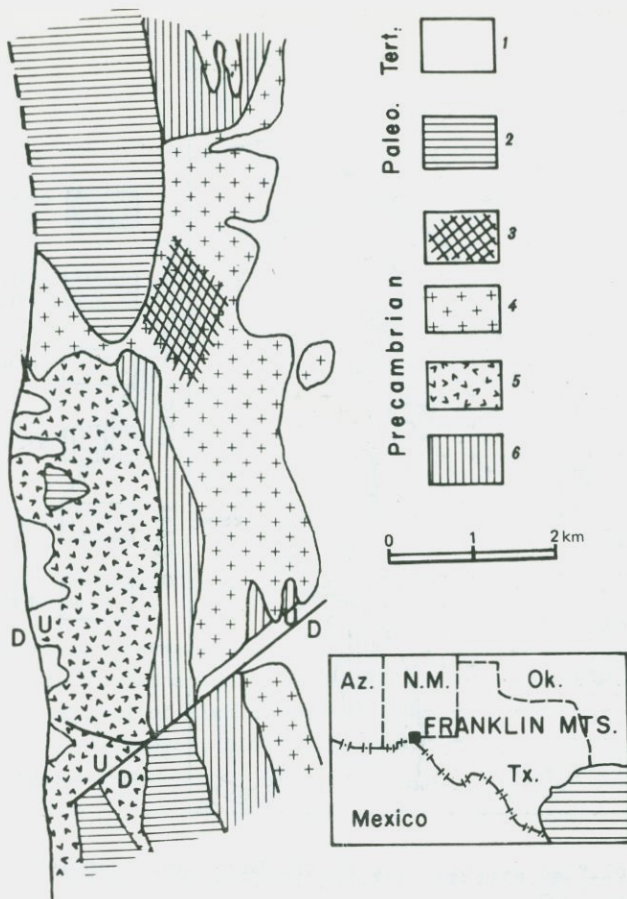


Fig. 1. Simplified geologic map of the Franklin Mountains [13, 5/

1 - Alluvium; 2 - Sediments; 3 - Sn-mineralization; 4 - Granite & granite Porphyry; 5 - Felsic Volcanics; 6 - Sediments & Volcanics

range tectonic event. The mountains are Precambrian sediments, intrusives and volcanics unconformably overlain by Paleozoic sediments and Tertiary gravels (Fig. 1). The oldest unit is marbles cut by mafic dikes, overlain by pillow basalts bordering on basanites in composition, and in turn overlain by approximately 790 m of quartzite [2, 5, 10]. The sediments are overlain by the Thunderbird formation which is volcanics with lesser volcano-clastics. The volcanics range in composition from benmorites and trachytes to K-rhyolites with silica content increasing upward in the pile [12, 13]. Precambrian sediments and volcanics are intruded by quartz syenite (nordmarkite), granite porphyry, and biotite-granite which are locally megacrystic with Rapakivi textures and which will henceforth be treated as single rock units. Both field rela-



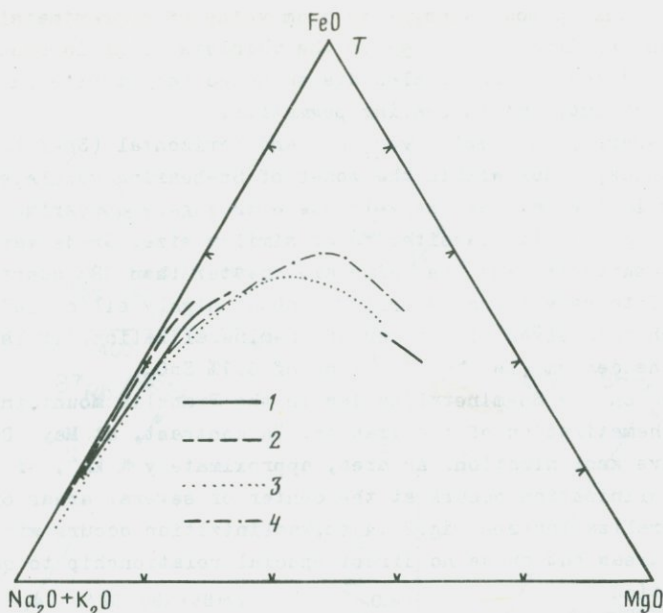


Fig. 3. Comparison between the variation in igneous rock composition of the Franklin Mountains and Mayo-Darle complex to differentiation trends of two suites of alkaline rocks (Hawaiian trend from MacDonald and Katsura [8]; Nandewar, Australia trend from Abbott [17])

1 - Franklin Mountains; 2 - Mayo-Darle; 3 - Nandewar Alkalic; 4 - Hawaiian Alkalic

mineralogy of quartz, K-feldspar, perthite, biotite, magnetite and amphibole with much lesser plagioclase, fluorite, zircon, ilmenite, hematite, apatite and muscovite. Both granites are essentially peraluminous. Alteration of biotite and amphibole to chlorite plus magnetite is common. On an AMF diagram, the rock compositions plot similar to the differentiation trend of alkaline rocks (Fig. 3). Major element and trace element modeling of the two rock suites is consistent with the genesis of the granites by differentiation from an alkali basalt parent [9, 10].

#### Tin Mineralization

Tin mineralization occurs in submillimeter to centimeter wide veinlets along conjugate fractures over extensive areas in both granites (see Fig. 1 and 2). Fractures spaced 20 to 40 cm are filled with quartz and cassiterite with lesser chlorite, fluorite, hematite, topaz, and zinnwaldite. In addition, minor sulfides occur in the veins in the Franklin Mountains and minor columbite-tantalite occurs with cassiterite at Mayo-Darle. Alteration is chlorite, zinnwaldite, hematite and quartz.

At the Franklin Mountains, 1 to 5 cm veins of approximately 20% cassiterite and similar mineralogy to the veinlets occur in association with aplite dikes. There is also disseminated cassiterite in granite, of unknown extent, and Sn-bearing pegmatite.

At Mayo-Darle, Sn-bearing vertical and horizontal (Sn-floor) veins, 1-200 cm thick, occur within the zones of Sn-bearing veinlets. Their mineralogy is the same as the veinlets with sugary appearing 1-5 mm quartz intergrown with cassiterite of similar size. Grade varies from 2 to 20% cassiterite and the veins are greater than 98% quartz and cassiterite. Intense veining is centered about highly silicified breccia pipes which themselves are barren of Sn-mineralization. It is estimated that the deposit is  $> 10^9$  tons of 0.1% SnO<sub>2</sub>.

Centered on the Sn-mineralization in the Franklin Mountains is a pervasive hematization of the granite. In contrast, at Mayo-Darle there is extensive kaolinization. An area, approximately 1 km<sup>2</sup>, of china-quality kaolinization occurs at the center of several areas of extensive Sn-mineralization (see Fig. 2). Also, kaolinization occurs within Sn-mineralized areas but shows no direct spacial relationship to quartz-Sn mineralization.

#### Rb-Sr Study

##### Franklin Mountains

Rubidium-strontium isotopic data for the granite do not have a linear relation and hence do not yield a valid isochron. This is not apparent in the usual "isochron plots" (Fig. 4). The nature of the data, however, can be seen by plotting parts of the data set (Fig. 4). The Rb-Sr systematics of the granite have been altered with high Rb/Sr rock yielding young ages and low Rb/Sr yielding older ages (Fig. 5). Samples with the greatest disturbance in age have the highest Rb/Sr and are from hematized granite near Sn-mineralization. In contrast, the Rb-Sr data for the Franklin Mountains volcanics yield a regular isochron indicating an age of 948 m.y. and initial  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7031 \pm .0009$  (Fig. 6). Also, the volcanics, although chemically identical to the intrusives, do not show the high Rb/Sr measured in samples of granite from Sn-mineralization. The average model Rb-Sr ages basically agrees with the age of the volcanics and other age determinations on the granite /2, 4/. This suggests that the disturbance in the Rb-Sr systematics occurred early in the history of the granite and that the granite was a closed system during the disturbance.

We conclude that Rb-Sr systematics of the intrusive have been altered such that Rb was increased and Sr depleted with the effects especially pronounced near areas of Sn-mineralization. This has resulted in a false isochron for the granite which yields a false high initial  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ . We believe that the isochron for the volcanics gives the correct age and initial strontium isotopic ratio for the granite.

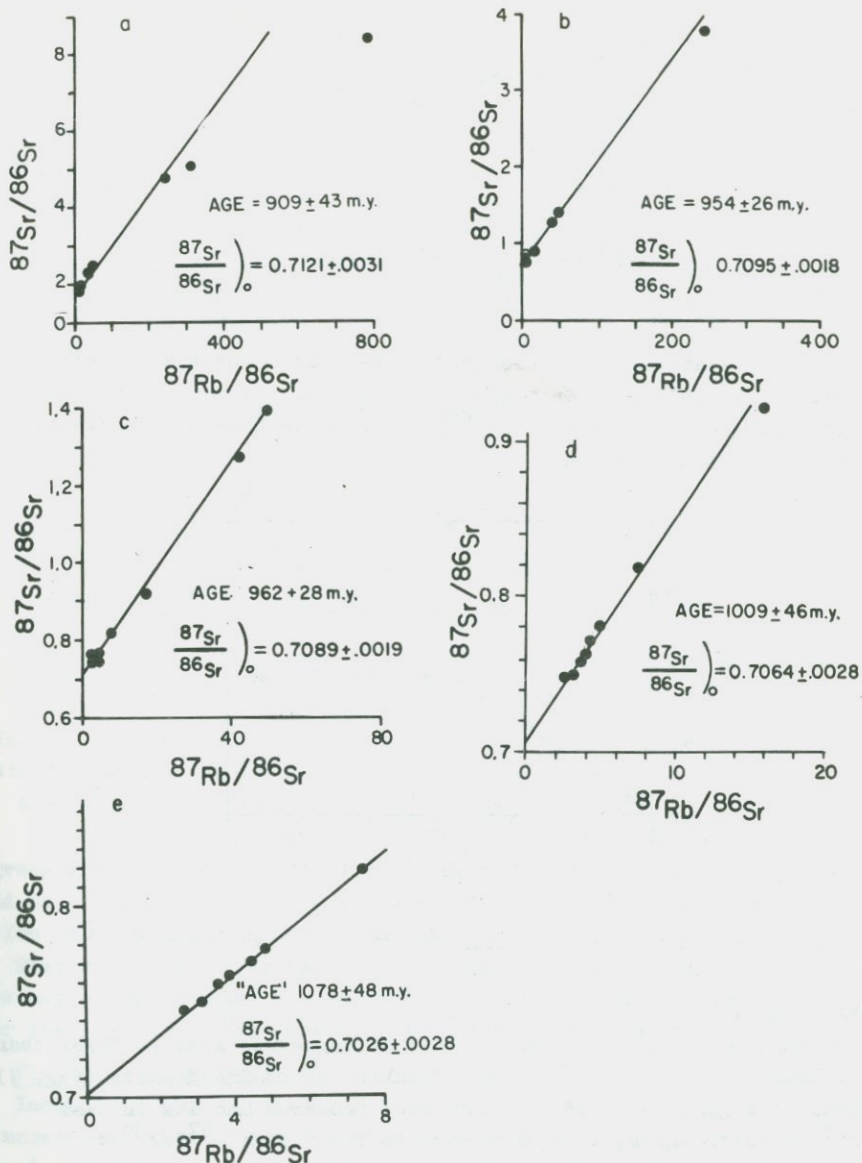


Fig. 4. "Isochron" plots for Rb-Sr isotopic analyses of Franklin Mountain granite (see [10] for data): a - is an "isochron" for all 13 data; b - an "isochron" for data with  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} < 300$ , c - an "isochron" for data with  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} < 80$ , d - an "isochron" for data with  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} < 20$ , and e - an "isochron" for data with  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} < 10$ . The ages and initial strontium isotopic ratios vary with the data sets used to plot the isochrons. This is because the data plot in curve, not a straight line as is necessary for a true isochron. Neither the "ages" or initial strontium isotopic ratio are good

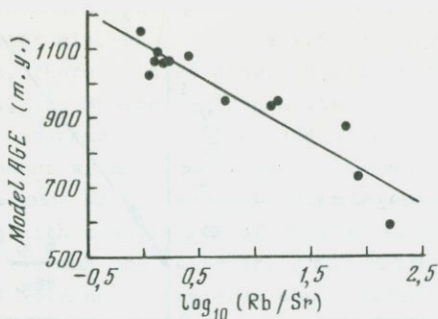


Fig. 5. The relationship between model Rb-Sr ages for the Franklin Mountains granite and Rb/Sr ratio. Data used is the same as plotted in Fig. 4., and the initial  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  assumed is that of the Franklin Mountains volcanic (Fig. 6.)

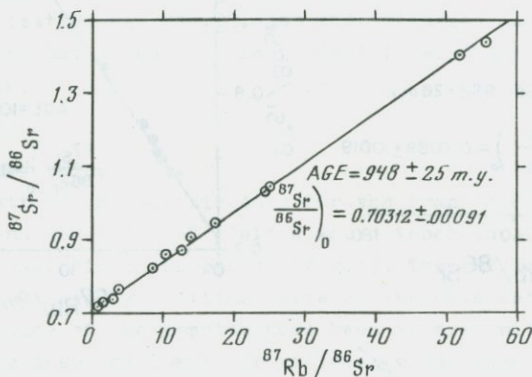


Fig. 6. Isochron for the Franklin Mountains volcanic rocks

#### Mayo-Darle

The Mayo-Darle granite has an order of magnitude greater Rb/Sr than the volcanic rocks, similar to the Franklin Mountains granite (Fig. 7). However, the granite yields an excellent isochron and its initial  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ratio agree, with in error, to the initial  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  of the syenite and volcanics. The granite was sampled far from any Sn-mineralization in order to get reasonably undisturbed rock. One sample was collected near Sn-mineralization. It has the highest Rb/Sr of the data set and gives an anomalously young age. Including that datum in the isochron yields an initial  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  of 0.711, hence the same processes that disturbed the Rb/Sr systematics in the Franklin Mountain granite were also operating at Mayo-Darle.

The initial  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ratios for both the Franklin Mountains and Mayo-Darle granite suggests a lower crustal or mantle source. This

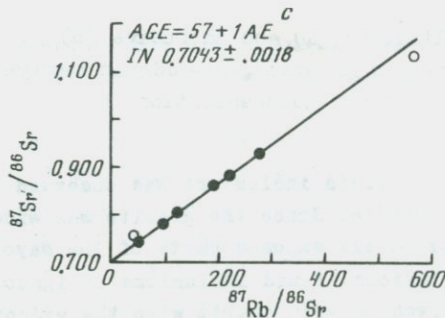


Fig. 7. Isochrons for the Mayo-Darle igneous rocks. Open circles are data not used in computing the isochron [9]  
a - Syenite; b - Volcanics; c - Granite

agrees with the evidence that granites are a product of differentiation and major element and trace element modeling which allows differentiation from an alkaline basalt parent.

Disturbance of Rb/Sr isotopic systematics by Sn-mineralizing processes may occur in other mineralized granites. This may be responsible for the high  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  generally reported for Sn-granites.

#### Fluid Inclusion Study

Inclusions were studied only from Mayo-Darle because quartz from mineralized veins in the Franklin Mountains has been badly sheared leaving virtually no primary inclusions.

Fluid inclusions in quartz from mineralized veins and granite were studied from Mayo-Darle. Inclusions in both types of quartz are of three types: liquid-vapor inclusions of both liquid-rich and vapor-rich varieties, and three-phase inclusions which contain one or more daughter minerals.

Three phase inclusions are the most common in quartz from mineralized veins and all have a NaCl daughter with some having in addition anhydrate, hematite, cryolite, and sylvite daughter.

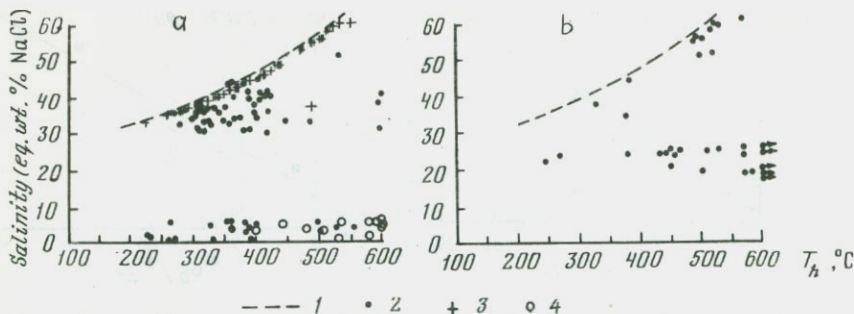


Fig. 8. Mineralization (a) and Intrusive (b)

1 - NaCl saturation (Keevil); 2 - Liquid homogenization; 3 - NaCl homogenization; 4 - Vapor homogenization

A high density of fluid inclusions was observed in quartz in all thin sections of granite. Since the granite was widely sampled, we assume that quartz in all exposed parts of the Mayo-Darle granite is rich in fluid inclusions. Fluid inclusions in igneous quartz are similar to those observed in vein quartz with the exception that two-phase inclusions, both vapor and liquid-rich types, are the most common variety.

Fluid inclusion data for vein quartz indicate deposition by boiling, highly saline solutions over a large range in temperature (Fig.8). Sodium chloride saturated solutions over a temperature range of 300 to 550°C suggest boiling over that entire temperature range. No zoning in homogenization temperatures was apparent in individual quartz crystals. Rather, each crystal exhibited the whole range in homogenization temperatures and types of inclusions. Most inclusions are primary which implies widely varying temperature and pressure during mineralization. It is not totally clear that inclusions in igneous quartz were trapped during crystallization. There is evidence in granite thin sections of post magmatic alteration including quartz overgrowth and inclusions tend to lie along healed fractures. However, the high homogenization temperatures measured for the most part, are not inconsistent with fluids being trapped during the waning stages of granite crystallization. The data indicate the presence of a saline fluid of approximately 20% salinity and a fluid nearly saturated with NaCl, with similar daughter minerals to the inclusions in the Sn-quartz veins, in the roof of the granite either during or post crystallization. The vapor rich inclusions suggest one or both of these fluids was boiling.

### Pressure Depth Estimates

Saturated salt solutions over a temperature range of 300 to 550°C indicate boiling at pressures of 60-400 bars [11]. However, homogenization by NaCl solution indicate that some fluids were trapped at pressures above the boiling curve. The difference between vapor and NaCl disappearance in inclusions homogenizing by NaCl ranged up to 250°C which indicates pressures up to 1250 bars over the boiling pressure (using the  $dP/dT$  suggested by Bonder and Beane, 1981). Hence it is estimated, pressures varied from 60 to 1650 bars.

Assuming hydrostatic pressure when the system was at 60 bars pressure, the depth below the water table was approximately 750 meters during vein mineralization.

Pressures on the granite when the inclusions were trapped ranged from 400 to 900 bars [11]. At lithostatic pressures, this corresponds to a depth of 1 to 2.25 km.

These estimates suggest intrusion and mineralization at shallow depth on the order of 1 km. High pressures reached during mineralization must have been well in excess of lithostatic pressure. A similar shallow mineralizing system with varying high pressures, has been suggested for the Panasqueira Sn-W deposit [7]. The Panasqueira and Mayo-Darle deposit are similar in that both mineralized horizontal fractures which require lithostatic or greater fluid pressures to be held open during mineralization.

### Rb-Sr Study

Strontium isotopes in fluid inclusion waters were measured in four samples: vein cassiterite, two vein quartz, and an igneous quartz from a mineralized area. All data plot above the granite isochron (Fig. 9) indicating that the inclusion fluids had a greater  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  than the host granite when they were trapped. This implies that the vein-mineralizing fluids were not from the surrounding granite. Most important, this data agrees with Rb-Sr study on the granites which suggested that the Sn mineralizing event disturbed the Rb-Sr isotope systematics.

### Model

There are several possible explanations for the Rb-Sr data from fluid inclusions. Waters from the basement gneiss could have introduced the radiogenic strontium, the fluids could be from a later intrusion with a high initial  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , or the radiogenic strontium could be from alteration of biotite which has a high Rb/Sr ratio. We favor the explanation involving biotite because the biotite in both the Franklin Mountains and Mayo-Darle granites was altered. The Rb/Sr ratio of biotite are 100 to 1000. Hence, the strontium isotopic ratios in the mineralizing waters would have been attained by biotite 200 thousand to 2 m.y. after biotite crystallization. This time is within the time li-

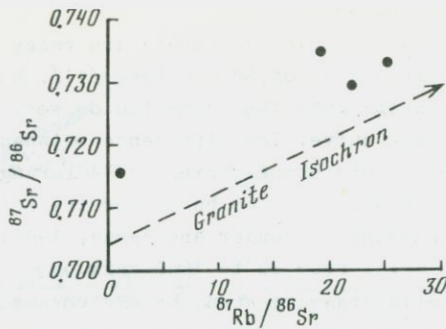


Fig. 9. Rb-Sr isotopic analysis of fluid inclusion waters from the Mayo-Darle deposit compared to the Mayo-Darle granite isochron. All data plot above the isochron indicating the fluids had higher  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  than the granite at the time of trapping. Data for two samples of vein quartz, one sample of cossiterite, and one sample of igneous quartz from a Sn-mineralized area

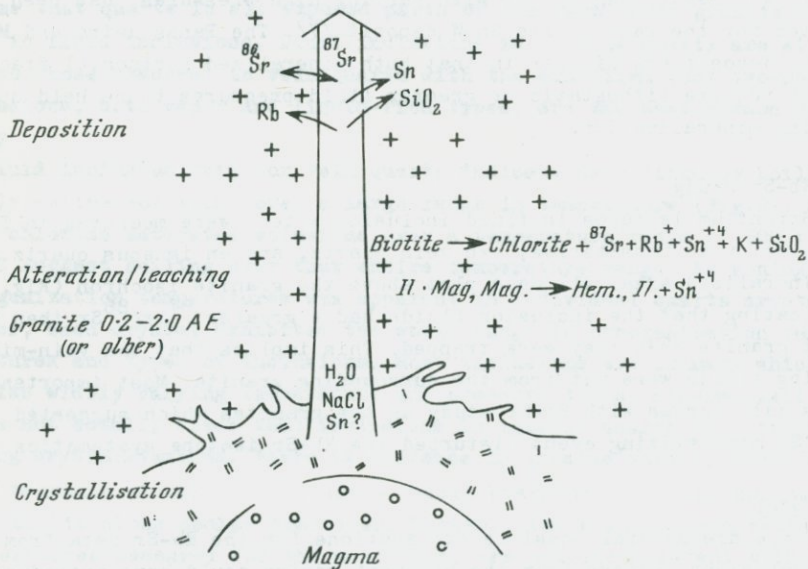


Fig. 10. Suggested model for Sn mineralization accompanied by disturbance of Rb-Sr isotopic systematics. Magmatic fluids, which may not contain Sn, react with granite which must be 0.2 - 2 m.y. years older than the fluids in the case of Mayo-Darle mineralization. Alteration of biotite releases Rb, radiogenic strontium, and Sn. Alteration of other mafic silicates and Fe-Ti minerals also mobilize Sn. In the zone of Sn deposition, the granite is enriched in Rb and the strontium isotopic ratio is modified by isotopic exchange with the mineralizing fluid

mits for deuteric alteration by fluids from a magma body the size of the Mayo-Darle and Franklin Mountain granite.

Biotite and other mafic minerals which were altered in granites studied, are also the minerals which bear Sn [11]. Hence the alteration process can both mobilize Rb and Sr as well as Sn in a granite (Fig. 10).

Deuteric alteration can explain Rb, Si and many of the other elements concentrated in roofs of Sn-granites. However, the lack of pervasive Sn mineralization in the roofs of granites studied, and instead the concentration of mineralization in restricted zones, implies a second factor to make Sn-ores.

We suggest that concentrated Sn mineralization occurs where there are fractures to serve as conduits for the channeling and escape of deuteric magmatic fluids. Most likely, the extensive fracture systems developed in areas of Sn-mineralization where the result of magmatic pulsing or a later intrusive phase which fractured solidified magma.

#### Summary

Strontium isotopic studies indicate the alkalic granites were not melted sediments. Rather they are lower crustal or mantle in origin. Granites evolved a highly saline fluid which resulted in widespread deuteric alteration which included remobilization of Rb and Sr. High reported initial  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  in many Sn-granites may be a result of this process. What we see are the necessary criteria for generating a Sn deposit are the quiescent evolution of a saline hydrothermal fluid, biotite and/or Fe-Ti oxides to provide a leachable source for Sn, and fractures to provide open space and to facilitate transportation of fluids. Large deposits, like Mayo-Darle, probably require a second intrusive phase to generate the fracture system.

#### Acknowledgements

Research supported in part by NSF Grant No. AER-79-12489 and NTNF (Norge's Teknisk-Naturvitenskapelige Forskningsraad) Norway. Some Rb-Sr isotope determinations were done in the laboratories of W. Van Schmus, University of Kansas, and his help and cooperation are thanked.

#### R e f e r e n c e s

1. Abbott M.J. Petrology of the Nandewar volcano, N.S.W. Australia. - Contributions to Mineralogy and Petrology, 1969, vol. 20, p.115-134.
2. A study of ages of the precambrian of Texas /Eds. by Wasserburg G.L., Wetherhill G.W., Silver L.T., Flawn P.T. - J. of Geophysical Research, 1962, vol. 67, p. 4021-4045.
3. Bodnar R.J., Beane R.E. Temporal and spacial variations in hydrothermal fluid characteristics during vein filling in pre-ore cover overlying deeply buried porphyry copper-type mineralization at Red Mountain, Arizona - Econ. Geol., 1980, vol. 75, p.876-893.

4. Denison R.E., Hetherington E.A., Jr. Basement rocks in the far west Texas and south-central New Mexico in the Border Stratigraphy Symposium: New Mexico Bureau of Mines and Mineral Resources Circular 104, 1969, p.1-16.
5. Harbour R.L. Geology of the northern Franklin Mountains, Texas and New Mexico: United States Geological Survey Bulletin 1298, 1972, p. 129.
6. Keevil N.B. Vapor pressures of aqueous solutions at high temperatures.- J. of American Chemical Society, 1942, vol.64, p.841-850.
7. Kelly W.C., Rye R.O. Geologic, fluid inclusion, and stable isotope studies of the tin-tungsten deposits of Panasqueira, Portugal.- Econ. Geol. 1979, vol.74, p. 1721-1822.
8. MacDonald, G.A. and Katsura, T., Chemical composition of Hawaiian lavas.- J. of Petrology, 1964, vol.5, p.82-133.
9. Nguene F.R. Geology and geochemistry of the Mayo-Darle tin deposits, West-Central Cameroon, Central Africa. New Mexico Institute of Mining and Technology, 1982, 179 p.
10. Petrogenesis of a Sn-Granite, Franklin Mountains, Texas.  
/ Norman D.L., Condie K.C., Smith R.W., Thomann W.F. L., 1983.
11. Sourirajan S., Kennedy G.C. The system  $H_2O$  NaCl at elevated temperatures and pressures - American J. of Science, 1962, vol.260, p. 115-141.
12. Thomass W.F. Ignimbrites, trachytes, and sedimentary rocks of the Precambrian Thunderbird Group, Franklin Mountains, El Paso, Texas: Geological Society of America Bulletin, 1980a, pt. 1.vol. 92, p. 94-100.
13. Thomass W.F. Petrology and geochemistry of the Precambrian Thunderbird Formation, Franklin Mountains, El Paso County, Texas: unpublished Ph.D. thesis, University of Texas at El Paso, 1980b, p.162
14. Tishendorf G. / Geochemical and petrographic characteristics of silicic magmatic rocks associated with rare-element mineralization. Prague, 1977, vol.2, p.41-96.

ОЦЕНКА pH и  $\Sigma$  РУДОНОСНЫХ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ РАСТВОРОВ ПО ДАННЫМ О СОСТАВЕ ВКЛЮЧЕНИЙ

Т.М. Сущевская

Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского АН СССР, г. Москва, СССР

Величины кислотно-щелочного и окислительно-восстановительного потенциалов среды являются одними из главнейших параметров, определяющих возможность переноса и условия отложения рудных элементов в рудообразующих гидротермальных растворах. Важность оценки этих параметров очевидна. В то же время надежных данных, тем более измерений этих величин, до сих пор еще очень мало, и это в особенности относится к окислительно-восстановительному потенциалу. Изложим в сообщении суть методов, разработанных и используемых в настоящее время, и приведем примеры наиболее успешного их минералого-геохимического применения.

Величины pH растворов газово-жидких включений в минералах гидротермального генезиса могут быть рассчитаны по данным о составе включений, а в некоторых случаях измерены непосредственно при вскрытии отдельных включений. Потенциометрические измерения, возможные только для сравнительно крупных включений, используются крайне редко и наиболее успешно применены в определении условий галогенеза [7]. Вариант калориметрического определения pH растворов включений разработан В.А. Каложным [3] и применяется для интервала значений 4 - 8 (9,5), с точностью 0,1 ед. pH. Получаемые при нормальных P и T величины соответствуют состоянию раствора при удалении газовой фазы, в момент вскрытия включений. Поскольку из компонентов, удаляющихся в газовую фазу, только CO<sub>2</sub> входит в равновесие, определяющее величину pH гомогенного раствора, то независимо от полученных данных о концентрации CO<sub>2</sub>, T образования, результаты могли бы быть уточнены. Однако вряд ли можно оценить степень удаления CO<sub>2</sub> из микрообъема жидкости во включениях: дегазация, видимо, проходит не мгновенно, поскольку выброса жидкости при вскрытии включения обычно не наблюдается.

Достаточно многочисленные измерения, выполненные этим методом, характеризуют в основном пегматитовое минералообразование как для отдельных его участков, так и для процесса в целом [4]. Несмотря на наличие систематической погрешности развитие метода представляется перспективным: а) при установлении эволюции pH минералообразующей среды, особенно для изотермических участков процесса; б) при определении pH среды по кальциту, флюориту и некоторым другим минералам, для которых затруднителен корректный анализ полного состава включений и расчет pH.

Определение pH расчетными методами возможно осуществить несколькими путями. В подавляющем большинстве типов природных вод, и в гидротермальных растворах в том числе, величина pH определяется

Таблица I

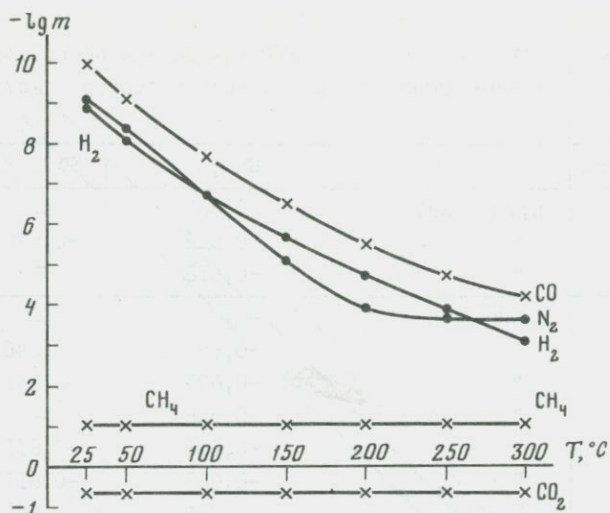
Результаты расчета pH растворов включений в кварце оловорудных месторождений различными методами,  $T=300^{\circ}\text{C}$

Образец	Месторождения	I	II	III
57	Смирновское, Приморье	7,3	7,3	—
66	Комсомольское рудное	6,2	6,3	6,0
I97	поле, Дальний Восток	7,2	6,8	6,4
2I4	То же	7,1	7,1	—
469	"	6,1	6,5	4,5
600	"	5,3	5,2	5,2
I388	"	6,1	5,7	5,9
I54I	"	5,2	4,9	5,2
I856	Хрустальное, Приморье	5,9	5,9	—
I857	То же	5,2	5,2	5,6
I858	"	5,6	5,6	—
804I	"	6,6	6,3	—
27	Спокойное, Восточное	6,6	6,3	—
35	Забайкалье	7,0	6,6	—
322	То же	5,9	6,6	—

Примечание. I — расчет по данным о карбонатном равновесии; II — расчет ЭВМ с учетом гидролиза и диссоциации основных компонентов растворов включений для  $T = 300^{\circ}\text{C}$ ; III — расчет ЭВМ по программе [6] в равновесии с  $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ ,  $\text{CaCO}_3$ ,  $\text{MgCO}_3$ ,  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{CaF}_2$ ,  $\text{CaSO}_4$ .

соотношением форм угольной кислоты и может быть рассчитана, если в рассматриваемом нами случае из анализа включений известны концентрации  $\text{HCO}_3^-$ ,  $\text{CO}_2$ ,  $T$  и ионная сила растворов. Показано [4], что при определении  $\text{HCO}_3^-$ -иона методом водной вытяжки возможна достоверная оценка его концентрации в растворе включений для  $T$  минералообразования, поскольку: а) эквивалентное образование  $\text{CO}_3^-$ -иона вместо  $\text{HCO}_3^-$  вследствие удаления газовой фазы при вскрытии включений компенсируется в величине суммарной титровальной щелочности; б) то же для эквивалентного образования  $\text{OH}^-$ -ионов вместо  $\text{HCO}_3^-$  при гидролизе вследствие разбавления раствора до водной вытяжки; в) потеря  $\text{CO}_2$  раств., образующейся при диссоциации по уравнению  $\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O} = \text{HCO}_3^- + \text{H}^+$ , незначительна,  $< 1\%$ .

Машинные расчеты равновесий в многокомпонентных водных системах также позволяют получить величины pH, если известны составы природных систем, температура. При этом могут быть учтены изменения диссоциации и гидролизе основных компонентов с температурой [2], комплексообразование основных компонентов раствора, его равновесие с твердыми фазами



Р и с. 1. Результаты расчета равновесных соотношений газов в растворах включений в минералах оловорудных месторождений

/10/. Точность получаемых величин зависит как от надежности данных о параметрах изучаемой системы, получаемых при исследовании включений, так и от надежности термодинамических констант соединений, участвующих в равновесиях системы. Надежность фактуры по включениям определяется следующими моментами: а) герметичностью включений; б) отсутствием, незначительной долей вторичных включений; в) отсутствием следов карбонатных минералов в исследуемом материале для корректности определения  $\text{HCO}_3^-$  иона; г) отсутствием ( $< 0,001\%$ ) в исследуемом материале органического вещества для корректного определения  $\text{CO}_2$ , если используется термический метод вскрытия включений. Результаты расчета рН, выполненные различными методами для растворов включений в кварце оловорудных месторождений (табл. I) позволяют прийти к следующим выводам. Учет влияния гидролиза и диссоциации (II), а также комплексобразования основных компонентов для температуры процесса и равновесия раствора с основными жильными минералами (III) сказывается на величине рН таким образом, что в общем случае снижает ее, при этом максимальные расхождения лежат в пределах 0,5 ед. рН. В некоторых случаях расхождения незначительны и происходит компенсирующее влияние нескольких факторов. Очевидно, наиболее точным будет подход с учетом всех названных факторов (III), который наиболее сложен в расчетной части /10/.

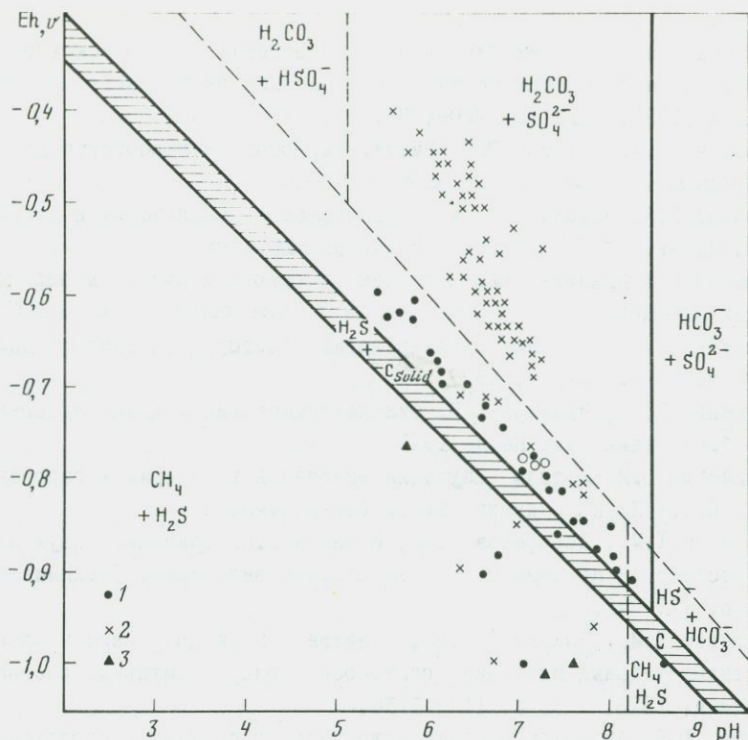
Окислительно-восстановительный потенциал гидротермальных растворов может быть оценен по любой из реакций равновесий  $\text{CO}_2 - \text{CO}, \text{CO} - \text{CH}_4, \text{CO}_2 - \text{CH}_4, \text{H}^+ - \text{H}_2$  в водном растворе, если имеются данные по концентрации газов, рН и температуре растворов. Оценкой по равновесию метан - уголекислота легче воспользоваться: а) концентрации  $\text{CO}_2$  и  $\text{CH}_4$  в природных

Таблица 2

Результаты расчета  $E_h$  из аналитических данных по составу включения и из расчетных данных по равновесному составу растворов ( $E_h^x$ )

Образец	Рудная зона	$E_h$ , В	$E_h^x$ , В
2556	Придорожная	-0,885	-
2558	"	-0,626	-0,576
2559	"	-0,618	-
2561	Солнечная	-0,745	-
2563	"	-0,699	-0,646
2564	"	-0,673	-0,631
2565	"	-0,908	-
2567	"	-0,696	-0,631
2568	"	-0,663	-0,611
2570	"	-0,731	-0,669
2573	"	-0,684	-0,606
2576	"	-0,591	-
203	"	-0,889	-
2546	"	-0,870	-
2652	"	-0,872	-
2655	"	-0,849	-
2666	"	-0,819	-
2667	"	-0,883	-
2582	Ягодная	-0,621	-
2583	"	-0,775	-0,724
2615	"	-0,742	-

растворах достаточно высоки для их надежного аналитического измерения; б) отношение  $CO_2/CH_4$  практически не зависит от температуры (рис.1) и, следовательно, от условий вскрытия включений, если используется термическая декрепитация. Следует отметить, что далеко не ясным остается вопрос, в какой степени аналитически найденный состав растворенных газов включений отвечает составу газов минералообразующих растворов, действительно ли достигается равновесие при нагреве включений до температур, превышающих на 50-100°C температуру гомогенизации включений. Отдельные данные такого рода получены нами для растворов включений в кварце оловорудных месторождений [9]. В табл. 2 представлены величины  $E_h$ , вычисленные из измеренных концентраций и  $pH^{300}$ , и величины  $E_h^x$ , вычисленные по равновесным, рассчитанным на ЭВМ концентрациям  $CO_2$ ,  $CH_4$  и по  $pH^{300}$ . Величина  $E_h$  из равновесных данных приблизительно на 50 мВ более положительна по сравнению с тем, что получено из аналитических данных, что обусловлено главным образом недоучетом



Р и с. 2. Eh-pH диаграмма результатов расчета по данным о составе включений в минералах некоторых гидротермальных месторождений (нанесены границы преобладающих растворенных форм систем C-H<sub>2</sub>O и S-H<sub>2</sub>O для 300°C, поле графита заштриховано)

Месторождения: 1 - олово-вольфрамовое; 2 - золотые и золотосеребряные; 3 - свинцово-цинковые

частичной закомплексованности HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>-иона. Интервал величин Eh = -(0,6-0,9) В свидетельствует о восстановительной обстановке кристаллизации оловянно-сульфидной минерализации из гидротермальных растворов. Аналогичным образом полученные данные по золотым, золотосеребряным, полиметаллическим и флюоритовым месторождениям [5,6] также нанесены на диаграмму (рис.2). К сожалению, данные этих работ не учитывают возможного влияния присутствия органического вещества [10] и потому можно лишь предположительно сказать, что имеется вероятность образования Au и Au - Ag месторождения в более окислительных условиях по сравнению с оловянно-сульфидными.

## Л и т е р а т у р а

1. Александрова Э.С., Банникова Л.А., Сущевская Т.М. О некоторых ошибках анализа газов при термическом вскрытии включений в минералах.- Геохимия, 1980, № II, с.1710-1716.
2. Дорофеева В.А., Наумов Г.Б. Расчет кислотности гидротермальных растворов.-Геохимия, 1974, № 7, с.987-995.
3. Калюжный В.А. Методы изучения многофазовых включений в минералах. Киев: Изд-во АН УССР, 1960. 175 с. (на укр. языке).
4. Калюжный В.А. Динамика минерогенеза на основе изучения минералообразующих флюидов. Автореф. дис. д-ра геол.-мин. наук/ИГФМ. Киев, 1979, с. 48.
5. Моисеенко В.Г. Геохимия и минералогия золоторудных районов Дальнего Востока. М.: Наука, 1977. 261 с.
6. Моисеенко В.Г., Малахов В.В. Физико-химические условия эндогенного рудообразования. М.: Наука, 1979. 200 с.
7. Петриченко О.И. Методы изучения включений в минералах галогенных пород. Киев: Наук. думка. 91 с. (на укр. языке).
8. Сущевская Т.М., Дорофеева В.А., Князева С.Н. Сравнение двух методов расчета pH по данным анализа состава включений.-Геохимия, 1977, № 6, с. 939-942.
9. Сущевская Т.М., Рыженко Б.Н., Князева С.Н. и др. Окислительно-восстановительный потенциал оловоносных гидротермальных растворов.- Геохимия, 1978, № 8, с. 1129-1138.
10. Шваров Ю.В. Алгоритм расчета равновесного состава в многокомпонентной гетерогенной системе.- Докл. АН СССР, 1976, т. 229, № 5, с. 1224.

УДК 553.261:549.01

### О СООТНОШЕНИИ ЗОНАЛЬНОСТИ ОРУДНЕНИЯ И ГАЗОВО-ЖИДКИХ ВКЛЮЧЕНИЙ В ГОРАХ ЦЕНТРАЛЬНЫЙ БЁРЖЁНЬ

Е. Вётё

Венгерский государственный институт, г. Будапешт, ВНР

Горы Бёржёнъ являются составной частью вулканической гряды Северной Венгрии. В строении гор Бёржёнъ значительную роль играют нижнебаденские пирокластические, лавовые породы излившихся фаций и их дайковые аналоги. В составе горных пород преобладают андезиты, дациты и их агломераты и туфы. Эти вулканыты в пределах центральной части их развития пересекаются кварцевыми и кальцитовыми прожилками, в которых кварц и кальцит содержат первичные и вторичные газОВО-жидкие включения.

Первичные включения гомогенизируются при высокой температуре (выше 200°C), вторичные гомогенизируются при температуре около 100°C. Отличия между первичными и вторичными включениями минимальны и заключаются в первую очередь в различных температурах гомогенизации.

Формы включений в кальцитах разные. Они небольшие, слабо вытянутые, каплеподобные, редко в форме негативных кристаллов — ромбоэдров размером 5–50 мкм. Количество их невелико, размеры маленькие, так что при увеличении в сто раз фазовые переходы не видны.

В кристаллах кварца имеются многочисленные включения в форме негативных кристаллов размером около 15 мкм. Эти двухфазовые включения состоят из водного раствора и пузырька газа. Иногда отмечаются трехфазовые включения, состоящие из двух жидких фаз и газового пузырька или из одной жидкой фазы и минерала-узника. Жидкие фазы представлены раствором и жидкой углекислотой.

#### Интерпретация термометрических данных

Точность измерений температур гомогенизации 0,5 °С. В исследованных образцах участка Куруц-патак присутствует почти исключительно кварц. Включения двухфазовые, газовой-жидкие. Размеры включений 5–15 мкм. Степень заполнения 80–90%. Большинство кристаллов кристаллизовалось при температуре выше 310 и 360 °С. Температура гомогенизации включений в двух кристаллах кальцита составила 180–210 °С.

Исследованные образцы участка Баянпуста сложены исключительно кальцитом. Включения только газовой-жидкие. Размеры включений 15–500 мкм.

Газовая фаза составляет 10–20% объема. Степень заполнения 80–90%. Температура гомогенизации 110–300 °С. Большинство измерений показывает температуру кристаллизации 205–210 °С. Во включениях преобладает жидкая фаза. Ее состав неизвестен, но отсутствие галита свидетельствует о недосыщенности раствора, т.е. о невысокой концентрации солей.

Большинство измерений предпринято по участку Рожакхедь. Здесь присутствуют оба минерала, содержащие газовой-жидкие включения: кварц и кальцит. Кристаллизация кварца и кальцита одновременная. Определены случаи пересечения прожилок кварца прожилками кальцита.

Газовой-жидкие включения в кальцитах имеют формы негативного кристалла или же они неправильные, размером 5–500 мкм. Степень заполнения 80–90%. Иногда газовая фаза составляет 40%. Твердая фаза (галит) характерна только для кристаллов кварца. Температуры гомогенизации включений в кристаллах попадают в три интервала: 1) выше 260 °С; 2) 235–190 °С; 3) ниже 160 °С. Выше 300 °С гомогенизируются только мельчайшие включения. Газовой-жидкие включения в кристаллах кварца чаще всего двухфазовые, иногда трехфазовые. В двухфазовых включениях преобладает жидкая фаза, первичные и вторичные включения неотделимы одно от другого. Температуры кристаллизации кварца и кальцита практически совпадают (в случае кварца 220–300 °С, кальцита 225–235 и 260–275 °С). Одновременное образование кварца и кальцита подтверждается зубчатым срастанием их индивидов.

Сдвиг интервалов максимальной температуры может быть следствием разного количества измерений. Недостаточное количество данных по участ-

ку Куруц-патак не позволяет провести сравнение с двумя остальными участками.

Здесь можно выделить и продукты кататермальной минерализации [1,2].

Большинство данных температур гомогенизации участков Баняпуста и Рожехедь совпадает, и соотношения отдельных температурных интервалов также сходны на обоих участках.

Так, для участка Куруц-патак характерен температурный интервал выше  $360^{\circ}\text{C}$  и  $350-315^{\circ}\text{C}$ .

Для участков Баняпуста и Рожехедь температура выше  $260^{\circ}\text{C}$ ,  $235-190^{\circ}\text{C}$  и ниже  $160^{\circ}\text{C}$ .

Криоскопические данные и их интерпретация

Большинство кристаллов кварца и кальцита содержит только двухфазовые включения. Концентрация поваренной соли в растворах 7-12%. В трехфазовых включениях кварца участков Куруц-патак и Рожехедь твердая фаза представлена галитом.

На участке Куруц-патак температура растворения галита всегда ниже температуры гомогенизации, то есть во время возникновения включений растворы были недосыщенные [4].

Минимальная температура минералообразования и концентрация NaCl растворов указаны в табл. I.

Таблица I

Участок, скважина, глубина	Температура гомогенизации, $^{\circ}\text{C}$	Температура растворения NaCl, $^{\circ}\text{C}$	NaCl, вес. %
Куруц-патак	334,7	189,2	31,4
P-7	334,9	234,0	33,7
8I6,7 м	323,7	240,8	34,1
Рожехедь	308,9	231,1	33,5
Nb-23	268,5	307,2	38,4
I05,7 м			

Для определения давления при минералообразовании используется РТ-диаграмма, полученная опытным путем [3]. Так, давление при минералообразовании в процессе оруденения в Бёржёне было около 100 атм [1].

В некоторых включениях возможно предполагать и наличие жидкой углекислоты.

Необходимо обратить внимание на то, что эти включения находятся на одном стратиграфическом уровне, для которого отмечается высокая порция  $\frac{\text{Cu}}{\text{Pb}+\text{Zn}}$ .

Изучением методами петрографии, рудной микроскопии, геохимии, термо-

метрии и криоскопии можно отделить разные минеральные парагенезисы:

1) ранний пирит-магнетит-халькопиритовый и 2) поздний пирит-сфалерит-галенит-халькопиритовый.

Температуры гомогенизации дают основание выделить только ранний парагенезис.

На участке Баянпуста положение подобное.

На участке Рожахедь, сравнивая температуры гомогенизации рудных парагенезисов с сопутствующими минералами окружающих пород, можно выделить три температурных интервала [5].

1. Температура выше  $260^{\circ}\text{C}$ .

Рудный парагенезис: молибденит, пирротин-пирит-магнетит-халькопирит-сфалерит.

Сопутствующие минералы: кальцит, кварц, хлорит.

2. Температура между  $235$  и  $190^{\circ}\text{C}$ .

Рудный парагенезис: пирит-пирротин-сфалерит-галенит-халькопирит, арсенопирит-марказит.

Сопутствующие минералы: кальцит, хлорит, иллит, кварц.

3. Температура ниже  $160^{\circ}\text{C}$ .

Рудный парагенезис: пирит-галенит-сфалерит-халькопирит, марказит-арсенопирит.

Сопутствующие минералы: кальцит.

С понижением температуры выделяется несколько генераций, которые позволяют предполагать непрерывное рудообразование.

Анализы  $\text{Cu}$ ,  $\text{Pb}$ ,  $\text{Zn}$  дают возможность судить о поведении геохимических характеристик на глубине. Для этой цели использована пропорция  $\frac{\text{Cu}}{\text{Pb}+\text{Zn}}$ . На участке Рожахедь в буровых скважинах на глубине это отношение увеличивается, что вызвано снижением содержания  $\text{Pb} + \text{Zn}$  при относительной неизменности содержания меди. С увеличением пропорции  $\frac{\text{Cu}}{\text{Pb}+\text{Zn}}$  увеличивается температура гомогенизации в газовой-жидких включениях, что указывает на выделение цинка при охлаждении раствора.

Отношение температуры гомогенизации и изменений горных пород

Гидротермальные изменения в горных породах выражены хлоритизацией, калишпатизацией, биотитизацией, которые используются в качестве индикатора при поисках медно-порфирового оруденения. Эти признаки характеризуют и центральную часть гор Бёржён.

По температуре гомогенизации центральная часть гор Бёржён отмечается следующая первичная вертикальная зональность: 1) зона преимущественной биотитизации; 2) зона развития биотита-гидромусковита; 3) зона развития гидромусковита. В соответствии с этим исследованы включения кристаллов в породах.

Биотитизацией затронуты преимущественно порфировые выделения, а калишпатизация характерна для основной массы. Гидромусковитизация, иллитизация и карбонатизация как наиболее распространенные изменения ха-

терны и для порфировых выделений, и для основной массы. Биотитизация и калишпатизация приурочены к первому, наиболее высокотемпературному, этапу минералообразования, за которым следуют на втором этапе гидромусковитизация, карбонатизация, на третьем - иллитизация, карбонатизация.

#### Сопоставление газово-жидких включений промышленных медно-порфировых залежей и Бёржёнського рудного района

Для газово-жидких включений кварцевых кристаллов промышленно ценных месторождений медно-порфировых руд характерны образование при температуре 250-700°C, при давлении ниже 500 бар, частое присутствие кристаллов галита, содержание NaCl выше 35%, содержание газа 50-60% объема.

Растворы с умеренным содержанием солей ( NaCl 12 %об.) и температурой порядка 350°C вообще характерны для медно-порфирового оруденения [2]. Включения, содержащие кристаллы галита, как правило, приурочены к пропилилизированным, гидромусковитизированным, серицитизированным породам.

В исследованных включениях гор Бёржён определены температуры минералообразования в 160-360°C, что ниже температур образования медно-порфировых залежей. Давление при образовании кристаллов кварца и кальцита составляло около 100 бар.

Очень редко встречаются минералы-узники галита, газовая фаза составляет всего 10-20% объема включений. Вторичные изменения - пропилилизация, гидромусковитизация и серицитизация - характерны, однако, и для исследованных участков.

#### Выводы

Изучение реннебаденской андезитодацитової серии в центральной части гор Бёржён методами петрографии, рудной микроскопии, геохимии, термометрии и криоскопии дали следующие результаты.

Оруденение на участке Куруц-патак, Баняпуста и Рожакхедь является результатом единого гидротермального процесса.

На участке Куруц-патак можно предполагать высокотемпературное оруденение (выше 360°C).

Фазы оруденения на участках Баняпуста и Рожакхедь характеризуются следующими рудными парагенезисами, сопутствующими минералами и метасоматическими измененными зонами.

Температура выше 260°C.

Рудный парагенезис: пирротин-пирит-магнетит-халькопирит-сфалерит.

Сопутствующие минералы: кварц, хлорит, кальцит.

Метасоматические изменения: биотитизация, калишпатизация, гидромусковитизация.

Температура между 235 и 190°C.

Рудный парагенезис: пирит-пирротин-сфелерит-галенит-халькопирит, арсенопирит-марказит.

Сопутствующие минералы: кварц, кальцит, хлорит.

Метасоматические изменения: гидромусковитизация, карбонатизация, гидромусковит-иллит-карбонатизация.

Температура менее 160°C.

Рудный парагенезис: пирит-галенит-сфелерит-халькопирит-марказит-арсенопирит:

Сопутствующий минерал кальцит.

Метасоматические изменения: иллит-карбонатизация.

Концентрация NaCl в двухфазовых включениях 7-12%, в трехфазовых включениях 30-38%. Последнее вообще характерно для медно-порфирового оруденения, но не доказывает промышленную ценность минерализации.

С увеличением пропорции  $\frac{Cu}{Pb + Zn}$  на участке Рожухедь повышается температура образования кристаллов кварца и кальцита. Таким образом, выделение из раствора свинцово-цинковых рудных минералов с понижением температуры увеличивается.

По газово-жидким включениям также диагностируются биотит-кальшпатизированная, гидромусковит-карбонатизированная и гидромусковит-иллитизированная метасоматически измененные зоны.

Во время кристаллизации кварца и кальцита предполагается, что гидростатическое давление не достигает 10 МПа.

Охлаждение растворов, вероятно, ускориалось из-за смешивания их с вадозными водами.

## Л и т е р а т у р а

1. Панто Г., Мико Л. Оруденение в Надьбержень. Ежегодник Венгерского геологического института. Будапешт, 1964.
2. Nash I.T. Fluid inclusion petrology. Data from porphyry copper deposits and applications to exploration USGS Professional Paper 907-D. W., 1976.
3. Potter R.W. A new method for determining the solubility of salts in aqueous solutions at elevated temperatures - J. Research USGS, 1977, vol.5, N 3, p. 389-395.
4. Roedder E. Composition of fluid inclusions USGS Professional Paper 440-KK. W., 1972.
5. Roedder E., Bodnar R.J. Geological pressure determinations from fluid inclusions studies. - Ann. Rev. Earth Planet. Sci., 1980, p. 263-301.

## DISCOVERY OF ANOMALOUS INCLUSIONS AND PRELIMINARY STUDY OF THEIR GENESIS IN GYPSUM FROM A CERTAIN ANTIMONY ORE DEPOSIT OF CHINA

He Zhili

Beijing University of Iron and Steel Technology, Beijing

Introduction

The inclusions are ore-forming medium and codes for translating ore-forming processes. It is one of the most important typomorphic characteristics of minerals and can be widely used in geological exploration as well as in other fields such as the study of ore deposit. For example, it can help us to solve the problems related to the source, movement and enriched condition of the ore-forming materials and the exploration of ore deposit. The anomalous gas-liquid inclusions were paid less attention to, however their study is very useful for solving some basic theories in inclusion mineralogy.



Fig. 1. A secondary gypsum miarolitic cavity in the oxidation zone of a certain antimony ore deposit in China (from Li Qiwang)

A very beautiful gypsum miarolitic cavity (size: 15x7x2.7m) in the oxidation zone of a certain antimony ore deposit in China was discovered in 1977. There were a lot of rare great transparent crystals of gypsum in the cavity. They looked like some double-edged swords or bayonets. Some of them hung on the apical plate, while others stood there or spanned the cavity (Fig.1). Some crystals were 1m long, but the largest one was 2.4m.

There were a lot of monophasic liquid and some gas-liquid inclusions in these crystals. Some of these inclusions were very large, the largest one was 40 cm long. Perhaps, it is the king of inclusions. The inclusions like those had been regarded as normal (from hydrothermal process) for measuring temperature of formation. But in my opinion, the conclusion obtained may be incorrect.

Some colleagues helped me to get 5 crystals from the cavity lately.

About 100 plates of these crystals were studied. The  $F_G$  (filling degree of gas phase),  $T_H$  (homogenization temperature),  $T_D$  (decrepitation temperature), Sal. (salinity) were measured. The chromatographic analysis of the gas phase was made for individual sample. The calculating of temperature was made by graphic method from some of the sample. The study concluded that these gas-liquid inclusions are some typical anomalous inclusions.

#### General Description of Geology

The antimony ore deposit is situated in the southwestern Guizhou and it is located in the Depression Zone of the Yunnan-Guangxi-Guizhou Platform. There are antimony, fluorite and pyrite ore deposits in this area. This area is composed of the lower Permian Maokou limestone ( $P_1 m$ ), Longtan coal series ( $P_1 1$ ), the upper Permian Dachang formation ( $P_2 d$ ), basalt ( $P_2 B$ ) and the Quaternary alluvium and slope wash. The Dachang formation may be subdivided into three zones in which various ore deposits occurred as antimony, fluorite, pyrite etc. The lower zone  $P_{2d_1}$  is the altered quartzite or brecciated altered quartzite. The lower part of the middle zone  $P_{2d_2}$  is clay breccia, in which the principal antimony deposit occurred, while the upper part of this zone is montmorillonite clay rock in which the pyrite veins occurred. But, the pyrite ore bodies associated with some sulphides (chalcopyrite and chalcocite) and calcite veins occurred chiefly in basalt ( $P_2 B$ ).

The gypsum miarolitic cavity was discovered in the top of  $P_{1m}$  and  $P_{2d_2}$ . In the gypsum miarolitic cavity, there were many limestone fragments of various sizes, to which numerous gypsum crystals crowded on.

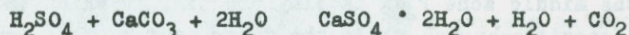
In this area, there are many factors favoring the oxidation of ore deposits, such as the temperate weather, the plentiful rainfall, the development of structures and the richness of sulphides in ore including pyrite, chalcopyrite and stibnite, which may produce a great deal of sulphuric acid after oxidation. But, on the other hand, there are also some unfavorable factors to prevent the development of oxidation zone, such as the feeble permeability of the overlying basalt and Dachang formation makes the oxidation zone only be developed to a moderate degree. Perhaps it is this factor which made the vertical circulation of the underground water not very active, and therefore, the fairly soluble gypsum had not been dissolved by the underground water after its formation. Now, the oxidation products such as cervantite and limonite produced from stibnite and pyrite separately, can be found near the surface. Furthermore, the calcite distributed in the country rocks, especially the disintegrated limestone fragments in cavities may illustrate that the gypsum is the product of oxidation of the sulphide ore deposit. It is formed under the normal temperature and normal pressure in an open system. The measured temperature of the miarolitic cavity in which the gypsum crystals are still growing on is  $14^{\circ}C$ .

Table 1

## General characteristics of gypsum crystal

N	Sample	Mineral	Twin	Colour	Trans- parency	Crystal length (cm)	Prisma- tic face width(cm)	Remarks
1	G-01	Gypsum	Swallow- tail twin	Color-	trans- urless parent	20	2.5	
2	G-02	Same	Same	Milky	translu- cent	16	3.5	
3	G-03	"	"	Color-	trans- urless parent	23	2.5	
4	G-04	"	"	"	trans- parent	24	2.0	
5	G-05	"	"	Milky	trans- lucent	27	2.5	

The process of the formation of these crystals may be expressed by the following equation:



The gypsum crystals under investigation are all twinned in the swallowtail form with (100) as the composition plane. The prismatic faces developed are principally (120), (110) and (010). The crystals are mostly larger than 20 cm in length. They are transparent and colourless or translucent with a milky white colour (Table 1).

#### The Characters of Inclusions in Gypsum and the Testing Results

##### The General Characters of Inclusions

There are three sets of cleavage in gypsum, among which (010) is perfect and (100) and (011) middling. The crystals are easily split into thin slices along the cleavages with a knife. Three types of inclusions are observed in nearly 100 slices of gypsum crystals: (1) Monophase liquid inclusions constituting more than 90% of the total number of inclusions, especially in the colourless and transparent gypsum crystals. They are elongated tubular or negative crystals, mostly distributed parallel to the cleavage, some of which are triangular in shape (defect formed at the intersection of three sets of cleavage) as shown in Figure 2 and 4-10. (2) Liquid inclusions - low specific volume gas-liquid inclusions in which the gas content is < 50%. These inclusions are generally fine pipe shaped, columnar, and some are negative crystals or triangular in shape. They are distributed either parallel to one set of cleavage (see Fig. 2, 4) or to two or three sets of cleavage (see Fig. 5-8). (3) Gas inclusions - high specific volume gas-liquid inclusions in which gas content is < 50%. This type of inclusions is relatively rare. According to the observation on a part of specimens, they are pipe or columnar in shape (see Fig. 2, 10). The first type of the

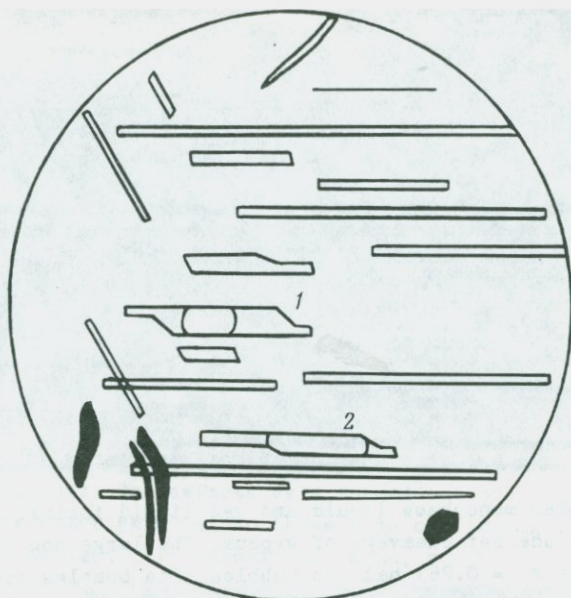


Fig. 2, Inclusions in gypsum crystal (1) -- Liquid inclusion ( $F_G = 0.3$ ); (2) -- gas inclusion ( $F_G = 0.6$ ); the others -- pure Liquid inclusions; a certain antimony ore deposit in China G-05x500

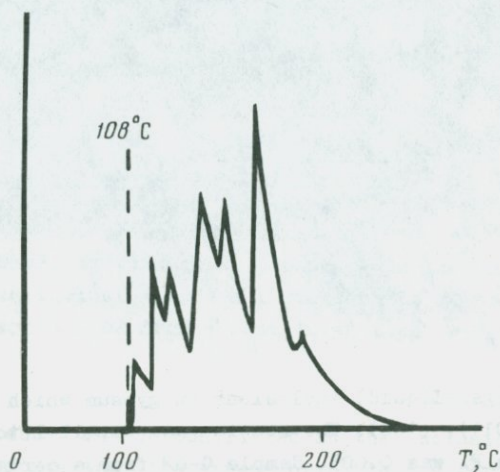


Fig. 3, One of the decrepitation graph of gypsum. Sample from a certain antimony ore deposit

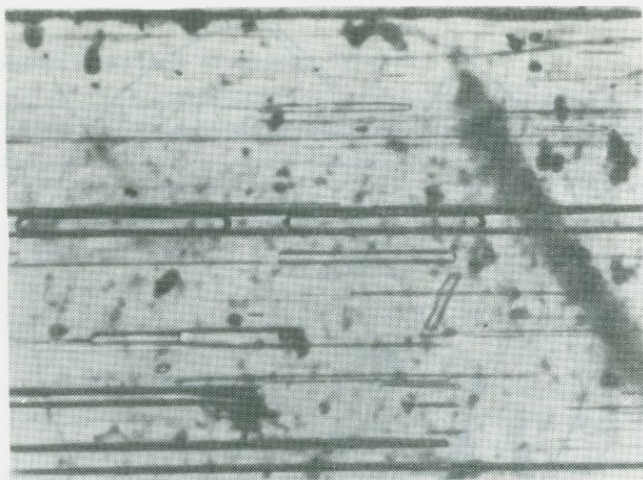


Fig. 4. Tubular monophase liquid and gas-liquid inclusion which were parallel to one set cleavage of gypsum. The large one (it was 4.1 mm long and its  $F_G = 0.26$ ) had two bubbles. The bubbles can be moved along the tube when section was turned. Two days after taking photograph, the two bubbles combined into one. Sample G-02 from a certain antimony ore deposit of China, x 80

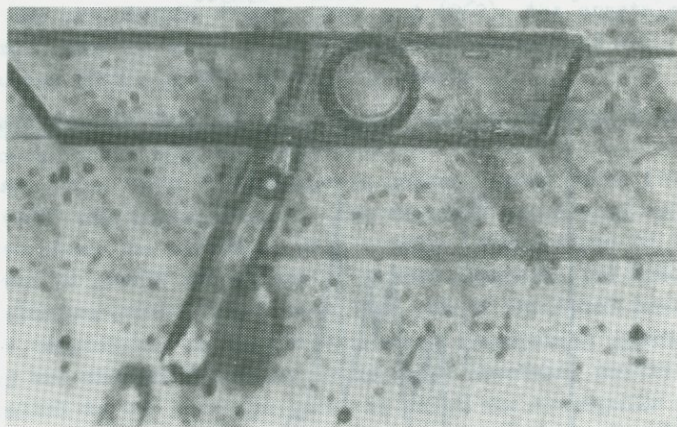
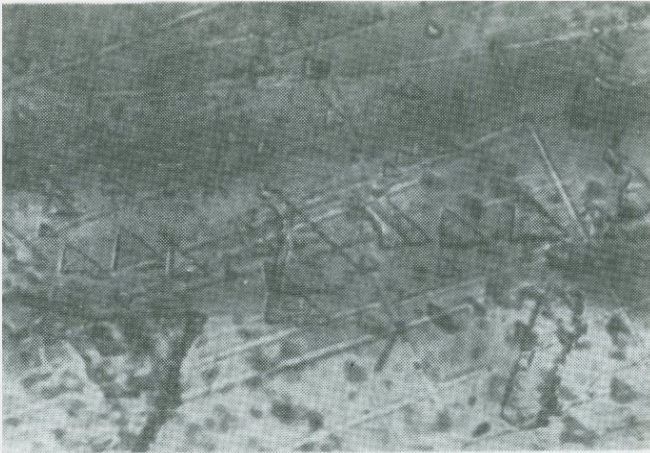
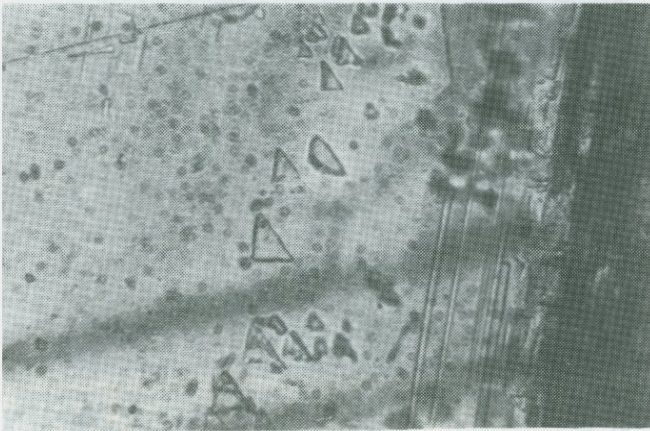


Fig. 5. Liquid (gas-liquid) inclusions in gypsum which were parallel to cleavages (011), (100). The section was parallel to (010). The larger inclusion's  $F_G$  was 0.005. Sample G-02 from a certain antimony ore deposit of China, x 45



angular monophase liquid inclusions in gypsum, they are lo-  
he defects. The defects were formed out of the intersections  
tions which parallel to three sets of cleavage. Sample G-02  
tain antimony ore deposit in China, x 450



ne tubular and triangular monophase inclusions. There is a  
r liquid inclusion with a little bubble around the center of  
re. Sample G-02 from a certain antimony ore deposit in  
150

tioned above may be considered as the inclusions of normal  
ch indicate that the gypsum crystals are formed in cold so-  
ile the latter two are mostly of abnormal origin which can-  
the code for interpretation of mineralization. All these  
are colourless and transparent under the microscope and are  
n size from several micro to several tens micro and even  
me tubular inclusions reaching several millimeters in length



Fig. 8. Monophase liquid inclusions with the shape of negative crystal and triangular monophase liquid inclusions in secondary gypsum. Sample G-02 from a certain antimony ore deposit in China, x 450



Fig. 9. Monophase liquid inclusion with the shape of negative crystal in gypsum. It is parallel to one set of cleavages. Sample G-05 from a certain antimony ore deposit in China, x 450

have been found under the microscope. The crystal lattice deficiency parallel to the cleavage provides the space for the occurrence of inclusions.

The three types of inclusions mentioned above may occur in the same crystal and even in the same zone of crystal growth. In some places where the pipe shape inclusions distributed, the gas inclusion and liquid inclusion may be found in close neighbourhood of a monophase liquid inclusion simultaneously (see Fig. 2, 10). The most prominent cha-

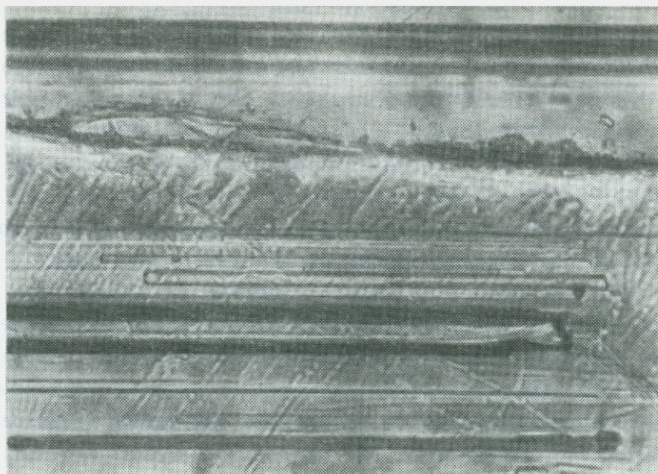


Fig. 10. Tubular inclusions with various  $F_G$  in gypsum. They are distributed parallel to one set of cleavages, there is a gas inclusion ( $F_G = 0.59$ ) in the middle upper part of picture. A liquid inclusion ( $F_G = 0.015$ ) is distributed on that gas inclusion, while under the gas inclusion, there is a monophasic inclusion. Sample G-02 from a certain antimony ore deposit in China, x 32.7

Character of the gas-liquid inclusions is the great variability of the filling degree of the gas phase which may range from 0 to 65%.

#### Homogenization Experiment

The homogenization experiments have been made for two slices of two specimens separately. A gas bubble in a tubular gas-liquid inclusion in the slice of specimen G-02 moves within the inclusion when it is heated, and disappears at 84°C, and then gypsum is quickly dehydrated and becomes opaque. There is a set of parallel fine tubular inclusions in this sight, of which, one is 0.23 mm long with a filling degree of gas phase 0.56. The specimen became opaque before the homogenization temperature could be measured.

Similarly, a relatively large gas-liquid inclusion in the slice of the specimen G-05 is heated and homogenized at about 90°C, and became opaque at 108°C due to dehydration.

#### Decreepitaton Experiment

The samples of several specimens have been tested with decrepitation method. The decrepitation temperature range is 108°C-128°C. One of the decrepitation curve is shown in Figure 3. This temperature is related to the dehydration of gypsum and not reflecting the temperature of formation of this mineral.

### The Temperature Calculating from Graphic Method

As stated in the next paragraph, the salinity of the inclusions has been determined and the results are generally several percent. Suppose that these gas-liquid inclusions are of normal origin and the gas bubbles within them are only the general vapor and not CO<sub>2</sub>, then the temperature of formation of gypsum (Table 2) can be determined from the Ingerson graph.

If the data in Table 2 are correct, the gypsum crystals should be high temperature products as shown by the inclusions Nos. 1, 3, 5 and 6, because their graphic temperature reached 332-430°C. But, this is quite impossible. As stated above, the gypsum begins to be dehydrated at 80-90°C, and hence, they cannot be formed at higher temperature. Furthermore, the high temperature inclusion No. 3 (graphic temperature 430°C) is closely associated with a low temperature inclusion No. 2

Table 2

Filling temperatures of some gas-liquid inclusions in gypsum  
(from graphic method)

Sample No.	Inclusion No.	Inclusion shape	Inclusion size (mm)	Filling degree of gas phase	Filling temperature (°C)	Inclusion type	Remarks
G-02	1	Tubular	0.23	0.56	425	Gaseous	
	2	"	0.34	0.015	50	Liquid	
	3	"	0.20	0.59	430	Gaseous	
	4	"	0.19	0.00		Monophase liquid	
G-05	5	Tabular-oid	0.04	0.30	340	Liquid	
	6	Tabular-oid	0.042	0.60	332	Gaseous	

(graphic temperature only  $50^{\circ}\text{C} \pm$ ) on its upper side, and a monophasic liquid inclusion No. 4 (indicating the mineral is formed in a cold or warm solution below  $50^{\circ}\text{C}$ ) on its lower side. It is inconceivable that the inclusions in the same zone of the same crystal occurred in different circumstances, including the cold water precipitation, low temperature hydrothermal and pneumatolytic origin. While these crystals were typical secondary minerals formed under ordinary temperature and pressure. The data in Table 2 illustrate that these gas-liquid inclusions (excluding the monophasic liquid inclusions) can not be of normal origin. These data obtained are pseudo-information derived from anomalous gas-liquid inclusions.

If the calculation method is applied, it would obtain a similar conclusion. So, it may be said that the temperature figure obtained from the above mentioned thermometry cannot represent the temperature under which these anomalous inclusions occurred. Therefore, these anomalous inclusions cannot be used in the thermometry and barometry studies. In addition, gypsum begins its dehydration process at  $80-90^{\circ}\text{C}$  and will lose its three fourth crystallization water at  $128^{\circ}\text{C}$ . Finally, it will be wholly dehydrated and a soluble anhydrite formed at  $163^{\circ}\text{C}$ . All these are determined by the properties of crystal chemistry of gypsum. The stability of sulfate is determined by the magnitude of radius of the cation to which  $\text{SO}_4^{-2}$  is combined. The radius of  $\text{Ca}^{+2}$  is moderate. So, it may combine with  $\text{SO}_4^{-2}$  to form either a less stable anhydrite or a more stable gypsum. But gypsum is unstable at higher temperature.

#### The Determination of Salinity

The salinity determination proceeds with several gas-liquid inclusions of the specimen G-02 which contain more gas-liquid inclusions. Table 3 shows that the freezing point and salinity of the four inclusions are proximal and their average salinity is 7.5%.

The salinity is determined with the apparatus of the Geologic Institute of the Academy of Sciences of China and proceeded under the hearty help of comrade Xie Yihan.

In the freezing process, some ice blocks may occur first at the contact surface between the gas bubble and liquid phase. Sometimes, the gas bubble contracts quickly, and then the ice block formed at  $-50^{\circ}\text{C}$ . But no apparent changes in the other part of the liquid phase is observed. In temperature restoration, the ice blocks were liquified at the moment before freezing point was reached, and then spread to the surrounding. At the same time, the gas bubbles were restored instantaneously. Though the sites of the bubbles may be somewhat changed, the gas/liquid proportion is unchanged.

The refractive index of the gas phase within these inclusions, de-

Table 3

The Results of Salinity Determination of Gas-Liquid Inclusions  
in Gypsum Crystals

No. of inclusion	Freezing point (°C)	Salinity (%)	Shape of inclusion	Remarks
1	-4.2	7.0	Negative	At -50°C $\pm$ , the gas bubbles contracted and then ice blocks emerged at the site. No obvious change observed in the other part of the liquid phase until -130°C is reached. When the temperature was restored to -4.2°C, the ice blocks melted and spread to the surrounding and the gas bubbles restored at once
2	-4.05	8.0	Columnar	At -49°C, the gas bubble of the observed inclusion and that of another one in the sight suddenly contracted and ice blocks emerged in the site of gas bubbles. At -4.95°C the ice blocks melted and spread to the surrounding and gas bubbles restored at once
3	-7.4	11.5	Triangular	At -50°C, the gas bubble contracted suddenly and a banana shape ice block emerged. At -7.4°C, the ice block melted and the gas bubble restored at once
4	-6.2	9.5	Long tubular	At -55°C, the gas bubble contracted and ice blocks emerged at the two ends and no obvious change was observed in the other part of the liquid phase until -90°C. When the temperature was restored to -6.2°C, the ice blocks wholly melted and flowed to the surrounding and the gas bubble restored at once
Average		7.5		

terminated with the Becke Line, is lower than that of the liquid phase, and the latter is lower than that of the gypsum crystal. Therefore, the discrimination of the gas and liquid phases within the inclusion is reliable. In fact, it is probable that the liquid froze and expanded in volume, while the gas bubble was squeezed, and in its place the ice occurred (owing to the difference of refractive index, this place is easily observed), and not the gas bubble froze into ice blocks as mentioned above. The salinity determined is the salinity of the liquid phase. According to the fact that the gas bubble contracted at 49-55°C and then ice emerged, it seems to illustrate that the gas composition is probably CO<sub>2</sub>.

#### Chromatographic Analysis of the Gas Phase

In order to correctly interpret the origin of these abnormal gas-liquid inclusions, it is very important to determine whether the gas phase of the inclusions is CO<sub>2</sub>. For this, we selected 5 gypsum samples and entrusted engineer Jian Guiyu of the Third Institute of Beijing to undertake the chromatographic analysis. Fortunately, the first analysis (sample G-01) showed that CO<sub>2</sub> was contained in the crystal and no other gas was discovered. Though only one sample was analysed\*, the datum is quite plain and beyond doubt. The CO<sub>2</sub> content is very low (2ppm), because the gas-liquid inclusions in these crystals are very rare, especially in the sample G-01, which is highly transparent.

#### The Origin of the Gas-Liquid Inclusions in Gypsum

As formerly stated, the formation of these gypsum is related to the following reaction:



The equation shows that H<sub>2</sub>O and CO<sub>2</sub> will occur simultaneously with the formation of gypsum, and hence, may be captured by gypsum crystals as liquid and gas phases of the inclusions separately. This is similar to the origin of the gas-liquid inclusions in the stalactite and stalagmite. They are products of chemical decomposition and contain CO<sub>2</sub>. In proving whether the above inference is correct, the crux is to detect whether the gas bubbles in the inclusions of these crystals are CO<sub>2</sub>. As stated above, this has been preliminarily proved by the chromatographic analysis of the gas phase. Before analysing, the sample had been preheated to remove the possible adhered gases. So, the CO<sub>2</sub> analysed cannot be adhered from the air. The common CO<sub>2</sub> inclusions formed under pressure greater than 60 atm. will be liquified below its critical temperature, while those formed under normal condition, as those

---

\* Only one sample was analysed temporarily at the moment, because gypsum crystal has a lot of crystallization water, it is necessary for readjustment of the instrument for a long time after every analysis.

found in stalactite and stalagmite, cannot be liquified. It is not strange that no hydration product of  $\text{CO}_2$  is formed when they are quenched to  $+10^\circ\text{C}$ , because one of the prerequisite conditions of the formation of hydration product of  $\text{CO}_2$  and  $\text{H}_2\text{O}$  at  $10^\circ\text{C}$  is that the pressure must be larger than 45 atm.

Owing to the development of cleavages in gypsum and the greater solubility of the mineral, it is natural to imagine if the abnormal nature of these inclusions originated from the loss or addition of fluid after the inclusions were closed, or the gas bubbles occurred due to the dissolving of the inclusion wall by water solution after they had been formed. The following facts will rule out all these possibilities.

In examination, the temperature of these inclusions were lowered and elevated repeatedly, reaching a temperature difference of  $80\text{-}160^\circ\text{C}$ , and the gas bubbles restored at once, after they were restored to the normal temperature. Though the site of gas bubble in inclusion may be changed a little, the proportion of gas to liquid is always unchanged. This fact cannot be explained by the loss or addition of fluid. Secondly, if the gas bubble in inclusion is originated from dissolution, as stated above, the inclusion wall would be corroded and winded. But the observation of a great deal of inclusions under high magnifying microscope shows that nearly all the inclusion walls are rather smooth and unattacked. In addition, the difference of the proportion of gas to liquid of the adjacent inclusions within the same zone of crystal growth is very large (as shown in Figure 10 and Table 2). This can also be not explained by the corrosion theory. Furthermore, if the gas bubbles were originated from corrosion, the inclusions at the intersection of two or more sets of cleavages would be more heavily corroded. But no sign of this sort of corrosion was observed. As stated above, the chromatographic analysis of the gas phase has already ruled out the possibility of air origin of the gas bubbles. Data in Table 2 show that the gas bubbles cannot be of water vapor. Otherwise, they should conform to the Ingerson graph.

In short, all the data and phenomena indicate that the bubbles in gas-liquid inclusions are  $\text{CO}_2$  in composition. The theory that these abnormal inclusions originated from chemical decomposition is reasonable.

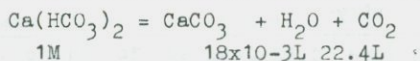
By the way, the discovery and the study of origin of the gas-liquid inclusions in stalactite and stalagmite have been described in other papers and the book "Inclusion Mineralogy" written by the author. After the discovery of these abnormal inclusions in 1977, the author discussed that their occurrence is related to the following reactions:



and he considered that the liquid and gas phases are  $\text{H}_2\text{O}$  and  $\text{CO}_2$  separately, and are typical abnormal inclusions originated from the chemi-

cal decomposition. Afterwards, the gas bubbles have been confirmed to be  $\text{CO}_2$  by the qualitative analysis with  $\text{Ba}(\text{OH})_2$  reaction method. Recently, they were further confirmed to be  $\text{CO}_2$ , or principally  $\text{CO}_2$ , with chromatographic quantitative analysis of the gas phase (determined by Zhou Xinghan, Geologic Academy of China).

Someone suspects that the gas bubble in gas-liquid inclusion in stalactite and stalagmite is air, or principally air. But all the qualitative and quantitative analyses stated above, confirmed that the gas phase is  $\text{CO}_2$ , or principally  $\text{CO}_2^*$  and the quantitative analysis confirmed that the liquid phase is water solution. Is it possible that these inclusions were originally monophasic liquid ( $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ ) when they were formed, and afterwards, dissociated into two phases? This is not quite possible. If so, each of them should be dissociated, because they were formed under a similar condition. In fact, in addition to the abnormal gas-liquid inclusions, there is a great deal of indissociated monophasic liquid inclusions in these minerals. Secondly, if they were originally monophasic and dissociated afterwards, the percentage content of the gas phase in all the gas-liquid inclusions formed simultaneously should be similar and conform to the results calculated from the decomposition equation of  $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ . The proximal calculation in accordance with the standard condition is as follows:



The percentage content of gas phase in inclusion

$$= \frac{22.4 \text{ L}}{22.4\text{L} + 18 \times 10^{-3}\text{L}} = 99.9\%$$

But the actual observation and measured results of the percentage content of gas phase show a rather large difference and much smaller than the above calculated value (99.9%). This indicates that these inclusions are not enclosed as a monophasic, but are captured as a heterogeneous fluid under decomposition and the percentage content of gas phase was originally indefinite.

The abnormal gas-liquid inclusions in gypsum differ from those in stalactite and stalagmite in the smaller proportion of the gas-liquid inclusion in regard to the monophasic liquid inclusions. The reason of the difference is not very clear yet, and deserves to be further studied whether the stalactite and stalagmite underwent a colloidal solution stage, during which the gases, e.g.  $\text{CO}_2$ , are easily absorbed or captured. In addition, it may also relate to the following factors:  $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$  is highly soluble and is concentrated in the ground water of the limestone region. So, the formation of stalactite and stalag-

\* Table 4 shows that all the four samples studied contain  $\text{CO}_2$  as the main gas content and only one of them contains air obviously but subordinate to  $\text{CO}_2$ .

Table 4

Quantitative analysis of H<sub>2</sub>O and gas phases of gas-liquid inclusions in stalactite and stalagmite

No	Mine- ral	Produ- cing area	Analytic results (mg/kg specimen)							Remarks
			H <sub>2</sub> O	CO <sub>2</sub>	N <sub>2</sub>	H <sub>2</sub>	O <sub>2</sub>	CH <sub>4</sub>	CO	
1	Stalac- tite	Reed- Flute Cave, Kwelin	280.00	33.20	21.60	1.66	3.35	-	-	Sample from the edge of thick stalactite body
2	Same	Same	509.00	28.90	16.40	0.95	mic- roqu- anti- ty	-	-	Sample is idem, but it is from the place, which is near the cen- ter of stalacti- te body
3	Stalag- mite	Jiashan Hill, Kwellin	80.30	55.90	Micro- quan- tity	0.90	-	-	-	
4	Same	Reet- Flute, Kwelin	654.00	38.00	9.32	0.52	-	-	-	

mite is very quick and the CO<sub>2</sub> generated is easily captured in the inclusion during the formation the former two. Furthermore, because these crystals were quickly formed, the shape and arrangement of their inclusions are very irregular. But the formation of gypsum is very slow, because the production of H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> through oxidation of sulphides is very slow, and so, the concentration of H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> in ground water is perhaps very small. Owing to the slowness of the growth of gypsum crystals, the shape and arrangement of the inclusions are rather regular. Perhaps it is the same reason which makes the CO<sub>2</sub> occurred in association with the formation of gypsum, being wholly dissociated and escaped in an ample time. So, the inclusions of gypsum are mostly mono-phase liquid, and the gas-liquid inclusions containing CO<sub>2</sub> are rare.

#### Conclusions

1. The gas-liquid inclusions studied, in fact, are some typical anomalous inclusions. Therefore the temperature and salinity etc. from these inclusions are pseudo-informations, and they can not be used as codes for translating the ore-forming process.
2. These gypsa are the products of the oxidation zone of sulphuri-

zed ore deposit. They were formed under the ordinary temperature and pressure. There are a lot of monophasic liquid inclusions. It is clearly shown that these great crystals were from cold water solution.

3. In genesis these anomalous gas-liquid inclusions are similar to those in stalactite and stalagmite. They probably were from the following reaction during these minerals formation:

$H_2SO_4 + CaCO_3 + 2H_2O \rightarrow CaSO_4 \cdot 2H_2O + H_2O + CO_2$ . The liquid phase of these inclusions is water solution ( $H_2O$ ), the bubble is  $CO_2$  gas (positive identification has been made by chemical analysis).

4. The study hints that maybe there are some other anomalous gas-liquid inclusions from chemical decomposition. Perhaps, we can discover some other inclusions formed by chemical decomposition, if there is an appearance of  $H_2O$  and  $CO_2$  (or other gases) during crystal formation.

This study is performed under the energetic support of the directors of our university and the comrades of several units. The author is especially indebted to the hearty help of the geologists Guo Wenpo of the Metallurgical Geological Prospecting Co. of Guizhou, Li Qhiwang of the Antimony Mine, Jiang Guiyu of the Third Institute of Beijing, Xie Yihan of the Geologic Institute of the Academy of Sciences of China, Wei Jiaxiou of the Institute of Mineral Deposits of the Academy of Geologic Science of China and the colleagues, Liu Zhengguo, Yuan Huaiyu, and Chen Xilian of our university.

#### R e f e r e n c e s

1. He Zhili. Discovery and Genesis of Gas-Liquid Inclusions in Stalactite and Stalagmite.-J. of Beijing University of Iron and Steel Technology, 1979, № 1.
2. He Zhili. On Classification of Mineral Inclusion and Its Significance - A New Project of the Classification of Mineral Inclusion. Mineral deposits, 1982, № 2.
3. He Zhili. Inclusion Mineralogy, 1982.
4. Ермаков Н.П. Геохимические системы включений в минералах. М., 1972.

НЕКОТОРЫЕ ВОЗМОЖНОСТИ ТЕРМОБАРОГЕОХИМИИ ПРИМЕНИТЕЛЬНО К ПРОБЛЕМАМ  
ОЦЕНКИ И ПОИСКОВ КИМБЕРЛИТОВЫХ ТЕЛ

И.В. Попивняк, Н.И. Мязь, Ж.А. Симкив, С.И. Кондрахин, Б.Г. Демин,  
В.В. Левицкий, М.О. Ключас

Львовский государственный университет им. Ив. Франко; Восточно-Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья, г. Иркутск, СССР

Изучение кимберлитовых образований методами термобарогеохимии осуществляется в двух направлениях: первое - исследование мантийных минералообразующих сред по включениям в минералах-спутниках, и второе - выявление ореолов "пропаривания" во вмещающих породах вблизи кимберлитовых тел.

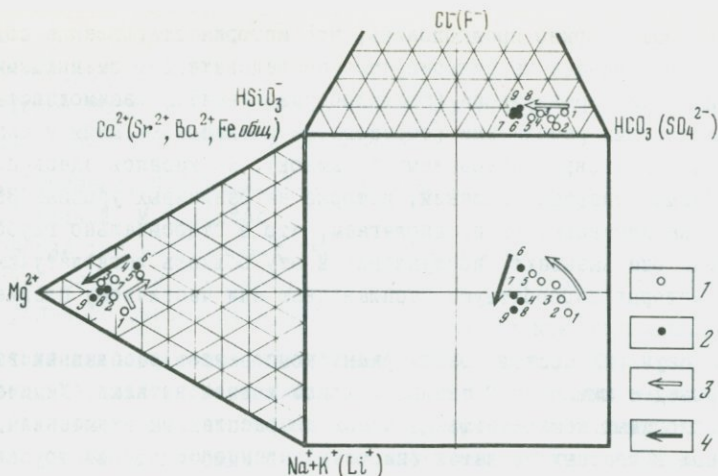
По первому направлению исследованы гранаты и оливины глубинных ксенолитов и ксенокристаллов из эталонных кимберлитовых трубок Якутии, рассматриваемые нами как реликты верхней мантии, претерпевшие воздействие неравновесного кимберлитового расплава, поэтому в основу генетической систематизации зерен граната положена степень их сохранности (совместно с реакционными каймами). В качестве дополнительных признаков использованы мощность реакционных кайм, окраска и морфологические особенности зерен. На основании указанных признаков выделены три генетических типа зерен граната: I тип - ненарушенные с реакционными каймами; II тип - зерна, которые совместно с родственными им реакционными каймами были существенно разрушены; III тип - зерна граната, содержащие первичную и вторичную каймы.

Характеристика расплавных включений, наблюдаемых в зернах различных типов, показана в таблице. В оливине наблюдаются включения, которые по генетическим признакам и фазовым соотношениям близки обнаруженным в гранатах. В гранатах и оливинах по заделанным трещинкам развиты две генерации вторичных включений: 1) раскристаллизованные и частично раскристаллизованные и 2) стекловатые. Во включениях первой генерации постоянно присутствуют кристаллические фазы, что свидетельствует об относительно длительном пребывании минерала-хозяина в глубинных условиях после первого акта импактного или иного трещинообразования. Присутствие в тех же зернах граната второй генерации вторичных стекловатых включений свидетельствует, что указанные минералы после повторного дробления в протоочаге были быстро вынесены в область относительно низких температур. Сам факт существования двух генераций вторичных включений в одном зерне граната может свидетельствовать о двух, как минимум, актах последовательного трещинообразования и заделывания расплавом. Судя по температурам гомогенизации, в ранних трещинках консервировался относительно более высокотемпературный (1250-1070<sup>0</sup>C) расплав по сравнению с более поздним (910-780<sup>0</sup>C). Учитывая

приведенное выше, можно предположить, что история становления современного облика граната характеризуется последовательно сменяющимися во времени этапами разрушения (трещинообразования) и взаимодействия с эпигенетическими расплавами (образование реакционных кайм и заполнение расплавом вновь образованных трещинок). Не касаясь здесь причины и механизма импактных явлений, которые на различных уровнях Земли могут быть неодинаковы, мы предполагаем, что в относительно глубоких частях Земли они вызывают поступление в эту область легколетучих компонентов, которые способствуют расплавлению или частичному плавлению вещества, слагающего эти участки.

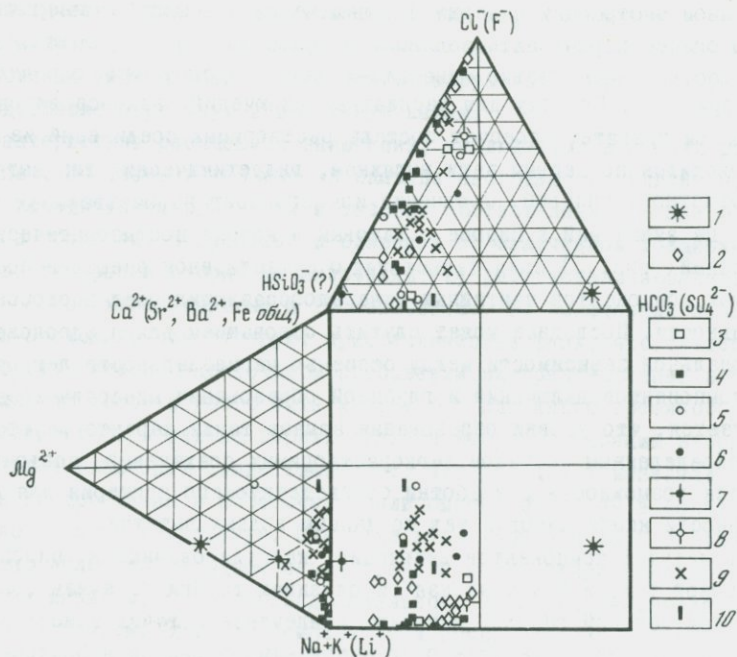
С целью изучения состава растворимых компонентов расплавных включений был проведен химический анализ вelloвой водной вытяжки. Химический состав растворимых компонентов изучался по расплавным включениям, капсулированным в красных гранатах (пиропсах) из кимберлитовой трубки "Сытканская". Было отобрано 33 г красного граната без посторонних примесей и засорений. Для экстрагирования растворимых соединений из включений в пиропе была применена методика получения водной вытяжки из кварца, принятая во Львовском университете [4]. Наиболее интенсивно экстракция происходила в процессе первых пяти промывок. Резкое понижение этой интенсивности после пятого залива, по-нашему мнению, обусловлено полным растворением содержимого включений (рис. 1). Обращает на себя внимание непрямолинейное протекание процесса экстракции, направление которого меняется после пятой промывки. Это может свидетельствовать об одновременной экстракции содержимого включений и вещества минерала-хозяина в процессе первых пяти заливок. В дальнейшем состав вытяжек определяется растворением только минерала-хозяина, представляя определенный фон растворимости. Поэтому для расплавных включений, законсервированных в красном гранате, пересчет состава растворимых соединений из включений проводился по первым пяти вытяжкам, гидрохимический тип вытяжки гидрокарбонатно-магниевый. Сравнение ионного состава растворимых компонентов из включений в пиропе с таковым в кварце постмагматических месторождений (рис. 2) свидетельствует о существенном смещении состава растворимых компонентов мантийных минералообразующих сред в сторону магниезильности. Последнее может служить основанием для предположения о функциональной зависимости между степенью магниезильности легкорастворимых компонентов включений и глубиной образования минерала-хозяина. Предполагается, что уровни образования алмаза также характеризуются весьма определенным составом легкорастворимых соединений, поэтому не исключается возможность разработки соответствующего критерия для оценки глубинности кимберлитовых тел по данным водных вытяжек.

Состав летучих компонентов включений, капсулированных в пиропсах кимберлитовой трубки "Сытканская" и оливинах трубки "Удачная", определен методом вelloвой газовой вытяжки. Извлечение летучих и исследование состава газовой осуществлено по методикам, принятым в Восточно-Си-



Р и с. 1. Особенности изменения состава водных вытяжек из граната в процессе 9-кратной экстракции

1 - суммарный состав водной вытяжки (результат растворения содержащего включений и граната); 2 - состав водной вытяжки (результат растворения граната); 3 - направление смещения фигуративной точки суммарного состава водной вытяжки; 4 - направление смещения фигуративной точки состава водной вытяжки после полного растворения содержащего включений



бирском научно-исследовательском институте геологии, геофизики и минерального сырья [1]. В исследуемых минералах установлены  $N_2$ ;  $H_2$ ;  $O_2$ ;  $CO_2$ ;  $CH_4$  и широкая гамма углеводородов, среди которых доминируют алканы и алкены. В составе летучих ведущая роль принадлежит азоту, что согласуется с данными В.С.Соболева. В целом составы летучих компонентов расплавленных включений из оранжевого и красного пиропов трубки "Сытыканская" и оливково-зеленого оливина трубки "Удачная" сопоставимы с результатами вытяжек из фиолетового пироба трубки "Мир" и алмазов [3]. Гомологический ряд углеводородов, установленный нами в составе расплавленных включений, в ксенокристаллах оливинов и гранатов из кимберлитов, обнаруживает сходство с групповым составом углеводородов магматических газов Толбачика, но в отличие от них характеризуется более высоким (в 2-10 раз) содержанием  $C_6H_{14}$  и отсутствием  $C_4H_{10}$ . Обращает на себя внимание отсутствие  $CO_2$  во включениях из оранжевого пироба, а также относительно низкое содержание  $N_2$  во включениях в светло-зеленом оливине. По замеренным количествам летучих компонентов определены соотношения числа атомов C : N : O : H, при этом N, O, H отнесены к углероду в связи с очевидной целесообразностью выявления оптимальных их соотношений, характеризующих условия кристаллизации алмаза. Эти соотношения весьма показательны и свидетельствуют о близости флюидного режима при кристаллизации красного и оранжевого пиропов, оливково-зеленого оливина и алмаза [5]. Отмечается последовательное увеличение числа атомов N, O, H по отношению к углероду в ряде оранжевый пироп - красный пироп - оливково-зеленый оливин - светло-зеленый оливин. Соответственно увеличивается отношение C/N в 40 раз, C/H в 400 раз и C/O еще на порядок выше. По мнению авторов, соотношение C : N : O : H является важнейшим геохимическим показателем физико-химических условий минералообразования в верхней мантии. В оранжевом пиропе в составе углеводородов концентрация метана в два раза выше, чем в красном, в то время как в последнем доминируют гомологи метана, до пентана включительно. В светло-зеленом оливине, по сравнению с оливково-зеленым, в составе углеводородов преобладают  $C_1$ ,  $C_2$ ,  $H-C_5$ , а изо- $C_5$  и  $C_6$  находятся в подчиненном количестве. Наличие в составе углеводородов пентана и бутана свидетельствует о присутствии жидких углеводородов в составе включений. Изложенное позволяет предположить, что  $N_2$  и углеводороды играют важную роль в процессах минералообразования в верхней мантии. Азот, по-видимому, мог являться катализатором, а углеводороды - исто-

Р и с. 2. Сравнительная характеристика состава водных вытяжек из граната и кварцев различных постмагматических месторождений

I - гранат (тр. Сытыканская); кварц постмагматических месторождений (редкометалльных): 2 - Казахстан, 3 - Монголия; золоторудных: 4 - Сев. Бурятия, 5 - Вост. Забайкалье, 6 - Вост. Саяны, 7 - СВ СССР, 8 - Е. Кавказ; полиметаллических: 9 - Сев. Кавказ; сурьмяно-ртутных: 10 - Ср. Азия

## Характеристика включений маточного расплава в гранатах

Тип зерен	Генетический тип включений	Агрегатное состояние	Фазовый состав, %	Температура, °C	Характер распределения включений в зернах граната
I	Первичные взорванные(дочерние)	Газово-стекловатые	Газ до 3 Стекло > 97	820-780	По трещинкам разрыва вблизи основной вакуоли
	Вторичные	Частично раскристаллизованные	Газ до 5.Стекло до 85. Раскристаллизованный агрегат до 75	1280-1230	По залеченным трещинкам вблизи реакционных кайм
	" "	Раскристаллизованные	Газ до 5.Раскристаллизованная масса > 95	1280-1250	По залеченным трещинкам вблизи реакционных кайм
II	Первичные взорванные(дочерние)	Газово-стекловатые	Газ до 4. Стекло > 96	810	По трещинкам разрыва в ореоле основной вакуоли
	Вторичные	Частично раскристаллизованные	Газ до 5.Стекло до 35. Раскристаллизованный агрегат > 80	Не установлена	По залеченным трещинкам в периферических частях зерен
	" "	Раскристаллизованные	Газ до 5.Раскристаллизованный агрегат > 95	1240-1230	По залеченным трещинкам в периферических частях зерен
III	Первичные взорванные(дочерние)	Газово-стекловатые	Газ до 4.Стекло > 96	830-780	По трещинкам разрывов в ореоле основной вакуоли
	Вторичные	Частично раскристаллизованные	Газ до 5.Стекло до 60 Раскристаллизованный агрегат > 35	1260-1070	По залеченным трещинкам в периферических частях зерен
	То же	Газово-стекловатые	Газ до 6. Стекло > 94	910-840	По залеченным трещинкам вблизи реакционных кайм в виде "вееров"
	" "	Раскристаллизованные	Газ до 5.Раскристаллизованный агрегат > 95	Не установлена	По залеченным трещинкам

чиком углерода при образовании алмаза. В связи с этим дальнейшие исследования целесообразно направить на определение химического и изотопного состава летучих компонентов минералообразующих сред, так как близость химического состава летучих компонентов и соотношения важнейших их элементов (C:N:O:H) во включениях пиропов, оливинов и алмаза показывает, что газовая фаза включений в минералах-спутниках может быть использована как критерий при поисках и оценке кимберлитовых диатрем.

По второму направлению методом декрептосъемки выявлены особенности "пропаривания" вмещающих пород в зоне контакта с кимберлитовыми телами. Исследованное эталонное рудное тело локализовано в силурийских известняках, характеризующихся в пределах всей площади однородностью литологического состава (каждая проба, подвергавшаяся декрептоанализу, изучалась в шлифах). Фоновое значение декрептоактивности определено графически по кумулятивной кривой, построенной на вероятностном трафарете Разумовского [27], на основании накопленных частостей и равняется 240-260 импульсам. Пробы отбирались на глубине 8 м гипсометрически ниже контакта известняков с треппами, тепловое влияние которых распространялось до глубин 0,5-3,0 м. Изучение изменчивости декрептоактивности вмещающих пород по laterали проводилось в направлениях, перпендикулярных контактам с кимберлитовыми телами. Установлены три зоны, резко отличающиеся степенью декрептоактивности.

Зона I характеризуется декрептоактивностью, немного превышающей фоновую - 300-400, реже больше импульсов. Она располагается непосредственно у контакта с рудным телом. Ее мощность в приповерхностной области не превышает 2-3 м, с глубиной постепенно увеличивается и на уровне глубин порядка 200 м достигает 12-15 м. На основании повышенной декрептоактивности пород в высокотемпературном диапазоне можно предположить, что образование этой зоны связано со скрытыми процессами закалки.

Зона II характеризуется аномально низкой декрептоактивностью. Резкое снижение декрептоактивности наблюдается на переходе от зоны I к зоне II. Мощность зоны в приповерхностных частях колеблется от 5 до 8 м. Возрастая на глубину он достигает 40-50 м на уровне 200 м от кровли известняков. По нашему предположению аномально низкая декрептоактивность известняков в этой зоне обусловлена процессами термального и динамометаморфизма. В частности, она может рассматриваться как зона повышенного уплотнения пород, которое в процессе становления рудного тела привело к разрушению существовавших включений. Естественно, что в участке уплотнения летучие компоненты попадали частично или не попадали.

Зона III - зона высокой декрептоактивности пород 600-650 и более импульсов - рассматривается нами как собственно ореол "пропаривания", а постепенное понижение температуры начала и конца декрептоэффекта

в направлении от кимберлитового тела свидетельствует о связи ореола "пропаривания" со становлением рудного тела.

Площадь ореола "пропаривания" пород вблизи эталонного рудного тела приближается к двум условным его радиусам. Очевидна целесообразность выявления таких ореолов, так как при соотношении условного радиуса трубки к условному радиусу ореола "пропаривания", равного всего лишь 1:2 или 1:3, площадь ореола будет в 4 или 9 раз больше площади трубки. Соответственно резко возрастает и эффективность поискового бурения в геологически закрытых районах.

Полученные результаты свидетельствуют о применимости методов термобарогеохимии в практике поисков и оценки кимберлитовых тел.

#### Л и т е р а т у р а

1. Демин Б.Г. Геохимия природных газов отложений венда и нижнего кембрия Иркутского амфитеатра. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Новосибирск, 1974. 25 с.
2. Инструкция по геохимическим методам поисков рудных месторождений. М.: Недра, 1965. 60 с.
3. Кравцов А.И., Войтов Г.И. и др. Газы (химический и изотопный состав) кимберлитовой трубки "Мир". - Докл. АН СССР, 1979, № 4, с. 950-952.
4. Мязь Н.И., Симков Ж.А. Методические разработки анализа водных вытяжек. - Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, ч. 104, № 2, с. 490-498.
5. Попивняк И.В., Демин Б.Г. и др. Новые данные о летучих компонентах мантийных минералообразующих сред. - Докл. АН СССР, 1980, т. 254, № 5, с. 1238-1241.
6. Попивняк И.В., Симков Ж.А. О растворимых компонентах мантийных минералообразующих сред. - Докл. АН СССР, 1981, т. 256, № 4, с. 966-969.

УДК 549.01:536.5:553.44

#### FLUID INCLUSION EXAMINATION OF THE POLYMETALLIC ORE DEPOSIT IN GYÖNGYÖSOROSZI (NORTHERN HUNGARY): THE AREAL LOCALIZATION OF ORE-FORMING FLUIDS AND ITS UTILIZATION IN FIELD RESEARCH

I. Gatter

Science Faculty of Eötvös Loránd University, Budapest, Hungary

#### Introduction

The application of fluid inclusion examinations in ore deposit research has become a method of routine. In addition to clarifying the genetic problems of certain deposits of disputed category ("metasomatic stratiform", "massive sulphide stratiform", porphyry copper) the method can be used in determining the geochemical ("fluid") control and outlining of prospective (or covered) areas [4, 15].

In solving the above tasks it is especially the decrepitation method that has been extensively used as it is suggested by data in scientific

literature. The technique can be successfully applied in the areal localization of various types of deposits, e.g. polymetallic [10], tinto-urmaline [15], gold [9], bismuth [12], mercury-artimony-arsenic [16], etc.

In addition to these, there are data on application in these processes of the much more labour consuming homogenization and cryoscopic method.

With the fluid inclusion testing method the temporal and areal changes of the PTX parameters, and the volumetric data of deposit-creating processes can be traced:

I. In time: the examination of the full succession of a given mineral paregenesis makes it possible to trace changes of fluid's parameters in time. Usually this is the aim of the "general" fluid inclusion tests of the different occurrences.

II. In space: it is more difficult to trace, but possible to detect in typically monoascendent deposits (pure fluorite-barite, optical quartz, etc.), or in the definite uniformly developed phases of polyascendent deposits.

a) Vertical Changes - its examination needs gradient determination. Especially  $T_h - T_d$  grad. determinations are widely used. Knowing the temperature interval of the formation of the raw material as well as the given Tgrad. the supposed vertical extension of the ore, etc. can be estimated [2].

b) Horizontal Changes - with the physicochemical data obtained it is possible to compile iso-line maps. Mostly  $T_d$  values are used for this purpose in case of polymetallic deposits [3], skarn deposits [17], pegmatite bodies [18], etc.  $T_h$  data can also be used to make similar maps. The areal changes of the concentration of inclusions make it easier, too, to localize deposits especially copper [13]. Some authors use isodensity maps to localize ore-bearing fluids [11].

On the basis of data in special literature the maximums of the above data-with great probability - coincide with raw material enrichment. Thus the maps are specially helpful in localizing mineral raw materials.

## 2. The Application of the Method

To trace the horizontal changes of ore-forming fluids inclusion tests were made of the surface outcrops of the polymetallic vein deposits of Gyöngyösoroszi (N.Hungary, Mátra Mountains), appearing in the central part of the caldera structure of the Miocene volcanic formation. The basis of the iso-line maps is the mathematical mean obtained from values rendered by a great number of earlier homogenization and cryoscopic measurements [6,7] /  $T_h \sim 700$ ,  $T_e \sim 200$ ,  $c \sim 200$ / at the sampling points.

Calculating the mean and deviation, data on maximum frequency of dispersion diagrams in the intervals under 50%-( $T_h$ ), as well as full  $T_e$  measurements were considered.

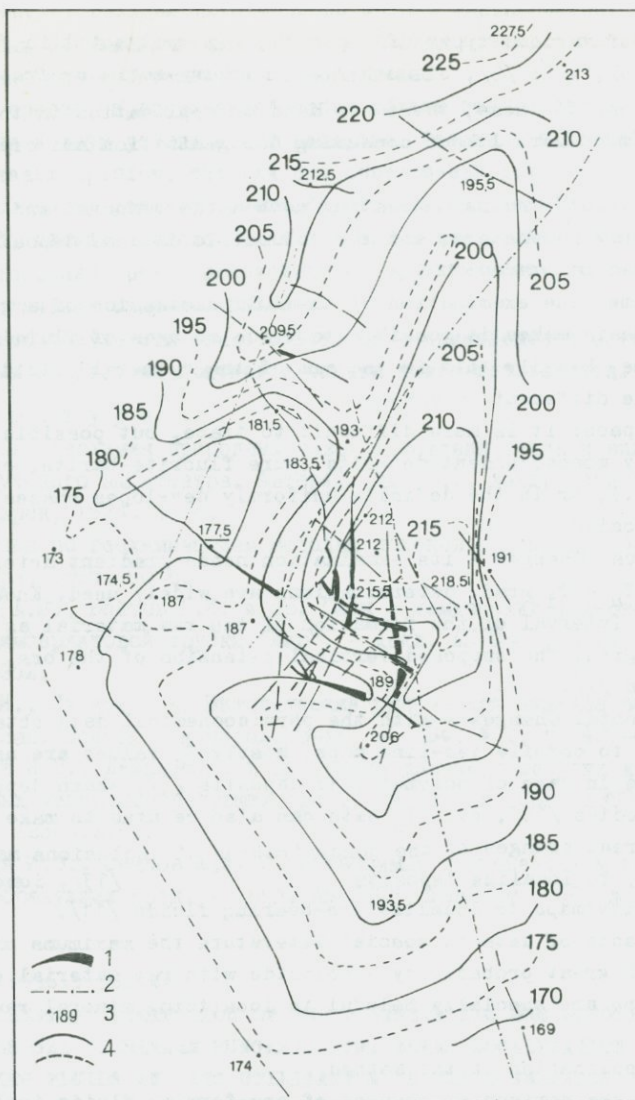


Fig. 1. General paleoisotherm map of the Gyöngyösroszsi mining district. Based on fluid-inclusion study of outcrops of polymetallic veins  
 1 - vein (outcrop); 2 - fault; 3 - measuring point; 4 - isotherms ( $T_h$ )

The deviation values of the 23-26 measuring points within roughly 25 square kilometers are usually small ( $T_h \pm 2-3^\circ\text{C}$ ,  $c \pm 0.7-1.0\%$ ), but on account of the higher deviation data of some measuring points the following gradations were used when making charts ( $T_h = 10^\circ\text{C}$ ,  $T_e = 2.5^\circ\text{C}$ ,  $c = 2\%$ ). As the present condition was being examined, changes in isoline runnings resulting from position of points related to each other and caused by tectonic effects were not indicated in the map.

Owing to the relatively small number of data the various tectonic blocks cannot be regarded as individual units. The tectonic reconnaissance of the area indicate that the lateral component of the main faults can be a maximum of 50 meters, this is negligible if the scale of the map is considered.

#### The Characteristics of Individual Maps

##### The $T_h$ Dispersion Map

Owing to a definite polyascendent character of occurrence,  $T_h$  values used in mapping can be assessed as the resulting from several heatflows. It is especially the values of the southern exposures of the area that show multimaximal dispersion. In accordance with detailed microscopic examinations primary-pseudosecondary inclusions show the value of the higher temperature maximum.

The areal dispersion of temperature is shown in Fig. 1, where two maximum can be easily seen. One is in the central part of the present mining area, the other is located in the north of it. The area ends in low temperature zones in the south and south-west, and north-east. But at the margins the temperature distribution is unreliable, since data on a large area are missing. The eastern delineation of the area is even more problematic: here, at present it is impossible to decide whether we have to do with local temperature changes or with a sudden temperature drop which, at the same time, makes delineation of the area easier. The northern temperature area is delineated only in southern direction.

##### The $T_e/T_1$ Dispersion Sketch Map

Owing to a higher dispersion rate of the data used sketch map contains only tentative information, it seems to be helpful in the areal localization hydrothermal rock alterations. The results of measurements give values of the eutectic point of the solution system containing predominantly Cl and they are supported by inclusion chemical analysis. According to the interpretation of the  $T_e$  the sketch shows the ratio of areal changes in cations of valencies one, respectively two ( $\text{NaCl-H}_2\text{O}$  ent. -  $21.1^\circ\text{C}$ ,  $\text{CaCl}_2\text{-H}_2\text{O}$  ent. -  $49.8^\circ\text{C}$ ).

The distribution of maxima shown in Fig. 2, is similar to that shown in the previous figure. The maximum of the central area remains open towards the east, the northern maximum towards the north-east. The local minimum values and the spread of the K-metasomatic formati-

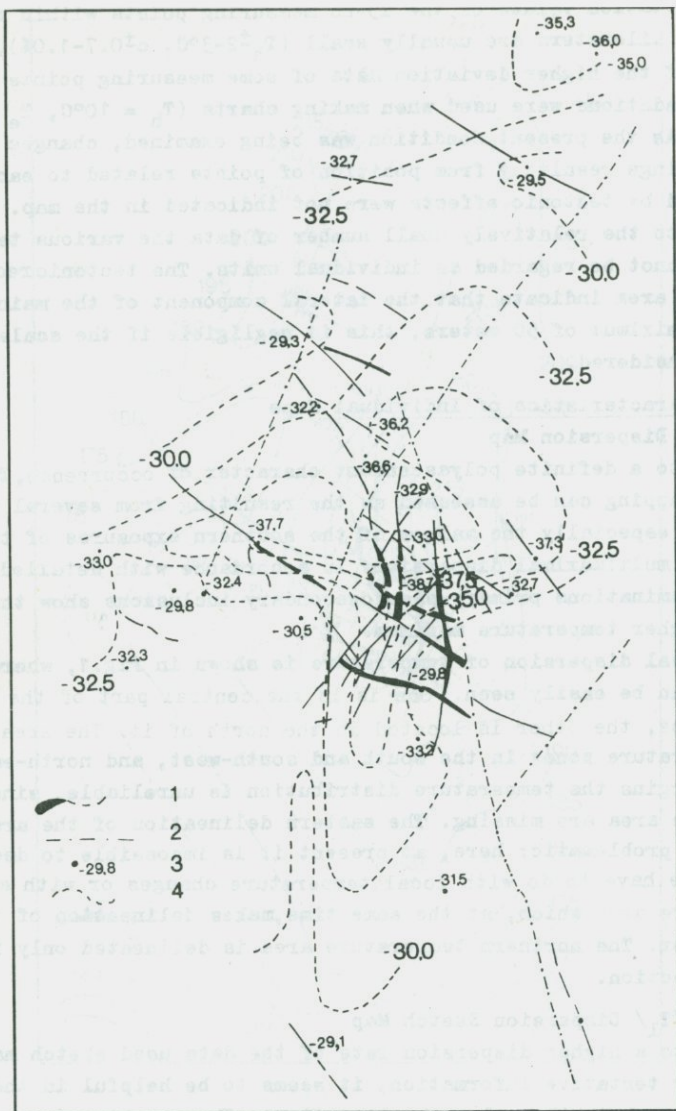


Fig. 2. Paleoisotherm sketch map of the Gyöngyösöröszki mining district. The isotherm stand for  $T_e$  - the eutectic temperature of the ore-bearing fluids as measured on the basis of fluid inclusion studies of the vein-outcrops  
 1 - vein (outcrop); 2 - fault; 3 - measuring point; 4 - isotherms ( $T_e$ )

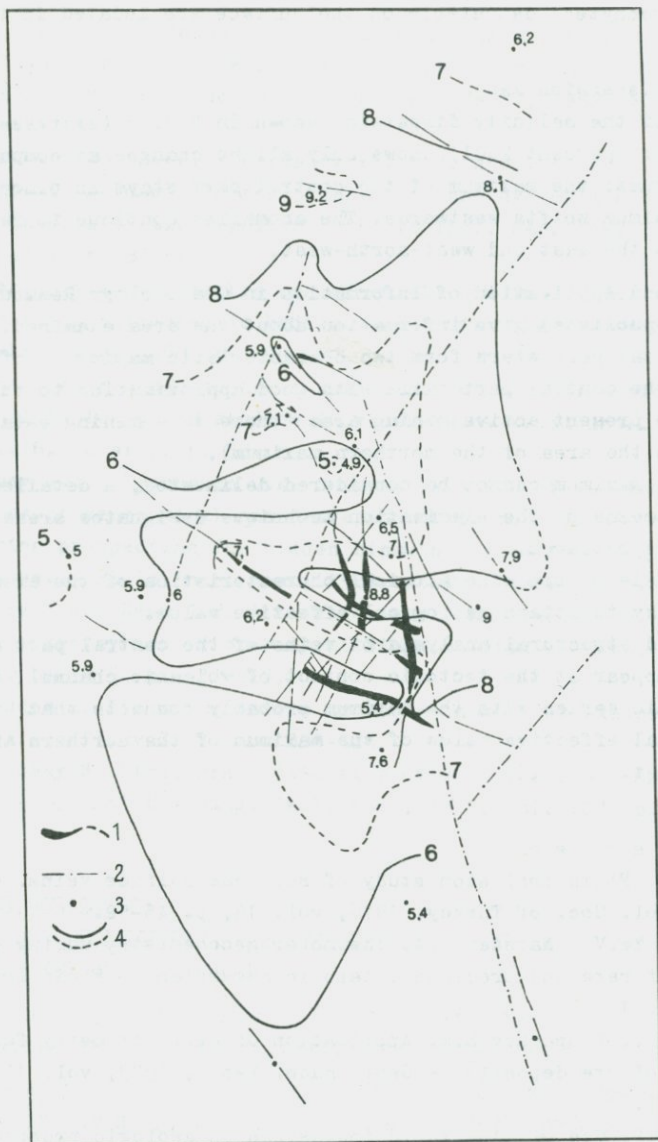


Fig. 3. General paleo-isoconcentration map of the Gyöngyösroszi mining district. Data calculated from freezing data of fluid inclusions of outcrops. (Concentrations are expressed in NaCl equivalent Wt.%)

1 - vein (outcrop); 2 - fault; 3 - measuring point; 4 - isoconcentrations (c)

ons ("Kalitrichyte") detectable on the surface are located in the same place.

#### The "c" Dispersion Map

The map of the salinity dispersion shown in Fig. 3 (expressed in equivalent wt. percent NaCl) shows only slight changes as compared to the former ones: the maximum of the central part stays in place, the northern maximum shifts westwards. The anomalies continue to remain open towards the east and west-north-west.

#### Summary and Application of Information in Ore Geology Reambulation

The maps published give information about the area examined. The physiochemical parameters form two characteristic maxima of these anomaly of the central part falls with good approximation to the main point of the present active mining area (there is a mining establishment also in the area of the northern maximum).

Since the maximum cannot be considered delineated, a detailed localization by means of the examination technique designates areas of potential ore research.

On the basis of ore mineralogical characteristics of the area [5] it is not easy to attach geological effective value.

A detailed structural analysis of veins of the central part shows that veins appear at the tectonic contact of volcanic channel, and stratovolcanic series with the maximum probably connects that. The geological effective value of the maximum of the northern area is unknown yet.

#### R e f e r e n c e s

1. Akinici Ö. Fluid inclusion study of Bulancak sulfide veins. - Bull. of the Geol. Soc. of Turkey, 1976, vol. 19, p. 45-52.
2. Bakhanova Ye.V., Narseev V.A. Thermobarogeochemistry during prospecting of rare and precious metals in Kazakhstan. - Fluid Incl. Res. 1977, vol. 10.
3. Demin Yu.I., Kropachev S.M. Application of decrepitemetry for prospecting of ore deposits. - Geol. Rudn. Mest., 1973, vol. 15, N 5, p. 120-122.
4. Ermakov N.P. Use of gas-liquid inclusions in geologic prospecting. - Fluid Incl. Res., 1973, vol. 6, (Abst.), p.43.
5. Félégyházi Zs. Ore deposits of the Matra Mountains. - In: Varga. Gy.: Geology of the Matra Mountains. Annals of the Hungarian Geological Institute, 1975, vol. LVIII, Fasc. 1, p. 354-408.
6. Gatter I. Fluid inclusion studies on the polymetallic Pb-Zn-Cu deposit at Gyöngyösoroszi, Northern Hungary. XII-th Carpatho-Balkan Geological Association, Bucarest, 1981a, p. 6.
7. Gatter I. Fluid Inclusion studies by homogenisation-cryoscopic me-

thods and its genetic interpretation of ore bearing materials from Gyöngyösoroszi. Unpubl. Rep. 1981b, p.28. (in Hungary).

8. Gatter I. Untersuchungen der fluiden Einschlüsse in den erzhaltigen Bildungen des West Matragebirges (Oberflächliche Indikationen) Annales Univ. Sci. Bud. R. Eötvös Sect. Geol., 1982, vol. XXII, p. 63-79.
  9. Korobeynikov A.F., Matsyushevskiy A.V. Application of methods of mineral thermometric for prospecting and evaluation of ore necks in endogenic gold deposits. - Fluid Incl. Res., 1973, vol. 6, (Abst.), p. 81-82.
  10. Kuznetsov A.G. Possible use of gas-liquid inclusions in prospecting for blind polymetallic bodies. - In: Min. Therm. and Bar, vol. 1, Nauka Press, 1968, p. 199-204.
  11. Lahiry A. Fluid mapping: a new method of mineral exploration based on fluid inclusion studies in minerals. - Fluid incl. Res., 1973, vol. 6. (Abst.), p. 88.
  12. Losev M.A., Lyashenko G.K. On possibilities of application of results of geochemical and decrepitolometric methods of investigation during prospecting for hidden bismuth bodies in a region in Uzbekistan. - Fluid Incl. Res., 1973, vol. 6. (Abst.), p. 94.
  13. Moore W.J., Nash J.T. Alteration and fluid inclusion studies of the porphyry copper orebody at Bingham, Utah. - Econ. Geol., 1974, vol. 69, N 5, p. 631-645.
  14. Roedder E. Fluid inclusions as tools in mineral exploration. - Econ. Geol., 1977, vol. 72, p. 503-525.
- Siklóssy S. Structural evaluation of Gyöngyösoroszi and its vicinity. - Bull. of the Hung. Geol. Soc., 1977, vol. 107, p. 348-357.

УДК 553.063:549.01

ГЕОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ОДНОГО ИЗ ПЕГМАТИТОВЫХ РУДНЫХ ПОЛЕЙ ПРОВИНЦИИ ФУ-ЦЕНЬ

Ли Чжаолин, Чжан Киньчжан, У Тичжи, О-Ян Чжунгун

Геологический факультет Нанкинского университета, Нанкин, КНР

Изучено поле редкоземельных иобий-танталовых пегматитов, в состав которых входят и другие редкие элементы: литий, рубидий и цезий. Пегматиты обладают характерной полосчатой структурой. Закономерности их расположения и генезис интересуют многих исследователей. В работе изложены результаты исследования по следующим вопросам: геологическая характеристика, структура рудного поля, типы пегматитов, разделение этапов минерализации, закономерности пространственного расположения пегматитов, геохимия редких элементов и определение температур минералообразования.

## Геологические особенности рудного поля

Региональное тектоническое положение. Изученное пегматитовое поле располагается в юго-восточной части одного складчатого поднятия, пояс оруденения представляет участок совмещения структуры системы Хуа-сян с меридиональной структурой, простирается в СВ направлении на 56 км и имеет ширину 8–10 км.

Стратиграфия. В районе обнажаются метаморфические образования Зап-Ойского яруса протерозоя и осадочные породы Липаского яруса нижней юры: первые представляют собой биотит-кварцевые сланцы с прослоями метаморфических песчаников ( $Zjn_2^a$ ), биотит-олигоклазовый гранулит с прослоями слюдястых сланцев ( $Zjn_2^b$ ), слюдясто-кварцевые сланцы ( $Zjn_2^c$ ), хлорит-жилбертитовые сланцы и гранулиты ( $Zjn_2^d$ ); последние несогласно залегают на протерозойских образованиях (рис. 1).

Тектоническая структура рудного поля характеризуется складчатостью ССВ простирания. Все рудное поле, рудные районы и рудные тела соответственно контролируются трехстепенно структурами 3-х порядков. Данный Синклиниорий является главной структурой, определяющей расположение рудного поля, синклинали а-а' и антиклинали в-в', с-с' - второстепенными, они контролируют распределение пегматитов в каждом районе, а третьестепенные антиклинали и синклинали управляют распределением рудных тел, чаще всего они концентрируются в осевых частях складок.

Рудные тела пересекаются разрывами с простираниями приблизительно СЮ, ССВ, СВ и ССЗ.

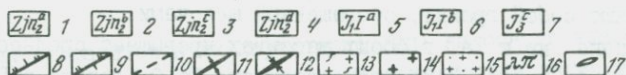
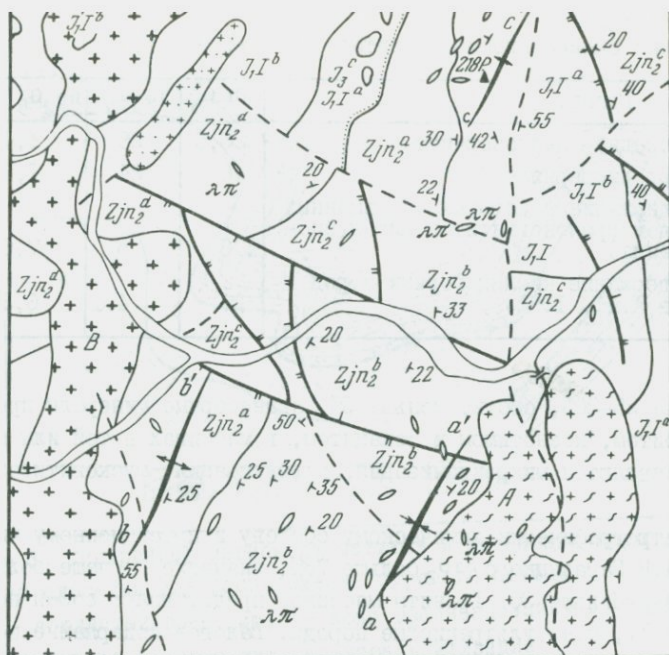
Граниты. Магматические процессы в районе характеризуются главным образом внедрением двух гранитовых массивов А и В, вытянутых в СЮ и ССВ направлениях, которые соответственно расположены на двух сторонах рудного поля.

Массив А представляет собой смешанный магматический массив, в основном сложенный гнейсовыми гранитами. Первая стадия внедрения ( $Y_1^1$ ) характеризуется среднезернистым гнейсовым гранитом; вторая стадия ( $Y_1^2$ ) мелкозернистым гнейсовым гранитом; третья стадия гранитовым и кварцевым порфирами. Между  $Y_1^1$  и  $Y_1^2$  наблюдаются контактовые соотношения.

Массив В сложен в основном средне- и крупнозернистыми гранитами. Между гранитом ранней стадии и вмещающими породами наблюдается контактовое отношение (рис. 2). Данный массив характеризуется четко выраженной фациальной изменчивостью, которая проявляется в смене от периферии к центру массива следующих разновидностей гранита: мелкозернистого гранита, среднезернистого гранита и крупнозернистого гранита. На поздней стадии наблюдаются интрузии мелкозернистого гранитового порфира.

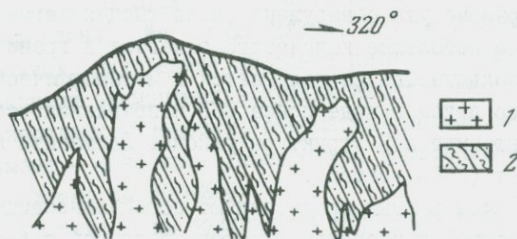
Выше рассмотренные массивы обладают следующими характеристиками.

1. Они представляют собой смешанные массивы, формирующиеся при многофазных интрузиях магмы. Минералогический состав их характерен следующими особенностями: калиевый полевой шпат превышает плагиоклаз,



1. Схематическая геологическая карта пегматитовых рудных месторождения Фу-Цзень

– метаморфические образования протерозоя; 5–7 – осадочные породо-го периода; 8 – сброс; 9 – надвиг; 10 – разрывные нарушения го характера; II – антиклиналь; I2 – синклиналь; I3 – массив А; массив В; I5 – гранодиорит, биотитовый гранит; I6 – штوك; I7 – т



2. Зарисовка интрузивного контакта массива В со вмещающими ми  
массив В; 2– слюдисто-кварцевый сланец

Таблица I

Содержание окисей ниобия и тантала в гранитах (в г/т)

Гранит	Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
Массив А, средне- мелкозернистый	28,5	20	1,43
Массив В, среднезернистый	40	24	1,66
Среднее содержание некоторых обогащенных ниобостанталом гранопегматитов Китая (биотитовый гранит)	38	5	7,6
Среднее содержание кислых горных пород (Виноградов А.П., 1962)	26	4,1	6,34

кварц больше 25–30%, биотит меньше 5%, аксессуарные минералы представлены колумбитом, ксенотимом и монацитом, в массивах в той или иной степени проявляются микроклинизация, альбитизация, мусковитизация и т.д.

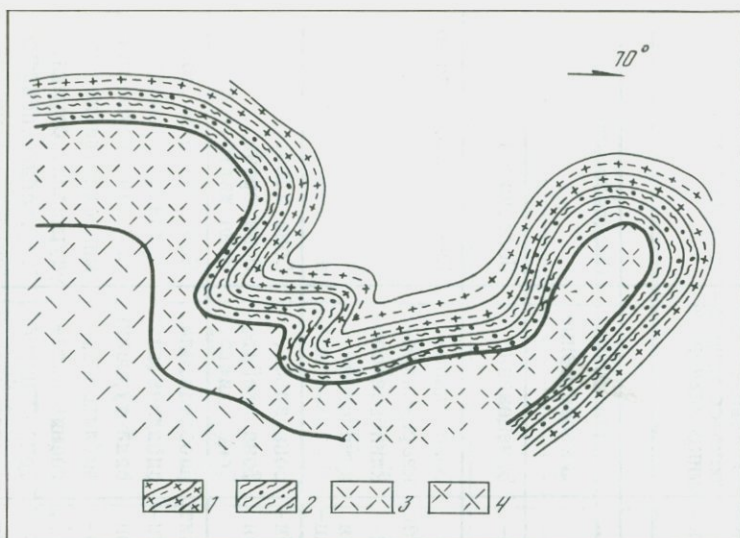
2. По петрографически химическому составу и проекционному числу, по методу А.Н.Заварицкого SiO<sub>2</sub> больше 73%, значение  $\sigma$  чаще больше 80, а значение  $\rho$  больше 30. Граниты массивов представляют собой перенасыщенные SiO<sub>2</sub>, т.е. ультракислые породы. Валовое содержание щелочей K<sub>2</sub>O + Na<sub>2</sub>O достигает 10% и больше, K<sub>2</sub>O часто больше, чем Na<sub>2</sub>O, породы представляют собой гранит, обогащенный щелочами.

3. Содержание Nb и Ta в обоих массивах превышает среднее значение их для кислых пород, особенно содержание Ta<sub>2</sub>O<sub>5</sub> больше в 5 раз по сравнению с последними и в 4 раза по сравнению со средними значениями для некоторых Nb – Ta – обогащенных гранитов в нашей стране, а отношение Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub>/Ta<sub>2</sub>O<sub>5</sub> ниже в 5 раз (табл. I). Благоприятными условиями для формирования редкометалльных пегматитов в данном районе является повышенное содержание Nb и Ta в гранитах.

#### Геологические особенности

В изученном районе уже обнаружено около тысячи пегматитовых жил, из которых только небольшое количество залегает в гранитных массивах, а значительное большинство располагается в метаморфических образованиях Зень-Ойского яруса в виде пояса ССВ направления, совпадающего с направлением тектонической структуры района. Пегматиты имеют возраст 254,3–361 млн. лет (K-Ar -метод).

Пегматитовые жилы района представляют собой линзовидные или пластовидные тела шириной в несколько метров, а длиной в десятки и первые сотни метров. В большинстве случаев они прослеживаются по направлению, согласному с простиранием сланцеватости вмещающих метаморфических пород (рис. 3). Только некоторые являются секущими по отношению к последним. Геологические особенности рудного месторождения рассматриваются ниже.



Р и с 3. Синхронные изгибы пегматитов и вмещающих пород. Зарисовка стенки площадки для расположения бурового станка

1- слюдястый гранулит; 2- зона грейзенизации; 3- зона интенсивной альбитизации; 4- зона жильбертитовальбитизации

Типы пегматитов и их характеристики: на основе классификации ряда исследователей [2,3] учитывая характеристики пегматитов района, по характеристике минеральных ассоциаций, степени развития процессов замещения и характеристике минерализации редких элементов пегматиты подразделяются на пять типов, геологические особенности которых выражены в табл.2.

Тип I. Биотит-микроклин-альбит- $Na$  - олигоклазовые пегматиты представляют собой гнездовые или линзовидные тела небольших размеров, располагающиеся внутри гранитных массивов А и В или в эндоконтакте и экзоконтакте их. Пегматиты с гранито-пегматитовой структурой, составлены из микроклина,  $Na$  - олигоклаза, кварца и биотита. Процесс замещения не развит. Внутреннее строение пегматитов данного типа простое. Главными редкими элементами в рудных жилах являются редкоземельные, а редкими минералами - монацит, занимающий первое место, ксенотим, циркон и колумбит - танталит. Температура гомогенизации включений в минералах достигает до  $400-200^{\circ}C$ .

Тип II. Мусковит -  $Na$  - олигоклаз - микроклиновые пегматиты, среди них некоторые содержат относительно много турмалина. Пегматиты данного типа представляют собой линзовидные тела небольших размеров, концентрирующиеся в метаморфических породах, залегающих вблизи гранитовых массивов. В пегматитах выделяются  $Na$  - олигоклаз-микроклиновая и кварц-слюдистая зоны. Рудные жилы с разномеристой структурой сложены

Таблица 2  
 Геохимические характеристики разных пегматитов

Тип пегматитов	I. Биотит-микроклин - Na-олигоклазового	II. Мусковит-Na-олигоклаз-микроклинового	III. Слабоальбитизировано-мусковит-микроклинового	IV. Альбитизировано-сподумен-микроклинового	V. Интенсивноальбитизированного	
I	2	3	4	5	6	
Характеристики морфологии рудных тел	Гнездообразные, мелколинзовые	Субпластовые линзообразные	Крупнолинзообразные	Субпластовые линзообразные	Субпластовые	
Внутреннее строение	Структура	Гранопегматитовая	Разнозернистая	Глыбовая полосчатая	Замещенная	Полосчатая
	Пегматитовый процесс	Зона биотит-микроклин-Na-олигоклазовая	Зона Na-олигоклаз-микроклиновая, глыбо-кварц-мусковитовая	Зона глыбо-микроклиновая, глыбо-кварц-мусковитовая	Зона глыбо-кварц-микроклиновая-сподуменная	Кварц-микроклиновая
	Процесс замещения		Слабожилб.-альбитизированная зона	Жилб.-альбитизированная	Зона альб., Зона грейз., Зона жилб.	Зона альб., Зона грейз., Зона жилб.-альб.
Минералы	Монацит, ортит, циркон, касситерит (ред.), ксенотим (ред.), колумбит (ред.)	Ксенотим, циркон, колумбит (ред.), циркон гафниеобогащенный (ред.), колумбит (ред.), касситерит (ред.)	Ниоботанталит, берилл, амблигонит, циркон гафниеобогащенный (ред.), рубидиеносный мусковит	Ниоботанталит, сподумен, литиевый турмалин, амблигонит, гафниеобогащенный циркон, танталоносный касситерит,	Ниоботанталит, танталоносный касситерит, манганоколумбит, микролит, литиевый турмалин, берилл, бертрацит, поллудит, ниоботанталитовый, рутил, протолитионит,	

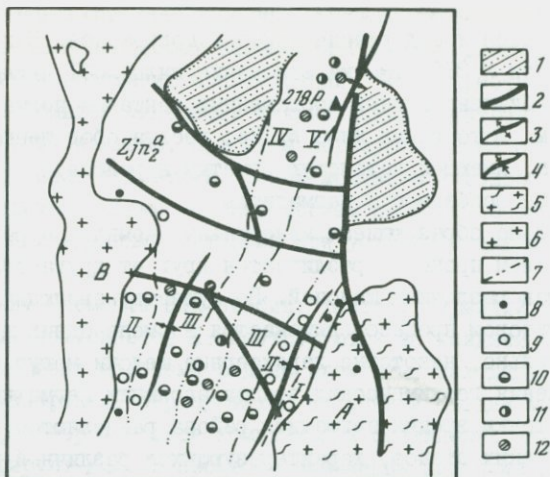
Акцессорные минералы	Магнетит, сфен	Турмалин, апатит, гранат	турмалин, флюорит, топаз, магнетит	Апатит, топаз, магнетит, пирит, халькопирит, лимонит, галенит, сфалерит, ортит, флюорит, пирролит	гафниеобогащенный циркон	
Типичные минералы	Монацит, Na-олигоклаз	Ксенотим, мусковит, Na-олигоклаз	Мусковит, крупнозернистый берилл, амблигонит, микроклин	Сподумен, ниоботанталит, амблигонит	Ниоботанталит, манганоколумбит, микролит, альбит	
Характерный элемент	Ca, Na	Ca-K-Na	K-Na	K-Na-Li	Na	
Минерализация	TR	Y, Nb	Nb(Ta), Be	Nb, Ta, Li	Ta	
Характер включения в минералах	Жидкая фаза	70-60%	75-60%	75-65%	75-70%	80-65%
	Газовая фаза	30-40%	25-40%	25-35%	25-30%	20-35%
	Температура гомогенизации, °C	400-200	340-300	270-180	260-200	220-180

мусковитом, кварцем, Na-олигоклазом, микроклином и турмалином, причем содержание микроклина больше, чем Na-олигоклаза. Слаборазвитый процесс замещения проявляется в замещении микроклина и Na-олигоклаза мелкозернистым альбитом в виде жил и развитии жильбертизации в отдельных местах. Главное место занимает минерализация ниобия и редкоземельных элементов. В состав редких минералов в основном входят колумбит, танталит, затем монацит, циркон. Температура гомогенизации включений в минералах достигает 240–300°C.

Тип III. Слабоальбитизированные мусковит-микроклиновые пегматиты располагаются вдали от гранитовых массивов в более широком пространстве и часто в виде больших линз. Типичным представителем в рудном месторождении № 218 является жила № 31. Пегматиты с глыбовой крупнозернистой структурой состоят из глыбовых кристаллов кварца, микроклина и мусковита. Наблюдается заметное проявление процесса кристаллизационной дифференциации, выраженное в разделении глыбовой кварц-микроклиновой зоны и кварц-мусковитовой зоны. Степень процесса жильбертизации и альбитизации обычно проявляется в верхней части пегматитовых тел. В рудных жилах развитая минерализация ниобия (тантала), бериллия и лития проявляется в образовании самостоятельных минералов, таких как крупнозернистые глыбовые колумбит-танталит, берилл и амблигонит. Температура гомогенизации включений в минералах достигает до 270–180°C.

Тип IV. Альбитизированные сподумен-микроклиновые пегматиты располагаются вдали от гранитовых массивов, главным образом в северо-восточной части района. Характерным представителем в рудном месторождении № 218 являются жилы № 2 и 6. Рудные тела обладают разнообразными формами и размерами. Морфологически они представлены линзами, жилами, пластообразными телами и т.п. Длина наибольших пегматитовых тел составляет сотни, а ширина десятки метров. Длина маленьких тел составляет только несколько метров. Пегматитовые жилы обладают полосчатой смешанной и разнозернистой структурой. Степень замещения интенсивная, проявляющаяся главным образом в альбитизации, грейзенизации и жильбертизации. Кварц обладает волнистым угасанием. Двойниковые пластинки альбитов и слоистый излом слюд обладают складчатыми формами, причем большинство их кристаллов характеризуются раздробленной структурой. Все это объясняется, очевидно, тем, что в процессе образования пегматитов имели место активные тектонические движения. Минерализация тантала (ниобия) и лития занимает главное место; последовательно образовались минералы: сподумен, амблигонит, колумбит танталит, касситеритсодержащий тантал и небольшое количество берилла. Температура гомогенизации включений достигает до 260–200°C.

Тип V. Сильно альбитизированные пегматиты принадлежат к танталобогатым пегматитам. Представителем являются жилы № 14 и 174. Пегматиты данного типа представляют собой обычно пластообразные тела, обладающие средне-мелкозернистой структурой и полосчатой текстурой. Они



Р и с. 4. Схема горизонтального расположения пегматитов. I-кварцевый песчаник, алевродит; 2-разрывные нарушения; 3-антиклиналь; 4-синклиналь; 5- массив А; 6- массив В; 7- границы пегматитовых зон; 8- биотит-микроклин-а - олигоклазовые пегматиты; 9- мусковит - Na- олигоклаз-микроклиновые пегматиты; 10- слабоальбитизированные мусковит-микроклиновые пегматиты; 11 - альбитизированные сподумен-микроклиновые пегматиты; 12- интенсивно-эльбитизированные пегматиты

обычно располагаются на более высоких гипсометрических уровнях. Первичные минералы сильно изменились под действием интенсивной альбитизации и остались только в виде отдельных реликтов. Иногда некоторые жилы почти совсем составлены из сахаровидного таблитчатого альбита и кварца. В состав редких элементов пегматитов входит главным образом тантал. Редкие минералы, как микролит, танталит и танталоносный касцитерит неравномерно располагаются в альбит-кварцевом комплексе. Температура гомогенизации включений достигает до  $200-180^{\circ}\text{C}$ .

Закономерность пространственного распределения пегматитов. Пространственное распределение пегматитов в разных районах мира обладает определенной закономерностью [2]. Для расположения пегматитов различного типа данного района между массивами А и В характерна субсимметричная зональность (рис. 4). По горизонтальному направлению она проявляется в изменении с удалением от массивов следующих характеристик.

- 1) Типы пегматитов переходят от простого к сложным (I-V).
  - 2) Степени замещения развиваются от слабой к интенсивной.
  - 3) Минерализация редких элементов последовательно идет следующим образом.
  - 4) Значение температуры минералообразования постепенно снижается.
- По вертикали с повышением гипсометрических уровней пегматиты ос-

ложняются, степень процесса замещения усиливается, степень минерализации увеличивается и содержание тантала повышается. Например, в рудном месторождении № 218 отметка заложения жилы № 31 является 500 м, а для сильноальбитизированных обогащенных танталом пегматитов (жила № 14) 630–730 м. В то время жила № 174, весьма обогащенная залегает на вершине горы, имеющей наивысшую отметку в районе.

#### Геохимические особенности пегматитов

Последовательно образующиеся минеральные комплексы разной генерации в пегматитовом процессе различаются друг от друга только входящим в их состав различными щелочей. По существу эволюция этих генераций в пегматитовом процессе выражается в смене одних щелочей другими. Следовательно, некоторые характерные щелочи могут служить критериями разделения геохимических этапов эволюции пегматитового процесса. С этой точки зрения пегматиты района разделяются на 2 стадии и ряд геохимических этапов, характеризующихся различной ролью тех или иных щелочей.

Стадия первичной кристаллизации характерна образованием крупнозернистых и пегматитоблоковых минералов в относительно замкнутой обстановке при медленном охлаждении остаточного расплава–раствора, обогащенного летучими компонентами, образующегося в поздней стадии процесса дифференциации гранитовой магмы и интрузирующего во вмещающих породах. Эволюция щелочей в пегматитах данного района на этой стадии идет по схеме:  $\text{Ca}$ ,  $\text{Na}-\text{K}-\text{Li}-\text{K}(\text{Si})$ . В связи с этим последовательно образуются следующие минеральные комплексы: крупнозернистый кварц–микроклин– $\text{Na}$  – олигоклазовый; блоковый кварц–микроклиновый; блоковый (крупнозернистый) кварц–мусковитовый. В соответствующих рудных зонах выделяются крупные кристаллы пластинчатого кодумбита, блоковый амблигонит, сподумен и крупнозернистый берилл и т.п.

Стадия метасоматоза представляет собой процесс замещения ранее выделившихся минералов гидротермальными растворами, образующимися на поздней стадии пегматитового процесса и обогащенными некоторыми щелочноземельными элементами, летучими компонентами и водой. Пегматиты данного района характеризуются широкоразвитым процессом замещения, который имеет важное значение для минерализации таких редких элементов как  $\text{Nb}$  и  $\text{Ta}$ . Особенно большую роль играют альбитизация и грейзенизация.

Минералы, образующиеся на этой стадии четко отличаются от первичных. Во времени между обоими стадиями четко выражен перерыв, проявляющийся в замещении ранних минералов поздними в виде сеточной жилы. При этом в пегматитах образуются замещеноостаточная, заливообразная, зернисто–кристаллобластическая и чешуйчато–кристаллобластическая структура. В процессе замещения эволюция щелочей идет по схеме  $\text{Na} \text{---} \text{K}(\text{Si}) \text{---} (\text{Li Na}) \text{---} \text{K}(\text{Rb})$ .

Развитие этапов на стадии первичной кристаллизации приводит к понижению концентрации  $\text{K}^+$  и относительному повышению  $\text{Na}^+$  в растворе,

причем перемещение  $\text{Na}^+$  из замещенных  $\text{Na}$ -олигоклазов и других натриевых минералов в процессах замещения (или под действием гидролиза) также приводит к повышению концентрации  $\text{Na}^+$  в растворе. При замещении раннеобразующихся минералов как микроклина натриевым раствором, выделяются альбит и кварц, при этом образуются зона альбита или сильноальбитизированные пегматиты. Такой механизм породообразования уже доказан экспериментальным моделированием процесса замещения микроклина на щелочами, приведенными авторами при условии повышенных давлений и температур [6].

Такие редкие элементы как ниобий, тантал, бериллий и олово с обогащением летучих компонентов концентрируются на поздней стадии. Кроме того, при замещении щелочами редкие элементы, находящиеся в изоморфной форме в минералах, образующихся на ранней стадии мобилизуются и переходят в раствор и в виде комплексных соединений как  $\text{Na}_2\text{NbF}_7$ ,  $\text{Na}_2\text{TaF}_7$  мигрируют [7]. В процессе замещения щелочами кальций, магний, железо и т.п., содержащиеся во вмещающих породах, могут переходить в раствор. При изменении температуры, давления и значения pH стабильность таких комплексных соединений разрушается, и образуются трудно растворимые соединения: колумбит, танталит, берилл и танталоносный касситерит, которые постепенно накапливаются, образуя рудные залежи. Таким образом, чем выше степень развития процесса альбитизации, тем больше содержание ниобия и тантала в пегматитах. Повышение содержания ниобия и тантала в жилах № 2,6, I4 и I74 района тесно связано с усилением процесса альбитизации. Следовательно, степень развития процесса альбитизации может служить индикатором на поиск пегматитов, обогащенных ниобием и танталом.

Преобразование натриевого раствора в калиевый в результате мобилизации калия из исходных породообразующих минералов в процессе альбитизации создало условия для процессов грейзенизации следующего этапа. В ниоботанталовых пегматитах в той или иной степени развитая грейзенизированная зона обычно находится в верхних частях рудных тел или на контакте с вмещающими породами, но предел ее расположения более ограниченный, чем альбитизированная зона. Грейзенизированная зона наблюдается только в пегматитах типа У. Например, такая зона в жиле № I4 растягивается мощностью около I метра. Минерализация в ней заметна. Главным образом выделяются такие танталообогащенные минералы, как микролит, танталит и т.п. Процесс грейзенизации больше обогащен танталом, чем процесс альбитизации. Отношение  $\text{Ta}_2\text{O}_5 / \text{Nb}_2\text{O}_5$  в 2,7- I,3 раза больше, чем в зоне альбитизации (табл.3).

С развитием процессов замещения происходит вытеснение лития из исходных литиевых минералов в раствор, а по трещинам и на контактах с вмещающими породами образуются агрегаты литиевых минералов поздней стадии таких, как пролотитонит, цинвальдит и т.п. На конечной стадии пегматитового процесса в результате концентрации калия и воды,

Таблица 3

№ жилы	Название зоны	Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub> / Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
2	Зона альбитизации	0,65
	Зона грейзенизации	I,8
6	Зона альбитизации	I
	Зона грейзенизации	I,3

иногда образуется зона жильбертизации, содержание лития и тантала в которой меньше, чем в зонах альбитизации и грейзенизации.

Геохимические особенности редких элементов в пегматитах

1. Ниобий и тантал. Геохимические особенности ниобия и тантала в пегматитах данного района выражены на рис. 5 и 6

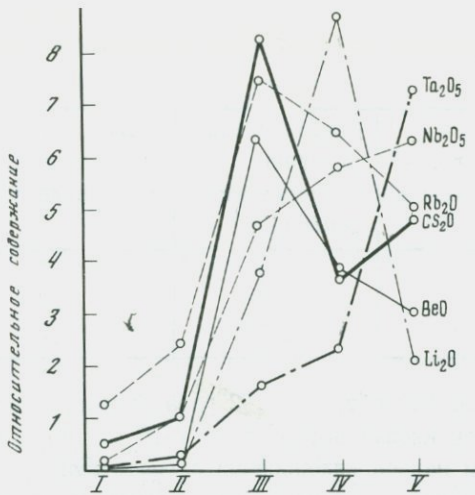
а) Содержание Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub> и Ta<sub>2</sub>O<sub>5</sub> в пегматитах разного типа соответственно варьирует 22-190 г/т и 20-800 г/т, в несколько десятков раз больше по сравнению с материнскими гранитами. Относительное содержание Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub> от типа I к типу У изменяется по схеме: ничтожно → I → 4,67 → 5,7 → 6,33; а для Ta<sub>2</sub>O<sub>5</sub>: ничтожно → 0,25 → 1,54 → 2,77 → 7,3. Следовательно, градиент повышения последнего больше, чем переднего. В пегматитах типа У Ta<sub>2</sub>O<sub>5</sub> повысило в 29 раз, а Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub> - в 6 раз. По пространственному распределению с удалением от гранитовых массивов содержание ниобия и тантала обладает тенденцией к повышению, но тантал увеличивается быстрее, чем ниобий. Так, богатые танталом пегматиты обычно располагаются, как правило, вдали от материнских пород и на более высоких гипсометрических уровнях.

б) Миграция и накопление ниобия и тантала в гранопегматитах тесно связаны с этапами эволюции пегматитового процесса, причем с раннего этапа к позднему содержание Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub> и Ta<sub>2</sub>O<sub>5</sub> увеличивается, а изменчивость ниобия не велика. Из рис. 6 видно, что содержание Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub> в пегматитах увеличивается на I раз при переходе процесса первичной кристаллизации в процесс метасоматоза (альбитизация и грейзенизация), а Ta<sub>2</sub>O<sub>5</sub> на 2-6 раз.

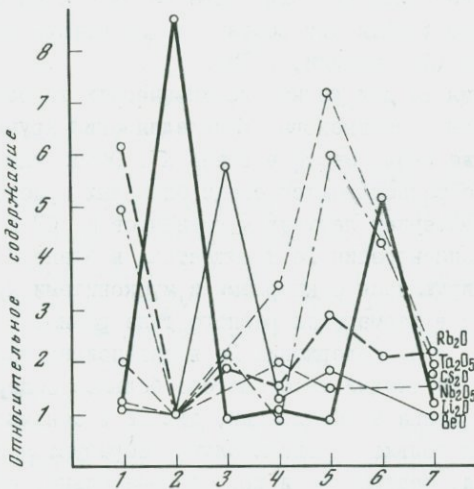
в) Отношение Ta<sub>2</sub>O<sub>5</sub> / Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub> увеличивается при эволюции простого пегматита к сложному, значение его от типа Ш (0,4-0,54) к типу IV (0,56-0,78) до типа У (1,74-2,72) увеличивается; от раннего геохимического этапа (0,67-0,33) до позднего (0,79-1,86) также увеличивается.

г) Содержание ниобия и тантала в мусковитах в пегматитах разного типа неодинаково. Отношение Ta<sub>2</sub>O<sub>5</sub> / Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub> от типа II к типу У увеличивается (табл.4), т.е. имеется одинаковая закономерность для мусковитов и для пегматитов. Таким образом, содержание ниобия и тантала в мусковитах может служить геохимическим индикатором на выяснение минерализации ниобия и тантала.

2. Бериллий. Содержание бериллия в пегматитах разного типа



Р и с. 5. Характер изменения относительного содержания редких элементов в разных пегматитах. I- биотит-микроклин- *Na*-олигоклазовые пегматиты; II- мусковит- *Na*-олигоклаз-микроклиновые пегматиты; III- слабоальбитизированные мусковит-микроклиновые пегматиты; IV - альбит-сподумен-микроклиновые пегматиты; V- интенсивно альбитизированные пегматиты



Р и с. 6. Характер изменения относительного содержания редких элементов в разных зонах. 1-зона блокового кварц-микроклина; 2- зона блокового кварц-сподумена; 3- зона блокового кварц-мусковита; 4- зона интенсивно альбитизированная; 5 - грейзенизированная; 6- протолитонитциновальдитизированная зона; 7- жильбертизированная зона

Таблица 4

Содержание окисей ниобия и тантала в мусковитах разных пегматитов (г/т)\*

Тип пегматитов	Мусковит - олигоклаз - микроклиновий	Слабоальбитизированный мусковит-микроклиновий	Альбитизированный сподумен-микроклиновий	Интенсивно-альбитизированный
$Nb_2O_5$	190	390	260	91
$Ta_2O_5$	15	54	57	208
$Ta_2O_5 \cdot Nb_2O_5$	0,079	0,14	0,22	2,8

изменяется от 10 до 960 г/т, в 2-192 раза больше по сравнению со средним содержанием кислых пород, и в 1-16 раз по сравнению с некоторыми зарубежными малобериллоносными пегматитами (10-57 г/т Be, [17]). Минерализация бериллия в районе в виде берилла в основном наблюдается в слабоальбитизированных мусковит-микроклиновых пегматитах, содержание BeO в которых обычно повышается на 2-6 раза в отличие от пегматитов других типов.

Геохимический показатель бериллия в пределах одного района свидетельствует о том, что, если сильное накопление бериллия происходит на стадии пегматитового процесса, то на стадии пневмато-гидротермального процесса наблюдается обратная картина. В противном случае, если отсутствует выделение большого количества Be на стадии пегматитового процесса, то может произойти его обогащение на стадии пневмато-гидротермального процесса (Ли Чжаолин, 1975).

Степень обогащения Be для разных геохимических типов образования пегматитов существенно неодинакова. Кристаллизация крупнозернисто-блоковых бериллов уже имела место в этапе  $K^+$ . Образующиеся при этом бериллы неравномерно располагаются среди блоковых кристаллов кварца и микроклинов. С повышением летучих компонентов F, OH и относительным увеличением  $SiO_2$  концентрация Be повышается, в этапе  $K(Si)$  выделяются крупные ассоциирующиеся с кварцами и мусковитами кристаллы берилла. Содержание Be в пегматитах разного типа разное, от типа III к типу V оно понижается, т.е. содержание Be в интенсивно замещенных пегматитах обедняется. На стадии метасоматоза большее содержание Be принадлежит пегматитам этапа альбитизации, где Be в основном изоморфной формы рассеивается и только в редком случае образуются самостоятельные минералы: берилл, бертрантит и др. Следовательно, концентрация Be в пегматитах района главным образом наблюдается в этапе  $K(Si)$ , а минерализация берилла по сравнению с ниобием и танталом имеет второстепенное значение.

\* По данным Нанкинской центральной лаборатории

Таблица 5

Содержание окисей лития в разных минералах, %\*

Назва- ние мин.	Споду- мен	Амбли- гонит	Прото- литии-	Лильбер- тит	Муско- вит	Берилл	Микро- клин	Аль- бит	Кварц
	6,24	4,25	1,875	1,41	0,101	0,093	0,044	0,13	0,01

Л и т и й. Содержание  $\text{Li}_2\text{O}$  в пегматитах разного типа колеблется от 10–46500 г/т, т.е. разница между высоким и низким очень велика (см. рис. 5), в пегматитах типа IV в 15 раз больше, чем типа II и в 3 раза больше, чем типа V. Наименьшее содержание  $\text{Li}_2\text{O}$  ( $< 10$  г/т) характерно для этапа Na–Ca ранней стадии, в этапе K содержание  $> 100$  г/т и наблюдается локальное выделение амблигонита, наивысшее обогащение его наблюдается в этапе Li и достигает максимального значения – 46500 г/т, обычно 190–1740 г/т. При этом наблюдается выделение большого количества таких литиевых минералов, как сподумен, монтебразит и образование Nb–Ta обогащенных пегматитов. Содержание лития быстро понижается в процессе альбитизации и грейзенизации и в 10–38 раз меньше, чем в зоне кварц–сподумена, только в процессе протолитионизации, литиеносной турмалинизации оно заметно повышается. Но в результате того, что этап (Na) на поздней стадии ограничен, он редко обладает промышленным значением.

В пегматитах литий может в виде изоморфной формы рассеиваться в силикатных минералах. Наивысшее содержание лития (1,875%) наблюдается в протолитионите, а в других минералах, как микроклин, альбит, кварц и берилл оно низкое (табл. 5).

Р у б и д и й и ц е з и й. Они обладают одинаковым геохимическим характером. Характер изменения их содержания в пегматитах разного типа и в разных геохимических этапах пегматитового процесса очень близкий (см. рис. 5, 6). В типах III, IV и V содержание выше, чем в типах I и II. Отношение  $\text{Rb}_2\text{O}/\text{Cs}_2\text{O}$  от типа I к типу V понижается от 13 → 29 → 2,2 → 7,6 → 3,4. На поздней стадии при грейзенизации выделяется небольшое количество поллукита.

#### Генезис пегматитов

Пегматиты изученного района генетически тесно связаны с интрузией гранитовых массивов А и В. В пространстве по расположению массивов и пегматитов наблюдается определенная закономерность: массив – простой пегматит – сложный пегматит; с удалением от массивов температура гомогенизации включений в минералах постепенно понижается (см. табл. 2), а летучие компоненты постепенно увеличиваются повышенное содержание

\* По данным Нанкинской центральной лаборатории

**Nb** и **Ta** в массивах служит материальной основой для образования редкоземельных пегматитов.

Вышеотмеченное показывает, что от гранита до пегматитов наблюдается последовательная эволюция. Это позволяет считать граниты массивов материнскими породами для пегматитов района.

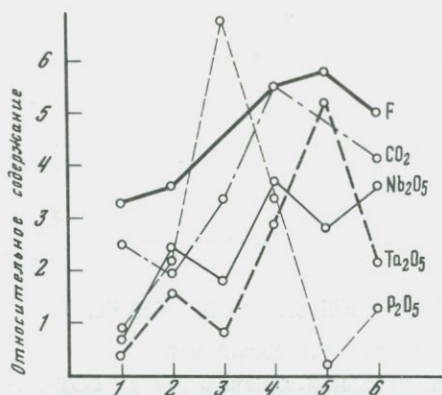
После интрузии гранитов пегматитовый расплав-раствор, образующийся на стадии поздней кристаллизационной дифференциации, внедряется по тектоническим трещинам; при этом с удалением от материнских пород в растворе увеличиваются компоненты, которые понижают вязкость расплав-раствора и температуру кристаллизации, а силикаты превращаются в легкоплавкие вещества, способные удалиться от массивов. В условиях относительно замкнутой обстановки (в своде антиклиналей) происходит медленная кристаллизация минералов с пегматитовой структурой. С понижением температуры происходит дальнейшее обогащение летучих, что способствует образованию пневмато-гидротермального раствора, замещающего минералы, образующиеся на ранней стадии. При этом образуются геологические тела с пегматитовой и замещенной структурой. Формирование пегматитов района происходило в тектонически неспокойной обстановке. Под действием тектонических напряжений с разной интенсивностью образовалась характерная полосчатая текстура.

В зависимости от состава летучих компонентов, интенсивности степени замещения, действия тектонических напряжений и свойства вмещающих пород наблюдается определенная закономерность в ассоциации порообразующих минералов пегматитов и минерализации редких элементов: для пегматитов характерна смена простого сложным, а эволюция редких элементов идет по схеме  $TR \quad Y, Nb \quad Nb(Ta)Be \quad Ta \quad Nb \quad Li \quad Ta$ .

Важную роль для миграции и накопления редких элементов играют летучие компоненты. Результаты петрографически-химического анализа гранитов и микроанализа газов во включениях в минералах показывают, что содержание  $F$ ,  $CO_2$  от гранита до пегматита поздней стадии развития процесса замещения закономерно увеличивается и прослеживается положительная корреляция  $F$ ,  $CO_2$  и  $Nb, Ta$  (рис. 7).

Ниобий и тантал мигрируют, соединяясь с летучими в виде комплексных соединений фтора и углерод-гидроксила. Причем активность миграции тантала превосходит миграцию ниобия. Следовательно танталообогащенный пегматит района всегда располагается вдали от материнских массивов.

Главную роль в рудообразовании ниобия и тантала в пегматитах района играют процессы щелочного замещения, особенно альбитизация, мобилизующая и вытесняющая рассеянные в раннеобразующихся минералах редкие элементы (ниобий, тантал). Температура образования пегматитов составляет  $400-180^{\circ}C$  (термометрирование по включениям). Танталообогащенный пегматит образовался при более низкой температуре ( $260-180^{\circ}C$ ). Степень альбитизации пегматитов, температура минералообразования, содержание щелочей и положение пространственного распределения пегмати-



Р и с. 7. Характер изменения содержания рудных элементов летучих компонентов в пегматитовых зонах

1 - гранит; 2 - кварц-микроклиноватая зона; 3 - кварц-сподуменовая зона; 4 - интенсивно альбитизированная зона; 6 - жильбертитоальбитизированная зона

тов в изученном районе обладают определенной закономерностью. Таким образом, они выступают как критерий поиска танталообогатенных пегматитов района.

При выполнении данной работы большую помощь нам оказали Лю Ии-дин, Чжао Нианмин, Ли Сикючжан и др. Всем перечисленным лицам авторы выражают свою глубокую благодарность.

#### Л и т е р а т у р а

1. Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов. М.: Наука, 1964, т. I, с. 107-117.
2. Гинзбург А.И. Минералого-геохимическая характеристика литиевых пегматитов. М.: Изд-во АН СССР, 1955, с. 12-53.
3. Солодов Н.А. Внутреннее строение и геохимия редкометалльных гранитных пегматитов. М.: Изд-во АН СССР, 1962, с. 7-35

## Раздел 7

### СКАРНОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

УДК 550.41:553.064.32

#### ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ СКАРНООБРАЗОВАНИЯ

В.А.Жариков, А.М.Аксюк, Г.П.Зарайский

Институт экспериментальной минералогии АН СССР,

Черноголовка Московской обл., СССР

Более ста лет исследуются скарновые месторождения, составляющие важный источник руд различных металлов: вольфрама, молибдена, полиметаллов, меди, железа, флогопита и других полезных ископаемых. Интерес к ним не ослабевает и в связи со своеобразием и многоэтапностью процессов образования, изучение которых существенно для развития теории минерало- и рудообразования вообще.

#### Типы скарнов

Значение термина "скарн", введенного для обозначения рудовмещающих пород полиметаллических и железорудных месторождений Швеции, приобрело в результате исследований, главным образом советских геологов [3-5, 6, 12, 13, 14, 17], четкий генетический смысл. Скарны - метасоматические породы, сложенные известково-магнезиально-железистыми силикатами и алюмосиликатами, возникающие в зоне высокотемпературного контактового ореола интрузий в результате реакционного взаимодействия карбонатных пород с магмой, интрузивными и другими алюмосиликатными породами при посредстве магматогенных растворов. В зависимости от состава различают магнезиальные скарны (типоморфные минералы форстерит, диопсид, шпинель, флогопит) и известковые (типоморфные пироксены ряда диопсид - геденбергит и гранаты ряда гроссуляр - андрадит). По механизму образования скарны разделены на контактово-инфильтрационные и диффузионные.

В табл. I приведена генетическая схема процессов образования и оруденения скарнов; показаны условия образования различных типов скарнов по стадиям гидротермального цикла, в зависимости от температуры, глубинности и состава растворов; обозначены соотношения скарнов с процессами оруденения и главные причины рудообразования.

Физико-химические исследования скарновых месторождений направлены на выявление параметров, определяющих образование основных разновидностей скарнов и развитие по скарнам руд различных типов. На уровне принципиальных качественных характеристик эти параметры нами освещены

Таблица I

Генетическая схема процессов образования и оруденения скарнов

Стадия гидротермального цикла	Т, °С	Фации глубинности		
		Гипабиссальная, 1 - 3(4) км, $P_{max}^F \leq 0,25-1$ кбар	Мезоабиссальная, 3(4)-15(16) км, $P_{max}^F \leq 1-3(4)$ кбар	Абиссальная, 15(16)-30(40) км, $P_{max}^F \leq 3(4)-8(10)$ кбар
Магматическая стадия	650-900	Магнезиальные скарны контактово-инфильтрационного типа	Магнезиальные скарны контактово-инфильтрационного и биметасоматического типа	Магнезиальные скарны контактово-инфильтрационного и биметасоматического типа
Ранняя щелочная стадия	450-750 (800)	Образуются при воздействии магматических щелочных растворов в условиях высокой активности $CO_2$	Известковые скарны биметасоматического и контактово-инфильтрационного типов Автореакционные скарны	Магнезиальные скарны биметасоматического и контактово-инфильтрационного типов Автореакционные скарны
Стадия кислотного выщелачивания	400-600	Образуются при воздействии постмагматических хлоридных растворов, активность $CO_2$ зависит от глубинности (резко возрастает)	Сопутствующее оруденение скарнов: Fe-O, Fe-Cu-S, Fe-Co-S и др., флогопит, бораты Рудная минерализация связана с возрастанием кислотности растворов	Сопутствующее оруденение скарнов: магнетит, флогопит, бораты
		Оруденение связано с наложением на скарны процессов кислотной стадии.	Недостаточно исследована	
		1. Кварц-полевошпатовый метасоматизм ( W, Mo, Sn, Zn ) 2. Кварц-мусковитовый метасоматизм ( Sn, Zn, B ) 3. Кварц-эпидот-актинолитовый (хлоритовый) метасоматизм ( Pb, Zn, Cu ) 4. Кварц-серицитовый, кварц-серицит-анкеритовый и др. метасоматизм ( W, Cu, Au, Pb, Zn, Ag, B и др. )		
		Замещение скарнов рудными минералами вызвано взаимодействием кислых растворов с основной средой скарнов		

в работе [5] и частично отражены в табл. I. Новые экспериментальные и термодинамические исследования позволяют многим из этих параметров дать и количественную характеристику. Рассмотрим некоторые из них применительно к процессам скарнообразования.

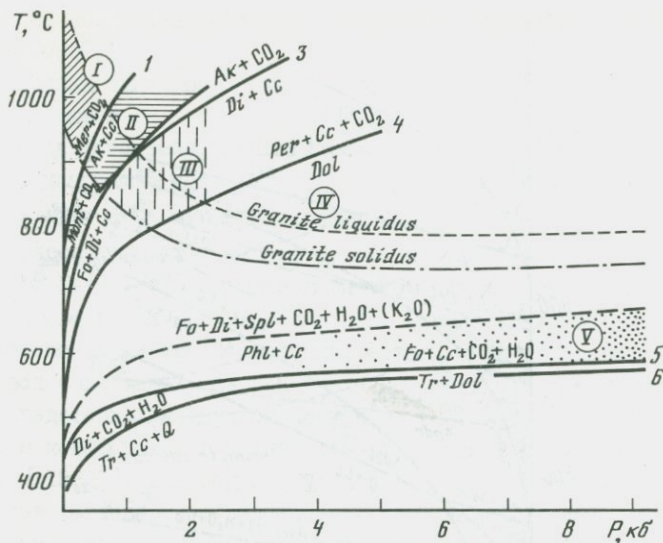
#### T-P фации скарнов

Образование скарнов происходит в различных условиях глубинности, в пределах достаточно широкого интервала высоких температур. Для получения значений температур и давлений, ограничивающих различные фации скарнов, выделяемые по типоморфным парагенезисам, нами были предприняты дополнительные экспериментальные исследования минеральных равновесий в системе  $\text{CaO} - \text{MgO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O} - \text{CO}_2$  [28]. Проведено также экспериментальное изучение системы  $\text{H}_2\text{O} - \text{CO}_2$ , отвечающей главным компонентам магматогенного флюида [27]. Совокупность полученных экспериментальных данных позволяет в настоящее время уверенно характеризовать T-P условия различных фаций магнезиальных и известковых скарнов.

Главные фациальные минеральные равновесия для магнезиальных скарнов представлены на рис. 1. На диаграмме показаны линии ликвидуса и солидуса гранитов. Все моновариантные линии построены по экспериментальным данным для условий: мольная доля углекислоты во флюиде 0,6 и воды 0,4. Фации I-III характеризуют магнезиальные скарны магматической стадии гипабиссальной фации глубинности (до глубин порядка 5-6 км). Фация IV отвечает магнезиальным скарнам магматической стадии широкого диапазона глубинности: от гипабиссальных до абиссальных условий. Наконец, фация V характеризует послемагматические магнезиальные скарны абиссальной фации глубинности (точками обозначены T-P условия существования этой фации); при давлениях ниже 4-5 кбар послемагматические магнезиальные скарны не образуются: поля устойчивости магнезиальных минералов перекрыты парагенезисами известковых скарнов.

На рис. 2 представлена диаграмма, характеризующая главные минеральные равновесия известковых скарнов в зависимости от T и P. Кроме экспериментально изученных реакций, на диаграмму нанесены расчетные моновариантные линии, ограничивающие равновесия с андрадитом, гранатом (содержащим 40% андрадита) и эпидотом (20% железистого минала) при фугитивности кислорода  $10^{-20}$ . Показано также положение кривых ликвидуса гранита, солидуса гранита и базальта. Диаграмма построена для условий: мольная доля воды 0,8 и углекислоты 0,2 (эти значения так же, как и  $\lg f_{\text{O}_2} = -20$ , кажутся оптимальными для стадии послемагматического скарнообразования).

T-P фации известковых скарнов обозначены на рис. 2. Отметим, фации I и II образуются в особых условиях малых глубин, обычно в контактах с основными интрузивами. В зависимости от состава граната поля фаций III и IV перекрываются и для природных условий целесообразно их объединить

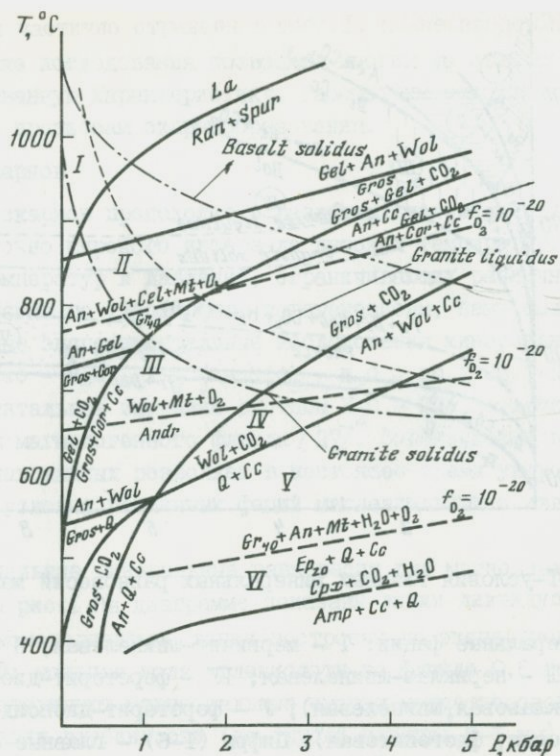


Р и с. 1. P-T-условия главных минеральных равновесий магнезиальных скарнов

I-V — минеральные фации: I — мервинит-шпинелевая; II — монтичеллит-шпинелевая; III — периклаз-шпинелевая; IV — форстерит-диопсид-шпинелевая (безпериклазовая, шпинелевая); V — форстерит-диопсид-флогопитовая (безпериклазовая, флогопитовая). Цифры (I-6) — главные фациальные минеральные равновесия.

Символы минералов: Ak — аккерманит, An — анортит, And1 — андалузит, Andr — андрацит, Amp — амфибол, Bi — биотит, Br — брусит, Cc — кальцит, Cord — корунд, Cor — кордиерит, Crx — клинопироксен, Di — диопсид, Dol — доломит, Ep — эпидот, Fl — флюорит, Fo — форстерит, Gel — геленит, Gr — гранат андрацит-гроссулярового ряда, Gros — гроссуляр, Ksp — калиевый полевой шпат, La — ларнит, Mel — меллит, Mer — мервинит, Mont — монтичеллит, Mt — магнетит, Per — периклаз, Phl — флогопит, Pl — плагиоклаз, Ra — ранкинит, Q — кварц, Sol — раствор, Spl — шпинель, Spur — сперрит, Srp — серпентин, Ta — тальк, Tr — тремолит, Wol — волластонит

в одну — волластонитовую — фацию. Волластонитовая (III-IV), пироксен-гранатовая (V) и пироксен-эпидотовая (VI) — обычные фации известковых скарнов, они зависят, как видно из диаграммы, главным образом от температуры, оставаясь стабильными в широком диапазоне давлений от 0,5 до 5 кбар и более. Температурный диапазон каждой из фаций (и его зависимость от глубинности, более существенная для волластонитовой фации) показаны на рис. 2. Обратим внимание, что известковые скарны всегда послемагматические образования, так что реальные значения имеют T-P координаты ниже температур ликвидуса соответствующих интрузивных тел.



Р и с. 2. P-T-условия главных минеральных равновесий известковых скарнов

I-VI - минеральные фации: I - ларнитовая; II - геленитовая; III - grosуляровая; IV - волластонитовая; V - пироксен-гранатовая; VI - пироксен-эпидотовая. Символы минералов см. в подписи к рис. 1

Условия скарнообразования в зависимости от активности магния, кальция и углекислоты

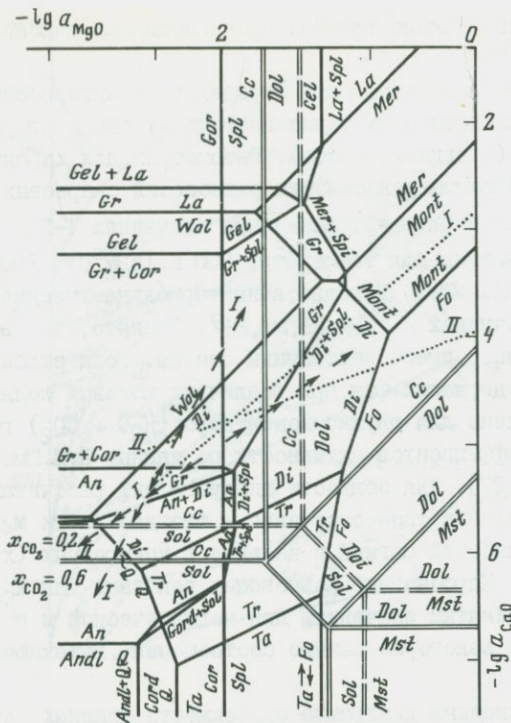
Одной из главных проблем теории скарнообразования является объяснение причин взаимоисключающего появления магнезиальных и известковых скарнов в определенные стадии гидротермального цикла и в различных условиях глубинности. Установлено [57] (см. табл. I), что в магматическую стадию во всех фациях глубинности в контакте доломитов с магматическими породами возникают магнезиальные скарны. Известковые скарны в магматическую стадию не образуются. Послемагматические магнезиальные скарны развиты только в условиях абиссальной фации глубинности. В гипабиссальных и мезоабиссальных условиях в послемагматическую стадию и в контактах с известняками, и в контактах с доломитами образуются из-

вестковые скарны. Такова главная принципиальная закономерность образования скарнов<sup>ж</sup>.

Установленная закономерность определяется активностями магния, кальция и углекислоты и их зависимостями от температуры, давления и состава флюида (стадии процесса). Рассмотрим для характеристики этих соотношений диаграммы зависимости равновесий скарновых минералов от активностей  $MgO$  и  $CaO$  при различных значениях  $T-P$  и  $X_{CO_2}$  (рис.3,4). Диаграммы рассчитаны для температур 800 К (527°C), 1000 К (727°C) и давления  $10^8$  Па (1 кбар). Используются термодинамические данные, приведенные в справочниках [11,16,19,25,26]. Принято, что все фазы, в том числе карбонатные, имеют постоянный состав. Поля стабильности карбонатных и водосодержащих фаз при различных мольных долях воды и углекислоты определены для двухкомпонентного ( $H_2O + CO_2$ ) гомогенного флюида с учетом коэффициентов активности по данным В.М.Шмонова, К.И.Шмуловича и др. [18,27]. Для общности диаграммы они рассчитаны в активностях окислов (стандартное состояние — твердые  $CaO$  и  $MgO$ ). Переход к значениям активностей магния и кальция в конкретных (хлоридных) растворах дан ниже. Карбонатные равновесия показаны для  $X_{CO_2} = 0,6$  и  $0,2$ , что отвечает принятым значениям для магматической и послемагматической стадий. Обсудим некоторые важные соотношения, вытекающие из рассчитанных диаграмм.

На рис.3 приведена диаграмма зависимости главных равновесий для 1000 К (727°C) и  $10^8$  Па (1 кб) от активностей окисей кальция и магния. Поля устойчивости карбонатов при  $X_{CO_2} = 0,6$  ограничены значениями:  $lga_{CaO} = -3,85$  для кальцита;  $lga_{MgO} = -0,01$  для магнезита. Поле стабильности доломита располагается в зависимости от граничной реакции: при разложении  $Dol \rightarrow Cc + MgO + CO_2$   $lga_{MgO} = -0,45$ ; при  $Dol \rightarrow Mst + CaO + CO_2$   $lga_{CaO} = -4,34$ . Оно значительно уже в условиях  $Dol + CaO (Sol) \rightleftharpoons Cc + MgO(Sol)$  или  $Dol + MgO(Sol) \rightleftharpoons Mst + CaO(Sol)$ . При образовании магнезиальных скарнов осуществляется первый тип реакций, о чем свидетельствует обычное развитие их вместе с кальцифирами (ассоциация кальцита с магнезиальными силикатами и в гипабиссальных условиях с периклазом). Активности магния и кальция для интрузивных пород могут быть оценены по критическим реакциям с учетом более сложного со-

<sup>ж</sup>Естественно, что из этого общего правила есть исключения. Например, иногда в контакте с нефелиновыми сиенитами возникают в известняках волластонитовые зонки, возможно, магматической фации; по кремнистым отложениям в доломитах в гипабиссальных условиях иногда образуются концентрические зональные волластонит-диопсид-форстеритовые (+кальцит) желваки; по околоскарновым породам магнезиальных скарнов абиссальной фации в послемагматическую стадию развиваются инфильтрационные гранат (андрадит) и пироксен. Но, подчеркнем, это частные, атипичные осложнения установленной закономерности.



Р и с. 3. Поля устойчивости скарновых минералов при  $T=800\text{ K}$  и  $P=10^8$  Па (1 кбар). Символы минералов см. в подписи к рис. 1

става минералов изверженных пород (натрий в плагиоклазах, калий, необходимый для образования биотита из кордиерита и т.д.). Отметим, что для насыщенных кремнеземом изверженных пород предельные значения активностей окисей кальция и магния будут на полпорядка – порядок меньше величин, ограничивающих на диаграмме поля стабильности кварца, т.е.  $\lg a_{CaO} < -5,0-5,4$  и  $\lg a_{MgO} < -2,4-2,9$ .

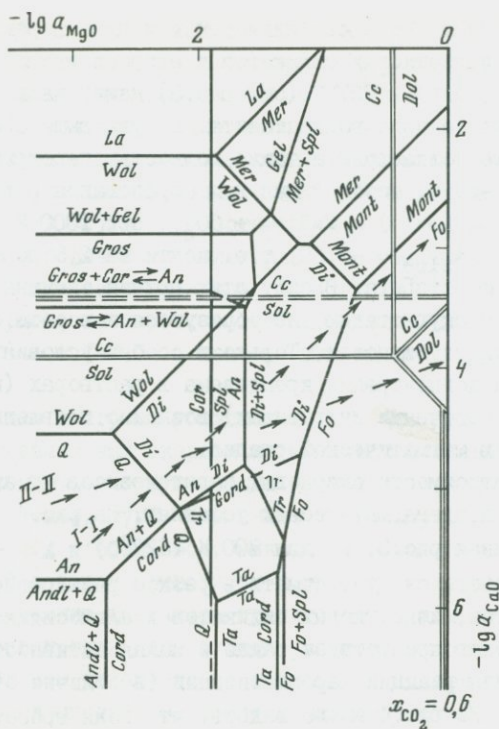
Сопоставление значений активностей магния и кальция показывает, что между гранитоидными магмами и доломитами в большом диапазоне значений градиентов активностей окиси магния и окиси кальция неизбежно возникают реакционные соотношения с образованием магниезильных скарнов. Возникающие при этом реакционные зоны (пунктиры со стрелками) I-I и II-II

$$\gamma \rightarrow \underset{an}{Di} + An \rightarrow \underset{spl}{Di} + Spl \rightarrow Fe + Spl \pm \underset{cc}{Cc} \rightarrow Dol$$

полностью отвечают типичной колонке магниезильных скарнов [4,5].

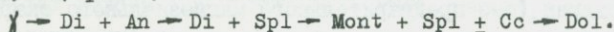
Повышение активности кальция примерно на полпорядка или выше по сравнению с показанным трендом взаимодействия I-I приводит к появле-

\*Зона  $Di + An$  в гипабиссальных и условиях малых глубин обычно отсутствует, появляясь только как реакционная оторочка между кварц-содержащим гранитоидом и шпинель-диоксидовым экзоскарном.



Р и с. 4. Поля устойчивости скарных минералов при  $T=1000$  К и  $P=10^8$  Па (1 кбар). Символы минералов см. в подписи к рис. 1

нию в экзоконтактных зонах магнизиальных скарнов таких минералов, как монтичеллит, мервинит (что возможно только в условиях малых глубин, см, рис.1) с зональностью типа



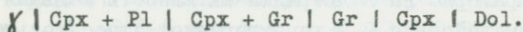
Точно так же повышение примерно на полпорядка активности кальция по сравнению с трендом взаимодействия II-II характеризует относительно узкий диапазон условий возникновения своеобразной зональности в кремнистых доломитах, названной выше.

Представляет интерес оценка активности кремнезема и глинозема, необходимых для образования фторстерита и шпинели в магнизиальных экзоскарнах. Расчеты реакций образования фторстерита и шпинели из периклаза при привносе соответственно  $\text{SiO}_2$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3$  показывают, что для  $1000$  К ( $727^\circ\text{C}$ ) и  $10^8$  Па (1 кбар) минимальные значения  $\lg a_{\text{SiO}_2} = -3,12$ ;  $\lg a_{\text{Al}_2\text{O}_3} = -1,86$ .

Уже отмечалось, что известковые скарны в магматическую стадию не образуются. Главной причиной, препятствующей их возникновению, является высокая устойчивость кальцита в этих условиях. При высоких температурах ( $700^\circ\text{C}$  и выше) и высокой фугитивности углекислоты (характеризующей флюиды магматической стадии), резко возрастающей к тому же с

увеличением давления, поле стабильности кальцита перекрывает поля устойчивости всех известковых силикатов и алюмосиликатов. При  $P_{CO_2} = 0,6 \cdot 10^8$  Па (600 бар) и  $727^\circ\text{C}$  (см. рис.3) между кальцитом и кварцем существует маленькое поле волластонита. Но уже выше  $800^\circ\text{C}$  и  $P_{CO_2} = 1,2 \cdot 10^8$  Па поле волластонита также полностью перекрыто. Кроме того, активность кремнезема, необходимая для образования волластонита (реакция  $CaCO_3 + SiO_2 (Sol) = CaSiO_3 + CO_2$ ), при 1000 К ( $727^\circ\text{C}$ ),  $10^8$  Па,  $X_{CO_2} = 0,6$  равна  $lg a_{SiO_2} = -0,60$ , т.е. почти на 2,5 порядка выше, чем для образования форстерита. В силу этих причин типичные известковые скарны в магматическую стадию не образуются и вообще отсутствуют в абиссальной фации глубинности. Только в особых условиях малых глубин при значительной концентрации кремнезема в растворах (щелочные растворы, связанные с щелочными интрузиями) возможно появление волластонитовых экзоскарнов магматической стадии.

Рассмотрим зависимости скарновых парагенезисов от активности магния и кальция в послемагматических условиях. На рис.4 приведена диаграмма, аналогичная рис.3, но для 800 К ( $527^\circ\text{C}$ ) и  $X_{CO_2} = 0,2$  при  $10^8$  Па (1 кбар). Прежде всего следует отметить резкое расширение полей устойчивости карбонатов, известковых силикатов и алюмосиликатов одновременно. Последнему благоприятствует также и малая активность углекислоты, недостаточная для реакции карбонатизации (в отличие от рассмотренного выше случая). Из рис.4 можно видеть, что поля гроссуляра и доломита частично совпадают. Поле форстерита практически полностью перекрыто полем устойчивости доломита. Реакционные соотношения с образованием форстерита могут возникать только при очень малых значениях активности кальция ( $lg a_{CaO} < -6,0$ ) или при низких давлениях углекислоты. Во всех других случаях непосредственно по доломиту или с предварительной дедоломитизацией (по схеме  $Dol \rightarrow Ca + MgC(Sol) + CO_2$ ) будут развиваться известковые скарны (без предварительного магниального скарнообразования) с обычной зональностью



На рис.4 этому отвечает тренд взаимодействия П-П (где  $Crx = Di$ ;  $Pl = An$ ; как известно, шпинель в послемагматических экзоскарнах не возникает вследствие малой активности глинозема).

Тренд взаимодействия I-I (см. рис.4) отражает изменения активностей кальция и магния при образовании известковых скарнов в контактах гранитоидов и известняков. Нетрудно видеть, что еще большее возрастание активности кальция (при низкой фугитивности углекислоты) приведет к появлению в скарновых парагенезисах таких своеобразных минералов малых глубин, как геленит, мервинит и других.

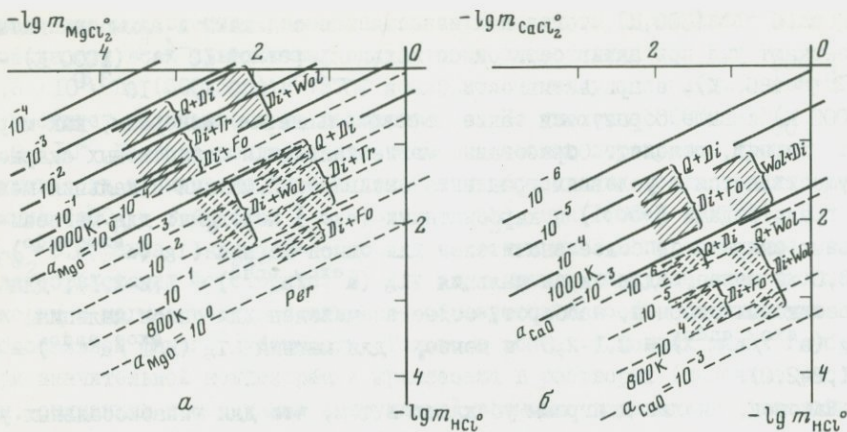
Сопоставление диаграмм рис.3 и 4 (на рис.4 точечным пунктиром нанесены тренды I-I и П-П с рис.3) показывает значительную разницу в активностях кальция и магния при скарнообразовании: для образования минералов магниальных скарнов активность окиси магния должна быть не

менее  $10^{-2,1}$  (800 К), тогда как известковые силикаты и алюмосиликаты возникают уже при активности окиси кальция, равной  $10^{-4,5}$  (1000 К) —  $10^{-5,5}$  (800 К), а при активности CaO в  $10^{-3,5}$  (800 К) —  $10^{-3,0}$  (1000 К) и выше образуются такие высококальциевые минералы, как мервинит, ларнит, геленит. Образование магнезиальных и известковых скарнов осуществляется в условиях градиента активностей магния и кальция между гранитоидами (endo) и карбонатными (exo) породами: для магнезиальных скарнов он более значителен для окиси магния ( $\lg(a^{\text{exo}}/a^{\text{endo}}) = 3,0$  и менее, для окиси кальция  $\lg(a^{\text{exo}}/a^{\text{endo}}) = 1,2-2,1$ ); для известковых скарнов, наоборот, более значителен для окиси кальция ( $\lg(a^{\text{exo}}/a^{\text{endo}}) = 2,1-2,5$  и менее, для магния  $\lg(a^{\text{exo}}/a^{\text{endo}}) = 1,2-2,0$ ).

Наконец, анализ диаграмм убеждает в том, что для гипабиссальных условий смена магнезиальных скарнов магматической стадии известковыми скарнами в послемагматическую стадию происходит главным образом вследствие понижения температуры. Изменение температуры вызывает существенное изменение полей стабильности минералов в зависимости от активностей MgO и CaO, которое приводит к тому, что в диапазоне активностей MgO и CaO, отвечающих контактам гранитоидов с доломитами, оказываются устойчивыми парагенезисы известковых скарнов. Эта главная тенденция усугубляется режимом углекислоты: повышенное содержание ( $X_{\text{CO}_2} = 0,6-0,8$ ) и фугитивность углекислоты во флюидах магматической стадии препятствуют образованию известково-скарновых минералов; понижение содержания ( $X_{\text{CO}_2} = 0,15-0,25$ ) и фугитивности углекислоты в послемагматическую стадию, напротив, благоприятствует стабильности известковых силикатов и алюмосиликатов вместо магнезиально-скарновых минералов.

Если для гипабиссальных условий оба фактора — изменение температуры и фугитивности углекислоты — действуют согласно, то в условиях больших глубин они противостоят друг другу. Несмотря на благоприятное влияние понижения температуры для известкового скарнообразования, значительное возрастание фугитивности углекислоты с увеличением давления препятствует образованию известковых силикатов и алюмосиликатов даже при малых содержаниях углекислоты во флюиде вследствие прогрессивно протекающих реакций карбонатизации ( $\text{Gr} + \text{CO}_2 \rightarrow \text{An} + \text{Cc} + \text{Q}, \text{Wo} + \text{CO}_2 \rightarrow \text{Cc} + \text{Q}$  и т.д.), поэтому в диапазоне активностей MgO и CaO, характеризующих контакты гранитоидов и доломитов, в послемагматическую стадию остаются устойчивыми магнезиально-скарновые минералы (форстерит, шпинель, флогопит и др.). В результате реакционного взаимодействия в диапазоне заметного градиента активности магния ( $\lg(a^{\text{exo}}/a^{\text{endo}}) = 2,0-2,5$ ) при относительно постоянной активности кальция ( $\lg(a^{\text{exo}}/a^{\text{endo}}) = 0,5$ ) возникают послемагматические магнезиальные скарны.

Естественно, вследствие высокой фугитивности углекислоты известковые скарны в условиях больших глубин не возникают и в контакте с из-



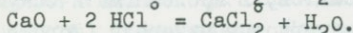
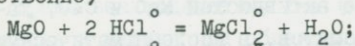
Р и с. 5. Активности  $Mg(a)$  и  $CaO(b)$  в хлоридном флюиде и поля устойчивости некоторых скарновых ассоциаций при 800 К и  $10^8$  Па (пунктирные линии) и при 1000 К и  $10^8$  Па (сплошные линии). Символы минералов см. в подписи к рис. 1

вестковыми мраморами ни в магматическую, ни в послемагматическую стадии. Некоторые известково-скарновые минералы (андрадит, железистый пироксен) появляются в этих условиях лишь изредка, в более низкотемпературных условиях, как апозендоскарновые образования. Таким образом, режим углекислоты является главным фактором, определяющим тип скарнообразования в условиях больших глубин.

Поскольку постмагматические скарновые процессы в широком диапазоне параметров идут при участии хлоридных флюидов, рассмотрим некоторые скарновые равновесия при различных концентрациях соляной кислоты. Переход от активностей  $MgO$  и  $CaO$ , стандартизованных по твердому веществу, к активностям  $MgCl_2$  и  $CaCl_2$  в хлоридных растворах определяется уравнением

$$\lg a_{MgO} = \lg m_{MgCl_2} + \lg x_{H_2O} - 2 \lg m_{HCl} - \lg K_{MgO}$$

и аналогичными ему для  $a_{CaO}$  (где  $K_{MgO}$  и  $K_{CaO}$  — константы реакций соответственно)



На основе известных экспериментальных данных [21] по вышеприведенным соотношениям рассчитаны соотношения активностей  $MgO$ ,  $CaO$  и концентраций  $MgCl_2$ ,  $CaCl_2$  и  $HCl$  при 800, 1000 К и  $10^8$  Па (рис.5). Так как при температурах выше 500°C и давлениях 1–2 кбар в растворах с общей хлоридной концентрацией от 0,01 до 2,0 моль/кг преобладающими формами магния и кальция во флюиде являются  $MgCl_2$  и  $CaCl_2$ , коэффициенты активности которых близки к единице [20,21,24], то диаграмма (рис.5) пока-

зывает по существу соотношения концентраций магния, кальция и соляной кислоты в растворах при различных активностях  $MgO$  и  $CaO$ . Многие скарновые ассоциации (форстерит-диопсид, диопсид-волластонит, кварц-диопсид и др.) имеют неширокие поля устойчивости по активностям  $MgO$  и  $CaO$  (см. рис.3,4). Во флюиде с постоянной концентрацией  $HCl^0$  при равных температурах и давлениях концентрации кальция ( $CaCl_2^0$ ) в равновесии с этими ассоциациями будут на 1-3 порядка выше, чем магния, в то время как активности  $CaO$  будут на 2-3 порядка ниже, чем  $MgO$ . Эти соотношения несущественно изменяются при понижении температуры, в то время как концентрации магния и кальция во флюиде в равновесии с такими ассоциациями существенно увеличиваются.

В условиях постоянства активностей  $MgO, CaO$  и концентраций  $MgCl_2^0, CaCl_2^0$  снижение температуры будет приводить к уменьшению концентрации  $HCl$ . Это уменьшение составляет величину  $0,83-0,86 \lg m_{HCl}^0$  на  $100^\circ C$ . Аналогичные расчеты при 2 кбар показывают, что снижение давления ведет напротив, к увеличению  $m_{HCl}^0$  на величину  $0,4-0,7 \lg m_{HCl}^0$  на 1 кбар. При равных активностях  $CaO, MgO$  и концентрациях  $MgCl_2^0$  и  $CaCl_2^0$  равновесная с кальциевыми растворами концентрация  $HCl^0$  более чем на 2 порядка ниже, чем с магниевыми.

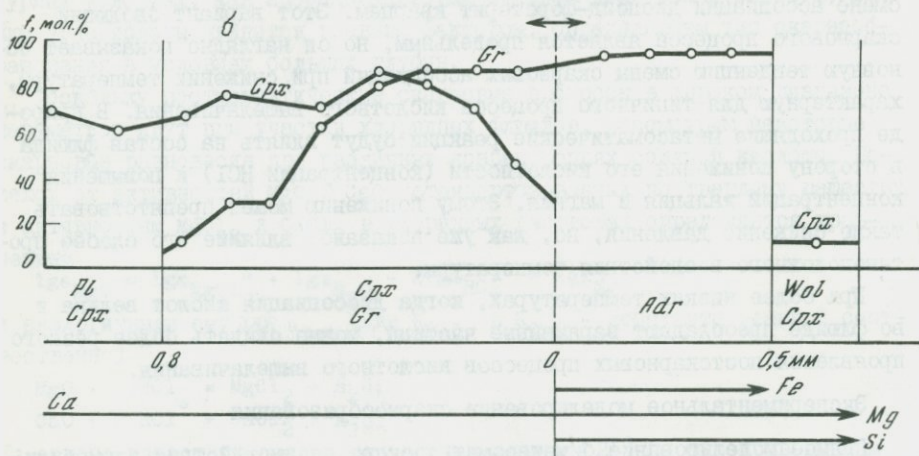
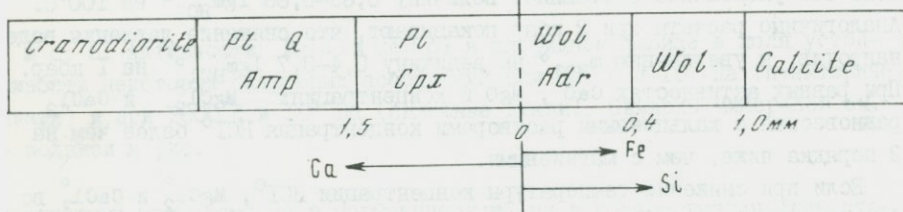
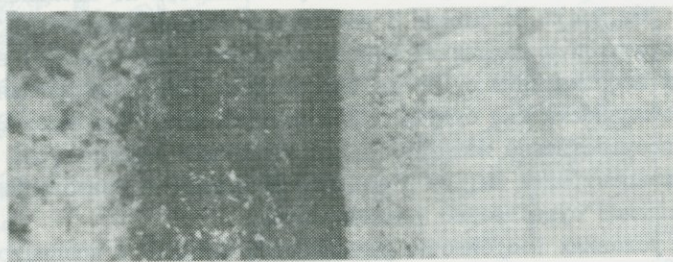
Если при снижении температуры концентрации  $HCl^0, MgCl_2^0$  и  $CaCl_2^0$  во флюиде сохраняются (случай инфильтрации флюида постоянного состава), то это приведет к смене одних скарновых ассоциаций другими, более "кислотными". Например, снижение температуры от 1000 до 800 К приведет к смене ассоциации диопсид-форстерит кварцем. Этот вариант эволюции скарнового процесса является предельным, но он наглядно показывает основную тенденцию смены скарновых ассоциаций при снижении температуры, характерную для типичного процесса кислотного выщелачивания. В природе проходящие метасоматические реакции будут влиять на состав флюида в сторону понижения его кислотности (концентрации  $HCl$ ) и повышения концентраций кальция и магния. Этому понижению может препятствовать также снижение давления, но, как уже показано, влияние его слабее противоположного воздействия температуры.

При более низких температурах, когда диссоциация кислот велика и во флюиде преобладают заряженные частицы, можно ожидать более резкого проявления постскарновых процессов кислотного выщелачивания.

#### Экспериментальное моделирование скарнообразования

Прямое моделирование биметасоматического взаимодействия алмосиликатных и карбонатных пород систематически проводится нами с 1970 г. Таким методом изучено 520 скарновых колонок, полученных в широком диапазоне параметров экспериментов:  $400-900^\circ C$ ;  $10^8-5 \cdot 10^8$  Па;  $X_{CO_2} = 0-0,5$ ; растворы  $NaCl, KCl, NaF, KF, KHF_2, NaOH, KOH, Na_2CO_3, Na_2SiO_2, CaCl_2, MgCl_2, FeCl_2, AlCl_3, NaAlO_2, HCl, H_2O_{дист}$ ; концентрация  $0,05-5,0$  моль/кг; pH от I до I3. Парциальное давление кислорода задавалось буфером

а



Р и с. 6. Экспериментальное скарнообразование на контакте гранодиорита с известняком

а - фотография под бинокулярсом и схема строения колонки ( $T=600^{\circ}\text{C}$ ,  $P=10^8$  Па, раствор  $1,0 \text{ M NaCl}$ ,  $X_{\text{CO}_2} = 0,05$ ,  $t=330$ ); б - изменение железистости пироксена и граната в приконтактных зонах известковых скарнов по данным анализа на микронзонде ( $T=600^{\circ}\text{C}$ ,  $P=10^8$  Па, раствор  $1,0 \text{ M NaCl}$ ,  $t=671$ ). Символы минералов см. в подписи к рис. 1

Ni/NiO, в отдельных случаях использовались буферные смеси Fe/Fe<sub>3</sub>O<sub>4</sub> и Fe<sub>3</sub>O<sub>4</sub>/Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Большинство опытов проведено в автоклавах с титановыми вкладышами большого объема (150 см<sup>3</sup>), что позволяло сохранять постоянным состав раствора в течение опыта. Измельченные породы плотно набивали в открытые платиновые пробирки объемом 0,8 см<sup>3</sup>. Стандартная выдержка составляла 2 недели, специальные кинетические серии опытов длились от 40 ч до 4 месяцев. Эксперименты при температурах >750°C проводили в газовых бомбах. Методика исследований и данные опытов подробно изложены в [7-10], поэтому остановимся лишь на основных результатах и некоторых новых данных.

Во всех опытах контактово-диффузионное взаимодействие силикатных и карбонатных пород в присутствии солевого раствора или чистой воды приводит к неизбежному возникновению реакционных зон, в составе которых принимают участие компоненты обеих соприкасающихся пород. Компоненты раствора также могут входить в состав образующихся минералов, влияя на фациальные типы скарновой зональности, однако основные закономерности строения экспериментальных колонок определяются все же не катионным или анионным составом раствора, а, в первую очередь, составом контактирующих пород и величиной pH воздействующего раствора.

При контактовом взаимодействии гранодиорита с известняком возникают колонки, подобные известковым скармам (рис. 6, а). На фотографии хорошо видна серия новообразованных зон с резкими границами. Стрелками внизу показаны встречная миграция компонентов и расстояние от контакта на котором компоненты фиксируются в минеральных фазах. Подобно природным скармам гранат в экзоконтактных зонах имеет существенно андрадитовый состав, а в эндоскарновых закономерно меняет железистость с удалением от контакта вплоть до гроссуляра (рис. 6, б).

Зависимость строения колонок от состава раствора изучена при 600°C (табл. 2, колонки 1-3). В щелочных растворах и чистой воде приконтактная часть известняка замещается мономинеральным волластонитом. Из гранодиорита исчезают кварц, а вблизи контакта и калиевый полевой шпат, замещающийся плаггиоклазом. По биотиту развивается амфибол. Увеличение щелочности раствора приводит к сильной десиликации гранодиорита, появлению в приконтактных зонах нефелина, содалита или канкринита.

В нейтральных и слабокислых растворах в экзоконтакте, кроме волластонита, появляются гранат и пироксен (миграция наряду с кремнием железа, магния, отчасти алюминия). Со стороны гранодиорита образуется пироксен-плаггиоклазовая зона, а в опытах с растворами CaCl<sub>2</sub> и MgCl<sub>2</sub> - типичная скарновая пироксен-гранатовая ассоциация.

Для колонок, полученных в условиях высокой кислотности, типичен основной состав плаггиоклаза вплоть до чистого анортита. В опытах с растворами FeCl<sub>2</sub> и FeCl<sub>3</sub> на фронте замещения кальцита гранатом осаждается магнетит.

Температурная зависимость строения зональных колонок исследована в опытах с раствором 1,0 м NaCl (см. табл. 2, колонки 4-6). Пироксен

Схема биметасоматической зональности экспериментальных колонок ( $10^8$  Па, буфер Ni/NiO, выдержка 2 недели)

№ колонки	№ опыта	T, °C	Состав и концентрация раствора, моль/кг H <sub>2</sub> O	pH раствора		Схема строения колонки
				до опыта	после опыта	
I	2	3	4	5	6	7

Контакт гранодиорита с известняком

1	160/2	600	0,1 NaOH	12,95	7,0	Pl Ksp Amp	Pl Amp	Wol	Cc			
						1,7	0	3,3				
2	135/3	600	1,0 NaCl	5,9	3,9	Q Pl <sub>25</sub> Amp <sub>27</sub>	Pl <sub>25-35</sub> Cpx <sub>50-70</sub>	Wol Adr <sub>95</sub>	Wol	Cc		
						1,7	0,05	0	0,3	0,5		
3	1024/2	600	0,1 HCl	1,4	2,25	Pl Q Ksp Bi	Pl Q Amp	Pl Cpx <sub>55</sub>	Cpx <sub>58</sub> Gr <sub>60</sub>	Adr	Wol Adr	Cc
						6,4	3,5	0,2	0	0,1	1,0	
4	138/3	400	1,0 NaCl	5,85	5,25	Pl Q Amp Bi	Pl Amp Bi	Pl Amp	Wol	Cc		
						4,1	1,5	0	0,4			

5	1057/2	800	1,0 NaCl	6,0	5,25	glass	Pl <sub>25-40</sub> Ksp Amp	Pl <sub>65-90</sub> Cpx <sub>40-50</sub>	Wol Gr <sub>50-85</sub>	Wol	Mer	Cc
						1,4	0,3	0	0,05	1,5	1,7	
6	1044/2	850	1,0 NaCl	6,0	5,25	glass	Pl Cpx Ksp	Wol Mel <sub>65</sub> Gr <sub>10-70</sub>	Wol Mel <sub>55</sub>	Mel <sub>55</sub>	Cc	
						0,3	0	3,2	5,0	6,1		

Контакт гранодиорита с доломитом

7	160/3	600	0,1 NaOH	12,95	7,0	Pl Ksp Amp Bi	Pl Phl Amp	Di (Wol, Fo)	Cc Fo	Cc Br			
						1,4	0	3,8	6,9				
8	175/3	600	1,0 KF	9,0	8,5	Ksp Bi Fl	Phl Fl	Phl Fl	Cc Br				
						0,5	0	0,6					
9	1024/3	600	0,1 HCl	1,4	2,3	Q Pl Ksp Bi Amp	Q Pl Amp	Pl <sub>100</sub> Cpx <sub>85</sub>	Fo	Fo Mt	Cc Fo	Cc Br	Dol
						3,8	1,0	0	0,2	0,8	1,8	10,3	

1	2	3	4	5	6	7													
10	138/5	400	1,0 NaCl	5,9	5,3	<table border="1"> <tr> <td>Pl Q Amp Bi</td> <td>Pl Amp Bi</td> <td>Pl Amp</td> <td>Tr Srp</td> <td>Cc Srp</td> <td>Cc Br</td> </tr> <tr> <td>7,0</td> <td>0,3</td> <td>0</td> <td>1,5</td> <td>5,0</td> <td></td> </tr> </table>	Pl Q Amp Bi	Pl Amp Bi	Pl Amp	Tr Srp	Cc Srp	Cc Br	7,0	0,3	0	1,5	5,0		
Pl Q Amp Bi	Pl Amp Bi	Pl Amp	Tr Srp	Cc Srp	Cc Br														
7,0	0,3	0	1,5	5,0															
11	1052	800	1,0 NaCl	6,2	5,3	<table border="1"> <tr> <td>glass</td> <td>Pl Ksp Amp</td> <td>Pl Cpx</td> <td>Mont</td> <td>Cc Mont</td> <td>Cc Per</td> </tr> <tr> <td>0,15</td> <td>0,05</td> <td>0</td> <td>0,9</td> <td>1,5</td> <td></td> </tr> </table>	glass	Pl Ksp Amp	Pl Cpx	Mont	Cc Mont	Cc Per	0,15	0,05	0	0,9	1,5		
glass	Pl Ksp Amp	Pl Cpx	Mont	Cc Mont	Cc Per														
0,15	0,05	0	0,9	1,5															
12	1044/3	850	1,0 NaCl	6,0	5,3	<table border="1"> <tr> <td>glass</td> <td>Pl<sub>35</sub>Ksp Cpx<sub>50</sub></td> <td>Pl<sub>100</sub>Cpx<sub>35</sub> Wol (Cc)</td> <td>Mel<sub>40</sub> Cc</td> <td>Mel<sub>75</sub> Mont<sub>3</sub> Cc</td> <td>Mont<sub>1</sub> Cc Per</td> <td>Cc Per (Mont<sub>1</sub>)</td> </tr> <tr> <td>2,1</td> <td>1,8</td> <td>0</td> <td>1,8</td> <td>2,6</td> <td>5,3</td> </tr> </table>	glass	Pl <sub>35</sub> Ksp Cpx <sub>50</sub>	Pl <sub>100</sub> Cpx <sub>35</sub> Wol (Cc)	Mel <sub>40</sub> Cc	Mel <sub>75</sub> Mont <sub>3</sub> Cc	Mont <sub>1</sub> Cc Per	Cc Per (Mont <sub>1</sub> )	2,1	1,8	0	1,8	2,6	5,3
glass	Pl <sub>35</sub> Ksp Cpx <sub>50</sub>	Pl <sub>100</sub> Cpx <sub>35</sub> Wol (Cc)	Mel <sub>40</sub> Cc	Mel <sub>75</sub> Mont <sub>3</sub> Cc	Mont <sub>1</sub> Cc Per	Cc Per (Mont <sub>1</sub> )													
2,1	1,8	0	1,8	2,6	5,3														

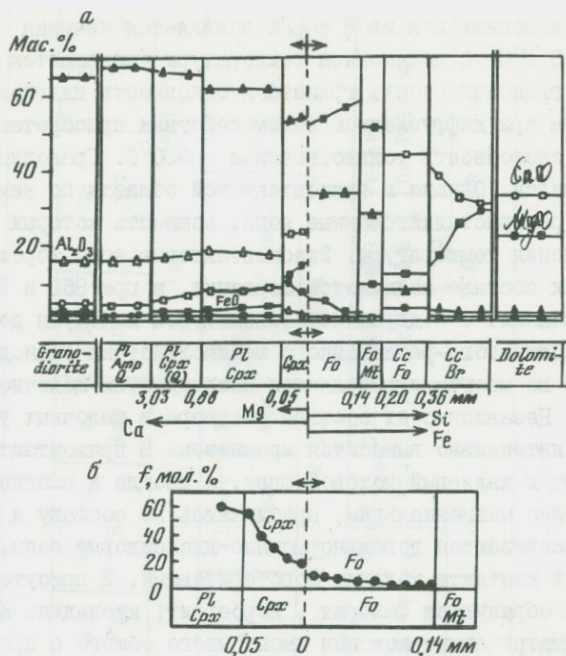
в составе реакционных зон этой серии появляется начиная с 500°C и выше а гранат – с 550°C. С повышением температуры уменьшается железистость пироксена, а глиноземистость граната и основность плагиоклаза возрастают. Глинозем при диффузионном взаимодействии приобретает заметную миграционную способность только начиная с 800°C. Гранодиорит в этих условиях плавится. Однако в приконтактной области по нему образуются нормально раскристаллизованные зоны, мощность которых уменьшается по мере повышения температуры. Экзоконтактные зоны хорошо развиты, при 800°C в их составе появляется мервинит, а при 850 и 900°C обильно развивается мелилит с содержанием геленитовой молекулы до 55–65%.

Характер контактово-реакционного взаимодействия гранодиорита с доломитом также во многом определяется кислотностью-щелочностью среды (см. табл.2). Независимо от состава раствора в щелочных условиях из гранодиорита интенсивно выносятся кремнезем. В приконтактных зонах исчезают кварц и калиевый полевошпат, а иногда и плагиоклаз, биотит становится более магниальным, приближаясь по составу к флогопиту. По доломиту развиваются довольно мощные диопсидовые зоны, сменяющиеся с удалением от контакта кальцит-форстеритовыми. В присутствии фторидных растворов образуются флюорит, норбергит, куспидин. Как видно из табл. 2, рассматриваемые колонки имеют много общего с природными магниальными скарнами.

В близонейтральных и кислых средах со стороны гранодиорита возникает зональность, почти полностью аналогичная наблюдающейся в контакте гранодиорита с известняком, что свидетельствует об определяющей роли диффузии кальция из доломита при резко подчиненной миграции магния. В экзоконтакте вместо диопсида образуется форстерит. Примечательно возникновение своеобразной "рудной" магнетитовой зоны на фронте растворения кальцита за счет выноса и перестройки железа из гранодиорита. На рис.7 приведена одна из таких колонок, полученная в растворе 1,0 м NaCl и детально изученная на микрозонде.

При 400°C в опытах с раствором 1,0 м NaCl по доломиту вместо форстерита образуется серпентин (антигорит) в ассоциации с тремолитом или кальцитом. Со стороны гранодиорита, как и в случае контакта с известняком, развивается амфибол-плагиоклазовая зона. С повышением температуры до 500–600°C амфибол сменяется моноклинным пироксеном, а серпентин – форстеритом. При 800°C доломит в приконтактной области замещается монтчеллитом, а при 850°C – мелилитом. Обычная для магниальных скарнов шпинель в наших экспериментах отсутствовала. Можно полагать, что в природных условиях обычное присутствие шпинели связано с инфильтрационным способом массопереноса, приводящим к иным соотношениям активностей компонентов.

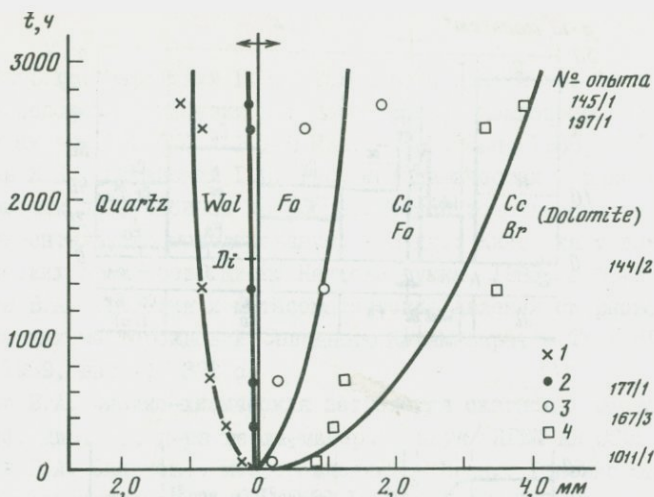
Экспериментальное моделирование скарновой зональности позволяет получать важные динамические характеристики процесса. На рис.8 показано разрастание биметасоматической зональности во времени. Хотя разброс



Р и с. 7. Экспериментальное скарнообразование на контакте гранодиорита с доломитом ( $T=600^{\circ}\text{C}$ ,  $P=10^8$  Па, раствор  $1,0 \text{ м NaCl}$ ,  $t=335$ )

а - схема зональности и миграция главных породообразующих компонентов в зонах колонки по данным сканирования на микрозонде; б - изменение железистости пироксена и форстерита в приконтактных зонах магниезальных скарнов (анализ на микрозонде). Символы минералов см. в подписи к рис. 1

точек в области экзоконтакта велик и создает некоторую неопределенность проведения кривых, можно видеть, что уже при выдержке 40 ч образуются все зоны колонки, которые с увеличением продолжительности опытов разрастаются, не меняя своей последовательности и состава. Устанавливается также, что скорость разрастания зон и колонки в целом с течением времени замедляется. Зависимость может быть удовлетворительно описана соотношением  $x = w\sqrt{t}$ , где  $x$  - расстояние;  $t$  - время;  $w$  - скорость перемещения границы зон. Экстраполяция по этому простому уравнению позволяет ориентировочно оценить длительность природных метасоматических процессов. Для приведенного случая скорость разрастания всей колонки  $w = 0,1 \text{ мм/ч}^{1/2}$ , или  $0,94 \text{ см/год}^{1/2}$ . Это составит около 10 см за 100 лет и около 1 м за 10 тыс. лет. Полученные значения должны быть уменьшены по крайней мере в 10 раз за счет поправки на более низкую пористость горных пород, поскольку пористость эксперимен-



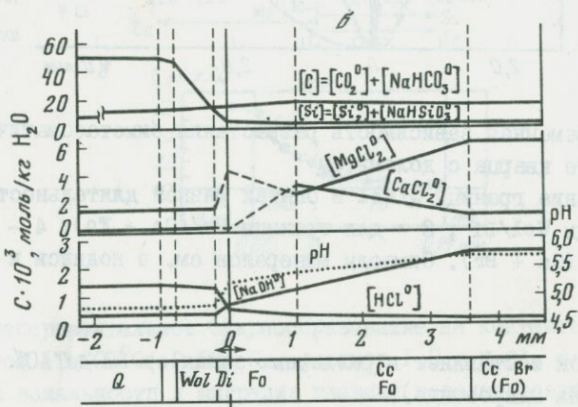
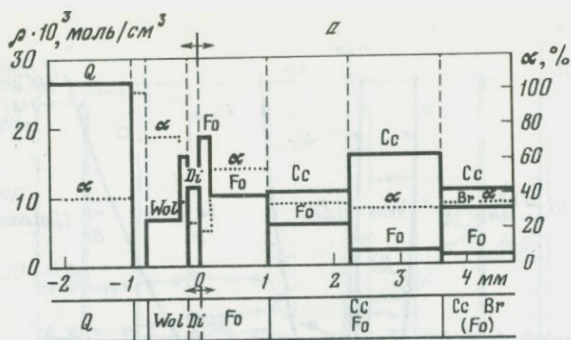
Р и с. 8. Временная зависимость разрастания биметасоматической колонки на контакте кварца с доломитом

1 - положение границы Q/Wol в опытах разной длительности; 2 - то же для границы Wol/Di; 3 - для границы Fo/(Cc + Fo); 4 - для границы (Cc + Fo)/(Cc + Br). Символы минералов см. в подписи к рис. 1

тальных колонок составляет в различных зонах от 20 до 40% (по данным сканирования на микронзонде).

Закономерности строения экспериментальных колонок представляют убедительные доказательства формирования метасоматической зональности в хорошем соответствии с теоретической моделью Д.С.Коржинского [15]. Резкость фронтов замещения, ступенчатые перепады содержания компонентов на границах зон при плавном изменении состава минералов-твердых растворов внутри зон, продвижение фронтов замещения, пропорциональное  $\sqrt{t}$  позволяют полагать, что лимитирующей стадией метасоматического замещения является диффузия компонентов в поровом растворе, а не химическая реакция, и развитие зональности контролируется условиями локального равновесия.

Правильное понимание механизма образования биметасоматической зональности позволяет использовать математические модели для получения важной количественной информации. На рис.9 представлены результаты расчета на ЭВМ состава раствора в зонах экспериментальной колонки, полученной при контактовом взаимодействии кварца и доломита. В основу разработанной математической модели [2] положены теоретические представления Д.С.Коржинского. Численный результат получен в квазистационарном приближении для диффузии путем совместного решения нелинейных уравнений химического равновесия на границах зон и линейных уравнений



Р и с. 9. Расчет состава флюида в зонах биметасоматической колонки на контакте кварца с доломитом ( $T=600^{\circ}\text{C}$ ,  $P=100\text{ МПа}$ , раствор  $1,0\text{ м NaCl}$ ,  $t=1338$ )

а - количественный минеральный состав ( $\rho$ , моль/ $\text{см}^3$ ) и пористость ( $\alpha$ , %) в зонах колонки по данным скарнирования на микрозонде; б - изменение концентрации компонентов и pH порового раствора в контактово-реакционных зонах (расчетные данные). Символы минералов см. в подли к рис. 1

диффузионного транспорта внутри зон. Термодинамические константы приняты по данным Г.Хелгесона и др. [22,23], а значения коэффициентов диффузии - по нашим данным [1]. Полученное распределение концентраций в поровом растворе не всегда согласуется с конфигурацией нормального диффузионного профиля ( $\text{MgCl}_2$  и  $\text{CaCl}_2$  в форстеритовой и диопсидовой зонах) и требует последующего уточнения. Однако сам метод расчета метасоматической зональности, несомненно, обладает большими возможностями.

## Л и т е р а т у р а

1. Балашов В.Н., Зарайский Г.П., Тихомирова В.Н. и др. Экспериментальное исследование диффузии порообразующих компонентов в поровых растворах при  $T\ 250^{\circ}\text{C}$  и  $P\ 100\ \text{МПа}$ . - *Геохимия*, 1983, № 1, с.30-42.
2. Балашов В.Н., Зарайский Г.П. Расчет динамических и равновесных характеристик диффузионной метасоматической зональности по данным экспериментального моделирования. - В кн.: *Кинетика и динамика геохимических процессов*. Киев: Наукова думка, 1983, с.96-97.
3. Жариков В.А. Геология и метасоматические явления скарново-полиметаллических месторождений Западного Карамазара. - *Тр./ ИГЕМ АН СССР*, 1959, вып.14. 371 с.
4. Жариков В.А. Физико-химическая петрология скарновых месторождений. Автореф. дис. ... д-ра геол.-минер. наук/ ИГЕМ АН СССР, 1966:89с.
5. Жариков В.А. Скарновые месторождения. - В кн.: *Генезис эндогенных рудных месторождений*. М.: Недра, 1968, с. 220-302.
6. Заварицкий А.Н. Гора Магнитная и ее месторождения железных руд. - *Тр./ Геолком. Н.С.*, 1922-1927, вып. 122, № 1,2,3. 695 с.
7. Зарайский Г.П., Жариков В.А., Стояновская Ф.М. Экспериментальное моделирование биметасоматической скарновой зональности. - В кн.: *I Международный геохимический конгресс*. М.: ВИНТИ, 1972, т.Ш, кн. I, с.38-56.
8. Зарайский Г.П., Жариков В.А., Стояновская Ф.М. Экспериментальное изучение биметасоматического скарнообразования. Ч. I. Взаимодействие окислов и карбонатов кальция и магния с кварцем. - В кн.: *Очерки физико-химической петрологии*. М.: Наука, 1974, вып. IV, с.29-71
9. Зарайский Г.П., Жариков В.А., Стояновская Ф.М. Экспериментальное изучение биметасоматического скарнообразования. Ч. II. Взаимодействие окислов и карбонатов кальция и магния с аллюмосиликатными средами. - В кн.: *Очерки физико-химической петрологии*. М.: Наука, 1975, вып. V, с.16-50.
10. Зарайский Г.П., Жариков В.А., Стояновская Ф.М. Экспериментальное исследование влияния состава раствора на скарновую биметасоматическую зональность. - В кн.: *Метасоматизм и рудообразование*. М.: Наука, 1978, с.48-62.
11. Карпов И.К., Киселев А.И., Летников Ф.А. Химическая термодинамика в петрологии. Иркутск, 1971. 385 с.
12. Коржинский Д.С. Образование контактовых месторождений. - *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, 1945, № 3, с.13-33.
13. Коржинский Д.С. Петрология Турьинских скарновых месторождений меди. - *Тр./ ИГН. Сер. рудн. месторожд.*, 1948, вып.67, № 10. 147 с.
14. Коржинский Д.С. Очерк метасоматических процессов: - В кн.: *Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях*. М.: Изд-во АН СССР, 1953, с. 332-452.
15. Коржинский Д.С. Теория метасоматической зональности М.: Наука, 1969. III с.

16. Наумов Г.Б., Рыженко Б.Н., Ходаковский И.Л. Справочник термодинамических величин (для геологов). М.: Атомиздат, 1971. 239 с.
17. Пилипенко П.П. Скарны и оруденение. - Тр./ МГРИ, 1939, т.13, с.3-81.
18. Шмулович К.И., Шмонов В.М. Таблицы термодинамических свойств газов и жидкостей. Двуокись углерода. М.: Изд-во стандартов. 1978, вып.3. 168 с.
19. Burnham C.W., Hollowey Y.R., Davis N.F. Thermodynamic properties of water to 1000°C and 10000 bars. - Geol.Soc.Amer.Spec.Papers, N 132, p.96.
20. Frantz J.D., Popp R.K. Mineral-solution equilibria-I. An experimental study of complexing and thermodynamic properties of aqueous  $MgCl_2$  in the system  $MgO - SiO_2 - H_2O - HCl$ . - Geochim. Cosmochim. Acta, 1979, 43, p. 1223-1239.
21. Frantz J.D., Popp R.K., Boctor N.Z. Mineral-solution equilibria-V. Solubilities of rock-forming minerals in supercritical fluids.- Geochim. Cosmochim. Acta, 1981, 49, p.69-77.
22. Helgeson H.C., Delany S.M., Nesbitt H.W. et al. Summary and critique of the thermodynamic properties of rock-forming minerals. - Amer. J. Sci., 1978, 278-A, p. 1-229.
23. Helgeson H.C., Kirkham D.H., Flowers Y.C. Theoretical prediction of the thermodynamic behaviour of aqueous electrolytes at high pressures and temperatures. IV. Calculation of activity coefficients, osmotic coefficients, and apparent molal, and standard, and relative partial molal properties to 600°C and 5 kb. - Amer.J.Sci., 1981, 281, N 10, p.1249-1516.
24. Popp R.K., Frantz J.D. Mineral-solution equilibria-II. An experimental study of mineral solubilities and the thermodynamic properties of aqueous  $CaCl_2$  in the system  $CaO - SiO_2 - H_2O - HCl$ . - Geochem. Cosmochem. Acta, 1979, 43, p. 1777-1790.
25. Robie R.A., Hemingway B.S., Fischer J.R. Thermodynamic properties of minerals and related substances at 298. 15 K and 1 bar ( $10^5$  Pascals) pressure and at higher temperatures. - Geol. Surv. Bull. (W.), 1978, p. 456.
26. Robie R.A., Waldbaum D.R. Thermodynamic properties of minerals and related substances at 298. 15 K (25°C) and one atmosphere (1.013 bars) pressure and at higher temperatures - Geol. Surv. Bull.(W.), 1968, p.256.
27. Shmulovich K.I., Shmonov V.M., Zharikov V.A. The thermodynamics of supercritical fluid systems - Advances Physical Geochem. B.: Springer-Verlag, 1982, 2, p. 174-190.
28. Zharikov V.A., Shmulovich K.I., Bulatov V.N. Experimental studies in the system  $CaO - MgO - Al_2O_3 - SiO_2 - CO_2 - H_2O$  and conditions of high-temperature metamorphism - Tectonophysics, 1977, 48, p. 145-162.

## СТРУКТУРНО-ГИДРОДИНАМИЧЕСКИЙ КОНТРОЛЬ РАЗМЕЩЕНИЯ ИЗВЕСТКОВЫХ СКАРНОВ

А.А.Пэк, В.Ф. Чернышов

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии АН СССР, г. Москва, СССР

Известковые скарны образуются в результате реакционного взаимодействия алюмосиликатных и карбонатных пород в высокотемпературном ореоле магматических интрузий под воздействием потоков гидротермальных постмагматических растворов. Наиболее распространены скарны, связанные с гранитоидными интрузиями, внедрившимися в известняки. В зависимости от геологической обстановки формируются скарны диффузионного или инфильтрационного типов [1]. Диффузионные скарны образуются в результате встречной диффузии компонентов в контакте химически неравновесных пород, инфильтрационные - в результате однонаправленного переноса компонентов через контакт потоком фильтрующихся растворов.

Морфология и структурные условия размещения скарнов. Диффузионные скарны морфологически представлены телами облекающего типа. Мощность скарнов, развившихся за счет контактирующих карбонатных и алюмосиликатных пород, примерно одинакова. Влияние на размещение скарнов рельефа контролирующей контактовой поверхности обычно незначительно.

Инфильтрационные скарны образованы преимущественно за счет пород, залегающих выше контролирующей контактовой поверхности. Морфологически они подразделены на скарны фронтального и жильного типов [2]. Скарны фронтального типа представлены плащеобразными залежами, жильного - жиллоподобными телами. В размещение скарнов фронтального типа обычно устанавливается определенная зависимость от рельефа контролирующего контакта, выражающаяся в предпочтительной приуроченности скарнов к отрицательным или положительным структурным элементам контролирующей контактовой поверхности. Локализация скарнов жильного типа определяется наличием в области контакта секущих разрывных нарушений.

Гипотеза структурно-гидродинамического контроля размещения скарнов. Поскольку образование скарнов происходит при посредстве постмагматических растворов, можно предположить, что наблюдаемые морфология и размещение скарновых тел связаны с гидродинамическим строением потока скарнообразующих гидротерм. В соответствии с положениями теории фильтрации, гидродинамическое строение гидротермального потока зависит от распределения в области развития гидротермального процесса значений проницаемости. Косвенным показателем проницаемости могут служить значения эффективной пористости. Обобщенные данные об эффективной пористости пород I7 скарновых месторождений Средней Азии, Кавказа, Урала и Приморья, где существует вполне определенная связь между значениями пористости и типом формирующихся скарнов, приведены в таблице.

Для инфильтрационных скарнов жильного типа характерны несколько

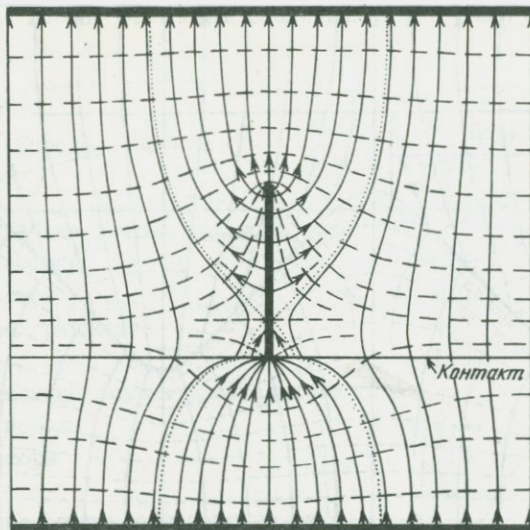
пониженные значения пористости вмещающих мраморов по сравнению с гранитоидными породами. Пористость скарнов и контролирующих размещение скарнов тектонически нарушенных зон резко повышена. Инфильтрационные скарны фронтального типа формируются в условиях относительно повышенной пористости вмещающих мраморов по сравнению с гранитоидными породами. Пористость таких скарнов в среднем ниже, чем у мраморов, но выше, чем у гранитоидов. Для диффузионных скарнов облекающего типа характерны сближенные низкие значения пористости мраморов и гранитоидов при относительно повышенной пористости скарнов.

Если предположить, что проницаемость пород скарновых месторождений находится в отношениях прямой корреляции со значениями их эффективной пористости, гипотезу структурно-гидродинамического контроля размещения известковых скарнов можно сформулировать следующим образом. Формирование инфильтрационных скарнов жильного типа связано с гидродинамическим сосредоточением потока восходящих скарнообразующих растворов в секущих тектонических зонах повышенной проницаемости. Для инфильтрационных скарнов фронтального типа на изученных месторождениях устанавливается предпочтительная приуроченность к отрицательным формам рельефа контакта мраморов с нижележащими гранитоидными породами.

Эта особенность размещения скарнов, возможно, связана с относительно повышенной проницаемостью мраморов, обуславливавшей гидродинамическое сосредоточение потока восходящих скарнообразующих растворов в локальных прогибах кровли гранитоидного интрузива. Формирование диффузионных облекающих скарнов происходило в условиях относительно подчиненной роли фильтрационного переноса (по сравнению со скоростью диффузионного переноса), чему способствовали малая контрастность и общая низкая проницаемость вмещающих скарны пород.

Структурно-гидродинамический контроль размещения скарнов. С целью проверки предложенных гипотез структурно-гидродинамического контроля размещения скарнов произведено электрическое моделирование схем движения растворов в структурных обстановках, представляющих типизированные условия формирования инфильтрационных жильных и фронтальных скарновых тел. Методика моделирования описана в работе [3].

В качестве модели структурно-гидродинамических условий формирования жильных скарнов рассмотрена следующая схема. Восходящий поток растворов переходит из относительно хорошо проницаемых "гранитоидных" пород с проницаемостью  $K_1$  в относительно плохо проницаемые "карбонатные" породы с проницаемостью  $K_2$ . Контакт между породами горизонтальный, соотношение проницаемостей  $K_1/K_2 \approx 5$ . Перпендикулярно к контакту со стороны "карбонатных" пород подходит тектоническое нарушение, проницаемость которого принята условно бесконечно большой. Длина нарушения по восстанию ограничена. Результаты моделирования представлены на рис. 1. Как видно, восходящий поток испытывает отчетливое гидродинамическое стягивание в зону контролирующего нарушения. Масштабы стягивания значительны - тектонически нарушенная зона дренирует

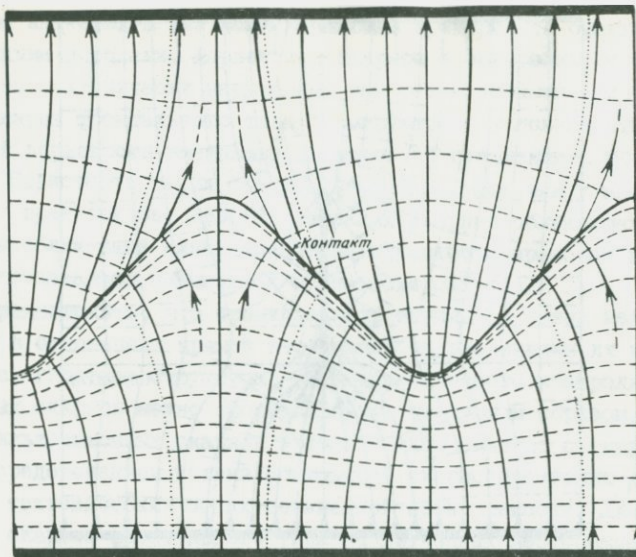


Р и с. 1. Гидродинамическая сетка движения растворов при формировании инфильтрационных скарнов жильного типа

Сплошные линии - линии тока, стрелки показывают направление движения растворов; пунктир - изобары гидродинамического давления (напора); точками показаны линии тока, разграничивающие области гидродинамического стягивания и растекания потока; вертикальная черная полоса - тектоническое нарушение; горизонтальные черные полосы - нижний подводящий и верхний дренирующий граничные контуры

поток из области, превосходящей по ширине вертикальную длину нарушения. Как следствие этого эффекта степень интенсивности движения растворов по контролирующему нарушению при типовых соотношениях между мощностью и вертикальной протяженностью тектонических разрывов может возрасти в сравнении с интенсивностью глубинного питающего потока в десятки, сотни раз и более, обеспечивая тем самым формирование соответственно протяженных тел инфильтрационных скарнов.

В качестве модели структурно-гидродинамических условий формирования инфильтрационных скарнов фронтального типа была рассмотрена схема восходящего движения растворов в двухслойной среде со складкоподобным контактом. Отношение проницаемостей нижнего "гранитоидного" и верхнего "карбонатного" слоев принято равным  $K_1/K_2 \approx 1 : 300$ . Результаты моделирования представлены на рис. 2. Как видно, в промоделированных условиях восходящий поток испытывает гидродинамическое стягивание к синклиналеподобным прогибам контакта, что согласуется с отмеченным выше фактом предпочтительной приуроченности фронтальных скарнов к отрицательным структурным элементам рельефа кровли гранитоидных интрузивов. Влияние установленного явления гидродинамическо-



Р и с. 2. Гидродинамическая сетка движения растворов при формировании инфильтрационных скарнов фронтального типа

Точками показаны линии тока, разграничивающие ветви потока, проходящие через антиклинальную и синклиналильные части контакта; остальные условные обозначения см. в подписи к рис. 1

го стягивания растворов на размещение скарнов было проанализировано на конкретном примере Ингичкинского скарново-шеелитового месторождения в Средней Азии [47], причем было показано, что соответствующий гидродинамический механизм оказывает статистически достоверное воздействие на изменение мощности скарнов.

Если в гидродинамических схемах на рис. 1 и 2 расположение граничных контуров заменить на противоположное (т.е. подводящий контур заменить дренирующим и наоборот), то векторы течения в схемах изменятся на противоположные, но сами гидродинамические сетки как геометрические образы останутся неизменными. В приложении к анализу гидродинамического строения восходящих потоков это означает, что на основе приведенных моделей могут быть рассмотрены также формы гидродинамического контроля гидротермальных потоков соответственно "обращенными" структурными обстановками<sup>х</sup>.

Обращенная схема на рис. 1 представляет влияние на восходящий

<sup>х</sup> Соответствующие гидродинамические схемы легко представить, перевернув фигуры на 180° и мысленно изменив на линиях тока направление стрелок движения растворов.

Порода	Пористость		
	мини- мальная	макси- мальная	средняя
Инфильтрационные скарны жильного типа			
Гранитоидные породы	0,6	1,9	1,4
Вмещающие мраморы	0,6	1,9	1,0
Мраморы в зонах разломов	4,5	14,0	8,0
Скарны	1,0	9,0	5,3
Инфильтрационные скарны фронтального типа			
Гранитоидные породы	0,4	1,5	1,1
Вмещающие мраморы	0,5	2,8	2,5
Скарны	0,4	2,8	1,8
Диффузионные скарны облекающего типа			
Гранитоидные породы	0,3	1,7	0,7
Мраморы	0,4	1,9	0,7
Скарны	0,8	2,8	1,9

поток тектонического нарушения, подходящего к контакту со стороны относительно менее проницаемых "гранитоидных" пород. При такой локализации тектоническое нарушение очевидным образом не может обуславливать формирование апокарбонатных жильных скарнов. Однако его контролирующая роль может проявиться в другом. Гидродинамически рассматриваемое нарушение по отношению к контакту играет роль раствороподводящей структуры. Соответственно оно может обуславливать в области своего гидродинамического влияния развитие более мощных инфильтрационных скарнов фронтального типа. Следуя такой интерпретации, обращенная гидродинамическая сетка на рис. 1 представляет гидродинамическую модель широко распространенного на скарновых месторождениях явления локального раздува мощности тел контактовых скарнов над подводными внутриинтрузивными нарушениями.

Обращенная схема на рис. 2 представляет гидродинамическое строение восходящего потока в структурной обстановке, аналогичной основной схеме на рис. 2, но при противоположном соотношении проницаемостей "гранитоидного" и "карбонатного" слоев. Как видно из схемы, восходящий поток испытывает гидродинамическое стягивание к антиклиналеподобным выступам контакта в той же мере, что и в рассмотренной выше схеме гидродинамического стягивания к синклиналеподобным прогибам структуры.

Из сопоставления гидродинамической схемы с ее обращенным вариантом (см. рис.2) следует, что для локализации инфильтрационных фронт-

тальных скарнов на контакте различно проницаемых пород гидродинамически благоприятными являются: при относительно повышенной проницаемости вышележащих пород отрицательные (синклиналеподобные); при относительно повышенной проницаемости нижележащих пород положительные (антиклиналеподобные) структурные формы рельефа контролирующего контакта. Как уже сказано, на изученных авторами месторождениях преимущественным развитием пользуются скарновые залежи, приуроченные к отрицательным структурным элементам кровли гранитоидных интрузивов, что согласуется с данными по пористости этих месторождений. Однако известны также примеры локализации скарнов в куполообразных структурах [5].

Формирование диффузионных скарнов облекающего типа происходит, как следует из приведенных данных по пористости, в условиях сближенных и в целом весьма низких значений проницаемости вмещающих карбонатных и гранитоидных пород, поэтому рассмотренные гидродинамические процессы, обеспечивающие сосредоточение гидротермального потока в гидродинамически благоприятных элементах геологической структуры, проявляются незначительно. Общая низкая проницаемость среды предопределяет низкие значения скорости движения растворов, вследствие чего в формировании облекающих скарнов основную роль играет диффузионная форма переноса вещества.

#### Л и т е р а т у р а

1. Коржинский Д.С. Очерк метасоматических процессов. - В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М.: Изд-во АН СССР, 1953.
2. Шариков В.А. Скарновые месторождения. - В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М.: Недра, 1968.
3. Пэк А.А. Гидродинамический анализ структурных условий гидротермального рудообразования. - В кн.: Геологическая среда и структурные условия гидротермального рудообразования. М.: Наука, 1982.
4. Пэк А.А., Чернышев В.Ф., Буздин В.А. Палеогидродинамические условия локализации контактово-инфильтрационных скарнов месторождения Ингичке. - Геология руд. месторождений, 1980, № 1.
5. Чернышев В.Ф. Изучение скарново-рудных полей и месторождений. - В кн.: Геолого-структурные методы изучения структур эндогенных рудных месторождений. М.: Наука, 1982.

А.Е. Лисицын

Министерство геологии СССР, г. Москва, СССР

Мнение ряда исследователей, что скарны служат только благоприятной средой для оруденения, неправомерно. Выявлены определенные закономерности в условиях образования скарнов и локализованного в них разнотипного оруденения. Интрузивный магматизм, генетически связанное с ним скарнообразование и оруденение представляют собой этапы эволюции единого эндогенного процесса.

Масштабы скарнообразования во многом определяют степень развития апоскарновых гидротермальных процессов, в том числе рудных. Более объемное и интенсивное скарнирование обуславливает более значительное проявление рудного процесса. Развитию мощных зон скарнов или пачек слоистых скарноидов способствует существенно инфильтрационный характер скарнообразования. В крупном скарном массиве не всегда обязательно промышленное скопление руд, но при слабом развитии скарнов нельзя надеяться на нахождение значимых рудных концентраций.

В магнезиальных скарнах обычно локализуется железное, борное, медно-никелевое, флогопитовое оруденение; в известковых скарнах — железное, вольфрамовое, молибденовое, полиметаллическое, медное, золотое, оловянное, бериллиевое, никель-кобальтовое, борное.

Оруденение часто приурочено к внешним зонам скарнов: в магнезиальных к шпинель-форстеритовым и кальцифирам; в известковых к пироксенным, пироксен-гранатовым, волластонитовым, а также к скарноидам.

Оруденение в скарнах появляется частично до окончания скарного процесса. Главная масса оруденения осаждается непосредственно вслед за образованием скарнов. При этом разные типы оруденения сопровождаются в той или иной степени постскарновыми процессами — дорудными, синрудными и пострудными. Для оруденения в магнезиальных скарнах это известковое скарнирование, эпидотизация, флогопитизация, клиногумитизация, амфиболитизация, серпентинизация, хлоритизация, бруситизация, кальцитизация. При апоизвестково-скарновых процессах индикаторами разных типов гидротермальных преобразований скарнов и связанного с ними оруденения в значительной мере служат фации кислотности скарнов. Они характеризуют общую геохимическую обстановку высокотемпературной части гидротермального процесса.

Фации повышенной кислотности скарнов (по В.А. Жарикову) с коэффициентом распределения железа между сосуществующими клинопироксеном и гранатом  $K_{\text{Пп/Гр}}^{\text{Fe}} > 1$  обычны для вольфрамовых, молибден-вольфрамовых, оловянных, бериллиевых месторождений. В них интенсивно развивается кислотное выщелачивание — грейзенизация, пропилитизация, окварцевание, сульфидизация, кварцево-полевошпатовый метасоматоз, геденбергитизация, андрадитизация, эпидотизация, амфиболитизация. Никель-кобаль-

товое оруденение сопровождается пренит-альбит-калцишпатовыми метасоматитами, а золотое - березитизацией, амфиболитизацией, окварцеванием. Основная часть оруденения локализуется в апоскарновых метасоматитах.

Магнетитовое, свинцово-цинковое, медное, борное оруденение приурочено к фациям известковых скарнов пониженной кислотности с  $K_p^{пн/гр} < 1$ . Соответственно в них слабо и эпизодически проявлено кислотное выщелачивание в виде локальной грейзенизации, иногда пропилитизации, амфиболитизации, окварцевания.

В пределах руднооднотипных скарновых месторождений, в частности вольфрамовых, иногда отмечается тенденция увеличения интенсивности апоскарновых гидротермальных изменений и степени их оруденелости в более кислотных фациях скарнов.

Генетическая связь высокотемпературного железного, борного, вольфрамового, оловянного оруденения со скарнообразованием подчеркивается наличием в скарновых минералах сингенетичных им образований олова (касситерита), бора (данбурита), вольфрама (шеелита), железа (магнетита). Об этом же свидетельствует увеличение концентраций рудных компонентов к концу скарного процесса с образованием в постскарновую стадию магнетита, данбурита, датолита, курчатовита, сахайта, шеелита, молибдосеелита, касситерита.

Соотношение поздних скарновых с ранними рудными минералами и одинаковые температуры их образования порядка  $400^{\circ}\text{C}$  свидетельствуют о близости по времени выделения тех и других.

При скарнировании карбонатных пород освобождаются кальций и магний. Их высокая активность в сочетании с высокой активностью рудных компонентов во флюидах и высокотемпературностью процесса способствуют образованию в скарнах рудных концентраций боратов, боросиликатов, шеелита, молибдосеелита.

Скарновые месторождения представляют собой один из наиболее ярких примеров тесных соотношений в пространстве и близкой связи во времени формирования борных руд и вмещающих их скарнов. Эндогенные минералы бора встречаются в самых различных горных породах, но рудные концентрации они образуют только в скарнах, скарноидах, кальцифирах.

В бороносных скарнах четко проявлен типохимизм оруденения и вмещающих пород. В известковых скарнах и скарноидах пироксен-гранат-воластонитового состава локализуются боросиликаты кальция - датолит, данбурит. В слабо скарнированных известняках, в условиях с более высоким потенциалом кальция в растворах и низким кремния, образуются кальциевые бораты - кальциборит, сибирскит.

В магнезиальных скарнах и кальцифирах шпинель-пироксен-форстерит (клиногумит)-флогопитового состава локализуются железо-магниево и магниево бораты - людвигит, суанит, котоит, ссайбелиит. В кальцифирах, частично замещенных известковыми скарнами, локализуется боратовое оруденение магнево-кальциевого состава в виде курчатовита и сахайта.

В размещении разнотипного боратового оруденения по зонам метасоматической колонки отмечается определенная тенденция к зональности. Она обусловлена дифференциальной подвижностью железа, магния и бора (по А.А. Маракушеву). Так, в кальцифирах и мраморах залегают преимущественно безжелезистые бораты. Во внешних зонах скарнов они сменяются железо-магниевым лодвигитовым оруденением, а ближе к внутренним зонам — магнетитовым.

Иллюстрацией может служить скарновое месторождение Восточной Сибири. На месторождении развиты магнезиальные, апомагнезиально-известковые и известковые скарны. Наибольшим распространением пользуется магнетитовое оруденение, локализованное в магнезиальных и апомагнезиально-известковых скарнах. Борное оруденение представлено тремя минеральными типами: железо-магниевыми и магниевыми боратами, магнево-кальциевыми боратами, кальциевыми боросиликатами. Первый тип (лодвигитовый) ассоциирует с магнетитом и приурочен к всяческому боку магнетитовых залежей. Второй тип (курчатовит-сахайтовый) локализуется в кальцифирах и замещающих их известковых скарнах. Он примыкает к первому типу оруденения со стороны экзоконтакта. Третий тип оруденения (датолит-ботриолитовый) развит среди известковых скарнов и скарноидов во внешних зонах экзоконтакта гранитного интрузива.

Некоторая часть магнетита сформировалась одновременно с известковыми скарнами. Основная масса магнетитовых руд месторождения образовалась позже скарнов. Это отчетливо фиксируется по многочисленным реликтам шпинели, форстерита, пироксена, граната, везувиана в магнетите. Часть боратовых руд образовалась одновременно с железными, что установлено по парагенезисам магнетита с лодвигитом. Начало формирования курчатовит-сахайтовых руд близко к выделению граната и клиногумита, но главная их масса образовалась в постскарновый этап и завершилась позже кристаллизации магнетита.

Пространственные и временные соотношения минеральных ассоциаций руд данного месторождения свидетельствуют о едином, неразрывном в пространстве и во времени процессе образования скарнов и локализованного в них оруденения.

Для скарново-борных месторождений такая закономерность проявлена однозначно и служит одним из важнейших критериев при их крупномасштабном прогнозировании, поисках и оценке.

## СКАРНОВО-РУДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ ПРИМОРЬЯ И ЕЕ ТЕМПЕРАТУРНАЯ ПОЗИЦИЯ

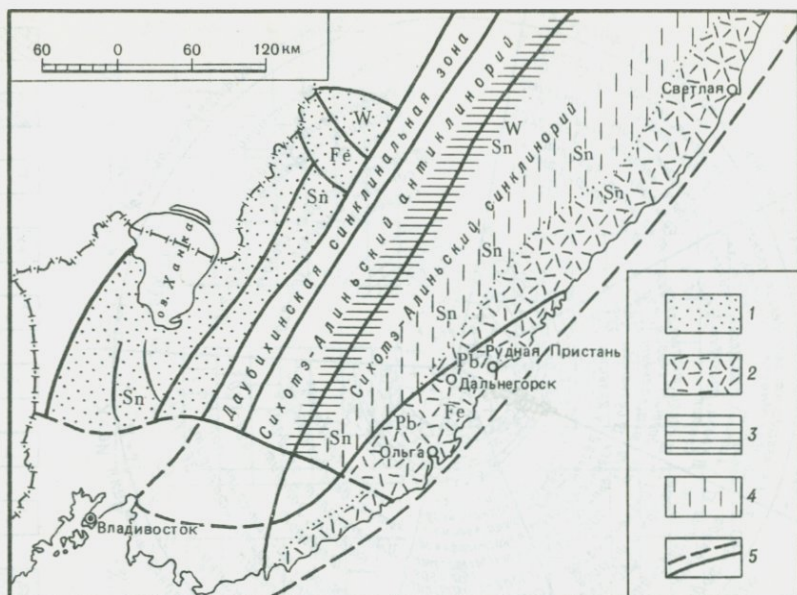
М.И.Ефимова, Г.Н.Степанов, Н.С.Благодарева, Н.А.Носенко  
ДВГИ ДВНЦ АН СССР, г.Владивосток; ПО "Бор", пос.Дальнегорск, СССР

Среди эндогенных образований, развитых на территории Приморья, скарново-рудные месторождения имеют большое практическое значение. Скарновые месторождения относятся к различным рудным формациям, располагаются в различных структурно-фациальных зонах и формирование их связано с различными этапами становления вулканоплутонических и интрузивных комплексов. Связь скарновой минерализации с определенными рудоконтролирующими структурами и ассоциирующими с ними магматическими комплексами предопределила особенность процессов формирования скарновых месторождений, что позволило при оценке перспективности рудоносного проявления использовать конкретные данные о физико-химических параметрах минерализации, полученные методами термобарогеохимии. Ниже рассматриваются скарновые месторождения различных структурно-фациальных зон Приморья и температуры образования связанных с ними минеральных парагенезисов.

В Ханкайском срединном массиве (рис. 1), сложенном породами архейского, протерозойского и раннекембрийского возраста, скарновые месторождения локализируются в зонах тектоно-магматической активизации различного возраста: ранне- и нижнепалеозойского (Вознесенский рудный район) и юрско-раннемелового (Кабаргинский рудный район) [15]. Наиболее характерной чертой скарновых образований Ханкайского массива является их тесная ассоциация с метасоматитами магнетит-флюоритового типа, связанными с редкометалльными фтороносными грейзенами, что сближает эти месторождения с рудами Айрон Маунтин (Нью Мексика, США) и Лост-Ривер (Аляска).

Вознесенские месторождения, относящиеся к скарново-шеедит-касситерит-полиметаллической формации, локализованы в доломитсодержащих нижнекембрийских известняках на контакте с лейкократовыми гранитами и диорит-монцонитами (рис. 2; 3, № 1-3), прорывающими известняки небольшими штоками [1]. Форма скарновых тел жилообразная, пологопластообразная, локализация их контролируется контактами интрузивных тел и напластованием известняков в сводах антиклинальных складок. Среди скарнов развиты пироксеновые, пироксен-гранатовые, волластонит-пироксен-гранатовые, везувиан-пироксен-гранатовые и скаполитовые разновидности. Главными рудными минералами скарнов являются сфалерит, магнетит, пирротин; подчиненное значение имеют пирит, арсенопирит, халькопирит, галенит, молибденит, шеедит, фрайбергит\*, буланжерит, кобеллит\*, станнин, гудмундит\*, пираргирит\*, стефанит\*. Нерудные минералы представлены актинолитом, хлоритом, флюоритом, кальцитом, альби-

\* Впервые определены Н.С.Благодаревой [1].

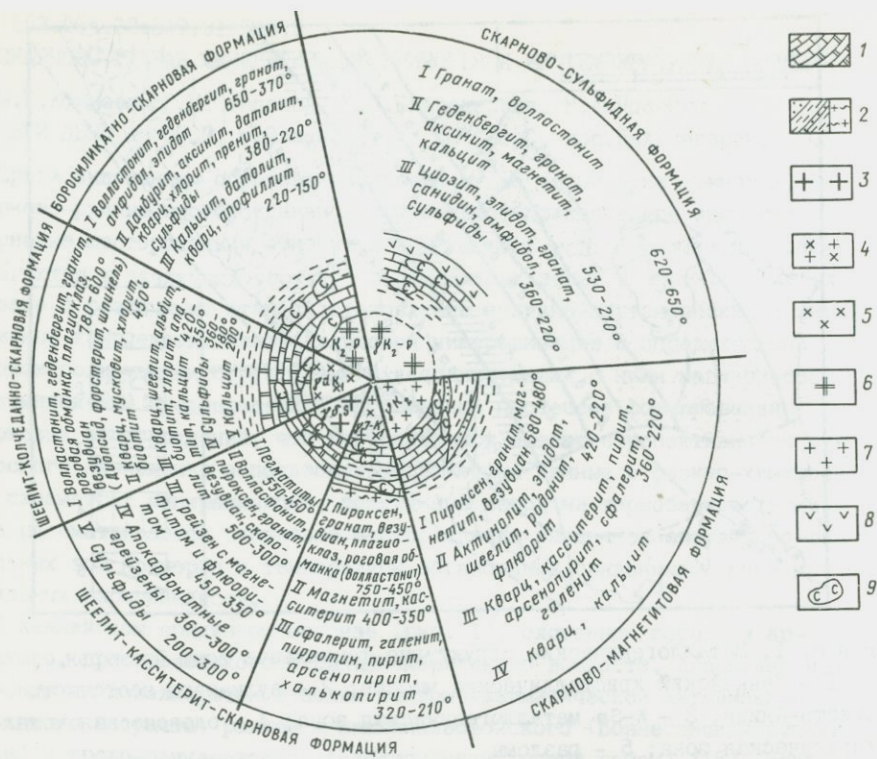


Р и с. 1. Металлогенические структурно-фациальные зоны Приморья

1 - Ханкайский кристаллический массив; 2 - вулканы восточного Сихотэ-Алиня; 3 - W-Sn металлогеническая зона; 4 - оловоносная металлогеническая зона; 5 - разломы

том, мусковитом, флогопитом, биотитом. Изучение возрастных взаимоотношений различных типов минерализации между собой и с магматическими образованиями, а также применение методов термобарогеохимии позволили выделить пять этапов образования скарновых месторождений Вознесенского района и определить их температурные параметры: I - пегматоидный, 550-450°C; II - скарновый, 500-350°C; III - грейзеновый аутометасоматический, 450-350°C; IV - грейзеновый апокарбонатный, 360-300°C; V - сульфидный, 300-200°C. Растворы, формировавшие скарновые тела, имели различный состав: для пегматоидных жил это были натриево-калиевые и натриевые галогено-бикарбонатные растворы, для апокарбонатных грейзенов - натрий-калий-кальциевые существенно фторные, для сульфидных ассоциаций - кальциево-магниево-сернисто-хлоридно-бикарбонатные с подчиненным количеством фтора и щелочей [4].

В Кабаргинском рудном районе в зоне юрско-раннемеловой активизации месторождения скарново-шеелит-касситерит-полиметаллической формации генетически связаны с кислыми и ультракислыми гранитоидами (см. рис. 2; 3, № 4), прорывающими гнейсы, слюдястые сланцы, песчаники, алевролиты, известняки и доломиты докембрийского - палеозойского возраста. Скарново-рудные тела локализованы в контактовых зонах интрузивов и приурочены к границам карбонатных и алюмосиликатных пород. Формы залежей - пласто- и линзообразные, протяженные крутопадающие трубчатые тела.

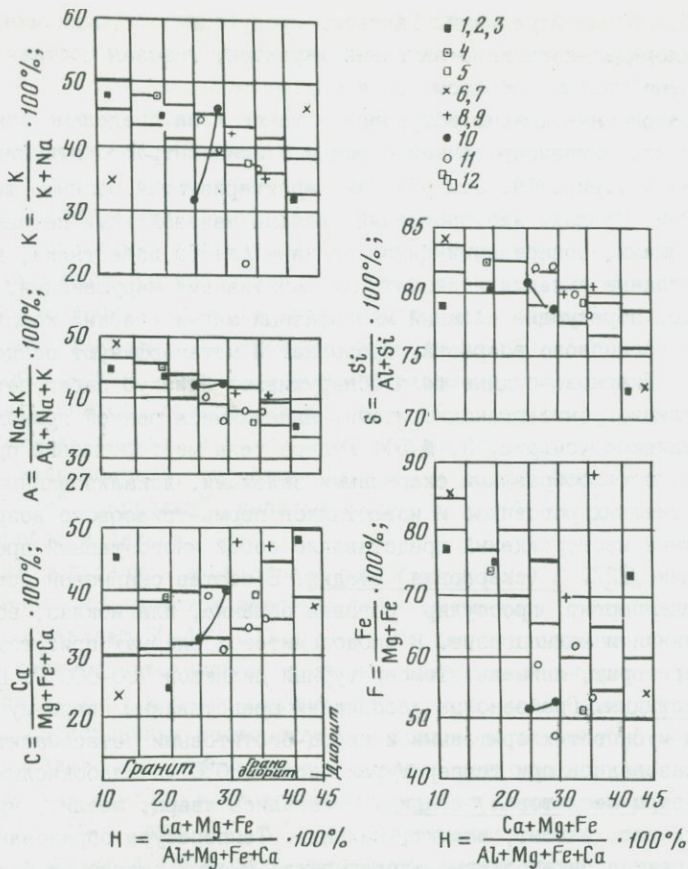


Р и с. 2. Температуры образования минеральных парагенезисов скарновых месторождений Приморья, t° C

I - известняки, доломиты, мраморы; 2 - слюдяные песчаники и сланцы, гнейсы; 3 - монцодиориты, биотитовые граниты, аляскиты; 4 - аляскиты, граниты; 5 - гранодиориты; 6 - гранодиориты, биотитовые граниты; 7 - крупнозернистые граниты; 8 - вулканыты; 9 - скарны; I-V - стадии минерализации

Скарны состоят из пироксена, граната, везувияна, плаггиоклаза, роговой обманки, эпидота, в подчиненном количестве встречаются скаполит, ортоклаз, волластонит. Рудный парагенезис представлен шеелитом, касситеритом, сфалеритом, галенитом, магнетитом, минералами висмута, реже встречаются халькопирит, блеклая руда, пирротин, пирит, арсенопирит и др. Среди нерудных минералов наиболее распространены кварц, флюорит, актинолит, мусковит, стильпномелан, турмалин, топаз. Редкое талльное оруденение выражено своеобразными тонкополосчатыми флюорит-магнетитовыми рудами, развитыми в биметасоматических скарновых залежах.

Формирование месторождения происходило в три стадии, отражающие эволюционное развитие постмагматического процесса [11]. I стадия - скарновая - представлена магнезиальными скарнами магматического и известковыми скарнами постмагматического этапа. Температурный диапазон



Р и с. 3. Петрохимическая характеристика гранитоидов скарновых месторождений Приморья

Вознесенский район: I-3 - монцодиориты, биотитовые граниты, аляски-титы; Кабаргинский район: 4 - аляскиитовые граниты; месторождение Восток - П: 5 - гранодиориты; рудопоявление Скальное: 6 - гранит-порфиры, 7 - кварцевый диорит; Дальнегорское боросиликатное месторожде-ние: 8 - гранодиориты, 9 - биотитовые граниты; Ольгинский интрузив-ный массив: 10 - гранит; Владимирский массив: 11 - граниты, гранодиориты (10, 11 по С.А.Коренбауму); 12 - нормативные составы

образования 770-450°C. II стадия - редкометалльная - характеризуется развитием окисных форм оруденения в условиях кислотного выщелачивания, сопровождается разложением скарновых минералов. Температуры образова-ния 400-350°C. III стадия - сульфидная - наложена на скарны и ранние окисные руды. Температуры отложения пиритовых руд 320°C, галенито-сфалеритовых - 310-210°C. Характер растворов I стадии щелочной, II - кис-

лотный, III - близнеитральный. Растворы продуктивной стадии имели бикарбонатно-хлоридно-кальциево-натровый характер, газовая составляющая представлена главным образом  $\text{CO}_2$  и  $\text{CH}_4$ .

Вольфрамоносные скарны встречаются также и за пределами Ханкайского массива и его активизированной окраины в зоне интрагеоантиклинали Сихотэ-Алиня (см.рис. I). Эти участки характеризуются мощными широтными нарушениями. Площади месторождений сложены мезозойскими песчано-сланцевыми толщами, содержащими линзообразные пласты известняка, которые смяты в сложные складки и разбиты дизъюнктивными нарушениями. Интрузивные породы, образующие сложный многофазный магматический комплекс мелового - палеогенового возраста, прорывают и метаморфизуют осадочные образования. Скарново-рудные тела обнаруживают близкую парагенетическую связь с плагиогранит-гранодиоритами, являющимися ранней гранодиоритовой фазой комплекса (см.рис. 3, № 5). Рудные тела месторождений представлены пласто- и жиллообразными скарновыми залежами, локализованными на контакте биотитовых роговиков и известняков пермь-триасового возраста. Формирование месторождений представляло собой многоэтапный процесс минерализации [127]. I (скарновая) стадия. В состав скарновой ассоциации входят геденберgit, гроссуляр, роговая обманка, плагиоклаз, волластонит, везувиан и клиноцоизит. В аподоломитовых скарнах присутствуют диопсид, форстерит, шпинель. Температурный диапазон 780-600°C. II (грейзеновая) стадия. Грейзеновые ассоциации представлены кварц-мусковитовыми, кварц-мусковит-хлоритовыми и кварц-биотитовыми метасоматитами, которые образовались при температурах около 450°C из слабокислых растворов. III (кварц-шеелитовая) стадия. Отлагались кварц, шеелит, мусковит, биотит, хлорит, альбит, апатит, кальцит. Температура образования 350-420°C, характер бикарбонатно-хлоридно-кальциевых растворов близнеитральнoй-слабощелочной, в газовой составляющей преобладали  $\text{CO}_2$  и  $\text{CH}_4$ . IV (сульфидная) стадия. Кристаллизовались шеелит, арсенопирит, сфалерит, галенит, самородный висмут, теллуриды висмута и др. Образование сульфидов происходило при дальнейшем понижении температуры (360-180°C) и понижении щелочности растворов. V (карбонатная) стадия. Образование жил карбоната. Температура растворов ниже 200°C.

Широко проявлена скарново-рудная минерализация в области сочленения Главного Сихотэ-Алиньского синклиория и Прибрежной антиклинальной зоны, где из-под покровов поздне меловых эффузивов обнажаются сложнодислоцированные осадочные образования. Дизъюнктивные нарушения различных порядков придали "окнам" осадочных пород блоковое строение. В пределах линз и глыб известняка, входящего в разрез мезозойских осадочных толщ, в местах сгущения сети нарушений и крупных разломов локализована различная эндогенная минерализация, в том числе скарны, несущие полиметаллическое, борное и магнетитовое оруденение.

Скарново-полиметаллические месторождения, относящиеся к скарново-сульфидной формации свинцово-цинковых руд, представляют собой гранат-геденберgitовые и гранат-волластонит геденберgitовые рудные тела труб-

чатой и более сложной формы с наложенной свинцово-цинковой минерализацией. Вмещающие породы подвергнуты интенсивной пропилитизации, особенно заметной в эффузивах, причем на одних месторождениях (Николаевское) наблюдается тесная хронологическая связь скарнирования и пропилитизации [13], а на других (Садовое) пропилитизация ассоциирует с сульфидами [2]. Процесс образования месторождений был длительным, выделяется несколько стадий и этапов минералообразования [10, 16].

I этап - отложение волластонита. Температура образования 620-520°C. II этап - отложение геденбергита, граната, аксинита, магнетита, ильваита, кварца, кальцита. В околоскарновых породах развивается парагенезис пироксен-эпидот-кварц. Температура образования 530-210°C. III этап - развитие по скарнам и околоскарновым породам пропилитовой ассоциации: клиноцоизит, эпидот, гранат, калишпат, альбит, пренит, ильваит, хлорит, биотит, актинолит, а также отложение сфалерита, галенита, арсенипирита, халькопирита, пирротина, пирита и редких минералов, таких, как кобальтин\*, карролит\*, кобальт-пирит, алтаит\*, тетрадимит\*, сульфосоли серебра и свинца.

Сульфиды отлагались в интервале температур 360-200°C, на некоторых месторождениях наблюдается температурная зональность, температурный градиент составляет 30-40°C/100 м [14]. Растворы продуктивной стадии по данным термобарогеохимии относятся к бикарбонатно-сернистому кальций-магниевому типу и резко отличаются по составу минералообразующих растворов, свойственных месторождениям других формаций [5]. Расчет давления показал, что отложение сульфидов в метасоматических зонах происходило при 20-330, а минерализация пустот осуществлялась при давлениях от 4,5 до 62 атм [7, 8]. Режим активности водородных ионов в растворах подчинялся такой закономерности: раскисление ранних щелочных растворов от pH = 7-9 до pH = 5-3,5 [6]. Образование скарново-сульфидных месторождений связывается с андезит-гранодиоритовым вулcano-плутоническим комплексом позднемелового - палеогенового возраста.

Боросиликатное Дальнегорское месторождение приурочено к контакту карбонатно-терригенных пород средневерхнего триаса с верхнемеловыми - палеогеновыми гранитоидами, относящимися к андезитовой формации (см. рис. 2; 3, № 8-9). Помимо пород гранитоидного ряда, в пределах интрузива установлены дайки габбро-диабазов, эпидейцитовых трахитов, представляющие собой малые интрузии контрастной щелочно-калиевой серии. Возраст их определен в 36-27 млн. лет. Скарново-рудное тело представляет собой плащеобразную залежь, имеющую почти вертикальное падение и залегающую в известняках на контакте гранитного интрузива. Минеральный состав залежи меняется в зависимости от структурного фактора и литологии, зональность скарнов имеет такой вид (сверху вниз и от периферии к центру): гранатовая зона, геденбергитовая зона, гранат-волластонито-

\* Впервые описаны Н.С.Благодаревой [2].

вая зона, волластонитовая зона. Боросиликатная минерализация представлена датолитом, данбурином и аксинитом, наиболее развит датолит, образующий несколько разновозрастных ассоциаций. Образование скарновой залежи происходило в несколько стадий. I (скарновая) стадия - отложение волластонита, геденбергита, граната (андрадита), амфибола, эпидота. Температурный интервал 650-370°. II (боросиликатная) стадия - образование данбурига, аксинита, основной массы датолита, кварца, хлорита, стильпноелана, альбита, пренита, арсенопирита, пирита, сфалерита, галенита и халькопирита. Температурный диапазон образования 380-220°. III (кварц-карбонатная) стадия - возникновение кальцита, датолита, кварца, апофиллита в виде прожилков, друз и псевдоморфоз по скарновым и боросиликатным минералам ранней генерации. Температурный диапазон 220-150°

Растворы, отлагавшие продуктивную ассоциацию, имели хлоридно-бикарбонатно-натриевый состав с примесью углеродистого вещества и характеризовались переменной активностью водородных ионов: с увеличением кислотности выделялся данбуриг, а при повышении pH и температуры был устойчив датолит [9]. Газовая составляющая состояла главным образом из CH<sub>4</sub> и CO<sub>2</sub>. Формирование месторождения связывается с внедрением и кристаллизацией интрузии гранитоидов андезитовой формации; по представлениям И.Н.Говорова [3], боросиликатная минерализация имеет генетическое родство с малыми интрузиями щелочно-калиевого состава, время внедрения которых совпало с тектоно-магматической активизацией Сихотэ-Алиня в субплатформенную стадию развития орогена. Источник возникновения щелочно-калиевых магм находился, по мнению И.Н.Говорова, в верхней мантии в области глубинного разлома, куда поступали интрателлурические потоки, богатые калием и бором.

Скарново-магнетитовая минерализация описываемой зоны обычно приурочивается к контакту терригенно-осадочных образований верхнего мела с верхнемеловыми палеогеновыми гранитоидами. Центральные части скарновых тел представляют собой андрадит-диопсидовый скарн с магнетитом (до 80-90%), затем следует зона кварц-эпидот-полевошпатовой породы, имеющей постепенные переходы к биотитизированному песчанику. В скарне и метасоматитах присутствуют вкрапленность и мелкие прожилки сульфидов - халькопирита, пирротина и сфалерита с единичными зернами касситерита. Образование скарново-рудных тел происходило стадийно. I (скарновая) стадия - пироксен, гранат, магнетит. Температуры от 530 до 480°. II - актинолит, эпидот, шеелит, 420-220°. III - касситерит, пирит, сфалерит, галенит, 360-220°. IV - кварцевая стадия - секущие кварцевые прожилки с небольшим количеством карбоната.

Широкое развитие скарново-магнетитовых образований с наложенной оловянно-полиметаллической и полиметаллической минерализацией характерно для Прибрежного антиклинального поднятия. Здесь на контакте верхнепалеозойских метаморфических толщ, содержащих пласты, линзы, глыбы мраморизованных известняков, и гранитоидов развиты пироксен-гранатовые скарны и скарноиды.

Для всех рассмотренных скарново-магнетитовых месторождений характерны общие черты, все они формировались стадийно. I (скарновая) стадия - отложение пироксена, граната, магнетита, везувиана. Температурный интервал от 580 до 480°. II (эпидот-амфиболовая) стадия - отложение амфибола, эпидота, швелита, хлорита, родонита, флюорита. Температурный интервал от 420 до 220°. III (кварцево-сульфидная) стадия - отложение касситерита, кварца, пирита, арсенопирита, сфалерита, пирротина, халькопирита, галенита. Температурный интервал 360-220°. IV (кварц-карбонатная) стадия - образование поздних секущих прожилков кварца и кальцита. Температура образования ниже 220°.

Таким образом, для различных структурно-металлогенических областей характерны разные типы скарновой минерализации, имеющей генетическое сродство с определенными магматическими комплексами (см. рис. 3); скарновое оруденение Ханкайского срединного массива с Вознесенским монзонит-гранитным комплексом; вольфрамоносные скарны Главного синклиория и Бикинской зоны с гранитоидами повышенной основности; свинцово-цинковая минерализация зоны перехода Главного синклиория и Прибрежного антиклиория с гранитоидами андезитовой формации; оловоносные скарново-магнетитовые проявления Прибрежного антиклиория с биотит-роговообманковыми гранитами повышенной щелочности и кальциевости. Отложение минералов рудной стадии во всех типах изученных месторождений происходило в сравнительно узком температурном интервале [8]. На месторождениях скарново-сульфидной формации существовал температурный градиент, отсутствующий на близрасположенном боросиликатном месторождении, что может указывать на различную глубину формирования гидротермальных систем.

Полученные температурные характеристики скарново-рудной минерализации могут быть использованы при оценке перспективности вновь выявленных скарново-рудных зон еще на ранних стадиях изучения месторождений.

#### Л и т е р а т у р а

1. Благодарева Н.С. Скарновые и скарново-грейзеновые формации оловянных и свинцово-цинковых месторождений Вознесенского рудного района Приморья. - В кн.: Вопросы геологии, геохимии и металлогении Северо-Западного сектора Тихоокеанского пояса. Владивосток, 1970, с. 301-304.
2. Благодарева Н.С., Говоров И.Н. и др. Материалы по минералогии Садового свинцово-цинкового месторождения. - В кн.: Вопросы минералогии, магматизма и рудогенеза Дальнего Востока. Владивосток, 1974, с. 78-92.
3. Говоров И.Н. Геохимия рудных районов Приморья. М.: Наука, 1977. 251 с.
4. Говоров И.Н., Самарина Н.Г. О режиме кислотности-щелочности растворов при образовании слюдисто-альбитовых грейзенов. - В кн.: Гео-

- химия и минералогия магматогенных образований. Владивосток, 1966, с. 91-95.
5. Говоров И.Н., Ефимова М.И. и др. Химический состав минералообразующих растворов эндогенных месторождений Дальнего Востока. - В кн.: Генезис минеральных и термальных вод. М.: Наука, 1968.
  6. Говоров И.Н. Физико-химические свойства глубинных рудогенерирующих систем. - В кн.: Основные параметры природных процессов эндогенного рудообразования. Т. I. Новосибирск: Наука, 1979, с. 84-91.
  7. Ефимова М.И., Гусев М.С. и др. Физико-химические условия минералообразования "продушин" месторождения Верхний рудник. - В кн.: Рудообразующая среда по включениям в минералах. М.: Наука, 1972, с. 40-44.
  8. Ефимова М.И., Благодарева Н.С. и др. Температурные параметры образования эндогенных руд Дальнего Востока. - В кн.: Термобарогеохимия и рудогенез. Владивосток, 1980, с.3-19.
  9. Малинко С.В., Лисицын А.Е. и др. Физико-химические параметры процессов формирования промышленного боросиликатного оруднения. - В кн.: Основные параметры природных процессов эндогенного рудообразования. Т. I. Новосибирск: Наука, 1979, с. 98-106.
  10. Радкевич Е.А., Лобанова Г.М. и др. Геология свинцово-цинковых месторождений Приморья. - Тр./ИГЕМ АН СССР, 1960, вып. 34, с. 228.
  11. Степанов Г.Н. Минералогия, петрография и генезис скарново-швелит-сульфидных месторождений Дальнего Востока. М.: Наука, 1977. 178 с.
  12. Степанов Г.Н. Генетические особенности скарновых месторождений Центрального Сихотэ-Алиня с вольфрамовой и олово-полиметаллической минерализацией. - В кн.: Рудные провинции и генетические типы месторождений олова и вольфрама. Новосибирск: Наука, 1975, с. 31-39.
  13. Федчина Г.Н. Некоторые черты геологии метасоматитов одного из полиметаллических месторождений Приморья. - В кн.: Вопросы геологии, геохимии и металлогении Северо-Западного сектора Тихоокеанского пояса. Владивосток, 1970, с. 61-67.
  14. Хетчиков Л.Н., Гарбузов П.С. О температурах растрескивания сфалерита и галенита скарново-полиметаллических месторождений Тетихе. - Геология руд. месторождений, 1964, № 4, с. 66-72.
  15. Щеглов А.Д. Металлогения вольфрама в пределах советского сектора Тихоокеанского рудного пояса. - В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т.10. М., 1973, с. 198-212.
  16. Efimova M. J., Blagodareva N.S., Vasilenko Y.P., Fedchina Y. N. Mineral parageneses of the deposits of lead and zinc in Primorie (USSR). - Arch. Miner., t. XXXVI, z. i. Warszawa, S. 99-119.

GEOLOGY AND GENESIS OF THE PRECAMBRIAN SKARN IRON ORES  
IN NORTHWESTERN FINLAND

A.Hiltunen, R.Oy  
Exploration Oulu, Finland

## Introduction

A number of skarn iron ore deposits have been encountered in the Rautuvaara area of western Finnish Lapland. The bedrock of the area is a part of the Baltic Shield that is composed mainly of Archean and Proterozoic supracrustal and intrusive rocks. The Baltic Shield is bordered in the west by the Caledonides and in the east by Paleozoic sedimentary rocks (the Russian Platform).

The Precambrian in northern Finland can be divided into the following major geological units (Fig. 1).

The Archean basement complex which is over 2600 Ma old, is built up of orthogneisses and paragneisses. The Lapland granulite complex forms an integral part of this Presvecokarelidic basement, having been recrystallized at the time of the Svecokarelidic movements.

The Svecokarelian schist belt contains volcanic and sedimentary rocks which are from Archean to Middle Proterozoic in age.

The orogenic plutonic rocks are from Early to Middle Proterozoic in age - and include rocks from granitoid to gabbroic in composition.

The Rautuvaara area belongs to the Svecokarelian schist belt.

## Outlines of the Geology

The main geological units in the Rautuvaara area are seen in Fig.2.

The lowermost lithostratigraphic unit is the Niesakero-Kuertunturi quartzite complex, composed of sillimanite-bearing gneissose quartzites, arkosic quartzites and orthoquartzites with gneiss and amphibolite interlayers. The basement for the deposition for this quartzite complex probably consisted of Archean granite gneiss, and it is overlain by the basaltic metavolcanites, quartz-feldspar schists, graphite-bearing schists, carbonate and skarn rocks of the Rautuvaara Formation and their associated magnetite deposits. The Kolari Greenstone Formation in the southern part of the area and the Siekkijoki Greenstone Formation in the west contain chiefly mafic and intermediate metavolcanites with lesser amounts of graphite-bearing schists, chert, carbonate and skarn rocks.

The oldest of the above-mentioned volcanic rocks are probably late Archean but there are some indications that the volcanic stage continued into the Early Proterozoic Era.

The uppermost lithostratigraphic units in the Rautuvaara area are the Tapojärvi Quartzite Formation in the west and the comparable Luosujoki conglomerate and Yllästunturi quartzite in the east.

The rocks of the monzonite intrusion penetrated onto the Rautuvaara



Fig. 1. Main geological units of the Precambrian in northern Finland after Simonen [4] and the location of study area

1 - Archean basement: a - schist and paragneiss, b - granulite, c - orthogneiss; 2 - Svecokarelidic schist belt; 3 - orogenic plutonic rocks

Formation and into the upper part of this formation during the main phase of folding about 1860 Ma ago. The younger microcline granites and pegmatites intruded after folding had taken place.

#### The Skarn Iron Ores

At present 11 skarn iron ore deposits are known in the Rautuvaara area and all except one are associated with the Rautuvaara Formation. The formation runs as a narrow continuous chain on the western edge of the quartzite complex and varies in thickness usually from some 20 m up to about 200 m (Fig. 2). The lowermost member, banded amphibio-

lite, 20-60 m in thickness, represents metatuffs and metatuffites, basaltic in composition. Above the amphibolites there are often graphite-bearing quartz-feldspar schists, usually in a bed 10 - 20 m thick.

The skarn rocks, together with the few carbonate rock layers, occur in a layer 10 - 70 m thick over the majority of the upper part of the Rautuvaara Formation. The most common type of skarn is a small-grained, banded rock composed of darker diopside and/or hornblende bands and lighter plagioclase and/or scapolite bands. The quantities and proportions of diopside and hornblende vary from almost pure diopside skarns to hornblende-dominated skarns. The skarns may contain also andradite, potassium feldspar, phlogopite, epidote, calcite, serpentine, quartz and chlorite in places. The skarns grade downwards to schist and amphibolite, which also occur as interlayers within the skarn. Overlying the skarn horizon are the intrusive rocks of the monzonite series, which are also found in conformable tongues within the skarn.

Assimilation has occurred at the contact with the intrusion, resulting in the formation of contaminated border zone rocks, mostly dioritic in composition.

A certain zonality of the border zone, both in mineralogical and chemical composition, can be seen in Fig. 3, which represents a section from the overlying monzonite to the underlying Rautuvaara Formation.

The upper part of the border zone is light in colour and composed of oligoclase-albite, potassium feldspar and biotite. Random disseminations of magnetite occur frequently, and pyrite, pyrrhotite and chalcopyrite are met with sporadically.

The middle portion is composed mainly of albite-oligoclase and biotite. Magnetite and sulphides are commonly found.

The most common dark mineral, biotite, decreases in quantity towards the skarn and increasing amounts of hornblende appear in the rock, and eventually even diopside. At the same time the rock changes in external appearance from light-grey to a darker grey.

The most conspicuous features in the chemical composition of the border zone are a decrease in silicon and potassium from the monzonite towards the skarn and an increase in magnesium and calcium near the skarn. Aluminium and sodium are highest in the middle portion.

The magnetite deposits take the form of lenses oriented in the direction of regional lineation, usually in one or two layers in the upper part of the skarn horizon.

The largest known skarn iron ore deposits in the area are the gently dipping Hannukainen Magnetite Deposit and the more steeply dipping Rautuvaara Magnetite Deposit.

The iron ore lenses may be up to 1000 m in length in the direction of general lineation. The lenses vary in thickness from a few metres to about 40 metres.

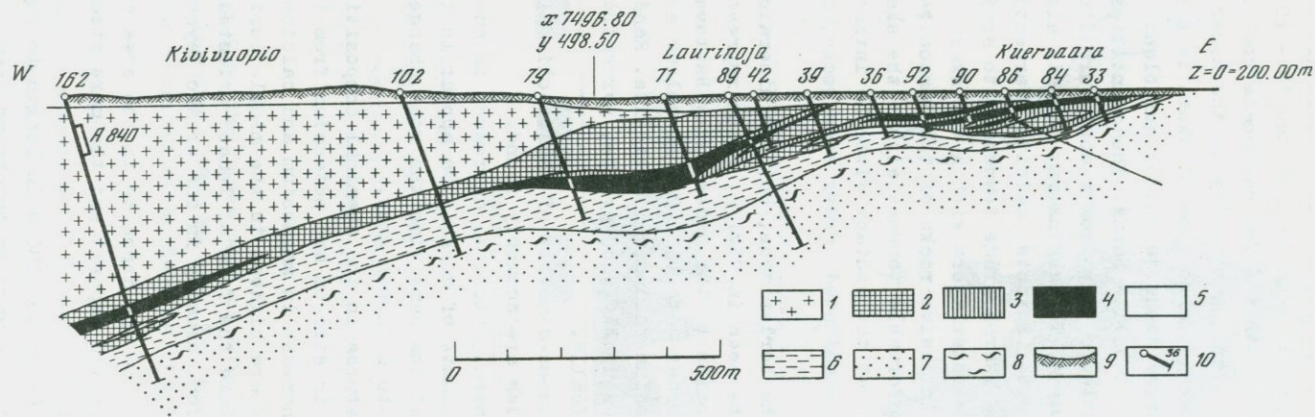


Fig. 2. Geological section of the Rautuvaara Formation in Hannukainen

Intrusive rocks: 1 - monzonite; 2 - diorite. Rautuvaara formation: 3 - skarn; 4 - ore; 5 - quartz-feldspar schist; 6 - amphibolite. Niesakero-Kuertunturi quartzite complex: 7 - quartzite; 8 - mica gneiss; 9 - ground surface. 10 - drillhole with number

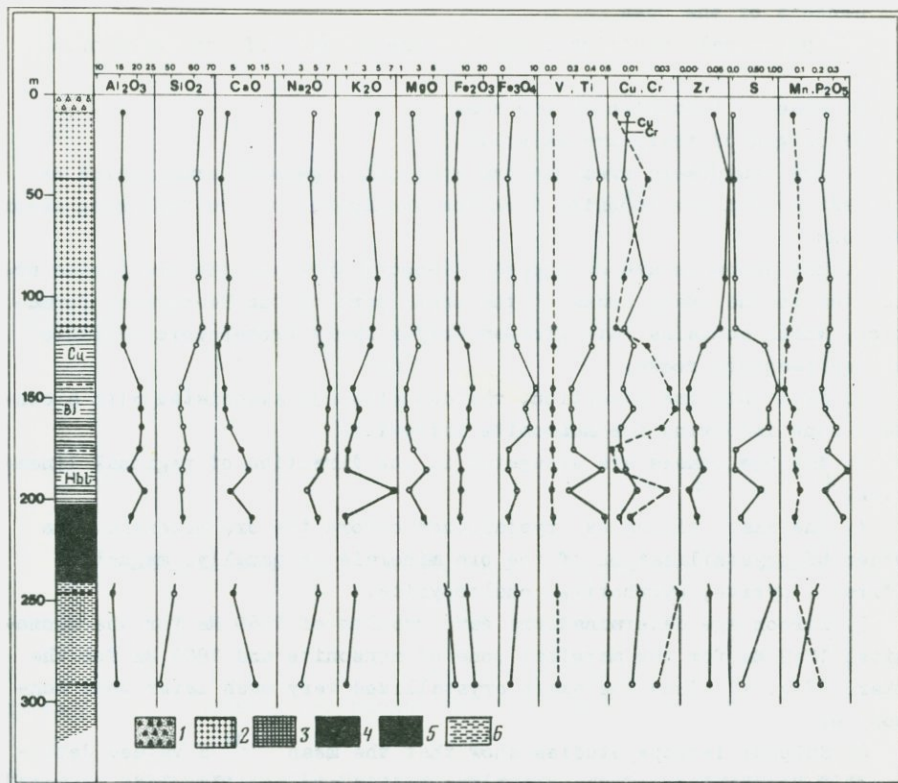


Fig. 3. Variations in chemical composition (% by weight) in the rocks from monzonite via diorite to Rautuvaara Formation in Hannu-kainen, drillhole 72

1 - overburden; 2 - monzonite; 3 - diorite; 4 - skarn; 5 - ore; 6 - amphibolite

The principal ore mineral is magnetite, with varying amounts of pyrite, pyrrhotite and some chalcopyrite. The latter is of economic significance in addition to the magnetite in some ore bodies. Magnetite appears to have been the first of the ore minerals to crystallize, mostly doing so after the silicates, the next being pyrite and finally chalcopyrite. A gel-textured melnikovite has also crystallized into the cracks in some places. Traces of loellingite, arsenopyrite, cobalt pentlandite and molybdenite are also found in some ore bodies.

The ores usually contain 35 - 45% Fe, 2 - 4% S, 0.1 - 0.5% Cu. Titanium, vanadium and phosphorus are low. The copper-bearing ores contain also gold a little.

The chief gangue minerals are diopside, hornblende, scapolite and plagioclase, while andradite, quartz, olivine, serpentine, carbonate and microcline are also to be found.

## Genesis of the Ores

Two principal questions regarding the genesis of the skarn ores are:

- the mode of formation of the ores;
- the origin of their ore material.

In the Rautuvaara area one can approach a genetic examination of the skarn iron ore deposits from the standpoint of the following observations.

1. The deposits are of the strata-bound type and the ore lenses are located in the skarn rocks of the upper part of the Rautuvaara Formation, which contains late Archean and/or Early Proterozoic volcanic and sedimentary rocks.

2. With only one exception, the deposits are associated with a contact zone involving the monzonite intrusion.

3. The ore lenses are elongated in the direction of regional lineation.

4. The skarn silicates crystallized before the ore minerals. The order of crystallization of the ore minerals is usually: magnetite (first), pyrite, pyrrhotite, chalcopyrite.

5. Zircon age determinations gave results of 1860 Ma for the monzonite, 1849 Ma for the marginal zone of monzonite and 1800 Ma for the skarn (Fig. 4). Thus the skarn crystallized very much later than monzonite.

6. Sulphur isotope studies show that the mean  $^{34}\text{S}$  values determined for sulphides of the skarn ore bodies are usually close to zero, e.g.  $+4\text{‰}$  at Hannukainen, which may indicate that the sulphur is of hypogenic origin. The  $^{34}\text{S}$  values are about same in the diorite zone, although there are exceptions to this. In some places one find very high  $^{34}\text{S}$  values ( $>10\text{‰}$ ) possibly indicating a seawater origin for the sulphur or else a change in physico-chemical conditions as sulphides crystallized.

7. The Rautuvaara Formation contains small banded iron formations associated with carbonate rocks in some places.

The skarn ore deposits of the Rautuvaara Formation have probably been formed as a consequence of the following geological processes:

- During the early stage of the main folding movements, about 1860 Ma ago, the monzonite intruded conformably upon the basic volcanites, schists and carbonate-bearing rocks of the Rautuvaara Formation.
- The hybrid diorite-dominated rocks of the marginal zone intruded in between the cooled edge of the monzonite and the sedimentary rocks and became partly mixed with these.
- The fluids created in the areas adjacent to the edge of the plutonic rocks after the intrusion gave rise to extensive metasomatic changes in the rocks of the contact zone. The fluids and ore constitu-

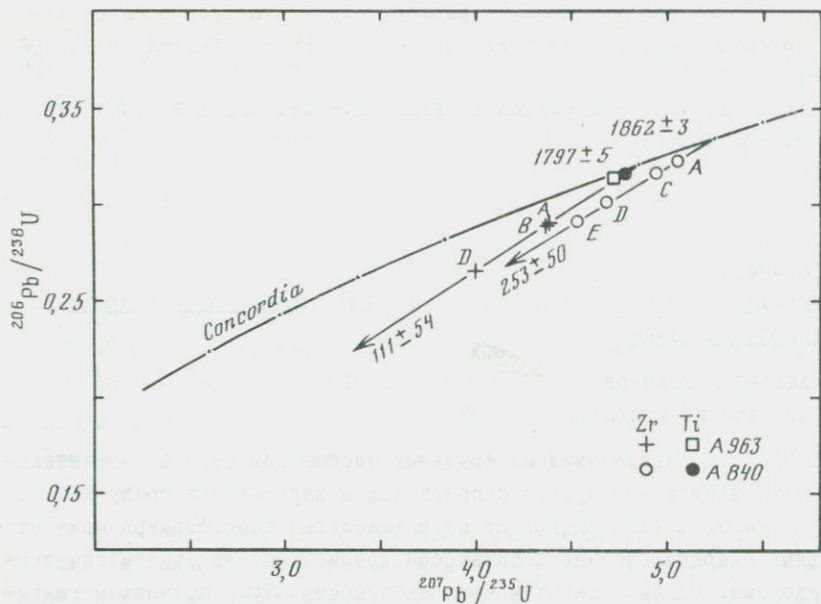


Fig. 4. Concordia diagram for the U-Pb ratios of zircons and titanites from the Hunnukainen monzonite (A840) and skarn (A963)

ents may originate partly from the intrusion, but the majority were most probably liberated from the rocks of the Rautuvaara Formation.

The first stage in the replacement reaction involved the formation of skarn silicates from the carbonate-bearing sedimentary rocks. The ore minerals then crystallized as the temperature gradually fell, displacing the silicates and carbonates.

- The crystallization temperatures were around 750 - 500°C for the skarn silicates, 650 - 500°C for the magnetite and 550 - 450°C for the sulphides. The total pressure was probably 2 - 3 kb and the oxygen fugacity remained in the range  $f_{O_2} = 10^{-8} - 10^{-28}$  atm.

- Movement of the fluids was promoted by tectonic movements, which also stimulated the metasomatic reactions. This explains the marked tectonic control reflected in the ore lenses.

#### References

1. Belevtsev Ja.N. Main principles of the present theory of metamorphic ore formation.-In: Proceedings of the Fifth Quadrennial IAGOD Symposium /Ed. by J.D.Ridge. 1980, p. 75-80.
2. Boyle R.W. The source of metals and gangue elements in hydrothermal deposits.-In: Problems of hydrothermal ore deposition, the origin, evolution, and control of ore-forming fluids. Internat. Union Geol. Sci. A 2. Stuttgart, 1970, p. 3-6.

3. Hiltunen A. The Precambrian geology and skarn iron ores of the Rautuvaara area, northern Finland.-Geol. Surv. Finland Bull., 1982, 318, p. 133.
4. Simonen A. The Precambrian in Finland.-Geol.Surv. Finland Bull., 1980, 304, p.58.

УДК 550.424.4

#### О МИГРАЦИОННОЙ АКТИВНОСТИ $SiO_2$ В ПОСТМАГМАТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССАХ СКАРНООБРАЗОВАНИЯ

В.Иванова-Панайотова

Геологический институт, г. София, НРБ

Роль  $SiO_2$  в образовании минеральных ассоциаций скарнов значительна. Скарны всегда образуются с привнесом в карбонатную среду  $SiO_2$ ,  $Al_2O_3$ ,  $Fe_2O_3$ ,  $FeO$  и др. На магматическом этапе формирование магнезиальных скарнов связано с привнесом кремнезема сквозьмагматическими растворами. Однако миграционная активность  $SiO_2$  на послемагматическом этапе значительно больше. Существуют и другие мнения, что кремнезем и глинозем постмагматическими растворами не привносятся и необходимое количество  $SiO_2$  для образования апомагнезиальных известковых скарнов заимствуется из замещаемых ранних скарнов.

В изученных нами апомагнезиальных известковых скарнах (Юго-Восточная Болгария и Западный Узбекистан, СССР) содержание  $SiO_2$  для отдельных зон и для всей скарновой колонки всегда больше, чем в замещаемых ими магнезиальных скарнах. Исследованы сходные скарновые тела, сложенные характерными зонами магнезиальных скарнов и развитыми по ним известковыми скарнами по той же мощности скарновой колонки. Количество  $SiO_2$  сравнивается в виде усредненных весовых процентов по данным силикатных анализов.

На месторождении Малко-Тырново количество  $SiO_2$  в неизмененных магнезиальных скарнах равно 31,9%, а в апомагнезиальных известковых скарнах, развитых по ним, — 35,0%. Для месторождения Чаязия эти цифры соответственно 30,3% и 35,6%. В месторождении Звездел, где наблюдается минимальное развитие известково-скарновых минералов, по магнезиально-скарновым зонам также отмечается увеличение количества  $SiO_2$ . В магнезиальных скарнах  $SiO_2$  — 27,0%, при наложении известково-скарновых минералов (везувиян, гроссуляр, ксвантофилит) — 30,9%. В месторождении Бояджик магнезиальные скарны по всей колонке имеют  $SiO_2$  в среднем 28,5%, а постмагматические известковые скарны, развивающиеся по ним, 36,6%.

В месторождении Яхтон (Зеп. Узбекистан) тонкие жилки волластонит-диопсидового состава, местами с гравнатом, рассекают неизмененные фор-

стеритовые кальцифилы. Содержание  $\text{SiO}_2$  в волластоните 51,0%, в диопсиде 53,0%, в гранате ( андрадит 30% ) 39,0%, в форстеритовых кальцифилах 34,0%. Нет данных, что жилки развиты с замещением силикатного материала.

Наличие инфильтрационных скарновых жилок в карбонатах вмещающих серий также указывает на значительный привнос  $\text{SiO}_2$  в постмагматическом скарнировании.

УДК 553.078.2:553.064.32

PETROTECTONIC SETTING OF SKARN DEPOSITS - CONTRASTS BETWEEN Fe, W, Cu Zn-Pb, Mo, and Sn-BEARING SKARNS

L.D.Meinert

Geology Department, Washington State University, Pullman, Washington, U S A

Skarn deposits are important high-grade sources of W, Cu, Fe, Zn, Pb, Mo, Sn, numerous by-product base and precious metals, and a variety of industrial minerals. Some of the most important skarn deposits - important both in terms of production and scientific interest - are those mined for ores of Fe, Cu, Zn-Pb, Mo, and Sn. This large group of commodities, occurring in a broad range of geologic environments, is unified by an underlying genetic process which involves the metasomatic replacement of dominantly carbonate rock by a Ca-Fe-Mg-Mn-Al silicate gangue. Comparison of many skarn deposits indicates that broad correlations exist between the metal content of skarns and their igneous rock association and tectonic setting: the more mafic igneous rock types of oceanic island-arc settings produce Fe-rich (magnetite) skarns with significant Cu, Co, and Au contents; the intermediate to silicic calc-alkaline magmas of continental margins produce W skarns and minor Zn skarns in the mesabyssal environment and Cu, Mo, Pb, and Zn skarns in the hypabyssal environment; the more evolved granitic magmas of late- or post-orogenic continental environments produce Sn, W, Mo, Zn, Be, and F skarns. These associations are compelling evidence for a dominantly igneous source of metals in skarn deposits. Further links exist between bulk compositions of skarn, compositions of garnets and pyroxenes, and amount of sulfides and their sulfidation state. This broad classification scheme for skarn deposits, outlined below, serves two important functions: 1) it focuses research attention on fundamental tectonic, petrologic, and geochemical processes which are involved in the formation of skarn ore deposits, and 2) it provides a framework and general model which can be used to guide field exploration activities at both the regional reconnaissance and mine development level. Calcic magnetite skarn deposits are virtually the only type of skarn

found in oceanic island-arc terrains. These skarns are widespread in the Urals (Peschansk, Sarbai, and Dashkesan), Philippines (Sibuquey, Larap, Lammin, Camachin), and western Canada (Iron Hill, Klanch, Paxton, Merry Widow) and are mined mainly for Fe, and minor Cu, Co, and Au. They are typically associated with epizonal diorite stocks emplaced in cogenetic basalt-andesite terrains with interbedded limestone, graywacke, shale, and marl lenses. Intense and widespread alteration including magnetite-bearing epidote-pyroxene-garnet endoskarn and albite-scapolite sodium metasomatism of both volcanic and plutonic rocks is characteristic of these deposits. Iron skarn deposits may occur largely within the diorite stocks, as at Daiquiri, Cuba [9], but more commonly, the deposits are in andesite-limestone sequences at contacts with diorite, as at the Iron Hill mine, Vancouver Island, Canada [13]. Thick carbonate horizons in such deposits are less susceptible to skarn formation than are thinly-interbedded sequences of limestone, volcanics, and tuff. Calc-silicate minerals in island-arc magnetite skarn deposits include epidote-grandite-ferrosalite and retrograde ilvaite-actinolite-chlorite. Iron-rich compositions and intermediate oxidation states are characteristics of these minerals. Sulfide minerals in such deposits are not abundant, generally reflect low sulfidation states, and include pyrrhotite, arsenopyrite, chalcopyrite, and sphalerite; cobaltite and bornite occur in trace amounts.

Skarns developed in continental crust are more evolved and more variable than those in island-arc settings. Variability in these skarns can be related to magma type, depth of formation, composition and reducing capacity of carbonate wall rocks, and distance from intrusive source [11]. Skarn deposits that are commonly thought to be related to subduction-generated I-type magmas include tungsten skarns and base-metal (Cu, Zn-Pb, Mo) sulfide skarns.

Tungsten skarn deposits typically are associated with coarse-grained granodiorite to quartz monzonite plutons emplaced at relatively great depths (5-15 km) in largely eugeoclinal limestone-shale+volcanics sequences. Extensive metamorphic haloes are common and are overprinted by metasomatic skarn consisting of grandite-hedenbergite+scheelite and outer wollastonite-idocrase zones. Mineral compositions commonly reflect the oxidation state of the host rocks and the skarns can be classified accordingly. Thus, oxidized types such as Costabonne, France [5] and King Island, Australia [8] are ferric-rich and reduced types such as Mactung, Canada [1] and Black Rock, California [3] are ferrous-rich. Zones of hydrous silicates, particularly biotite and hornblende, with accessory quartz, feldspar, and calcite, cross-cut early skarn patterns and commonly contain abundant scheelite and sulfides as a Cantung, Canada [17], and Sangdong, Korea [7]. Minor Cu and Mo are present in some tungsten skarns such as Pine Creek, California [4], where-

as Zn-Pb may be present in distal skarns as at Mineral King, California and South Mountain, Idaho [2].

The majority of skarn deposits mined for Cu with by-product Mo and Au are associated with calc-alkaline granodiorite to quartz monzonite stocks emplaced at shallow depths (1-6 km) in continental margin orogenic belts. The largest deposits (50-600 million tons) such as Bingham, Utah, Twin Buttes, Arizona, and Santa Rita, New Mexico are associated with mineralized porphyry Cu-type intrusives which may exhibit well-developed potassic and phyllic alteration and local epidote-chlorite endoskarn [2]. Skarn can form near intrusive contacts in both calcic (Mission, Arizona) and dolomitic (Christmas, Arizona) carbonate rocks. Calc-silicate mineral associations generally reflect high oxidation states with andraditic garnet and diopsidic pyroxene; wollastonite may occur in outer zones. High garnet-to-pyroxene ratios are characteristic, and most prograde mineralization is associated with garnet. Extensive retrograde alteration of skarn is common and consists of actinolite-chlorite-smectite clay in calcic rocks and serpentine-chlorite in dolomitic rocks. Magnetite and hematite are common as are high contents (5-15%) of sulfide minerals of intermediate sulfidation state such as pyrite-chalcopyrite, minor tennantite, and sphalerite.

Unlike other skarn types, zinc skarns are not restricted to a single tectonic environment or igneous association. Rather, zinc skarns are distinguished by their: 1) common occurrence distal to intrusive contacts along structural or lithologic pathways, 2) distinctive manganese and iron-rich mineralogy, 3) high pyroxene-to-garnet ratios 4) association of significant sulfide mineralization with pyroxene rather than with garnet or other silicate minerals. The prograde mineralogy consists dominantly of johannsenitic to hedenbergitic pyroxene with manganiferous pyroxinoids as an outer fringe; garnet, if present, occurs as an inner zone. Retrograde minerals are also distinctive and consist of manganese-rich ilvaite, chlorite, dannemorite, and babingtonite. Intrusive rocks which appear to be associated with some zinc skarn deposits range in composition from granodiorite (Pewabic, New Mexico) to leucogranite (Ban Ban, Australia) and in texture from deep-seated, equigranular, holocrystalline batholiths (South Mountain, Idaho) to porphyritic, hypabyssal stocks and dikes (Nakatstu, Japan) and aphanitic rhyolite dikes and breccia pipes (Santa Eulalia, Mexico). In many zinc skarns such as at Linchburg, New Mexico and Tetyukhe, USSR, skarn occurs along structural or lithologic pathways far from any known or hypothetical intrusive rocks. Apparently no particular host or igneous rock composition is required nor is there a particular depth of formation applicable in all zinc skarn deposits. Rather, the common thread is their occurrence distal to the intrusive source, a feature which has been used to classify zinc skarns and which can be used to explore for associated deposits /10/.

In the late stages of subduction-related magmatism, magmatic arcs may widen, migrate further inland, and interact more with continental crust. This change in tectonic style is reflected in more silicic igneous compositions, more continental strontium and oxygen isotopic signatures, a higher ratio of miogeoclinal to eugeoclinal carbonate host rocks, and a more, "evolved" suite of ore elements in associated skarn deposits. In this setting, I-type magmas are quartz monzonitic to granitic, and associated skarn deposits are mined for Mo or W-Mo with lesser Cu, Zn, Bi and minor, Be, Pb, Ag, Sn, or U. As with Cu skarns, the larger Mo skarn deposits, such as Canvian Gulch Montana [14], are associated with mineralized and altered intrusives. Many Mo-bearing skarn deposits such as Mount Tennyson and Duckmaloi in Australia [16], Monte Crisco in Nevada [15], and Azegour in Morocco [6] are granite porphyries with both primary muscovite and biotite. These skarns are characterized by hedenbergitic pyroxene, grandite garnet (with a slight pyralspite component), and wollastonite. Retrograde minerals include hornblende, actinolite, and locally abundant epidote, fluorite, and chlorite.

S-type magmas in a similar late-subduction to incipient-rift setting are granitic in composition, may have crustal sources, and are associated with skarn deposits mined mainly for Sn, although Be, B, F, Bi, W, Cu, Zn, Pb, and U may be of local economic importance. Sn skarns can develop in both calcic (Lost River, Alaska; Moina, Australia) and dolomitic (Blagodatsnensk and Pitkoranta, USSR) host rocks, and tin can be present in both early silicate (up to 5.8% SnO<sub>2</sub> in garnet) and later oxide minerals. Typical calc-silicate minerals include andraditic garnet, idocrase, hedenbergitic pyroxene, wollastonite, and malayaite. Economic quantities of tin are released from some of these early silicate minerals during subsequent alteration to amphibole, phlogopite, tourmaline, fluorite, and cassiterite.

These broad correlations between types of skarn deposits and their metal content, igneous rock association, tectonic setting, and local environment of formation, suggest several directions of future skarn research. For example, documentation of mineralogical, isotopic, trace element, and metal ratio variations in individual skarn deposits, especially the zoned Zn-bearing skarns, will enhance our understanding of geochemical transport mechanisms and may eventually allow prediction of skarn growth rates and zonation patterns. Furthermore, because carbonate rocks are effective sinks for the dissolved constituents of hydrothermal solutions, study of skarn-pluton associations may elucidate the timing of late magmatic and hydrothermal processes. Thus, even though skarn deposits have been mined since the middle ages and studied since the nineteenth century, their world-wide distribution and relation to fundamental geologic processes is just beginning to be explored.

## References

1. Dick L.A. Metamorphism and metasomatism at the MacMillan Pass tungsten deposit. Yukon and District of MacKenzie, Canada: M.S. thesis, Kingston: Queens Univ., 1976, p. 226.
2. Einaudi M.T., Meinert L.D., Newberry R.J. Skarn deposits.-In: 75th Anniversary volume of Economic Geology / Ed. by Sims P.K. Skinner B.J. Wash.: Economic Geology Publishing Co., 1981, p.217-391. ✓
3. Elliot J.E. The mineralogy and geochemistry of the tungsten deposits of the Black Rock area, Mono County, California. Unpub. Ph. D. thesis, Stanford Univ., 1971, p. 131.
4. Gray R.F., Hoffmaan V.J., Bagan R.J. et al. Bishop tungsten district, California.- In: Ore deposits of the United States 1933-1967 (Graton-Sales vol.) /Ed. by Ridge J.D. N.Y.: Am. Inst. Mining Metall. Petroleum Engineers, 1968, p. 1531-1554.
5. Guy B. Étude géologique et pétrologique du gisement de Costabonne- Bur. Recherches Géol. Min. Mém., 1980, vol.99, p. 237-250.
6. Heim A. The molybdenum mine at Azegour -Econ. Geol., 1934, vol. 29, p. 76-83.
7. John Y.W. Sandong mine, Korea.-In: Geological studies of the mineral deposits of Japan and east Asia / Ed. by Imai H. Tokyo: Univ. Tokyo Press, 1978, p. 196-200.
8. Kwak T.A.P. The conditions of formation of the King Island scheelite contact skarn, King Island, Tasmania, Australia.-Am. Jour. Sci., 1978, vol.278, p. 969-999.
9. Lindgren W., Ross C.P. The iron deposits of Daiquiri, Cuba. Am. Inst. Mining Engineers Trans., 1916, vol.53, p. 40-66.
10. Meinert L.D. Evolution of metasomatic fluids by transport over large distances: An example from the Paymaster zinc skarn, Esmeraldo County, Nevada. Geological Society of America Abstracts with Programs, 1980, vol.12, p. 482. ✓
11. Meinert L.D., Newberry R.J., Einaudi M.T. General characteristics of W, Cu, and Zn-bearing skarns in Western North America.- U.S. Geological Survey Open File Report, 1980, 81, N 335, p.303-327.
12. Prokalov. Deposits of molybdenum.- In: Ore deposits of the USSR /Ed. by Smirnov V.I. L.: Pittman, 1977, vol.3, p.125-179.
13. Sangster D.F. The contact metasomatic magnetite deposits of southwestern British Columbia.-Canada Geol. Survey Bull., 1969, vol.172, p. 85.
14. Schmidt E.A., Worthington J. Geology and mineralization of the Cannivan Gulch molybdenum deposit, Beaverhead County, Montana (abs.): Geol. Assoc. Canada, Program with Abstracts, 1977, vol.2, p.46.
15. Sonnevil R.A. Evolution of skarn at Monte Cristo, Nevada. Unpub. M.S. thesis, Stanford Univ., 1979, p. 83. ✓
16. Stevens B. Kanimblan postkinematic granites.- In: The material

deposits of New South Wales /Eds. by Markhman N.L., Basden H. New South Wales Geol. Survey, 1974, p. 308-317.

17. Zaw U.K. The Cantung E-zone ore body, Tungsten, Northwest Territories. A major scheelite skarn deposit. Unpub. M.S. thesis, Queen's Univ., Kingston, 1976, p. 327.

УДК 550.41:553.22

## О ХАРАКТЕРЕ ФЛИДОВ, УЧАСТВУЮЩИХ В СКАРНО- И РУДООБРАЗОВАНИИ

Л.И. Шебынин

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии АН СССР, г. Москва, СССР

Одним из результатов изучения скарных месторождений в последнем десятилетии является установление широкого распространения в скарно-рудных полях различных регионов наряду с обычными известковыми скарнами рудоносных известковых скарнов магнезиальной формации [5]. В процессе изучения большого числа таких месторождений выявлен ряд принципиальных различий между теми и другими скарнами, заключающимися сходное по составу оруденение, и возникли проблемы, рассмотрению одной из которых посвящено данное сообщение.

Эта проблема может быть сведена к вопросу: существуют ли и в чем выражаются различия между флюидами магматического и постмагматического этапов в отношении содержания в них и переноса ими кремнезема и глинозема в процессах скарно- и рудообразования.

Для постмагматических биметасоматических скарнов, наиболее распространенных в известковой формации, местный источник кремнезема при их образовании доказан [2]. Эти скарны располагаются на контактах известняков с алюмосиликатными породами. Обычно дивозидные их тела лишь иногда осложняются появлением небольшой протяженности жильноподобных ответвлений, образование которых, по-видимому, обязано быстрой диффузии кремнезема в приконтактных трещинах, заполненных флюидом. Встречающиеся изредка в литературе описания жильных тел постмагматических высокотемпературных (маложелезистых) известковых экзоскарнов редки и недостаточно подробны для аргументированных выводов о той или иной их природе. Не подлежит сомнению существование инфильтрационных скарнов прогрессивного (магматического) этапа, в образовании которых участвуют подкоровые флюиды, просочившиеся через гранитоидные массы ("трансмагматические растворы" [2]). Для этих флюидов устанавливается свободное перемещение ими всех заключенных в них компонентов, участвующих в образовании скарнов, в том числе кремнезема и глинозема, которые проявляют термодинамическую инертность в процессах скарнообразования.

Приведенные факты, относящиеся к флюидам разных этапов становления гранитоидных интрузий, дополняются следующими.

Магнезиальные экзоскарны магматического этапа, внутреннее строение и минеральный состав которых охарактеризованы в многочисленных публикациях [1,3,5,6,8 и др.], широко распространены в различных фациях глубинности. Они являются почти исключительно инфильтрационными образованиями, возникающими на фронте магматического замещения магнезиальных карбонатных пород под воздействием на последние трансмагматических флюидов. Строение и минеральный состав тел магнезиальных скарнов в контактах с гранитоидами различного состава почти не меняются. В гипс-абиссальной фации первоначальный состав магнезиальных скарнов сохраняется обычно лишь в незначительной их части. Как правило, в постмагматическом этапе их массы в различной мере, часто нацело, замещены известковыми скарнами, которые вместе с реликтами исходных магнезиальных скарнов подвергаются далее изменениям стадии кислотного выщелачивания и оруденению. В геологической истории рудных месторождений в скарнах магнезиальной формации отмечаются последовательные смены минеральных парагенезисов по приводимой ниже схеме.\*

Магма флюид →	Фас, Ав	Фас, Шп±Фо	Фо, Шп	Ка, Фо, Шп± +Пер, Дол	Дол	I
γ	Пи <sub>1</sub> , Фл	Пи <sub>2</sub> , Фл+Кг	Кг, Фл	Ка, Кг, Ат± +Бр	Дол	П
δ	Пи <sub>3</sub> Пи <sub>4</sub> Пл Гр <sub>1</sub>	Вол, Гр <sub>2</sub> ± +Пи <sub>5</sub>	Пи <sub>6</sub> , Гр <sub>3</sub> ± +Вез, Мон	Вез, Кс± +Гр <sub>4</sub>	-"- Ка, Дол	Ш
ε <sub>2</sub> ε <sub>1</sub>	ε	б	в	г	д	
ζ Эп, Ам, Кв, Ка	Гед, Гр <sub>5</sub> , Ам, Кв, РМ		Тр, Сп, Ат+Кв, Кт, РМ	-"- Ка, Дол		IV

В приведенной схеме: I - магнезиальные скарны магматического этапа; П - те же скарны, гистерогенно измененные (преобразованные магнезиальные скарны); Ш - известковые экзо- и эндоскарны; IV - породы стадии кислотного выщелачивания.

Символы минералов в схеме: Ам - амфибол; Ан - анортит; Ат - амезит; Бр - брусит; Вез - везувиан; Вол - волластонит; Гед - геденбергит; Гр<sub>1,2,3</sub> - гранаты ряда гроссуляр - андрадит; Грос - гроссуляр; Дол - доломит; Ка - кальцит; Кв - кварц; Кг - минералы группы гумита; Кс - ксантофиллит; Кт - карбонаты; Мон - монтичеллит; Пер - периклаз; Пи<sub>1,2,3</sub> -

\* Просачивание постмагматических флюидов через магнезиальные скарны принимается вдоль контактов этих скарнов с гранитоидом и доломитом.

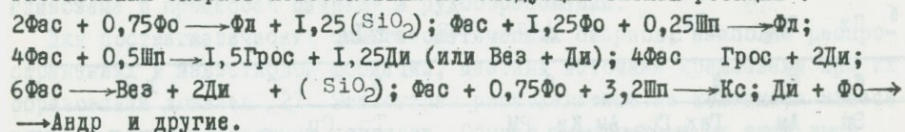
пироксены ряда диопсид - геденбергит; Пл - плагиоклаз; Сп - серпентин; Тр - тремолит; Фас - фассаит; Фл - флогопит; Фо - форстерит; Шп - шпинель; Эп - эпидот;  $\bar{\sigma}$  - гранодиорит.

В частях скарновой массы, однородных в границах каждой зоны метасоматической колонки, высокотемпературное преобразование магнезиальных скарнов под воздействием постмагматических флюидов ранней щелочной стадии (II в схеме) имеет отчетливо гистерогенный характер. Оно протекает без привноса и выноса инертных компонентов [4,5,9]. Фассаит, форстерит и шпинель замещаются при этом диопсидом, флогопитом и паргаситом. Массы шпинель-форстеритовых скарнов, имеющие нередко огромные размеры, замещаются минералами группы гумита и флогопитом. Не отмечено случаев замещения этих масс диопсидовым скарном, как и развития форстеритового скарна по кальцифирам зоны "г" схемы.

Практически одновременно как более интенсивное продолжение начавшихся преобразований в массе магнезиального скарна развивается комплекс известковоскарновых минералов. Этот процесс прослеживается уже и в эндоконтакте (III стадия на схеме).

Указанные преобразования магнезиальных скарнов во II и III стадиях приведенной схемы, обусловленные просачиванием постмагматических флюидов гранитоидов через тела этих скарнов, могут иметь место только при отсутствии во флюидах концентрации кремнезема, достаточной для реакции  $\text{Фор} + (\text{SiO}_2) + (\text{CaO}) \rightarrow \text{Ди} + (\text{MgO})$ .

Распространенные количественные соотношения минералов в исходных и возникающих на их месте скарнах позволяют предположить замещение магнезиальных скарнов известковыми по следующим схемам реакций\*:



Протекание приведенных и других возможных реакций полностью обеспечивается за счет перераспределения  $\text{SiO}_2$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и частичного перемещения их из одних участков магнезиально-скарнового тела в другие. Движущей силой здесь могут являться существующие различия в активностях этих и других компонентов в просачивающихся флюидах, с одной стороны, и в поровых растворах - с другой. В участки скарновых тел, прилежащие к контактам с активными гранитоидами и другими алюмосиликатными породами,  $\text{SiO}_2$  поступает, кроме того, и за счет диффузии из алюмосиликатных пород. Однако эта его часть незначительна в силу небольшой величины градиента его активности в алюмосиликатной породе и в прилежащем к ней исходном магнезиальном скарне. Мощности зон эндоскарнов в таких контактах редко превышают 40 см.

\*Даны в сокращенном виде. Принятый состав фассаита  $\text{CaMg}_{0,75}\text{Al}_{0,5}\text{Si}_{1,75}\text{O}_6$ .

На примерах большого числа скарновых тел месторождений Средней Азии, описанных в различное время разными исследователями в качестве инфильтрационных в известняках, установлено следующее. Одна часть этих скарновых тел принадлежит к обычным биметасоматическим образованиям, возникшим по известнякам в контактах с небольшой мощности жильными телами гранитоидов, оказавшихся нацело скарнированными. Другая часть секущих известняки тел скарнов, действительно, относится к инфильтрационным (жильные и трубообразные тела), однако сложены они низкотемпературными разновидностями скарновых минералов — маргангеденбергитами, железистым и марганцевистым воластовитом, андрадитом и др., т.е. образовались уже на переходе к стадии кислотного выщелачивания, в условиях возросшей подвижности кремнезема. Наконец, третья, наиболее распространенная, часть трещинных скарнов известкового состава в кальцитовых мраморах оказалась замещившей магnezияльные скарны магматического этапа, реликты которых в них сохранились. Уже после сформирования этих известковых скарнов доломитовые мраморы были неравномерно кальцитизированы.

Во всех этих случаях, как и в скарновых телах непосредственных контактов доломитов с различными по составу гранитоидами, взаимоотношения исходных магnezияльных и занимающих их место известковых скарнов односторонны, устойчив в основном и их минеральный состав. Эти обстоятельства позволяют связывать особенности процесса известково-скарнового преобразования исходных магnezияльных скарнов в отношении режима кремнезема с особенностями самих флюидов и считать эти особенности закономерными. В безволастовитовой фации глубинности, где известковые скарны не возникают, жильные диопсидовые скарны в доломитовых мраморах также отсутствуют.

Совокупность приведенных и других имеющихся характеристик магnezияльных и известковых скарнов приводит к выводу, что независимо от состава карбонатных пород<sup>2</sup> высокотемпературные разности инфильтрационных постмагматических экзоскарнов не возникают. Наряду с этим эндоконтактные разности таких скарнов на месте различных силикатных пород, залегающих в известняках, распространены.

Близкого между собой состава существенно кварцевые пироксен-гранатовые, обычно крупнокристаллические породы, часто заключающие разнообразное металлическое оруданение, развиваются на месте скарнов как магnezияльной, так и известковой формации, однако относятся уже к образованиям стадии кислотного выщелачивания.

Особенности поведения глинозема во флюидах, участвующих в скарнообразовании, прослеживаются в следующих случаях. Среди минералов известковых скарнов магматического этапа обычен галенит, а в большинстве контактовых тел магnezияльных скарнов пироксен представлен фессаитом

Имеются в виду чистые от силикатных примесей карбонатные породы.

и присутствует шпинель. Эти данные свидетельствуют о мобильности глинозема в трансмагматических флюидах. До недавнего времени указанные особенности состава магнезиальных скарнов считались одной из главных их черт и доказательством принадлежности их к контактово-инфильтрационным образованиям прогрессивного этапа. В последние годы было обращено внимание на то, что широко распространенные трещинные (трубообразные и жильные) тела магнезиальных скарнов в большей их части не содержат шпинели, а слагающий их пироксен представлен диопсидом. Вместе с тем ксенолиты свежих разностей таких скарнов встречены в материнских гранитоидах, что указывает на принадлежность их к образованиям магматического этапа. О такой их природе свидетельствует наличие микрозон шпинели и замещившего ее флогопита в поперечных сечениях их тел вдоль границ диопсидового скарна с форстеритовым кальцифиром [8].

Как жильные, так и трубообразные тела магнезиальных скарнов в изученной их части имеют материальное единство с переменной мощности контактовыми телами и являются их ответвлениями. Немногочисленные пока наблюдения свидетельствуют о глиноземистости пироксена и наличии шпинели в трещинных скарнах вблизи мест их причленения к контактовым при отсутствии шпинели и диопсидовом составе пироксена в удалении от контакта. Такая особенность распределения глинозема в трещинных скарнах предположительно может быть связана с различиями температуры в различных частях протяженных их тел, а также с изменениями в условиях просачивания флюидов. Температура флюида, покинувшего магматический расплав и продвигающегося вдоль трещины, будет снижаться и соответственно будет возрастать кислотность флюида. Если флюид первоначально являлся слабощелочным, то растворимость в нем глинозема, обладающего амфотерными свойствами, должна будет уменьшаться. На каком-то расстоянии от контакта с магмой концентрация глинозема во флюиде снизится до уровня, при котором образование фэссаита и шпинели окажется невозможным.

Снижение концентрации глинозема во флюиде, протекающем по трещине, может быть обусловлено также изменениями в условиях его фильтрации. Как известно [2], произведение коэффициента фильтрации компонента ( $\psi$ ) и его концентрации ( $C$ ) в установившемся потоке является величиной постоянной ( $\psi C = const$ ). Резкое увеличение  $\psi_{Al}$  при переходе от условий межзернового просачивания флюида на фронте замещения доломита к условиям протекания в трещине должно повлечь равное по величине уменьшение  $C_{Al}$  во флюиде, выполняющем эту трещину.

Факты, относящиеся к морфологическим особенностям инфильтрационных и биметасоматических скарнов магнезиальной и известковой формаций прогрессивного и постмагматического этапов вместе с характеристиками минерального состава скарнов и продуктов их преобразования позволяют выделить следующие особенности флюидов, участвующих в скарно- и рудообразовании.

Трансмагматические флюиды насыщены компонентами гранитоидной магмы, через которую они просочились, и при поровом просачивании через карбонатные породы они свободно перемещают все эти компоненты, включая кремнезем и глинозем. Однако когда по выходе из магмы эти флюиды вступают в тектонически нарушенные доломиты и по трещинам в них быстро удаляются в область значительно более низких температур, их кислотность возрастает. Это явление вместе с увеличением коэффициента фильтрации глинозема, увлекаемого по трещине флюидом, приводит к уменьшению его первоначальной концентрации во флюиде, что сказывается на минеральном и химическом составе возникающих магнезиальных и замещающих их известковых скарнов.

Для постмагматических флюидов высокотемпературной (скарновой) стадии независимо от условий их просачивания вырисовываются принципиально иные свойства в отношении переноса ими кремнезема и глинозема. Концентрации этих компонентов в них оказываются недостаточными для образования с их участием инфильтрационных скарнов на месте чистых карбонатных пород. Только просачиваясь в контактах известняков с алюмосиликатными породами или пересекая тела магнезиальных скарнов магматического этапа, эти флюиды обеспечивают диффузионный обмен и участие в скарнообразовании Ca, Mg, Fe, Si и Al.

С дальнейшим повышением температуры диффузионные процессы прекращаются, и главной особенностью флюида становится его способность в таком состоянии растворять основные массы скарнов, через которые он просачивается. На месте этих масс отлагаются минералы рудного комплекса и сопровождающие их "жильные" со значительным участием кварца, железистых и марганцевистых пироксенов, гранатов, эпидота, амфиболов, нередко флюорита и других минералов.

Нематившиеся особенности флюидов имеют большое значение в практике прогнозирования, поисков и оценки скарновых месторождений. Ими определяются преобладание инфильтрации в процессах образования скарнов магматического этапа и решающее значение диффузии в постмагматическом скарнообразовании. В свою очередь, это обстоятельство обуславливает особенности пространственного распределения скарнов разных формаций в ореолах интрузивных тел, в частности наследование пространственного положения, размеров и формы тел магнезиальных скарнов магматического этапа замещившими их массами рудоносных известковых скарнов, распространенность трещинных (трубообразных и жильных) тел преобразованных магнезиальных скарнов и др.

#### Л и т е р а т у р а

1. Жариков В.А. Геология и метасоматические явления скарново-полиметаллических месторождений Западного Карамазара. М.: Изд-во АН СССР, 1959. (Тр. / ИГЕМ АН СССР, вып 14.)
2. Коржинский Д.С. Очерк метасоматических процессов - В кн.: Основные

- проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. Изд. 2-е (испр. и доп.). М.: Изд-во АН СССР, 1955.
3. Перцев Н.Н. Высокотемпературный метаморфизм и метасоматизм карбонатных пород. М.: Наука, 1977.
  4. Шабьнин Л.И. О магнезиально-скарновой рудной формации.- В кн.: Вопросы генезиса и закономерности размещения эндогенных месторождений. М.: Наука, 1966.
  5. Шабьнин Л.И. Об известковых скарнах магнезиально-скарновой формации и связанном с ними оруденении.- Геология руд. месторождений, 1973, №2.
  6. Шабьнин Л.И. Формация магнезиальных скарнов. М.: Наука, 1973.
  7. Шабьнин Л.И. Рудные месторождения в формации магнезиальных скарнов. М.: Недра, 1974.
  8. Шабьнин Л.И. О некоторых особенностях жильных (трещинных) и межпластовых скарнов.- В кн.: Проблемы физико-химической петрологии. М.: Наука, 1979.
  9. Shabynin L.I. Apomagnesian calcic skarn and ore mineralization connected with them.- In: Problems of ore deposition. IV Sympos. IAGOD. Varna, 1974, III, 1977.

УДК 553.3.061.2:553.064.32

### ПРОБЛЕМЫ СВЯЗИ МАГМАТИЗМА С РУДООБРАЗОВАНИЕМ НА ПРИМЕРЕ КРУПНЫХ СКАРНОВО-МАГНЕТИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ФЕМИЧЕСКИХ ГЕОСИНКЛИНАЛЕЙ

Г.С. Нечкин, Ю.А. Полтавец

Институт геологии и геохимии УНЦ АН СССР, г. Свердловск, СССР

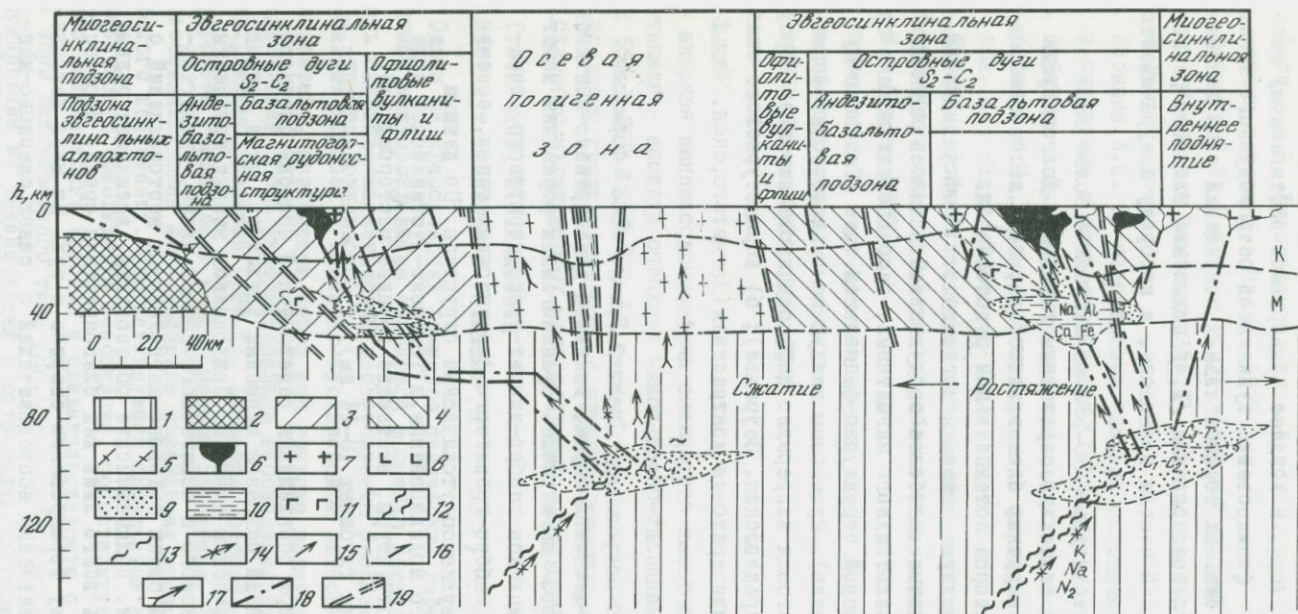
Одним из классических примеров фемических геосинклиналей с железорудными месторождениями скарновой формации является Урал. Наибольшая часть скарново-магнетитовых месторождений сосредоточена здесь в Тагило-Магнитогорской и Тюменско-Кустанайской эвгеосинклиналях. В поперечном разрезе, проходящем через эти главные железосытные структуры, Урал представляет собой деформированную геосинклинальную бипару несколько асинхронного развития (рис. 1), элементы которой не идентичны по своей внутренней зональности и современной структуре. Тагило-Магнитогорская эвгеосинклинальная зона возникла вследствие мощного раздвига допалеозойского континента. Соответствующий складчатый комплекс имеет здесь палеозойскую офиолитовую ассоциацию, сопоставимую с образованиями срединно-океанических хребтов и свидетельствующую о существовании в прошлом коры океанического типа [8]. Слабогранитизированная кора была сформирована из океанических и островодужных образований при интенсивных сжатиях, обусловивших прогибание поверхности Мохоровичича и уплотненную мантию.

В Тюменско-Кустанайской зоне офиолиты, сходные с тагило-магнитогорскими, не установлены. Предполагается, что эта область в девоне могла принадлежать окраинному морю, а позднее подверглась рифтогенному расчленению, обусловившему формирование вулканитов островодужного типа. Кора здесь не испытала сильных горизонтальных сокращений и, по данным глубинного сейсмического зондирования [1, 47], положение главного раскола сохраняется над верхней частью волновода, к которому приурочивается перегиб поверхности Конрада.

Такие грендиозные структуры (50-150 км шириной и более 1000 км протяженностью) являются не только отражением глубинных долгоживущих геодинамических режимов крупных блоков литосферы, но и, несомненно, одним из региональных факторов потенциальной рудоносности.

Оруденение связано с двумя этапами магматизма: раннесреднедевонским и раннекаменноугольным. Наиболее продуктивной являлась раннекарбонная эпоха мощного базальтоидного магматизма, особенно интенсивно проявившегося в Валерьяновской структурно-фациальной зоне (Тюменско-Кустанайская эвгеосинклиналь). Руденосны следующие вулканические формации: а) андезитобазальтовая непрерывно дифференцированная визе-серпуховского возраста (Валерьяновская, Зауралье); б) верхнетурнейско-нижневизейская базальт-трахидапиритовая контрастная (Магнитогорская, Южный Урал); в) андезитобазальтовая непрерывно дифференцированная венлока - нижнего лудлова и трахиандезит-базальтовая верхнего лудлова - нижнего девона (Гороблагодатско-Покровская, Средний Урал). Все формации относятся к известково-щелочной серии, типичной для окраинно-континентального и островодужного магматизма. Вулканогенным формациям коматитичны интрузивные комплексы габбро-диорит-гранодиоритового, тоналит-гранодиоритового и габбро-гранитного формационных типов, составляющие с ними единые вулканоплутонические структуры. По данным объемного геофизического моделирования, в Тюменско-Кустанайской зоне вулканоплутонические структуры, вмещающие крупные месторождения, выклиниваются на больших глубинах (8-14 км) от современной поверхности [10].

Еще совсем недавно при определении генетической природы скарново-магнетитовых месторождений основное внимание уделялось, да и продолжает уделяться плутоническим породам. Приводились веские аргументы структурного, геохимического и общегеологического плана, свидетельствующие о генетической связи скарново-магнетитовых месторождений с интрузивным магматизмом. Вулканические образования, вмещающие рудные залежи, рассматривались всего лишь как благоприятная среда, способствующая метасоматическому формированию скарнов и руд. По мере накопления новых данных представления исследователей о связи скарново-магнетитовых месторождений с магматизмом эволюционировали от признания интрузивов, расположенных в рудном поле, как источника рудогенерирующих растворов и железа до установления парагенетических взаимоотноше-



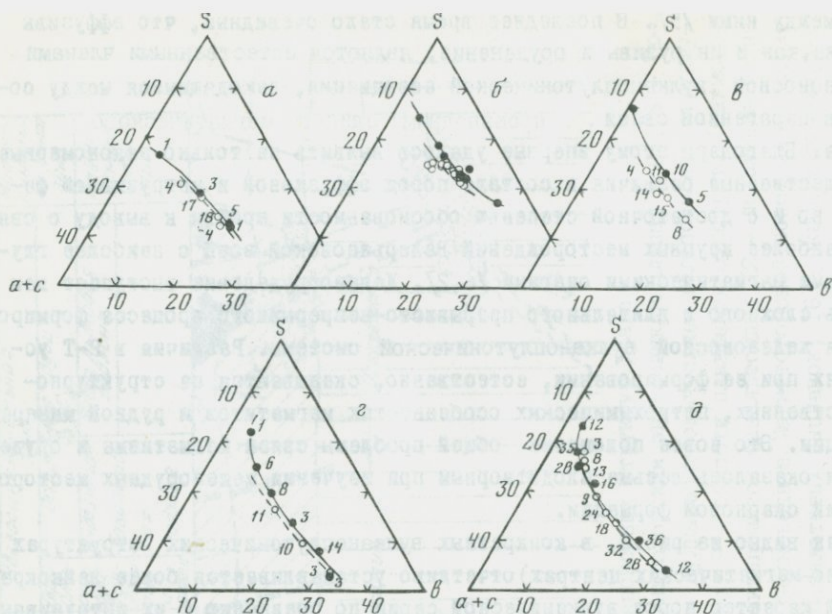
Р и с. 1. Схема глубинного строения южной части главных железоносных структур Урала

I - верхняя мантия; 2 - фундамент кратона; 3 - Тагил-Магнитогорская эвгеосинклинальная зона; 4 - Тюменско-Кустанайская зона; 5 - блоки ранней консолидации; 6 - вулканоплутонические железоносные структуры; 7 - геосинклинальные гранитоиды; 8 - траппоидный комплекс; 9 - области плавления субстрата (магмогенерирующие линзы); 10 - главные магматические очаги; 11 - неизлившиеся базальтоиды; 12 - положение волновода Валерьяновской зоны [1]; 13 - предполагаемое положение волновода в Магнитогорской зоне; 14 - интрателлурический флюидный поток; 15 - направление перемещения базальтовых выплывов; 16 - сквозьмагматический флюидный поток; 17 - постмагматический гранитизирующий поток; 18 - разломы; 19 - протрузии гипербазитов. Границы "базальтового" слоя даны по Хрычеву и др. [7] и Халеяну и др. [9]

ний между ними /5/. В последнее время стало очевидным, что эффузивы так же, как и интрузивы и оруденение, являются естественными членами железоносной вулканоплутонической ассоциации, находящимися между собой в парагенной связи, и производными единого магматического очага. Благодаря этому впервые удалось выявить не только закономерные и существенные различия в составе пород эффузивной и интрузивной фаций, но и с достаточной степенью обоснованности прийти к выводу о связи наиболее крупных месторождений Валерьяновской зоны с наиболее глубинными магматическими очагами [6,2]. Железооруденение выступает как часть сложного и длительного прерывисто-непрерывного процесса формирования железоносной вулканоплутонической системы. Различия в P-T условиях при ее формировании, естественно, сказываются на структурно-вещественных, петрохимических особенностях магматитов и рудной минерализации. Это новое положение общей проблемы связи магматизма и оруденения оказалось весьма плодотворным при изучении железорудных месторождений скарновой формации.

Как видно из рис.2, в конкретных вулканоплутонических структурах (рудно-магматических центрах) отчетливо устанавливается более лейкократовый характер пород вулканической серии по сравнению с их интрузивными эквивалентами (на диаграмме вариационные кривые вулканитов располагаются ближе к вершине а+с). Указанная особенность обусловлена преимущественным накоплением в породах эффузивной серии щелочей (в частности калия), глинозема, отчасти титана и марганца относительно интрузивных аналогов. Последние же, наоборот, преимущественно обогащены кальцием, магнием и нередко железом. Для месторождений Валерьяновской зоны (см. а+с, рис.2) намечается определенная коррелируемость величины расхождения вариационных кривых с масштабом оруденения: от мелких месторождений (Березовское) к крупным (Соколовское) расстояние между кривыми соответственно увеличивается, что, по-видимому, является некоторой характеристикой стабильности геодинамического режима магматического очага в глубинных условиях. В этом же ряду (от мелких месторождений к крупным) отмечается закономерное увеличение калиевости магматитов и скаполита в околорудных породах и азотной составляющей в рудах. Сопряженное изменение состава газовой-жидких включений и петрохимических особенностей рудовмещающих магматитов с масштабом оруденения естественно всего связать с глубиной генерации и степенью докристаллизационной дифференциации флюидно-магматических очагов [6,2]. Поэтому железорудные месторождения скаполитового, скарнового и гидросиликатного подтипов могут рассматриваться как единый эволюционный ряд отвечающей уменьшающейся глубине генерации магматических расплавов и отделения пневматолито-гидротермальных растворов.

По совокупности геолого-геохимических и петрохимических данных и теоретических расчетов возможной глубины генерации магм формирование уральских месторождений, располагающихся в вулканоплутонических струк-



Р и с. 2. Диаграммы (а+с)-s-в

Залитые кружки - вариационные кривые вулканических и интрузивных пород вулканоплутонических ассоциаций Урала; а+с, s, в - числовые характеристики по А.Н.Заваришкому. Рудные поля: Тюменско-Кустанайская зона: а - Березовское, б - Алешинское, в - Сокольское; Тагило-Магнитогорская зона: г - Ауэрбахо-Турьинское, д - Магнитогорское. Цифры у знаков - число анализов

турах, может быть описано генетической моделью, состоящей из следующих основных элементов (см.рис. 1): а) интрателлурического потока щелочей и восстановленных газов, мигрировавшего по разуплотненной мантии; б) магмогенерирующей астеносферной линзы, располагавшейся в пределах потока и охватывавшей блок неистощенной мантии; в) очаговой области докристаллизационной дифференциации расплава (главный магматический очаг), где стационарные Р-Т условия поддерживались сквозьмагматическим флюидным потоком, а также тяготеющих к ней зон экзотексиса, генерировавших кислые магмы; г) конечного магматического очага в основании вулканоплутонической структуры, активизировавшего поствулканическую гидротермальную систему, в корневых частях которой протекало инфильтрационное и биметасоматическое скарно- и рудообразование.

Становление железосных вулканоплутонических ассоциаций в целом происходило антидромно. Внутриочаговое докристаллизационное обогащение расплава железом подтверждается постоянным присутствием в структурах с интенсивным оруденением "магнетитового" габбро. Последнее, обычно находясь в корневых частях вулканоплутонических структур, частич-

но дебазифицируется постмагматическими растворами. Общий анализ процесса инфильтрационного метасоматоза в железорудных месторождениях скарновой формации [3] позволяет предполагать, что докристаллизационное накопление фемических компонентов в главном магматическом очаге достигает максимума к моменту смены излияния расплава сквозьмагматическим флюидным потоком. Возможно непрерывное, на протяжении всей жизни магматического очага, насыщение железом сквозьмагматического флюида при его взаимодействии с расплавом. Этим объясняется практически сквозное обособление эндогенного железа в разных формах в течение всего периода становления железосных вулканоплутонических структур с крупными месторождениями: от эвстазиционно-осадочного накопления в тонкообломочных породах через инфильтрационно-метасоматическое в вулканитах до авторезиционного типа оруденения в интрузивах. Такая схема, основанная на зависимости петрохимических особенностей вулканоплутонического магматизма и характера эндогенного оруденения от глубины образования, размеров флюидно-магматического очага и степени докристаллизационной дифференциации, позволяет вполне логично объяснить известные особенности крупных месторождений: повышенную калиевость рудомещающих магматитов, отсутствие прямой корреляции между размерами плутона и запасами руд, повышенную мощность вулканитов и их более лейкократовый состав относительно интрузивных аналогов. Мы полагаем, что в настоящее время дискуссии о связи оруденения с интрузивным или с вулканогенным магматизмом ведутся без учета изложенных выше данных и поэтому являются малообоснованными. Лишь с позиции сопряженности процессов оруденения с вулканоплутоническим магматизмом можно подойти к удовлетворительному решению следующих проблем: а) выделению вертикальных рядов рудных формаций, т.е. привязке различных типов оруденения (позднемагматического-гидротермально-метасоматического-вулканогенно-осадочного) к определенным фациям магматитов вулканоплутонических комплексов; б) выяснению петрогеохимических особенностей магматитов и их корреляции со структурно-вещественными характеристиками оруденения; в) целесообразности выделения многометалльных рудных формаций, когда в пределах одного рудного поля наблюдаются месторождения, например, железа и меди, генетически связанные с одним вулканоплутоническим комплексом.

#### Л и т е р а т у р а

1. Абдулин А.А. Геология Мугоджар. Ашма-Ата:Наука, 1973, с.391.
2. Дымкин А.М., Полтавец Ю.А., Нечкин Г.С. Геолого-петрологические особенности железосных вулканоплутонических ассоциаций. Препр. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1982, с.71.
3. Жариков В.А. Скарновые месторождения.- В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М.: Недра, 1968, с.220-302.
4. Куниа Н.Я., Хрычев В.А. Изучение волноводов при исследовании ГСЗ.- Изв. АН СССР. Физика Земли, 1974, № 11, с.57-67.

5. Овчинников Д.Н. Интрателлурические растворы, магматизм и рудообразование. - В кн.: Проблемы магматической геологии. Вып. 213. 1973, с.318-328.
6. Полтавец Ю.А. Значение докристаллизационной дифференциации и роль давления в генезисе вулканогенно-интрузивных комагматичных ассоциаций в связи с их рудоносностью. - В кн.: Геология и генезис железорудных месторождений. Свердловск, 1981, с.41-48.
7. Строение земной коры по профилю Темиртау-Куйбышев / Хрычев Б.А., Лысяков Д.М., Альтер С.М., Иванов А.П. - В кн.: Глубинное строение Урала. М.: Наука, 1968, с.88-93.
8. Тектоника Урала (объяснительная записка к тектонической карте Урала). М.: Наука, 1977, с.120.
9. Халевиц Н.И., Бувьков А.М., Постникова А.М. Земная кора Магнитогорского метасинклидора по данным сейсмических взрывов. - В кн.: Земная кора и верхи мантии Урала. Свердловск, 1976, с.3-11.
10. Экштейн Г.И., Петров А.П. Объемное моделирование. - В кн.: Геолого-геофизические методы прогнозной оценки магнетитовых месторождений. Алма-Ата, 1976, с.41-49.

УДК 553.2:553.3:553.2.064.32

**МИНЕРАЛОГО-ГЕНЕТИЧЕСКАЯ РЕКОНСТРУКЦИЯ ГИДРОТЕРМАЛЬНОЙ РУДООБРАЗУЮЩЕЙ СИСТЕМЫ ОЛОВОСКАРНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПРИЛАДОЖЬЯ И РУДНЫХ ГОР**

**Р.А.Хазов**

Институт геологии Карел. фил. АН СССР, г. Петрозаводск, СССР

В последние 15-20 лет в Приладожье (СССР) и в Западных Рудных горах были открыты новые оловоскарновые месторождения и установлена принципиальная возможность и экономическая целесообразность их промышленного использования.

Проведены большие технологические исследования, связанные с поисками способов извлечения олова, входящего в значительных количествах (20-70% от валового содержания) в качестве изоморфной примеси и вкрапленности тонкодисперсного касситерита в скарновые минералы: гранаты, шпиделииты, амфиболы, везувиты, бораты, магнетит. В связи с этим перед геологической службой встает вопрос о направленных поисках и оценке оловоскарновых месторождений, которые до недавнего времени из-за сложного минерального состава скарнов и плохой обогатимости традиционными методами не служили объектами поисков и разведки. В решении его важное значение приобретают анализ генетических особенностей рассматриваемых месторождений и реконструкция (синтез) на их основе рудообразующей системы (процесса).

Структурно-геологическая позиция оловоскарновых месторождений При-

ладощья и Рудных гор определяется размещением их в экзоконтактовых зонах многофазных гранитных массивов: раннерифейского анорогенного Салминского и поздневарисцийского позднеорегенного Айбеншток-Карлововарского, приуроченных к зонам глубинных разломов, секущих складчатые структуры. Оловянное оруденение локализовано в известковых скарнах, грейзенах, гнейсах, кристаллических сленцах и других породах. Скарны получили развитие в карбонатных горизонтах: в Приладожье в питкирантской (PR<sub>1</sub>); в Рудных горах - кайльбергской (С<sub>м1</sub>), ноохимстальской (С<sub>м2</sub>) брайтенобруннской (С<sub>м3</sub>) и теллерхойзерской (С<sub>м2</sub>, О<sub>1</sub>) свит. Оловянное оруденение в них контролируется положением кровли рудоносных гранитов и ее апикальными выступами, которые определяют общий размах оруденения в геологических разрезах от 200-300 м в Приладожье до 3,5 км в Рудных горах. Генетическая связь оловянного оруденения с указанными гранитами считается установленной [4,7,10]. Петро- и геохимические составы являющихся источниками олова разновозрастных гранитов (см. табл.) характеризуются большим сходством. Приведенные данные о возрастании содержания кремнезема, редких щелочей, фтора и олова от ранних производных к гранитам заключительных фаз свидетельствуют о большой роли при их формировании процессов дифференциации с участием газовой фазы, в частности фтора. Главными концентраторами рудных элементов и летучих в рассматриваемых гранитах являются слюды и акцессории: флюорит, топаз, касситерит, ксенотим и другие. Для апикальных выступов указанных массивов, особенно для гранитов завершающей фазы, характерны интенсивно проявленные альбитизация и грейзенизация, как правило, сопровождаемые оловянным или оловянно-редкометалльным оруденением.

Источником олова, фтора и частично других рудных элементов для докембрийских месторождений Приладожья был подкоровый магматический очаг, генерировавший базальтоидные частично дифференцированные в промежуточном очаге от основного до ультракислого состава магмы [2], проявленные в интрузиях: анортозитов, габбро, монцититов и в трех последовательных фазах рэпакиви-гранитов [7], характеризующихся постепенным нарастанием коэффициентов накопления [5] олова, фтора, достигающих соответственно 3,0; 7,0. Заключительная рудногорская фаза Айбеншток-Карлововарского гранитного массива имеет близкие значения коэффициентов накопления: олова 2,5, фтора 7,0. На источник олова и других рудных элементов в этом массиве однозначного представления у исследователей нет.

Изучение минеральных комплексов олово-скарновых месторождений и рудопроявлений, генетической связи с гранитными интрузиями разнообразных скарнов, а также структурно-геологических особенностей их пространственного положения позволяют выделить в рассматриваемых районах 2 этапа скарнообразования (см.рис.): магнезиально- и известковоскарновый (или скарново-рудный). Магнезиально-скарновый этап проявлялся неоднократно: в Приладожье вначале со свекофенюскими ультраметаморфогенными гранитоидами, а позднее с Салминским массивом гранитов рэпакиви;

Некоторые петро- и геохимические составы гранитов Салминского и Айбеншток-Карлововарского оловоносных массивов

Граниты	Возраст (млн. лет)	Фаза	Содержание						
			вс. %						Г/Т
			SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	F	
Комплекс горско-рудногорский :	P-C <sub>2</sub> (280-320)								
Рудногорские	P <sub>I</sub>	-	74,1	14,2	0,4	3,7	4,2	0,5	32
Промежуточные	P <sub>I</sub>	-	73,9	14,2	0,5	3,7	4,3	0,2	22
Горские	C <sub>I</sub>	-	73,4	14,1	1,0	3,5	4,1	0,06	13
Комплекс гранитов рапакиви Салминского массива	PR <sub>2</sub> (1450-1650)	3 <sup>a</sup>	75,6	12,8	0,7	4,1	4,2	0,8	200
		3	74,9	12,4	0,8	3,4	5,1	0,4	25
		2	74,9	11,9	1,0	3,3	5,1	0,3	15
		1	71,4	12,9	0,3	3,3	5,5	0,06	8
Гранитогайеисы куполов	PR <sub>I</sub> (1800)	-	73,0	14,2	1,2	4,2	4,3	0,01	2

Примечание. I - данные по материалам Г.Тишendorфа /10/; 2 - по материалам Р.А.Хазова, М.Г. Руб и др. /4/, Д.А. Великoславинского и др. /2/; 3, 3<sup>a</sup> - альбитизированные и грейзенированные граниты 3-й фазы.

в Рудных горах с доверисийскими ортогайеисами, гранитогайеисами, а затем с гранитами Айбеншток-Карлововарского массива. Сменяющий его во времени рассматриваемый скарново-рудный этап генетически связан с указанными массивами. Он включает известково-скарновую (скарново-магнетитовую), касситерит-полевощпатовую, грейзеновую, кварцево-сульфидную и пострудную стадии. На основе последовательного замещения образованных в перечисленные стадии парагенетических минеральных ассоциаций, имеющих для рассматриваемых месторождений, несмотря на различие в возрасте и структурно-геологических позициях, удивительное сходство, в соответствии с общим ходом кислотно-основной эволюции растворов для оловянного оруденения в известковых скарнах магниально-скарновой формации

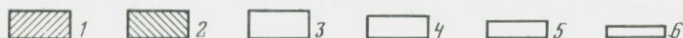
следующим образом реконструируется универсальная в общем плане гидротермальная рудообразующая система.

Постмагматические гидротермальные растворы, связанные с интрузиями рудосных гранитов Салминского и Айбеншток-Карлововарского массивов, проникая в сложно построенные толщи карбонатных, гнейсовых и сланцевых пород, а также ранее образованных магнезиальных скарнов и воздействуя на последние, преобразовали их в известковые скарны с магнетитовым оруденением. Пути и интенсивность (скорость) фильтрации гидротермальных растворов были предопределены структурно-тектоническими особенностями строения вмещающих толщ и их положением относительно апикальных выступов оловосных гранитов. Повышение кислотности щелочных скарнирующих растворов при образовании магнетитового оруденения фиксируется реакциями замещения катионов сильных оснований ( $\text{Ca}^{+2}$ ,  $\text{Mg}^{+2}$ ) катионами более слабых ( $\text{Fe}^{+2}$ ,  $\text{Fe}^{+3}$ ). В дальнейшем в гидротермальные растворы, несущие летучие, глинозем, щелочи Na и K, а также Sn и другие тяжелые металлы, в результате реакций обменного разложения продолжали поступать и повышать в них свои концентрации катионы  $\text{Ca}^{+2}$ ,  $\text{Mg}^{+2}$ , а также анионы  $\text{F}^-$  и  $(\text{OH})^-$ , так как перенос олова предполагается в виде комплексного аниона  $[\text{SnF}_x(\text{OH})_{6-x}]^{-2}$  [1]. Это подтверждается ассоциацией метаколлоидного касситерита + калишпата (иногда также метаколлоидного анортоклаза). Она свидетельствует также о перенасыщенности раствора соответствующими компонентами и о высоком кислородном потенциале, возникавшем благодаря тектонической нестабильности рудной зоны. Концентрически зональное строение колломорфных образований отражает пульсационно менявшиеся концентрации металлов и их аддендов в гидротермальном растворе при наличии электрокинетического потенциала у мицелл коллоидных касситерита и анортоклаза. Связь между их гранулами осуществлялась противоионом  $\text{K}^+$  (или  $\text{Na}^+$ ), как в известном золе  $[\text{mSnO}_2 + \text{H}_2\text{SnO}_3 + \text{H}_2\text{SnO}_3]^{-\text{K}^+}$  [8], и аддендом калишпата  $[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$  (Хазов, 1968 г.). Повышение в растворах концентраций глинозема (замещение калишпата мусковитом) и кремниеслоты привело к образованию, помимо кристаллического касситерита, грейзеновых минералов: топсаза, мусковита, кварца, флюорита (селлита), а при недостатке глинозема только кварца и флюорита. Следующая парагенетическая ассоциация, включающая широко развитые сфелерит, в меньшей степени касситерит, халькопирит, пирит и нерудные минералы: кварц, эпидот, хлорит, пренит, кальцит, флюорит, цеолиты, фиксирует насыщенность гидротермальных растворов  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , Ca, Mg, Fe, Zn, Sn, Cu, As,  $\text{H}_2\text{S}$ , HF. Завершающая послерудная ассоциация, представленная серпентинитом, кальцитом, флюоритом, пиритом, церусситом, баритом, англезитом, гипсом, свидетельствует о присутствии в гидротермах Ca, Ba, F,  $\text{CO}_2$ ,  $\text{SO}_3$ .

Минералы (типоморфные)	Стадии магнети- ально-скарнового этапа		Стадии скарново-рудного этапа				
	Магматическая	Пост- магматическая	Извест- ково-скар- новая	Кассите- рит-по- левашла- товая	Грейзе- новая	Кварцево- суль- фидная	Пост- рудная
Фассаид (диопсид)	1						
Салид		1	1				
Роговая обманка		2	2				
Тремолит актинолит		2	2	2			
Плагиоклаз	3	3	3	3			
Калишпат	3	3		3			
Штинель	3						
Форстерит	3						
Скаполит		4	4				
Хондрит, норбергит*		4					
Гумит, клиногумит		4					
Флогопит		4					
Кальцит	5	5	5		5	5	5
Людвигит**		5					
Флюоборит*		5					
Магнетит	6		6	6	6	6	
Волластанит			6	6		6	
Гранат			6	6		6	
Везувиан			6		6		
Аксинит**			6				
Шеелит		6			6		
Касситерит			6	6	6	6	
Топаз					6		
Мусковит					6		
Кварц		6		6	6	6	
Халькопирит					6	6	
Сфалерит			6	6	6	6	
Пирит					6	6	6
Станнин						6	
Арсенопирит						6	
Меллингит						6	
Пренит					6		6
Флюорит, селлаит				6	6	6	6
Эпидот				6	6	6	
Хлорит					6	6	
Серпентин						6	6
Барит							6
Цеолиты							6
Церруссит							6
Гипс							6
Англезит							6

Типы скарно-рудообразования

Инфилтрационный	Диффузионно-инфилтрационный	Диффузионно-инфилтрационный	Кварц полевашла- товый метас.	Грейзенизация	Протиптизация и кварцевание	Пострудный
Гомогенизация и декретизация, °С						
		580 440	420 390	390 320	350 250	220 140



## Р и с. 1. Парагенетическая диаграмма

1 - отложение минералов путем метасоматического замещения; 2 - то же путем метасоматоза и выполнения трещин; 3-6 - распространенность минералов и их генераций: 3 - широкая, 4 - умеренная, 5 - узкая, 6 - очень узкая. Пунктиром показано время межстадийных тектонических нарушений; одной звездочкой отмечены минералы, встечающиеся только на месторождениях Приладожья, двумя - Рудных гор, без звездочек - типоморфные для Приладожья и Рудных гор

---

Температура постмагматических гидротермальных растворов, по данным гомогенизации газовой-жидких включений в минералах, их декрепитации и минеральных термометров, постепенно снижалась с 580° до 140°С.

Вертикальный размах оруденения (системы) от кровли рудоносных массивов оценивается в 600-1000 м.

### Л и т е р а т у р а

1. Барсуков В.Д., Курильчикова Г.Е. О формах переноса слюда в гидротермальных растворах. - Геохимия, 1966, № 8, с. 943-948.
2. Великославинский Д.А. и др. Анортосит - рапакиви-гранитная формация Восточно-Европейской платформы. Л.: Наука, 1978, с.293.
3. Коржинский Д.С. Теория процессов минералообразования. М.:Изд-во АН СССР, 1962, с.24.
4. Руб М.Г., Ашихмина Н.А., Хазов Р.А. К петрохимии докембрийских оловяносных гранитов Северного Приладожья.- Изв. АН СССР. Сер.геол., № 4, 1974, с.42-59.
5. Смирнов В.И. Эндогенная металлогения.- В кн.: Тектоносфера Земли. М.: Наука, 1978, с.121-160.
6. Хазов Р.А. Касситерит-полевшпатевая ассоциация на месторождении Киталя.- Геология руд. месторождений, 1969, № 6, с. 106-111.
7. Хазов Р.А. Геологические особенности оловянного оруденения Северного Приладожья. Л.: Наука, 1973, с.87.
8. Чухров Ф.В. Коллоиды в земной коре. М.:Изд-во АН СССР, 1955,с. 672
9. Hösels G., Pfeifer L. Geologie, Petrographie u. Genese der Skarnlagerstätte Pöhla (Erzgeb. B.)-Z. angew. Geol., 1965, 11, p.169-180.
10. Tischendorf G. Zur geochemischen Spezialisierung der Granite des Westerzgebirgschen Teilplutons, Berlin.-Geologie, 1979, 1, p.25-40.

## ЭВОЛЮЦИЯ СОСТАВА И СОСТОЯНИЯ МИНЕРАЛОБРАЗУЮЩИХ РАСТВОРОВ ПРИ ФОРМИРОВАНИИ СКАРНОВО-РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЦЕНТРАЛЬНОГО ТАДЖИКИСТАНА

А.М.Рахманов

Таджикский государственный университет, г. Душанбе, СССР

Подавляющее большинство скарново-редкометалльных месторождений Центрального Таджикистана является контактово-метасоматическими и развиваются на контактах позднепалеозойских интрузий гнейтоидов умеренно-кислого состава с карбонатными комплексами сидура, девоне и карбона. По характеру рудной минерализации среди скарново-редкометалльных месторождений и рудопоявлений выделяются скарново-шелит-касситеритовые (Майхура, Як-Арча, Кабуты, Каныз, Такфон), скарново-шелитовые (Сарымат, Джилау), скарново-касситерит-станийные (Мушiston) и др.

Скарны Южно-Гиссарской структурно-фацциальной зоны, связанные преимущественно с зонами контактов Южно-Гиссарского и Северо-Гиссарского гнейтоидных интрузивов (Майхура, Як-Арча, Кабуты, Каныз и др.), представлены преимущественно гренато-пироксеновыми и пироксено-гранатовыми разностями с весьма широкими пределами колебаний содержания грената (гроссуляр-андрадата) и пироксена (диопсид-гаденбергита) в их составе. Помимо них в составе скарново-рудных тел участвуют воластонит, тремолит, эпидот и минеральные парагенезисы, обусловленные более поздними наложенными процессами гипогенной минерализации: шелит, касситерит, флогопит, полевые шпаты, кварц, пирит, пирротин, халькопирит, сфалерит, кальцит, редко флюорит и др. В скарновых месторождениях Заравшано-Гиссарской структурно-фацциальной зоны, связанных преимущественно с мелкими интрузиями гранодиоритов позднего палеозоя (Сарымат, Такфон, Мушiston, Джилау и др.), преобладают скарны существенно пироксенового и гранат-воластонит-пироксенового состава.

При изучении газовой-жидких включений в скарново-рудных месторождениях данного района были выявлены некоторые особенности эволюции процессов рудообразования, а также геохимия и термодинамика минералообразующих растворов. Общая стадийность процессов минералообразования на этих месторождениях и рудопоявлениях представлена последовательным развитием скарновой, кварцево-редкометалльной, кварцево-сульфидной и кварцево-карбонатной (иногда с флюоритом) стадий рудообразования. Интервалы температур минералообразования на вышеотмеченных месторождениях и рудопоявлениях, по данным гомогенизации жидко-газовых, многофазных и газовой-жидких включений [3, 4, 5, 6, 7], соответственно составляют, °C: Майхура и Як-Арча 660-150; Кабуты 640-150; Каныз 620-160; Сарымат 660-160; Такфон 620-170; Джилау 660-180; Гиддарва 640-160.

При этом для скарновых стадий минералообразования, по данным исследования газовых, многофазовых, жидко-газовых и газовой-жидких включений [3, 4, 6], в пироксенах и гранатах методом гомогенизации установлен интервал температур минералообразования 660–390°C; для шеелита, касситерита и кварца редкометалльной стадии 480–220°C; для кварцево-сульфидных стадий 420–200°C; для завершающих кварц-карбонатных стадий 200–160°C.

Изучение флюидных включений в различных минералах вышеописанных стадий минералообразования показало [5, 6] большую изменчивость их форм и агрегатного состояния.

Так, в пироксенах всех исследованных месторождений обнаружены первичные газовые, существенно газовые (газа 80–90%) и трехфазовые углекисло-водно-газовые (газа 60%) включения, отражающие существенно газовый характер агрегатного состояния минералообразующей среды. В гранатах широким распространением пользуются сингенетичные существенно газовые (газа 50–60%), трехфазовые углекисло-водные, трехфазовые газовой-жидкие с твердой фазой (галит, сильвин, рудные) и двухфазовые газовой-жидкие (газа 30–40%) включения. В шеелитах встречены первичные и первично-вторичные существенно газовые (газа 60%), трехфазовые углекисло-водные (газа 10–30%, углекислоты 60–90%), трехфазовые газовой-жидкие с твердой фазой (галит) и двухфазовые (газа 30–40%) включения. В раннем кварце-I, ассоциирующем с шеелитом, касситеритом, флогопитом и полевыми шпатами, широким развитием пользуются двухфазовые жидко-газовые (газа 40–60%) и газовой-жидкие (газа 30–40%), а также трехфазовые углекисло-водные (газа 10–30%, углекислоты 90–40%) первичные включения. В кварце-II, ассоциирующим с сульфидами, преобладают двухфазовые газовой-жидкие (газа 20–30%) и трехфазовые углекисло-водные (газа 10–20, углекислоты 90–60%) включения, отражающие гидротермальное, жидкое агрегатное состояние минералообразующей среды. В позднем кварце-III и кальците, выполняющих кварц-кальцитовые прожилки, преобладают двухфазовые газовой-жидкие включения, характеризующиеся наименьшим содержанием газовой фазы (10–20%) в вакуолях. Таким образом, от ранних минеральных парагенетических ассоциаций к более поздним намечается отчетливая тенденция повышения плотности минералообразующих растворов вследствие возрастания жидкой и уменьшения газовой фазы во включениях.

В процессе исследования образцов из месторождений Майхурз, Такфон, Джилау и др. особое внимание было обращено на группу включений, обнаруженных в гранатах, раннем кварце, шеелитах и более позднем гидротермальном кварце-II из сульфидных ассоциаций. Они характеризуются наличием в своем составе жидкой углекислоты. Процентное соотношение углекислоты и солевого раствора в них варьирует в широких пределах: от гомогенных включений углекислоты до газовой-жидких включений солевых растворов. По включениям с углекислотой производился расчет давлений в ми-

нералобразующей среде по методу Неккенс-Калужного [5,77]. Давления, рас- считанные по этим включениям в большинстве случаев соответствуют 850-730 атм и в любом случае не опускаются ниже 650 атм. При этом для определения давления отбирались включения с максимальным содержанием углекислоты в вакуолях (100-95%).

Химический состав минералообразующих растворов исследован с применением известного метода анализа тройных водных вытяжек из моно-минеральных проб пироксена, граната, шеелита, касситерита, кварца, пирротина, арсенопирита, сфалерита и кальцита, отобранных из месторождений Мейхура, Кабуты, Каяз, Такфон, Сарымет, Джилау, Гиждарва. Результаты химического анализа тройных водных вытяжек из мономинеральных проб определенной фракции (0,5-0,25 мм) вышеназванных минералов, характеризующих основные стадии рудообразования на исследованных скарново-рудных месторождениях, опубликованы в работах автора [3, 4, 5, 6/]. Они позволяют сделать вывод, что растворы в период скарно-образования имели сложный бикарбонатно-фторидно-хлоридный состав. В катионной части растворов преобладали ионы щелочных металлов: натрия, калия и кальция, причем натрий-ион преобладал над калий-ионом. Кроме того, в этих растворах установлены определенные количества алюминия и магния. Состав растворов несколько менялся в ходе формирования кварц-полевшпат-шеелит-касситеритовой (кварц-редкометалльной) стадий. Касситерит образовался из смешанных фторидно-хлоридно-бикарбонатных растворов. Шеелит и кварц образовались из существенно фторидных растворов. Катионная часть этих растворов в ходе формирования касситерита и шеелита была существенно кальциевой, а во время кристаллизации кварца - существенно натриевой. В ходе образования минералов кварц-сульфидных стадий с шеелитом последний кристаллизовался из существенно-фторидных растворов; со сфалеритом, арсенопиритом, пирротином - из бикарбонатно-сульфатных, а с кварцем - из существенно хлоридных. Катионная часть растворов в ходе эволюции минералообразования в пределах одной стадии в момент кристаллизации шеелита-II и сфалерита была существенно кальциевой, а при образовании кварца - существенно натриевой. Кварц- и кальцит в кварц-карбонатные стадии минералообразования кристаллизовались из существенно бикарбонатных, хлоридно-бикарбонатных и смешанных хлоридно-сульфатно-бикарбонатных растворов, характерных для низкотемпературных диапазонов минералообразования. В катионной части этих растворов в момент кристаллизации кварца преобладал натрий, а в период выделения кальцита - калий и кальций.

Состав газовой фазы флюидных растворов скарновой стадии определялся по включениям в пироксенах и гранатах всех исследованных месторождений. В составе газов во включениях в минералах скарновой ассоциации резко доминирует углекислота, занимая 85-95% объема выделившейся газовой фазы. Далее в порядке убывания содержания в составе газов устнавливаются кислород, азот, метан, водород. Однако какую-либо ус-

тойчивую тенденцию в их поведении пока установить не удается.

Некоторое отклонение в составе газов флюидных включений наблюдается для скарновых ассоциаций месторождения Такфон. Содержание углекислоты здесь аномально низкое (67-78%) при заметно повышенных концентрациях метана, кислорода и водорода.

Во включениях в минералах более поздней кварц-редкометалльной стадии, представленной кварц-шеелит-полевошпат-флогопитовой, кварц-шеелит-полевошпатовой и кварц-шеелит-касситеритовой ассоциациями, роль углекислоты заметно возрастает, достигая 95-97%, а содержание кислорода, азота, метана и водорода снижается.

В газовой фазе включений в минералах кварцево-сульфидной стадии рудообразования содержание углекислоты заметно снижается, в среднем достигая 73-92%, и на этом фоне наблюдается некоторое повышение концентрации метана, азота, водорода. Увеличение содержания метана, азота и водорода приводит к усилению сероводородного режима и уменьшению парциального давления кислорода и углекислоты в минералообразующей среде, что, в свою очередь, способствует интенсивному выделению сульфидных минералов.

Для минералов наиболее поздней кварц-кальцитовой парагенетической ассоциации исследованных месторождений состав газовой фазы флюидных включений характеризуется заметным возрастанием роли углекислоты (до 97%), кислорода и существенным снижением концентрации водорода, метана и азота.

#### Л и т е р а т у р а

1. Ермаков Н.П. Геохимические системы включений в минералах. М., 1972.
2. Ермаков Н.П., Долгов Ю.А. Термобарогеохимия. М., 1979.
3. Рахманов А.М., Хитаров Д.Н., Рассейкин Л.В. В кн.: Тез. докл. I Урагон. сов. по термобарогеохимии. Ростов н/Д, 1973.
4. Рахманов А.М. - В кн.: Тез. докл. У Всесоюзного совещания по термобарогеохимии. Уфа, 1976.
5. Рахманов А.М. - В кн.: Тез. докл. VI Всесоюзного совещания по термобарогеохимии. Владивосток, 1978.
6. Рахманов А.М. - В кн.: Геология, физико-химические условия формирования скарново-редкометалльных месторождений Заравшано-Гиссарской горной области. Душанбе, 1977.
7. Келюжный В.А. - В кн.: Методы исследования многофазовых включений. Киев, 1961.

## Раздел 8

# ГЕНЕЗИС МЕСТОРОЖДЕНИЙ КАК ОСНОВА ПОИСКОВ

УДК 550.812:553.481'43

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ПОИСКОВ МЕДНО-НИКЕЛЕВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

А.П. Лихачев

Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт  
цветных и благородных металлов, г. Москва, СССР

Для медно-никелевых месторождений устанавливаются следующие геолого-генетические особенности, которые необходимо учитывать при выполнении поисковых работ на никель.

Медно-никелевые месторождения свойственны континентальному и не характерны островодужному и океаническому типам магматизма.

Источники основной части рудного вещества медно-никелевых месторождений находятся в пределах мантии, а вынос рудных масс в верхние части земной коры осуществляется базит-гипербазитовыми магмами.

Рудоносные магмы, формирующие медно-никелевые месторождения, представляют собой самостоятельный мезомафический тип магматических образований ( $MgO$  8-33 мас.%), занимающий промежуточное положение между бессульфидными мафическими ( $MgO \leq 8$  мас.%) и бессульфидными ультрамафическими ( $MgO > 33$  мас.%) разновидностями магм базит-гипербазитового ряда. Количество сульфидного вещества в рудоносных мезомафических магмах составляет от 3 до 10 мас.%, что резко превышает пределы растворимости серы в окисно-силикатных расплавах и свидетельствует о нахождении большей части сульфидов в виде самостоятельной фракции (сегрегационной сульфидной жидкости) на всем протяжении существования магм - от их за-рождения до кристаллизации.

Никеленосный магматизм включает две составляющие: раннюю бессульфидную мафическую ( $MgO \leq 8$  мас.%) и более позднюю сульфидоносную мезомафическую ( $MgO$  8-33 мас.%), которые в целом представляют единую никеленосную формацию.

Никеленосная магматическая формация проявляется в виде эффузивно-интрузивных и чисто интрузивных комплексов.

Эффузивно-интрузивные комплексы в первичном (недислоцированном) состоянии формируют наложенные континентальные прогибы, приуроченные к периферии стабилизированных платформенных блоков. Основная часть прогибов сложена эффузивными породами мафического (базальтоидного) состава и коагматичными им интрузиями. Рудоносные мезомафические образования проявляются в виде протяженных магматических тел (колонн) неодно-

родного (эшелонированного) строения, выраженного в чередовании обедненных магнием, хромом и сульфидами с обогащенными этими компонентами интервалами, составляющими медно-никелевые месторождения. На глубинах 3-5 км от поверхности (на период внедрения сульфидоносных магматических масс), в интервале 500-1000 м, представляющем "критический" горизонт внедрения, рудоносные интрузии (колонны) занимают межформационные границы осадочно-вулканогенного прогиба, образуя пологозалегающие протяженные тела стратифицированного строения. В придонных частях обогащенных рудным веществом интервалов колонн концентрируются вкрапленные и массивные залежи медно-никелевых руд.

В более глубоких горизонтах прогиба рудоносные тела приурочиваются к тектонически нарушенным зонам, имеют крутое залегание и сопровождаются в основном вкрапленным оруденением.

Проявление отмеченных закономерностей объясняется тем, что на больших глубинах из-за высокого литостатического давления внедряющиеся магматические массы используют в основном крутонаклонные тектонически нарушенные зоны, неблагоприятные для накопления сульфидного вещества. На более высоких уровнях (3-5 км от поверхности) возникают возможности для межформационного субгоризонтального внедрения магм, сопровождающегося накоплением массивных сульфидов и формирующего продуктивный ("критический") горизонт никеленосных структур мощностью от 500 до 1000 м. Выше этого уровня рудоносные магматические массы снова приурочиваются к крутонаклонным тектонически нарушенным зонам, формируют дайкообразные тела.

В процессе складчатых дислокаций рудоносные магматические колонны расчленяются на отдельные небольшие тела, одни из которых представляют обогащенные рудным веществом интервалы колонн и несут медно-никелевые руды, а другие (сформированные за счет обедненных рудным веществом интервалов колонн) - безрудные и слаборудоносные тела.

Интрузивные комплексы выражены крупными магматическими плутонами Бушвельдского типа. По составу и очередности магматических масс интрузивные комплексы подобны эффузивно-интрузивным. Различие состоит лишь в том, что в интрузивных комплексах безрудные мафические и рудоносные мезомафические магмы внедряются в одну и ту же магматическую камеру без существенного проявления эффузивного магматизма. При этом за счет мезомафических магм формируются рудоносные горизонты интрузивных комплексов, для которых характерно в основном вкрапленное оруденение.

Концентрирование медно-никелевых сульфидов происходит преимущественно на магматической стадии при зарождении, внедрении и кристаллизации магм; метаморфогенные процессы обуславливают в основном перераспределение первично-магматических сульфидов.

Зарождение рудоносных магм осуществляется в результате фракционного (постадийного) плавления исходного сульфидсодержащего мантийного вещества хондритового типа: вначале выплавляются и выносятся в верх-

ние части земной коры бессульфидные мафические продукты (с  $MgO \leq 8$  мас.%) затем переходит в расплав сульфидоносная мезомафическая фракция ( $MgO$  от 8 до 33 мас.%).

Опережающий вынос из исходного вещества бессульфидных мафических фракций, составляющих около 20 мас.%, приводит к повышению содержания сульфидов в остающемся в твердом состоянии веществе до 1,5 мас.%.

Плавление в сульфидоносном интервале (сульфидоносной фракции) обеспечивает концентрирование сульфидов в зарождающихся магмах до  $\sim 4$  мас.%, т. е. на стадии зарождения магм достигается такое количество сульфидов, которое резко превышает пределы их растворимости в окисно-силикатном расплаве.

Дальнейшее скопление сульфидов осуществляется в пределах земной коры в процессе внедрения рудоносных магм. Однако при этом возникает проблема подъема тяжелой сульфидной жидкости с плотностью  $\sim 4$  г/см<sup>3</sup>, окисно-силикатным расплавом, плотность которого составляет около 2,7 г/см<sup>3</sup>.

Экспериментальные данные по плавлению сульфидно-окисно-силикатных систем показывают, что при высоких температурах (от 1300°C и выше) сульфиды диспергируются (распыляются) в окисно-силикатном расплаве и удерживаются в нем во взвешенном состоянии при количествах до 15 мас.% и более. С понижением температуры сульфидные выделения укрупняются, приобретают каплевидную форму и быстро опускаются под воздействием силы тяжести. Вероятно, именно этот эффект, эффект диспергирования сульфидов, обеспечивает подъем тяжелой сульфидной жидкости из мантийных горизонтов магмообразования в верхние части земной коры.

Однако проявление эффекта диспергирования возможно только при достаточно высоких температурах магм, которые возникают не во всех процессах магмообразования. Так, практически невозможно его проявление в случае океанического магматизма, связанного с диапировым подъемом астенолитного слоя, т. е. с декомпрессией мантийного вещества. При этом не достигаются температуры, обеспечивающие диспергирование сульфидов. В данных условиях, расплавляясь, сульфиды образуют сравнительно крупные каплевидные выделения, быстро погружающиеся в нижние части астенолита и в глубины мантии и не выводятся в верхние горизонты земной коры. Следовательно, магматические образования, связанные с диапировым магматизмом, не могут вести существенных скоплений медно-никелевых сульфидов и являются бесперспективными на медно-никелевые руды, что подтверждается имеющимися в настоящее время данными по магматическим проявлениям океанического типа.

Благоприятные условия для подъема сульфидов из глубин мантии возникают при континентальном магматизме, проявляющемся в краевых частях континентальных блоков. Магмообразование в этом случае происходит в основном за счет накопления тепловой энергии под тугоплавким реститовым слоем мантии, выполняющим вместе с вышележащей тощей континен-

тальной коры роль теплового экрана, обуславливающего накопление тепловой энергии и плавление первичного мантийного вещества за счет повышения температуры. При этом зарождающиеся магмы являются более разогретыми, чем в случае диспирового магматизма, и имеют температуру, достаточную для диспергирования и подъема сульфидов в верхние части земной коры.

В островодужных системах имеет место сочетание рассмотренных выше двух механизмов, которое приводит лишь к сравнительно незначительному скоплению медно-никелевых сульфидов.

Из сказанного выше следует, что скапливающиеся на стадии зарождения магм сульфиды в количестве до 4 мас.% поднимаются в верхние части земной коры в рассеянном виде высокотемпературными магмами континентального типа за счет эффекта диспергирования сульфидной жидкости в окисно-силикатном расплаве. Дальнейшее скопление сульфидного вещества осуществляется на пути подъема магматических масс вследствие понижения их температуры и перемещения сульфидов вниз по магматической колонне, где из-за более высокой температуры они заново диспергируются и обуславливают обогащение отдельных интервалов колонны рудным веществом.

Дифференциация и скопление сульфидов на пути движения магм приводят к накоплению сульфидного вещества в рудных интервалах колонны до 5-10 мас.%.

Последующее концентрирование сульфидов происходит в основном в конечных камерах внедрения (становления) магматических тел за счет перемещения сульфидного вещества рудных интервалов колонн в придонные их части, где образуются богатые вкрапленные и массивные рудные залежи.

Таким образом, возможны следующие модельные ситуации нахождения медно-никелевых месторождений.

Месторождения недислоцированных районов (ворильского типа), связанные с протяженными магматическими колоннами эшелонированного строения, верхняя часть которых занимает субгоризонтальное межформационное положение и сопровождается массивными залежами сульфидных руд, а нижние (подводящие) части приурочены к крутонаклонным тектонически нарушенным зонам и содержат преимущественно вкрапленное оруденение.

Месторождения дислоцированных районов (печенгского, канадского и австралийского типов), ассоциирующие с небольшими ультраосновными телами, занимающими межформационное положение в верхних горизонтах и дискордантное в глубоких горизонтах становления магматических масс. Для первых из них характерны массивные залежи медно-никелевых руд, а вторые сопровождаются в основном рудами вкрапленного типа. В областях глубоких эрозионных срезов архейских выступов распространены месторождения последней разновидности.

Месторождения, связанные с крупными стратифицированными плутонами, несут сравнительно небогатое, в основном вкрапленное, оруденение. Ин-



трузии такого типа в одних случаях принадлежат чисто интрузивным комплексам бушвельдского типа, в других — стратифицированным комплексам, составляющим часть эффузивно-интрузивного магматизма подобно Мончегорскому и Дудутскому плутонам.

Месторождения типа Садбери, связанные с регенерацией (магматическим перестроением) ранее сформированных рудных скоплений под воздействием более поздних норитовых магм.

На основе изложенных и других данных разработана общая схема поисков рудных объектов медно-никелевых месторождений (см. с. 640).

УДК 550.812:553.44

## ГЕОЛОГО-ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ОЦЕНКИ ПЕРСПЕКТИВ ДОКЕМБРИЯ НА СТРАТИФОРМНОЕ ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОЕ ОРУДЕНЕНИЕ

Г.В.Ручкин

Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов, г.Москва, СССР

Сравнительный анализ докембрийских и фанерозойских стратиформных полиметаллических месторождений по важнейшим признакам — пространственно-временным соотношениям с определенными типами пород, главным особенностям состава и строения рудовещающих формаций, минеральному и химическому составу промышленных руд, механизму рудообразования — показывает, что докембрийские стратиформные полиметаллические месторождения, в том числе и интенсивно метаморфизованные, парагенетически тесно связаны с вмещающими породами и не имеют специфических признаков, резко выделяющих их из класса полиметаллических месторождений. Становление докембрийских и постдокембрийских месторождений обусловлено геологическими явлениями, отражающими единые процессы развития Земли на разных отрезках ее истории. Сказанное определяет принципиально одинаковую методику изучения, прогноза и поисков стратиформного полиметаллического оруденения, локализованного в любых возрастных комплексах.

Вместе с тем простое перенесение на докембрий (и особенно на ранний) представлений о закономерностях развития фанерозойских тектонических процессов, седиментации и магматизма является упрощением. В частности, специфика развития докембрия отражается в формировании ряда присущих только докембрию тектонических структур, в том числе и рудоносных. К их числу, например, относятся важнейшие рудоносные структуры — зеленосланцевые пояса и авлакогены древних платформ. В этих региональных структурах локализуются крупные месторождения медно-колчеданных, медно-цинковых колчеданных и свинцово-цинковых колчеданных руд.

Определенную специфику в оценку перспектив докембрия на стратиформное полиметаллическое оруденение вносят наиболее интенсивно проявленные в докембрии по сравнению с последующими геологическими эпохами метаморфические преобразования, которые не только преобразуют облик рудовмещающих толщ, но и нарушают первичные связи руд с вмещающими комплексами.

Однако даже интенсивно (вплоть до гранулитовой фации) метаморфизованные месторождения сохраняют основные элементы строения, сформированные в докембрийский этап. Это является предпосылкой реальной реконструкции дометаморфического облика месторождений, восстановления первичных пространственно-временных соотношений оруденения с вмещающими породами и выявления на этой основе наиболее полного комплекса прогностических и поисковых критериев оруденения.

С этой точки зрения при поисках и оценке докембрийских месторождений необходимы, во-первых, реставрация первичного облика месторождений, включая как восстановление исходного состава рудовмещающих формаций, так и первичных структурных позиций месторождений, а, во-вторых, учет сложных и длительных процессов преобразования месторождений, протекающих с частичной (иногда глубокой) регенерацией рудного вещества. При мелко- и среднемасштабном прогнозировании на первый план выступают закономерности локализации оруденения, связанные с его первичным накоплением, а при локальном существенное значение приобретают факторы, связанные с преобразующими процессами, осложняющие старые или создающие новые структурные позиции месторождений, наращивание рудных тел и т.д. В зависимости от конкретных Р-Т условий метаморфизма в пространстве, окружающем метаморфизованные залежи, формируется ряд специфических минералов: ганит, реперит, цинксодержащий ставролит, свинцоводержащие полевые шпаты и ряд других. На регрессивном этапе метаморфизма образуются зоны переотложенной прожилково-вкрапленной минерализации, удаленные от промышленных рудных тел на значительное расстояние. Все эти особенности метаморфизованных месторождений должны использоваться при поисках в качестве дополнительных поисковых признаков.

Докембрийские полиметаллические месторождения по приуроченности к определенным региональным структурам земной коры и особенностям химического и минерального состава промышленных руд образуют возрастной эволюционный ряд. Ряд отвечает общим изменениям особенностей тектогенеза, магматизма и седиментации в развитии литосферы Земли. На этом основании возможно определить формационный или промышленный тип месторождений при прогностической оценке разновозрастных докембрийских комплексов. Так, в структурах архея сосредоточены медно-колчеданные и медно-цинковые колчеданные месторождения, в структурах раннего протерозоя, кроме этих месторождений, — свинцово-цинковые и свинцово-цинковые кол-

чеданные; в структурах рифея и венда - колчеданно-полиметаллические, медно-колчеданные и свинцово-цинковые в карбонатных породах.

Необходимо подчеркнуть, что определение возможного промышленного типа месторождений должно базироваться не только на радиологическом возрасте тех или иных рудовмещающих формаций, толщ и месторождений, но, в первую очередь, на комплексе геологических признаков, свойственных конкретному геотектоническому типу месторождений.

Докембрийские региональные рудоносные структуры, характерные для каждого типа месторождений, выступают в качестве рудоносных провинций. Выявление рудоносных зон и рудных (поисковых) районов возможно на основе выделения структурно-формационных зон и подзон, в которых развиты рудоносные формации, а в их пределах участков, характеризующихся определенными особенностями рудоносных формаций и толщ, накапливающихся в благоприятных палеотектонических условиях.

Перспективные участки выделяются с учетом комплекса благоприятных поисковых критериев и признаков, выделяемых на основе анализа литолого-стратиграфических, магматических, палеофашиальных и структурных (палеотектонических) рудоконтролирующих факторов локализации оруденения и его поисковых признаков, в том числе и связанных с метаморфическими преобразованиями. Значение тех или других факторов локализации оруденения существенно зависит от типа рудоносных провинций по характеру их формационного выполнения.

УДК 550.812.14:553.492.1

DECISION-MAKING DURING THE EARLY STAGES OF PROSPECTING FOR  
BAUXITE

F.Szantner, J.Knauer, A.Mindszenty

Bauxite Prospecting Co. of Hungalu, Balatonalmadi,

Institute of Mineralogy and Ore Deposits, Eötvös L.University,  
Budapest, Hungary

Introduction

Naturally enough, the methodology of mineral potential estimations especially when related to areas of no indicated or proved reserves - generally does not appear in the literature. This may partly be due to the statement of the late McKinstry [3] who in his invaluable book on Mining Geology wrote that "so far as "possible" or "prospective" ore is concerned... any attempt to set down a definite tonnage in this category is likely to be more misleading than helpful". A couple of years have elapsed since then and the conditions of mining and exploration have changed considerably. Slowly but inevitably we are running out of our easily accessible mineral resources while the cost of ex-

ploration and investment are rising. The requirement of maximum production by minimum investment necessitates the concentration of exploration to areas of maximum mineral potential. This is why delineation of potential areas and ranking them according to perspectivity have gained such an importance during the past few years, particularly in those countries where - like in Hungary - financial sources are comparatively scarce.

It is convenient when such a ranking can be based on some numerical figure expressing the perspectivity of the area in question. Though being aware of our unconformity with the quoted statement of McKinstry, we take the liberty to say that the simplest way to express the mineral potential of given area is the numerical estimation or calculation of potential (or inferred) reserves assignable to it.

This calculation - although simple in itself - has to be preceded by a rather sophisticated train of thought called the Method of Modified Analogies (MMA). Since the method - although comprising mostly generalizable statements - was worked out in Hungary it might be worthwhile to devote some time to the essentials of the bauxite-geology of Hungary, and only then set out to understand the method itself.

#### Geological Model Used as the Basis of Prognostization in Hungary

Just like other karst-bauxites the Hungarian ones are also confined to shorter or longer tropical-continental periods interrupting long-lasting neritic carbonate-sedimentation. In our case the carbonates are Mesozoic limestones and dolomites of Triassic age. The bauxite is Cretaceous, rests on the carbonate surface and fills tectonically controlled karstic dolines of the one-time relief. Its cover is either some younger Mesozoic formation (carbonates or fluviatile clastics) or - more frequently - the ingress-ion-transgression sequence of the Middle Eocene. Both in the Mesozoic and the Eocene cover sequence there are remarkable facies-variations characteristic of those strata immediately overlying the ore. As these facies-variations may be recognized not only above the bauxite deposits but also in their close but non-bauxitiferous surroundings, they can effectively be used for indicators of surmised reserves nearby [5]. Almost all deposits were subjected to repeated subsequent tectonism and partial denudation. Tectonism had been definitely of preservative character at some places (= down-thrown blocks sheltered from erosion) but there are also examples where postaccumulation tectonism lead to denudation and grade-deterioration.

#### The Method of Modified Analogies

##### Delineation of Potential Areas

Selection of the most promising areas is the first and most important decision to be made at the beginning of any prospecting campaign. It is carried out by collecting, review and target-oriented interpre-

tation of all relevant geological and geophysical information available from the area in question. With the term "target-oriented" we want to emphasize that this interpretation has a special guiding principle namely that all data are digested with those factors in mind, which are known to control the formation and preservation of the ore - in our case the bauxite - to be predicted. In other words: the selection of potential areas (which for the sake of simplicity may be called the areal prognosis) is the step-by-step examination of all geological events recorded by the kind, facies, extension and structural position of the formations building up the area in question - from the point of view of the effect they may have exerted on the accumulation and/or the eventual denudation of the ore at any given point of the area, the bauxite potential of which is to be estimated. The problem is essentially a time-and-space related interrogation-game.

If geological information was continuous over the area - which is never the case - and if no postaccumulation denudations were to be counted with, the task would be that of the conventional historical-geological interpretation based on the lithological-palaeontological record, succeeded by the selection of those periods and places when and where the accumulation and preservation of bauxite may have been facilitated.

During this early stage of prognostization, however, reliable data are scarce and thus the geological model we may construct is generally full of extrapolations. What is more : even the factors of accumulation and preservation are not always, not everywhere and not in all types of deposits fully understood. Thus even if we have a sufficiently consistent geological model, the selection of the right places and periods may be erraneous when based solely on uncertain theories of origin. That is why it is very important that - apart from the very first steps, when the most general factors (such as one-time tropical climate, etc.) are examined - the said interrogation-game be based not on theoretical but rather on practical questions. In other words: the controlling factors, used essentially as criteria of the presence or absence of the ore, should be of factual correlative and not of theoretical genetic nature.

When during this early stage of prognostization the area we have to deal with is completely unknown.(i.e. with no traces of any kind of previous bauxite-geological information), the very first thing to do is to establish those stratigraphic horizons where conditions might have been favourable for the accumulation of bauxite. That means that unconformities or paraconformities are to be sought for within shallow-marine carbonate sequences with special regard to the climatic record, because we know that tropical climate is one of the sine qua nons of bauxitization. After the establishment of the potentially bauxitiferous horizon (s) we have to search for those places where in addition

to the favourable climate also palaeogeographic conditions may have actually promoted the accumulation of bauxite within that particular horizon (s).

At the very beginning it is convenient when this search is focussed to disqualifying arguments. First we have to rule out those areas where the presence of bauxite can undoubtedly be precluded. Thus decreasing the extension of potential areas the chance to find better places for exploration is automatically increased. Those criteria the fulfilment of which can be taken for a guarantee of the unprospectivity of a given area are called disqualifying criteria (e.g. continuous exposure of the footwall on the surface with no traces of bauxite on it; or signs of intense denudation immediately following the accumulation of bauxite in shallow dolines of the karst relief, such as truncation of the one-time relief, the lack of sediments that would have been able to protect the ore, and the mixing of low-grade remnants of the one-time bauxite body with coarse debris of non-bauxitic formations).

There is an additional disqualifying criterion widely used in this early stage of prognostication, which is not of geological, but of economical nature. It is the limit depth of the potentially bauxitiferous horizon, out of which - under the given technical-commercial conditions - bauxite can economically be mined. Areas where all the other criteria are fulfilled and thus the presence of bauxite is highly probable but this particular disqualifying criterion is also fulfilled, are to be "kept" in reserve.

After all non-bauxitiferous areas are ruled out of further investigation, systematic checking of the fulfilment of all positive and negative criteria may be set on in the potentially bauxitiferous rests of the area in question.

The fulfilment of every positive criterion increases the bauxite-potential of the investigated section while negative criteria evidently have the opposite effect. Examples of fundamental positive criteria are:

- gap in the shallow-water carbonate sequence;
- tropical climate during the "gap" (recognizable on the basis of fossil evidence from heteropic marine facies);
- dissected morphology of the potential foot-wall;
- ingression-type cover sequence above the potential foot-wall.

Examples of fundamental negative criteria are:

- coarse-grained clastics laid down during the tropical-continental period;
- continuous pelagic carbonate sedimentation over the area in question;
- continuous exposure of the bare bedrock on the surface.

Examples of modifying negative criteria are:

- abrasion-type cover-sequence over a high karst-relief
- long-lasting periods of denudation anterior to the deposition of the cover-beds.

When checking up on the criteria it is reasonable to proceed along some logical pattern and the most practical of the possible patterns is the one offered by the normal stratigraphic succession. That is: first we look for all criteria connected to the potential footwall, than those bound to the cover and after that those standing for all postlithification changes including tectonics, erosion and eventual redeposition.

Let us see some examples:

Footwall-criteria are those connected with

- the age,
- the lithology (lithofacies),
- the morphology

of the potential footwall (i.e. the strata immediately underlying the potentially bauxitiferous horizon).

Cover-criteria are

- the age,
- the lithofacies

of the potential hanging-wall.

Tectonic (and erosion/denudation) criteria are

- the number,
- the style,
- the relative age

of tectonic movements that have affected the area in question

- the elevation of the potentially bauxitiferous horizon as related to the surroundings.

Checking up on most of the above criteria may be realised by constructing a series of criterion-maps, where the fulfilment of every group of the said criteria are represented by different transparent sheets indicating the boundaries of those sections of the area which are considered as potentially bauxitiferous on the basis of the fulfilment of that and that particular group of criteria. At the end all transparent sheets are inspected together and first-order potential areas are selected by looking for coincidence of potential areas of the individual sheets (this is the so called graphical method of prognostization referred to also by Haas [2]). Of course, every sheet is more or less charged with subjective judgement, since data are scarce during this early stage of prognostization and the boundaries have to be constructed mostly by extrapolation and - to a lesser extent - also by interpolation; but considering the amount of information available, the incertitude arising from this subjectivity can not be eliminated at this stage of prognostization.

Another possibility to check the fulfilment of the criteria is to

dissect the area on to geologically coherent sections and then, instead of drawing criterion-maps, proceed all over these sections, one by one, according to the laws of the above mentioned interrogation-game. That means that step-by-step we have to digest all the available data whether they confirm or weaken the prospectivity of the section regarded. When coming across negative results - i.e. when one or the other of the positive criteria are not fulfilled - the pros and cons of ruling out the area of further investigation has to be weighed, because - apart from a few undeniably disqualifying criteria - factors weakening the prospectivity, generally do not automatically and under all circumstances preclude the presence of ore. Postaccumulation erosion for instance may be taken for a disqualifying fact when the original karst-relief (into which the ore was deposited) had been shallow, but if it had been of the high-amplitude "high-level" type (which may be recognized by textural investigation of eventual scarce indications found in the potential area), with deep sinkholes, the ore may have had survived even the most intense denudation.

For the sake of illustration of the above, let us introduce now one of the "criterion-check" sections of the flow-chart of prognostization used in the Hungarian practice. For the sake of better understanding it is to be noted that this particular "criterion-check" refers to the Upper Cretaceous (Senonian) bauxite-horizon.

Of course, the end-product of the interrogation game is again a map, since at this stage of prognostization we are searching for areas. The map, called the Criterion Combination Map (CCM) represents all fundamental criteria the fulfilment of which was established by the preceding criterion-check. Every section of the area has a code and a color-symbol representing the fulfilment or failure of the criteria checked, thus looking at the map we may form some idea of the rank of the individual sections already at this stage of prognostization.

A code  $fT_3/k_3^t$  for instance stands for Upper Triassic dolomites as bedrocks with a Senonian fluviatile-terrestrial cover, above the limit-depth of economy.  $fT_3/k_3^t$  with some suitable coloring however, may represent the same bedrock/cover combination but below the limit-depth, i.e. this code indicates, that the section in question is non-economic under the prevailing technical/commercial conditions.  $dT_3/E_3^{kl}$  stands for Upper Triassic Dachstein limestone overlain by Upper Eocene conglomerates above the limit-depth. The conglomeratic facies calls the attention to the possibility of intense postaccumulation erosion, thus the prospectivity of this combination will surely be less than that of the first one.  $fT_3/E_2^{c-a}$  indicates that Upper Triassic Hauptdolomites are covered by lignitiferous clays here - which can be taken for the sign of an ingress-ion-type transgression after the continental period-

a fact undoubtedly favourable from the point of view of the preservation of bauxite if any.  $dT_3/O_3-M_1^t$  represents Upper Triassic Dachstein limestone in the footwall and Oligo-Miocene terrestrial strata in the cover, both above the limit-depth. This combination suggests that the bauxite potential of the section may not be better than mediocre because the break between the possibility bauxitiferous horizon and its cover is too big to expect an undisturbed deposit. To find a reworked partly also redeposited and thus contaminated, low-grade deposit is much more likely than to find a high-grade one.

When the area, the bauxite-potential of which has to be predicted, is completely free of any previously exploited or at least indicated deposits, neither are there indicated deposits within the boundaries of the structural geological unit it belongs to, and we have absolutely no information about bauxite deposits bound to the same stratigraphic horizon in the broader surroundings or elsewhere in the world, we have to confine ourselves with the above outlined semiquantitative approach, and with the sad fact that the late McKinstry was right, because to give numerical expression to the semiquantitative rank of order by using distant and uncertain analogies is "more misleading than helpful", indeed.

But if proved or indicated reserves, or perhaps also partly or completely developed ones are there nearby, or at least within the same structural unit - which in the exploration practice of our days is generally the case - at this stage of prognostization we are already in the lucky position to go on with the numerical estimation of inferred reserves of every one of the delineated potentially bauxitiferous sections.

#### Estimation of Inferred Reserves

Up to this step, when trying to delineate the potential areas, we have used the factors of formation and preservation as criteria of the presence or absence of the ore, that is, we proceeded essentially along the lines of a kind of facies-analytical approach. Now from this step on, when we venture to establish an "exact" order of rank of the sections considered to be prospective and when we try to express the degree of prospectivity of these sections by the tonnage of reserves assignable to them, the facies - analytical approach does not offer help any more, it is time to adopt analogies.

Successful application of analogies, necessitates systematic study of all the known deposits, their morphology, lithology, their wall-rocks, postaccumulation changes, etc. It is of crucial importance that this study be carried out according to the same system used during the criterion-check procedure. That is, the effect of all the factors we have used as criteria, have to be carefully recorded and examined over those areas which contain proved, indicated or exploited reserves,

too, and with the same care as we have done it in the case of the potential area.

By doing so it will be comparatively easy to select those of the known deposits which - by the fundamental group of criteria characteristic of them - can be analogized with one or the other of the sections of our potential area. When finding a known deposit, the geology of which is almost the same as that of our section, with the only exception that on the latter no bauxite deposits were indicated up to now, the task is rather easy: the areal mineralization coefficient of the known area has to be calculated first, by totalling all reserves (proved, indicated, inferred) including also those already exploited and those under development bound to it, and then by dividing the total figure with the extension of the area in question we reach

$$p = \frac{K + A + B + C + D}{t' + t + T_0},$$

where  $p$  is the areal mineralization coefficient referred to bauxite;  
 $K$  is the tonnage of mined out reserves in thousand tons;  
 $A$  and  $B$  is the tonnage of proved reserves in thousand tons;  
 $C$  is the figure of indicated reserves in thousand tons;  
 $D$  is the figure of inferred reserves in thousand tons;  
 $t'$  is the area to which mined-out reserves were confined;  
 $t$  is the area to which proved and indicated reserves are confined;  
 $T_0$  is the area to which inferred reserves are confined.

Then with the assumption that two areas being geologically identical must have been identical also from the point of view of the possibility of the accumulation and preservation of bauxite, potential reserves can be calculated by multiplying the area of the potentially bauxitiferous section with the areal mineralization coefficient of the analogic (well-known) area:

$$Q_a = p \cdot T,$$

where  $Q$  is the tonnage of the potential reserves contained by the potentially bauxitiferous section ( $Q$  stands for "analogic" reserves);  
 $p$  is the areal mineralization coefficient, and  
 $T$  is the area of the potentially bauxitiferous section(s).

It is to be emphasized, however, that there are no perfect analogies in nature, thus the "analogic" figure  $Q_a$  can not be accepted without a change. In its original form it is to be taken for merely a guiding figure offering the essential proof of the estimation. The ultimate figure  $Q_e$  (the estimated tonnage of inferred reserves assigned to the potential area) is attained at by the following modification:

$$Q_e = Q_a \cdot d,$$

where  $d$  is a dimensionless factor representing the differences impairing the analogy between the known and the unknown area. Depending on the subjective judgement of the geologist, this factor may have any arbitrary value, above zero. If the bauxite potential of the unknown area seems to be lessened by the differences, " $d$ " has to be less than 1, but if - due just to the differences - the calculated analogic reserves seem to be too small to represent the prospectivity of the unknown area, the multiplication factor is consequently higher than 1.

It is quite obvious that the numerical estimation of " $d$ " is the most subjective - and thus seemingly the most uncertain step of the whole logically constructed procedure, but we are of the opinion that at present there is no way to completely clear the prognosis of subjective factors. They can be reduced to a possible minimum and that is all we can do.

The degree of subjectivity is - to a certain extent - reflected by the usual categorization of the estimated reserves, that is, when a tonnage figure in category D is rated as  $D_3$  it means of course a higher degree of subjectivity and hence a lower reliability as if it was classified as  $D_2$  or  $D_1$ .

In Hungary the first attempts to select potential areas and to estimate inferred reserves by a method essentially similar to what was introduced above, were undertaken in 1961 [6]. Since then the method has continuously been refined and developed so that it reached its present form during the early seventies. The flow-chart of the procedure - a part of which was introduced here as the criterion-check section was worked out in 1979 in order to keep pace with the general trend of computerization. We are of the opinion that based on this flow-chart, the computerization of at least the non-subjective steps of the prognosis is not an illusory any more, and when computerized, they may offer considerable help to geologists dealing with the planning of exploration campaigns.

#### R e f e r e n c e s

1. Benko F. Theory and practice of mineral deposits prediction.-Methodological Letters of the Hung. Geol. Inst., 1977, 1. (In Hungarian.)
2. Haas J. Stratigraphy, Palaeogeomorphology and Bauxite-Prognosis.- Sci. Letters of the X<sup>th</sup> Dept. of the Hung. Acad. Sci., 1979. (In Hungarian.)
3. McKinstry H.E. Mining Geology. Prentice Hall, Inc., 1961, p.473.
4. Medium-and large-scale prognosis-maps (Legenda prognóznuh kart na boksitü srednih i krupnuh masztabov.) /Ed. by Mikhajlov B.M. Leningrad, 1977. (In Russian.)
5. Szantner F., Knauer J., Mindszenty A. Karst bauxite prognosis. A review of its theory, methodology and the possibility of development.-Hung. Acad. Sci. Veszprém County Comm. Report, 1979. (In Hungarian.)

6. Szantner F. Inferred reserves and potential resources of Hungary. Bauxite Prospecting Co., unpublished report, 1961. (In Hungarian.)
7. Szantner F. Theory of prediction of bauxite deposits of the carbonatic suite.-COMECON report, 1977, 1-6, N II. (In Russian and Hungarian.)
3. Mack E., Petraschek W.E. Exploration and evaluation of sealed bauxite deposits.-In: Proc.sec.intern.congr. of ICSOBA V.I. Budapest, 1970.

УДК 550.812:553.41

## ГЕОЛОГО-ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ПОИСКОВ ЗОЛОТОСЕРЕБРЯНОГО ОРУДЕНЕНИЯ В ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОЯСАХ

М.М.Константинов

Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов, г.Москва, СССР

Золотосеребряное оруденение мезозойско-кайнозойских вулканогенных поясов пространственно ассоциирует с продуктивным вулканизмом трех линий: липаритоидной, завершающейся формированием существенно-серебряных руд, андезитоидной, с которой связаны месторождения, имеющие примерно равное соотношение золота и серебра в рудах, и базальтоидной, завершающейся формированием золототеллурического оруденения.

Рассматривая вопросы генезиса золотосеребряного оруденения, необходимо подчеркнуть, что предполагаемые глубины продуктивного магмо- и рудообразования были весьма значительны.

Тек, для третичных базальтоидных вулканических серий островов Фи-джи, с которыми ассоциируют крупные месторождения золота, характерно устойчивое соотношение изотопов  $Sr^{87/86}$  около 0,7041, что соответствует магмам, генетически относящимся к подкорovým [6]

При рассмотрении золоторудной провинции Трансильвании [4] обращается внимание на существование петрохимического и геохимического сходства между неогеновыми вулканиками андезитовой формации и промежуточными продуктами офиолитового вулканизма. Исходя из этого, допускается возможность существования условий генерации рудоносных магм на уровне верхней мантии и анатектическое происхождение магмы. Если при этом иметь в виду бедность золотом и серебром варисского основания, вероятен глубинный источник рудного вещества.

Сходные данные получены для липаритовой ветви продуктивного магма-образования. В олигоценовых липаритах серебряного рудного поля Гуанахуата в Мексике отношение изотопов  $Sr^{87/86}$  варьирует от 0,7089 до 0,7061, что соответствует представлению о его мантийном источнике [7], а в целом в породах вулканической и серебрянорудной провинции западе

Мексика интервал колебаний  $Sr\ 87/86 = 0,7033-0,7062$  при наиболее частых значениях  $0,7045$  [3]. Следовательно, в образовании магм, являвшихся материнскими по отношению к изученным породам, радиогеновый коровый материал не участвовал.

По результатам определения [2] изотопов стронция, составляющих  $0,7033-0,7046$ , Л.В.Таусон и другие рассмотрели вопрос о генезисе магматических формаций Гижигинского прогиба Охотско-Чукотского пояса.

Авторы считают, что источником кислых магм являются процессы дифференциации верхней мантии.

Таким образом, для всех трех ветвей продуктивного на золотосеребряное оруденение магмообразования - базальтоидной, андезитовидной и липеритовидной - есть основания предполагать глубинный источник.

В то же время многочисленные реконструкции палеоповерхности на период рудостоложения, надежности которых благоприятствует молодой (преимущественно плиоценовый) возраст рассматриваемых месторождений, так же, как и многие косвенные данные, свидетельствуют о весьма небольших глубинах отложения рудного вещества. Они составляют  $0,1-1,0$  км, лишь в отдельных случаях увеличиваясь до  $1,5-2,0$  км. Характерны необычайно высокие концентрации благородных металлов в рудных столбах, свойственные для этого типа месторождений ("бонанцевый тип"), что, в частности, явилось причиной их древних отработок, которые по археологическим данным составляют 3-5 тысячелетий.

Сопоставляя эти данные, мы приходим к геологическому парадоксу, состоящему в том, что золотосеребряные месторождения, характеризующиеся из всех золоторудных формаций наибольшей разобценностью источника рудного вещества и места его отложения, в то же время отличаются наибольшей концентрированностью оруденения в локальных структурах. Его возможные объяснения состоят в следующем.

1. По геологическим наблюдениям и по определениям абсолютного возраста [8] устанавливается временной отрыв в 5-15 лет между формированием основной фазы и основного объема вулканитов и промышленного золотого оруденения. Транспортировка полезных компонентов осуществляется, следовательно, не непосредственно с продуктами магматизма, а независимо от них, возможно, в газовой фазе.

2. Месторождения приурочены к областям активизации консолидированных блоков фундамента, где создаются условия для формирования глубокопроницаемых разрывных магмо- и флюидопроводящих структур.

3. Необходимо учитывать эффект фокусирования деформаций. Он состоит в том, что при развитии многоэтапных деформаций, характерных для рудоносных вулканотектонических сооружений, где широко проявлены унаследование структур фундамента, разрядка напряжений и концентрации разрывов от этапа к этапу все более сужаются вблизи деформационных "фокусов". Ими могут оказаться блоки хрупких менее прочных пород, их контакты, пересечения разломов и т.п. /I/.

Все эти факторы в совокупности приводят к высоким концентрациям рудного вещества в локальных элементах структуры.

Рассматривая более детально ту часть общей модели рудообразования, которая охватывает сферу рудоотложения (2-3 км от доминерализационной поверхности), следует отметить широкое развитие гипабиссальных интрузивов, вскрытых эрозией, либо фиксируемых бурением и геофизическими данными на глубинах 1,5- 2,0 км.

При близком по времени формировании вулканоплутонических комплексов и оруденения, вокруг интрузивных тел создается высокотемпературное поле, содействующее транзитному переносу рудоносного флюида в менее прогретые области приповерхностного уровня, где локализируются субвулканические тела. Вокруг интрузивных тел сформированы мощные зоны роговиков, кварц-полевошпатов-амфиболовых, кварц-кордиеритовых и т.д.

Предположительно рассматривая формы миграции золота и серебра от больших глубин до приповерхностных уровней можно ориентироваться на следующие данные.

При общем бикарбонатном, сульфатном и хлоридно-бикарбонатном составе анионной части газово-жидких включений установленные высокие концентрации углекислоты в газово-жидких включениях характерны не столько для месторождений, где существенную часть разреза составляют углистые прослои, сколько для месторождений, где возможность заимствования углерода из вмещающих пород отсутствует.

В составе гипабиссальных интрузивов, а также в жильных телах широко развиты минерализаторы типа Cl, F, B, определяемые в анионной части включений.

Можно предполагать, что миграционные формы меняются по вертикали так, что связи золота и серебра последовательно изменяются. Первоначально доминируют связи с углеродом - наиболее глубинным компонентом, - возможно, связанным с дегазацией верхней мантии; затем - с серой, поступающей при прохождении флюидов через базальтовый слой земной коры и далее - хлором, заимствованным из терригенно-карбонатных вмещающих пород на уровнях гранитизации (5-15 км). Таким образом, предполагается как бы спроецированная на вертикаль последовательность, характерная для смены состава поствулканических гидротерм.

Важным фактором рудообразования является широкое участие метеорных вод в рудоотложении. По-видимому, смешение рудоносных флюидов с мигрирующими по пластам коровыми растворами вызывает отложение значительного объема рудного вещества в приповерхностной области.

В пользу этого свидетельствует частое присутствие во включениях кислорода, количество которого находится в соотношениях с азотом, близким к воздушному, а также преобладание легкого изотопа аргона во включениях в составе как низко-, так и высокотемпературных уровней гомогенизации. На месторождении Саннисайд (США) количество  $\delta D$  во включениях флюидов варьирует от -96 до -135 промилей, в современных грунто-

ных водах составляет 119, в "первичных магматических водах" - 40 - 80 - 80 промилей [5]. Количество  $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$  варьирует от -6,5 до -9,5 промилей, изотопный состав  $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$  кислорода "первичных магматических вод" от +6 до +9 промилей.

Для золоторудных месторождений района Багио (Филиппины) характерны содержания  $\delta \text{D}$  от -72 до -82 в жилах и от -58 до -75 в современных водах [9].

Широкое участие метеорных вод в рудообразовании имеет два важных следствия. Первое состоит в затухании оруденения при переходе из вулканических толщ в нижний терригенный или терригенно-карбонатный ярус, особенно при слабой подготовке рудовмещающих деформаций, когда не возникает условий для конвекционного перемещения растворов. Исходя из этого, прогноз устойчивого по вертикали промышленного оруденения определяется интенсивной дорудной тектонической проработкой рудовмещающих разрывов и значительными амплитудами перемещений по ним, либо развитием создающих поле геоизотерм субвулканических тел в нижнем структурном ярусе, в ореоле которых формируются свиты рудных жил. Второе - в широком развитии межпластовых деформаций и образований субпластовых залежей.

Насыщение пород поровыми растворами приводит к уменьшению трения на границах пластов и разрядке по ним тектонических напряжений. При этом сложное строение разреза вулканогенного яруса, чередование в разрезе пород с резко различными физическими и химическими свойствами в сочетании с резко меняющейся от участка к участку структурной обстановкой, определяющей локализацию оруденения, приводит к тому, что оруденение в рудном районе оказывается приуроченным к нескольким литолого-стратиграфическим уровням. В связи с различной деформированностью пород рудовмещающего комплекса в роли структурных экранов выступают различные горизонты разреза, как это было установлено при изучении одного из рудных районов. Указанное положение включает определенный подход к поискам скрытого оруденения. Высокую эффективность могут при этом иметь детальные геохимические поиски со специальным изучением контактов свит различного состава, где скрытое оруденение может быть проявлено ореолами серебра, сурьмы, ртути и других металлов.

Необходимо также отметить, что крупные существенно-золотые и существенно-серебряные месторождения локализуются в различных структурных условиях. Для первых характерны компактные небольшие по площади рудные поля, высокая концентрированность оруденения в "бонанцах", приуроченность бонанцевых руд к штокообразным телам автоматических брекчий (с признаками тесных временных и парагенетических связей), отсутствие крупных разрывов на рудных полях и в целом, видимо, обстановки сравнительно устойчивых температур и давлений. Для существенно-серебряных месторождений характерны значительные по площади рудные поля, рассредоточенность и сравнительная выдержанность оруденения, сочета-

ние протяженных крупноамплитудных рудоконтролирующих сбросов с куполовидными поднятиями, т.е. условия тектонического растяжения и резкого падения давления в области рудоотложения. Различные миграционные лимиты золота и серебра при смене кислотно-щелочного режима растворов, вероятно, обуславливают необходимые концентрации золота и рассеяние серебра в условиях сравнительно закрытых стабильных систем. Такой характер последних связан с формированием центрального магматического тела (субвулкана, вейка и т.д.) под экранирующей поверхностью вулканитов. Напротив, для промышленных концентраций серебра в рудных телах необходима резкая смена состояния рудоносных растворов, достигаемая в условиях значительного перепада давлений при тектонических растяжениях (купола, сбросы и т.п.).

Из вышеизложенного вытекает необходимость дальнейшей разработки общей модели формирования золотосеребряных месторождений, а также, что имеет наибольшее прикладное значение, разработки ее вариантов применительно к основным металлным группам.

#### Л и т е р а т у р а

1. Константинов М.М. Моделирование рудоносных структур. Обзор. М. ОЦНТИ, ВИМС, 1975, с.40.
2. О генезисе магматических формирований Гижигинского прогиба по изотопным данным (Охотско-Чукотский пояс)/ Таусон Л.В., Плюснин Г.С., Захаров М. Н., Сандомирнова Г.П. - *Геохимия*, 1978, № 2, с.12-19.
3. Age and strontium isotope chemistry of the Sierra Madre Occidental volcanic province, Western Mexico / McDowell F.W., Duex T.W., Henry D.C., Long L.E.-*Geol. Surv. Open-File Rept.*, 1978, N701, p. 312-324.
4. Borcos M., Colios E., Bratasin I. Observatii privind geochimia vulkanitelor neogene din primul ciclu de eruptie /Muntii Metaliferi/.-*Bull.Societatii de stiinte geologie din R.S.Romania*, 1969, vol.XI,p.211-249.
5. Casadevall T., Ohmoto H. Sunnyside Mine, Eureka Mining District, San Juan Country, Colorado: Geochemistry of gold and base metal ore deposition in a volcanic environment.-*Econ. Geol.*-1977,vol.72, p. 1285-1320.
6. Gill James B. Geochemistry of Viti Levu, Fiji, and its evolution as an Island Arc.-*Contr. Mineral. and Petrol.*,1977,vol.27,p.179-203.
7. Gross W.N. New ore discovery and source of silver-gold veins, Guanojuato, Mexico,- *Econ. Geol.*, 1975, vol. 70.
8. Lipman Peter W., Friderich S. Fisher. Multiple ages of mid-Tertiary

mineralization and alternation in the Western San Juan Mountains, Colorado.-Econ. Geol., 1976, vol. 71, N3, p. 571-588.

9. Sawkins F.J., O'Neil J.R., Thompson J.M. Fluid inclusion and geochemical studies of vein gold deposits, Bagio district, Phillipines.- Econ. Geol., 1979, N6, p. 1420-1434.

UDC 550.84(1/9)

PROGRESS IN GEOCHEMICAL DATA PROCESSING FOR THE ORE EXPLORATION IN THE BOHEMIAN MASSIF, CZECHOSLOVAKIA

Z. Prochazka, J. Pokorný

Geindustria Prague, Branch Jihlava and Geological Survey, Prague, Czechoslovakia

Introduction

The history of geochemical exploration of the Bohemian Massif up to the beginning of the 1970's was briefly described by Pokorný [6]. The whole of this period, characterized by development from primitive experiments and tests to a wide application of computer data processing, was essentially concerned with observing the changes of concentration of pathfinder elements in regions of interest. In the course of the seventies, substantial changes occurred in considering the possibilities of exploiting geochemical data [5, 7] for prognostic evaluation of and prospecting for ore deposits.

Concept of the Continuous Geochemical Variable

Geochemical prospection began to be applied to the Bohemian Massif in 1952. In the first stage, simple problems were treated, usually in known ore-bearing areas. This concerned, for example, the search for economically recoverable sections along ore-bearing structures, investigating the space between two mineralized zones, or areal distribution of deposits in ore fields. For the very beginning metallometry constituted a complement to complex geophysical measurements. The first few projects frequently required only limited series of samples in the variant of soil survey and samples were analysed for a small number of pathfinder elements. The results were mostly interpreted visually after comparison of the geochemical image with the geological and geomorphological situation.

Later on, extensive sampling in large regions was organized, usually with a single purpose (fluorite, uranium ores, tin ores, etc.). The investigated areas also included sectors with unknown deposit occurrences to which the general forecast of ore type prospection referred. It was found necessary to process large data sets using gradually improving statistical procedures. Since the existence of a continuous vari-

able was being considered, with which a functional dependence can be defined, the choice of algorithms was restricted considerably. In practice, one dimensional sets with normal and log-normal distributions were involved.

The basis of the interpretation were element maps and the generalization was effected via the search for the rough structures of partial fields with the aid of multivariational statistical methods.

The treatment of sets with a larger number of variables yielded descriptions of structures with a unique character. The change of structures was always dependent on the number of observations on the object and on the number of variables in the set. For example, increasing the number of samples twice leads to a change in the order of the investigated factors in geologically varied terrains in factor analysis, or more frequently to a change in the qualitative composition of the individual factors. Both cases are always representatives of qualitative changes in dependence on quantity, i.e. they create the idea that we are moving at the boundary of transition of quantity into a new quality, i.e. in mineral deposit terrains. This procedure leads to a mass production of anomalies anywhere and at any time. It is expensive to verify them which is usually justified by exceptional distribution of deposits.

Naturally, the reaction to this approach was a rapid development of methods of formation forecasting based on purely geological data, particularly on small and intermediate scales. This method is highly successful particularly in regions which have not been explored. However, inversely it leads to the stagnation of an important branch of geochemistry, i.e. mathematical-statistical data processing. The conflict is aggravated by the uncritical approach of mathematically erudite geologists to this development and, as a result of the whole process, by the distrust of geologists to mathematical processing of data in geology.

#### Geochemical Aspects of the Problem Emphasized

The negative reversal in the development of evaluation of geochemical data, described above, was not the only response. Also a different, constructive approach appeared, i.e. the establishing of a new and independent mathematical-statistical apparatus for the purposes of the geological sciences. For example, the approach of Grigorian [1] demonstrates how an apparently primitive algorithm can achieve great material success if founded on a profound analysis of the philosophical aspects of science. The so-called multiplicative coefficients do not leave the spatial position of the sample (coordinates) in the process of data processing as a whole. And this is the most important and most accurate geological variable.

The concentrations of chemical elements are subjected to simple ari-

thmetic operations within one sample, given by its coordinates. Statistical operations, which lead to loss of information about the coordinate, are left towards the end of the processing.

This procedure was bound to have success which is reflected most in the quantification of the mutual relations of the chemical elements in deposits. Practically speaking, this leads to more effective light and heavy mining operations and to large savings. Each new object improves the accuracy of the behaviour and form of empirical functions and thus makes the geological survey of the deposit more effective.

This algorithm which Grigorian used gives a good description of deposit phenomena on a scale of 1 : 10 000, in an extreme case on a scale of 1 : 50 000. The procedures were introduced and successfully applied also by Czech geologists [4, 5, 3, 8]. An important practical result was particularly the finding of hidden ore columns on the polymetallic ore deposit in Kutná Hora.

#### Concept of Structures of Geochemical Fields

The development described above led to solving the problem of studying the partial geochemical field, to the problems of its continuity and discontinuity, and of its relations to other partial fields decisive for prospecting for ore deposits. To be able to speak of a field at all, we must introduce uniform criteria for seeking standards and anomalies not only for the individual variables, but also for various types of sets of geochemical data.

In every larger prospecting project, for example, we can find a set which has a long-normal probability distribution for silver, a normal one for lead, and zinc and copper display bimodal or multimodal frequency curves, i.e. kinds of penetrations of a number of populations in a single set. The norm is then defined for each element separately, depending on its approximation to the theoretical probability distribution, and we logically understand the anomaly as a deviation from this norm. In practical geochemistry, one usually only considers the right-handed deviation from the norm and the anomaly is usually understood to be increased content of the element in the samples.

From the logical point of view, this procedure has several errors. By using selective norms on the same object for the same scientific discipline, we in fact claim that the given scientific discipline does not satisfy the conditions of defining any natural system on the given object. Another logical error in the procedure is that, by assigning various norms to the individual variables without investigating the mutual relations between the chemical elements within the samples, we definitely lose this information without being able to retrieve it.

Apparently we have arrived at a controversy here: either use statistics and lose the information about the internal relations at a spatial point (coordinates), or gain the information and only use statistics

in a primitive form for sorting. As regards tasks of a deposit nature closely associated with ore mining, the choice is quite distinctly in favour of obtaining the information about the relations among the elements within the scope of a single sample. On the basis of this information, the staff of IMGRE worked out quantified deposit models for polymetallic deposits in the last decade. These models are based on the knowledge of the empirical zonality of elements. Apart from gaining scientific knowledge, they also renewed the trust of the geological public in geochemistry as an applied science.

The situation is slightly different for semi-regional, regional and basic scales. Thanks to the sampling network, demands for inexpensive analysis, heterogeneity of raw-material types, etc., we only need to know the structure of the geochemical field, together with its dynamic aspects.

The dynamics of a geochemical field are described with the aid of some algorithm which amplifies the oscillation of concentrations of geochemical elements in the geological medium. This is substantially different from the existing approach which tends to adopt opposite procedures, i.e. filtering away the unsatisfactory specimens (e.g., method of remote observations, the purpose of which is to select erratic samples from the set).

Our method of studying the field dynamics, which we have called the active-sector method [2], can only be applied if we are able to describe the structure of the geochemical field parallel with it. We describe the structure by means of the combination-word method [7]. The method is based on a non-parametric evaluation of the set, drawing on the construction of a so-called concrete histogram, in which the variation range of the set is divided into a large number of classes and, from the position of modes of the histogram, we determine the values representing the field (these values are referred to as the noise) and the anomalous values to the left or right of the noise.

The values measured for each element (concentrations of the individual elements) can be converted into binary numbers (or into the characters -, °, +) thanks to determining the noise and anomaly limits, and we can treat each individual sample or its part as a symbol which is further subjected to more detailed classification. The point is to achieve such a noise for each given object, that it only contains the field values of 50 - 60% of the samples in all items.

The second stage of classification according to this complex norm will determine the representation of the individual elements in the remaining factors (useful signals). Our experience shows that the limits of the noise of elements with space-wide distribution of observable concentrations in the object should be chosen so that the lower and upper limits of noise cut off about 20% of the values on each side, and with the other elements we only observe the upper noise limit.

The set transformed in this manner naturally displays the same type of mineralization, usually even in the same spatial field combinations relative to the object we are seeking. We may thus describe the deviation from the norm, i.e. the anomaly, not only as a concentration anomaly in Grigorian's sense, but also as a constitutional anomaly [9].

In the final interpretational stage, we seek a more general structure of the geochemical field for surfaces of the same dynamic behaviour and vice versa, which substantially increases the probability of finding the deposit object in the region being investigated.

#### Conclusion

The history of the interpretation and processing of geochemical data in the CSR reflects the evolutionary phases of world evolution and at the final stage the last step has been extended. Previous procedures have led to exceedingly general descriptions of the sought structures. Therefore, an inherent apparatus was begun to be built, drawing on the real analysis of problems and tending to the seeking of ways of gradual abstraction associated with the quantification of relations.

The problems of the partial geochemical field are being treated in a new manner, together with its continuity and discontinuity, and with its relations to the other partial fields (geophysics, geology, mineralogy, tectonics, etc.). To be able to study these relations, one has to know the general aspects of seeking structures in the field, the description of these structures as well as the knowledge of the degree of abstraction in comparing the individual partial fields among each other. The contribution of the Czech school is in the qualitative description of field structures which will in future enable us to compare the individual partial fields from the point of view of data sets.

#### R e f e r e n c e s

1. Beus A.A., Grigorian S.V. Geochemical exploration methods for mineral deposits. Applied Publishing Ltd., USA. 1977.
2. Grym V. The active sector method and its use in the processing of geochemical and heavy minerals prospecting data (in Czech). Prague. Geol. Pruzk. XXI, 1979, vol. II, p. 326-330.
3. Hettler J. Zlate Hory deposit - primary haloes (in Czech). Unpublished report, Geological Exploration Enterprise. Ostrava, 1979.
4. Holub M. Recent investigations of primary aureoles in the Kutná Hora and Ransko ore districts (in Czech). Prague. Geol. Pruzk., XVII, 1975, vol. 7, p. 193-196.
5. Holub M. The methodology of the study of zoning of primary aureoles of hydrothermal veins shown on the example of the Kutná Hora deposit (in Czech). Prague. Geol. Pruzk. XIX, 1977, vol. 1, p. 2-6.
6. Pokorný J. Geochemical prospecting for ores in the Bohemian Massif,

- Czechoslovakia. Fifth International Geochemical Exploration Symposium, April 1-4, Vancouver, 1974, p. 77-83.
7. Procházka Z. Method of combination words (in Czech). Thesis, Charles University, Department of mineralogy and geochemistry, Prague, 1979, p. 1-93.
  8. Riabov V., Hettler J., Holub M. Some methodical problems of the research of primary haloes in Czechoslovakia. - In: Proceedings: Symposium Methods of geochemical prospecting, Praha, Ostrava, 1979. Ústředni ústav geologický, 1979, I, p. 83-85.
  9. Samsonova N.S., Zhabin A.G. Wall-rock aureole of a hydrothermal-sedimentary ore deposit - In: Geologhiya rudnykh mestorozhdenii. M., 1981, 23, p. 63-74. (In Russian).

УДК 519.24:440.812:553.493.5

#### МАТЕМАТИКО-СТАТИСТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ КАК ДОПОЛНИТЕЛЬНЫЕ КРИТЕРИИ ПОИСКОВ И ОЦЕНКИ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Н.Г.Родзянко, Ю.А.Сафаров, В.С. Векилов

Ростовский государственный университет, г.Ростов-на-Дону, СССР

В последние годы / как в СССР, так и за рубежом выявлены вольфрам-вые проявления новых стратифицированных типов. Они существенно отличаются от ранее известных магматических месторождений по многим особенностям геологического строения, размещения и условиям формирования. Их слабая изученность, несомненная промышленная значимость обуславливают необходимость тщательного изучения различными методами особенностей формирования для разработки критериев поисков и оценки.

На Центральном Кавказе стратифицированная вольфрам-вая минерализация представлена гидротермально-метасоматическими проявлениями кварц-швелитовой рудной формации, локализующимися в амфиболитах, амфиболо-вых сланцах (Кти-Теберда, Каргашелли-Кол, Су-баши и др.). Специфику формирования объектов Кти-Тебердинского типа определяют щелочные метасоматические преобразования гранитоидов, амфиболитов. Последние контролируют оруденение.

В настоящее время существует целый ряд теоретических представлений, критериев и признаков рудоносности, типизации гранитоидных формаций. Большинство из них лишь необходимы, но недостаточны для выделения рудоносных интрузий среди многочисленных им подобных гранитных массивов, не сопровождающихся оруденением. Ассоциированные с вольфрам-вым оруденением гранитоиды Центрального Кавказа при некоторых минералого-петрографических, петрохимических отличиях обладают большинством из известных необходимых для реализации оруденения признаков. К их числу относятся преобладание лейкогранитоидов биотитового класса с высоко-

глиноземистыми минералами, их дифференцированность, типизация по составу со статистически обоснованными данными Б.Ф. Нелетова (1981) о главных чертах химизма вольфрамоносных интрузий (преобладание калия над натрием при сдвиге общей щелочности в сторону умеренно-щелочного уклона  $I_{2,5} < a < I_{7,5}$ , низко-титанистый, умеренно-железистый и среднеглиноземистый уклоны, весьма низкая анортитовость - с 2,5); повышенные содержания рудных и редких элементов с литофильными свойствами (гранитофильные элементы). Это свидетельствует о потенциальной рудоносности интрузий, а приуроченность к ним вольфрамового оруденения определяет их сопричастность к рудогенезу.

Существующие геохимические критерии рудоносности [1,5,12] и наши данные по геохимическим особенностям изучаемых гранитоидов [3,4,9] заставляют высказать сомнения в существующем в настоящее время представлении об их генетической связи с вольфрамовым оруденением. К таким возмражениям относятся следующие.

1. Основная масса вольфрама связана с породообразующими минералами и практически потеряна для генетически связанного рудного процесса. Главными минералами-носителями элемента являются плагиоклазы - минералы ранней кристаллизации. Биотит, кристаллизующийся одним из последних, значительных концентраций его не содержит, показывая исчерпывающие возможности кристаллохимического рассеяния на заключительных этапах становления интрузий.

2. Повышенные количества вольфрама в метасоматических минералах гранитоидов (микроклине, мусковите).

3. Пониженное содержание фтора, ведущая роль которого в формировании эндогенного редкометалльного оруденения неоднократно подчеркивалась [11,12]. Это проявлено и в акцессорной минерализации изученных гранитоидов, характеризующихся почти полным отсутствием минералов-концентраторов фтора-флюорита, топаза, турмалина. В связи с этим отсутствуют значительные концентрации вольфрама в зоне эндоконтакта (грейзенизации) рассмотренных массивов.

4. Все изученные породы попадают в разряд "безрудных" по соотношению  $F, Li + Nb, Sr + Ba$ , предложенному В.Д. Козловым [5] для оценки рудоносности гранитоидов, т.е. они не могут быть связаны генетически с вольфрамовым оруденением.

5. Повышенные содержания наряду с гранитофильными типично халькофильных (Cu, Pb, Zn) и сидерофильных (Ni, Co, Ti, V, Cr) элементов, что не характерно для редкометалльных интрузий, в которых, как правило, отсутствуют прямые геохимические индикаторы связи с сульфидным оруденением [5].

6. Повышенные содержания стронция и бария.

Эти факты свидетельствуют в пользу мобилизационной гипотезы постмагматического выноса и переотложения рудных элементов в результате деятельности надкритических и гидротермальных растворов. При этом ас-

соцированные гранитоиды являются источниками вольфрама. Объективными признаками прошедших процессов перераспределения рудного вещества являются альбитизация плагиоклаза, наличие метасоматических минералов, обогащенных вольфрамом, заметное увеличение дисперсии распределения и появление отдельных повышенных содержаний элемента в материнских породах.

Широко проявленные в районах изученных месторождений кварцевые и кварц-полевошпатовые тела указывают на наличие глубинных растворов, отделившихся от исходной магмы или более глубинного происхождения, которые осуществляли перенос металлов в эндогенных послемагматических процессах. Механизм образования шеелитового оруденения в соответствии с элементарными законами физической химии, современными данными о формах переноса вольфрама представляется в четыре последовательных этапа на фоне эволюционирующего во времени и пространстве гидротермального раствора от надкритического до среднетемпературного состояния. В первую (надкритическую) раннещелочную стадию возможны мобилизация вольфрама из гранитоидов и обогащение им растворов в форме различных галоидных, оксигалоидных ( $WOF_4$ ,  $WOCl_2$ ,  $WF_6$ ) и других устойчивых соединений [2]. Во вторую (переходную от надкритической к гидротермальной) стадию при инверсии растворов происходит смена явлений послемагматического высокотемпературного щелочного метасоматоза (мобилизующего фактора) явлениями высокотемпературного кислотного выщелачивания. Здесь происходят гидролиз и распад комплексных соединений вольфрама и частичное осаждение последнего в зонах грейзенизации и в непосредственной близости от них (корневые зоны месторождения Кти-Теберда) в форме вольфрамита. В третьей стадии в результате взаимодействия кислых растворов с вмещающими породами происходят нейтрализация растворов и прогрессирующее увеличение их щелочности по мере прохождения ими вмещающих кристаллических сланцев и гнейсов. Гидролиз галогенидов вольфрама в присутствии солей щелочных металлов на стадии перехода растворов в гидротермальные и инверсии кислотно-щелочных параметров должны завершиться образованием легко растворимых соединений типа  $K_2WO_4$ ,  $Na_2WO_4$  [2]. Перечисленные три стадии в целом содействуют миграции и максимальной подвижности элемента в области переноса. Метаморфические аналоги базитов, ультрабазитов, контрастные по составу по отношению к кислым кристаллическим породам, в четвертой (рудогенерирующей) стадии резко изменяют химизм растворов, оказывают дезинтегрирующее действие на подвижные щелочные соединения вольфрама, являясь геохимическим барьером.

Предлагаемая схема рудообразования не противоречит физико-химической теории эволюции Д.С. Коржинского, теоретическим моделям высокотемпературных надкритических и гидротермальных флюидов, возможным формам переноса вольфрама в реальных условиях их существования, амфотерным свойствам вольфрама. Обоснованное представление о вероятном про-

цессе образования вольфрамовых месторождений кти-тебердинского типа позволяет широко применять методы прикладной геохимии, в частности 'математико-статистические, позволяющие извлекать значимые результаты' при неполной информации о механизме процесса рудообразования. В частности, к этим методам относятся анализ статистических параметров распределения микроэлементов, корреляционный и дисперсионный анализы, позволяющие фиксировать геохимические закономерности проявления процессов перераспределения вещества, выявлять критерии корреляции рудных тел, имеющих сложную морфологию и внутреннее строение.

Для постмагматической мобилизации вольфрама из гранитных пород важное значение имеют метасоматические процессы, приводящие к высвобождению вольфрама из кристаллической решетки породообразующих минералов и прежде всего из плагиоклазов, являющихся основными носителями рассеянного вольфрама в породе [27]. В гранитоидах месторождения Кти-Теберда и рудопоявлениях Каргашелли-Кол плагиоклазы содержат вольфрам до 6,3-10,0 г/т. Косвенным подтверждением широко проявленных наложенных процессов, связанных с щелочным метасоматозом и приводящих к перераспределению и замещению компонентов [10], является нормальное распределение элементов-примесей в горных породах (табл. I). Это положение позволяет на основании опробования и изучения характера распределения элементов выявить гранитоиды, благоприятные для рудогенеза в качестве источника рудного вещества.

На примере месторождения Кти-Теберда рассмотрен вопрос корреляции амфиболитов, характеризующихся сложной морфологией и являющихся концентраторами вольфрамового оруденения, а также идентификации имеющих место отдельных их подсечений горными выработками. Изучаемые амфиболиты объединены в две группы: 1) диоксид-олигоклаз-роговообманковые амфиболиты (тип "А"); 2) альбит-роговообманковые (тип "Б") и олигоклаз-роговообманковые (тип "В") амфиболиты.

Методами статистического анализа (параметры распределения, корреляционная зависимость, линейный и множественный регрессионный анализы) установлен результат широкого проявления наложенных метасоматических процессов, приведших к значительному перераспределению вещества. Гидротермально-метасоматические преобразования нарушили закономерности, имевшие место в неизмененных амфиболитах, и привели корреляционные зависимости к общему несистемному виду.

Для выявления критериев корреляции, позволяющих установить принадлежность различных подсечений амфиболитов горными выработками и скважинами к определенным конечным по размерам пластам или линзам, необходимо установить ту долю общей изменчивости результатов наблюдения по определенным пластам или линзам, а также разным телам одного типа изучаемых пород, которая обусловлена влиянием существовавших геологических факторов в условиях месторождения.

Из многочисленной информации, полученной в процессе геологоразве-

Таблица I

Вид распределения элементов-примесей в вольфрамоносных гранитоидах месторождения Кти-Теберда и рудопроявления Каргашелли-Кол

Место- рожде- ние,ру- допроя- вление	Гра- ниты	Э л е м е н т ы - п р и м е с и																	
		Cu	Pb	Zn	Ga	Mn	Ni	Co	Ti	V	Cr	Sc	W	Mo	Y	Yb	Sr	Ba	
Кти- Тебер- да	Пла- гио- гра- ниты	л	н	н	н	н	н	н	н	н	н	н	н	-	-	л	н	н	н
	Био- ти- то- вые	л	н	н	н	н	н	н	н	н	н	н	н	л	-	н	н	н	н
Карга- шелли- Кол	Лей- ко- кря- товые	л	н	н	н	н	н	н	н	н	н	н	л	-	н	н	н	н	
	Лей- ко- кря- товые	н	н	н	н	н	н	н	н	н	н	н	л	н	н	н	н	н	

Примечание. Прочерки - вид распределения не определяется; л - логнормальный закон; н - нормальный закон.

дочных работ, выбраны результаты полуколичественных спектральных анализов, пригодные для создания математических моделей, отображающих реакцию на определенные геологические процессы. Теоретическое рассмотрение (детерминистический подход) не в состоянии учесть все многообразие реально действующих геологических факторов в гидротермально-метасоматическом рудообразовании. Здесь перспективным методом является статистический, позволяющий извлекать значимые результаты при неполной информации о механизме процесса (неучтенные факторы характеризуются остаточной дисперсией). Одним из наиболее распространенных в геологии количественных методов оценки и сопоставления является дисперсионный анализ - метод совместной проверки гипотез о различиях между совокупностями и определения степени влияния каждого фактора на общую изменчивость. Основная часть методов анализа основана на равенстве дисперсии суммы независимых случайных величин и суммы дисперсий составляемых. Был применен однофакторный дисперсионный анализ, т.е. влияние на совокупность или выборку одной переменной, с построением однофакторной математической модели с фиксированным эффектом [6, 7]. Проверя-

емая гипотеза заключалась в выявлении существенных или несущественных различий в выделенных группах пород при уровне значимости, равной 0,01; 0,05 (I; 5%).

Проведены сопоставление истинных средних значений элементов-примесей, выявление их изменчивости по опробованным сечениям диопсид-олигоклаз-роговообманковых амфиболитов (тип "А") Центральной и Нижней залежей и между ними; амфиболитов (тип "А") и альбит-роговообманковых амфиболитов (тип "Б"); амфиболитов (тип "А") и олигоклаз-роговообманковых амфиболитов (тип "В"), а также сравнение истинных средних альбит-роговообманковых и олигоклаз-роговообманковых амфиболитов (табл.2).

На основании исследований установлено, что в диопсид-плагиоклаз-роговообманковых амфиболитах (тип "А") на одном горизонте месторождения не существует реальных различий между истинными средними элементов-примесей в различных подсечениях одного пласта Центральной залежи.

В диопсид-плагиоклаз-роговообманковых амфиболитах типа "А" сопоставление истинных средних в трех различных подсечениях также не выявило их существенных различий в пределах одного пласта Нижней залежи.

Проведенное совместное сопоставление диопсид-плагиоклаз-роговообманковых амфиболитов (тип "А") Центральной и Нижней залежей показало, что из 13 определенных спектральным анализом элементов для 8 (марганец, никель, кобальт, титан, ванадий, цинк, галлий, барий) характерны существенные различия, т.е. изменчивость истинных средних содержаний между исследуемыми группами амфиболитов превышает изменчивость внутри групп. Выявленная изменчивость средних значений для разных пластов амфиболитов одного типа указывает на существенные несоответствия в совокупности при распределении элементов.

При сопоставлении содержаний элементов-примесей в амфиболитах различных типов на одинаковых гипсометрических уровнях ("А" и "Б") - ("А" и "В") установлена почти полная несопоставимость истинных средних содержаний исследуемых элементов-примесей.

Проведено сопоставление близких по минералогическому элементному составу пород - альбит-роговообманковых и олигоклаз-роговообманковых амфиболитов, находящихся на разных гипсометрических уровнях и несколько отличающихся по степени преобразований. Результаты однофакторного дисперсионного анализа показывают существенные различия между истинными средними большинством элементов-примесей и, следовательно, их распределениями в выделенных группах пород.

Таким образом, на основании имеющихся фактических материалов по результатам опробования определенных тел рудоносных амфиболитов и проведенному по ним однофакторному дисперсионному анализу можно сделать ряд выводов.

Характер распределения элементов-примесей, их истинные средние содержания близки и сопоставимы в пределах одного пласта или линзы.

В амфиболитах одного типа ("А") на разных гипсометрических уровнях

Таблица 2

Средние содержания элементов-примесей и результаты однофакторного дисперсионного анализа амфиболитов месторождения Кти-Таберда

Элементы-примеси	Средние значения, вес.%			Результаты однофакторного дисперсионного анализа					
	Тип "А"	Тип "Б"	Тип "В"	Тип "А", Центральная зелезь, $F_{отн} = 5,0$ ; $F = 0,01; 0,05$ )	Тип "А", Нижняя зелезь, $F_{отн} = 4,8$ ; $F = 0,01$ ; $F = 0,05$ )	Тип "А", Центральная и Нижняя зелезь, $F_{отн} =$ $= 0,01; 0,05$	Тип "А" "Б", $F_{отн} =$ $= 3,95$ ; $2,7$ (при $F = 0,01$ ; $0,05$ )	Тип "А" и "В", $F_{отн} =$ $= 2,8; 2,1$ (при $F =$ $0,01; 0,05$ )	Тип "Б" и "В", $F_{отн} = 2,8$ ; $2,1$ (при $F = 0,01$ ; $0,05$ )
Cu	0,014	0,006	0,005	1,0	0,38	1,79	2,94	2,9	2,56
Pb	0,0017	0,0009	0,0008	-	-	-	-	-	-
Zn	0,007	0,0056	0,008	2,5	4,25	11,15	8,0	6,7	9,74
Ga	0,0011	0,0011	0,0008	0	0	30,0	6,0	12,5	40,0
Mn	0,085	0,08	0,12	132,0	26,82	61000,0	7,0	43,5	31,0
Ni	0,0003	0,0026	0,0026	2,0	2,94	3,5	3,0	4,6	4,2
Co	0,003	0,002	0,003	0,5	3,21	10,5	12,5	21,08	11,4
Ti	0,2	0,86	0,91	3,2	5,0	4,5	33,8	105,0	78,0
V	0,2	0,015	0,016	1,0	2,0	5,94	15,7	12,3	8,1
Cr	0,0045	0,005	0,006	2,9	3,04	13,13	52,3	27,0	3,2
Sc	0,002	0,0011	0,0014	1,0	1,92	1,42	5,0	2,8	2,04
Zr	-	0,00015	0,00015	-	-	-	-	-	-
Yb	-	0,009	0,01	-	-	-	-	-	-
Sr	0,015	0,02	0,015	3,13	1,92	1,46	25,31	7,2	1,27
Ba	0,02	0,026	0,02	5,0	0,84	8,1	20,7	3,7	8,2

замечаются существенные различия в истинных средних большинства элементов-примесей.

В амфиболитах, близких по минералогическому составу геохимическим характеристикам, но с разной интенсивностью преобразований и находящихся на разных гипсометрических уровнях ("Б" и "В"), отмечается существенное различие в распределении и истинных средних, определяемых спектральным анализом элементов-примесей.

Амфиболиты разных типов имеют существенные различия в распределении истинных средних элементов-примесей. Амфиболиты типа "А" несопоставимы с амфиболитами типа "Б" и "В".

Следовательно, в случае широко проявленных наложенных процессов при метасоматическом преобразовании пород, приведших к перераспределению вещества, нарушению закономерностей, существовавших в неизменных породах, например Кти-Тебердинского месторождения, однофакторный дисперсионный анализ может применяться для корреляции тел амфиболитов, установления принадлежности отдельных подсечений к определенному пласту или линзе.

Таким образом, применение вариационно-статистических методов в совокупности с другими методами исследований перспективно для решения широкого круга геохимических задач применительно к изучению закономерностей локализации вольфрамовой минерализации и выработке поисковых критериев.

#### Л и т е р а т у р а

1. Буес А.А., Григорян С.В. Геохимические методы поисков и разведки месторождений твердых полезных ископаемых. М.: Недра, 1975.
2. Брызгалов О.В. Перенос и отложение вольфрама в сквернородном процессе (на примере месторождения Тырныуза). Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М., 1960, 24.
3. Векилов В.С., Вялов В.И., Гамов М.И. Петрогеохимические особенности гранитоидов Центрального Кавказа: Тез. I конф. молодых ученых Грузии на тему "Новые данные по геологии и полезным ископаемым Кавказа". Тбилиси, 1978, с.38-40.
4. Векилов В.С., Леонов С.С. Роль щелочных метасоматических процессов в образовании вольфрамового оруденения Центрального Кавказа. - В кн.: Проблемы геологии и рационального природопользования. Ростов н/Д, 1983, с. 17-26.
5. Козлов В.Д., Свядковская Л.Н. Петрохимия, геохимия и рудоносность гранитоидов Центрального Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1977.
6. Крамбейн У., Грейбилл Ф. Статистические модели в геологии. М., 1969, 336 с.
7. Крамбейн У., Нэудман Н., Мак-Кеммон Р. Модели геологических процессов. М.: Мир, 1973, 149 с.
8. Налетов Б.Ф. Гранитоиды с оловянным вольфрамовым и медно-молибденовым оруденением. Новосибирск: Наука, 1981, 232 с.

9. Родзянко Н.Г., Сафаров Ю.А., Векилов В.С., Соколов Е.М. Роль площадных и локальных метасоматитов в формировании руд кварц-швелитовой формации в амфиболитах.- В кн.: Тез. У Всесоюзн. совещания "Метасоматизм и рудообразование". Л., 1982, с.200-201.
10. Родионов Д.А. Функции распределения содержаний элементов и минералов в изверженных горных породах. М., 1964, 100.
11. Таусов Л.В. Геохимия редких элементов в гранитоидах. М.: Изд-во АН СССР, 1961, 231 с.
12. Таусов Л.В. и др. Факторы потенциальной рудоносности гипабиссальных интрузий гранитоидов.- В кн.: Геохимические критерии потенциальной рудоносности гранитоидов (Симпозиум. Ч. I., доклады). Иркутск, 1970, с.216-261.

УДК 550.81:550.83

ГЛУБИННОЕ ПРОГНОЗИРОВАНИЕ С ПРИМЕНЕНИЕМ МАТЕМАТИЧЕСКИХ МЕТОДОВ ПО ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ (НА ПРИМЕРЕ ДЖУНГАРО-БАЛХАШКОЙ СКЛАДЧАТОЙ СИСТЕМЫ)

Г.Р. Бекжанов

Казахский научно-исследовательский институт минерального сырья,  
г. Алма-Ата, СССР

Возможность осуществления прогнозирования месторождений по геофизическим данным основывается на достаточно признанном положении о том, что для участков земной коры с локализованными в их пределах месторождениями полезных ископаемых характерны специфические особенности глубинного геологического строения, которые в определенных условиях достаточно адекватно отражаются в тех или иных геофизических полях.

В методическом плане решение задачи глубинного прогноза по геофизическим данным может быть разделено на три взаимосвязанных этапа. На первом из них с использованием определенных геофизических характеристик на основе математических методов и применения ЭВМ проводится выделение глубинных рудоперспективных зон. На втором осуществляется ранжирование выделенных зон с учетом дополнительной геологической геофизической информации, а также тех или иных геолого-генетических и металлогенических концепций. Наконец, последний этап сводится к проверке выделенных зон путем проведения соответствующих геологоразведочных работ. С учетом современных представлений о преимущественных уровнях развития рудогенерирующих и рудолокализирующих процессов глубина прогноза определяется в пределах до 7-10 км.

В рассматриваемой методике объекты прогнозирования делятся на 2 класса - класс эталонных объектов и класс объектов оценки, - которые опи-

связываются так называемыми информационными признаковыми геофизическими моделями. Выбор признаков этой модели определяется существующими геологическими моделями формирования месторождений того или иного рудно-формационного профиля.

Формированию информационных признаковых моделей предшествуют операции, содержание которых состоит в минимизации в наблюдаемых полях влияния объектов, расположенных ниже глубин порядка 7–10 км и залегающих вблизи поверхности. Это достигается исключением из наблюдаемых значений региональных составляющих, полученных пересчетом соответственно гравитационного поля на высоту 50 км и магнитного на высоту 40 км, а также сглаживанием наблюдаемых полей способом пересчета их на небольшие высоты. В результате таких предмодельных процедур будут получены поля, отвечающие с определенным приближением целевой задаче глубинного прогноза.

Далее каждый объект с использованием конечно-разностных вычислительных схем описывается признаками информационной модели, включающей вертикальные градиенты соответствующих геофизических полей и средние значения этих полей по достаточно малым окнам усреднения.

После описания эталонных объектов и объектов оценки сформированной информационной геофизической признаковой моделью проводится сравнение в той или иной метрике каждого эталонного объекта с каждым объектом оценки.

Для оценки глубинных перспектив Джунгаро-Балхашской складчатой системы (ДБСС), на территории которой было выделено 10 000 объектов оценки на площади более 250 тыс. км<sup>2</sup>, была сформирована выработка полиформационных свинцово-цинковых (Жайрем, Узунжал, Аксоран II, Акжал, Карагайлы, Алайгыр, Бестюбе), медных (Саяк I, Коунрад, Кусмурун, Актотай) и редкометалльных (Жанет, В.Кайракты, Акчатау, Караоба, Коктенколь, Шалгия) эталонных объектов, расположенных преимущественно в пределах рассматриваемой складчатой системы.

Методами автоматической классификации при последовательно направленном изменении пороговых уровней принятия решения были выделены следующие однородные классы и подклассы эталонных объектов, представленные в таблице.

Анализ внутриклассовых связей в пределах групп однородных объектов позволил установить, что типичным объектом, т. е. имеющим наибольшую близость с остальными объектами таксона, в подклассе I A является Акжал, в подклассе 2 A – Коктенколь.

Первый класс включает полиметаллические месторождения, второй, менее однородный, редкометалльные, частично медные и полиметаллические месторождения. Остальные объекты в принятом признаковом пространстве оказались строго индивидуализированными. Следует особенно подчеркнуть, что выделенные классы однородны не столько по рудноформационной принадлежности входящих в них объектов, сколько по особенностям

Автоматическая классификация объектов

Класс	Подкласс	Название объекта
I	А	Кайракты
		Узунжал
Акжал		
Карагайлы		
	Б	Аксорап II
2	А	Верхнее Кайракты
		Коктенколь
		Караобе
	Саяк I	
	Б	Бестюбе
	В	Жанет
3		Жайрем
4		Алайгыр
5		Коунрад
6		Актогай
7		Кусмурун
8		Акчатау
9		Шалгия

их глубинного геологического строения, нашедшим отражение в соответствующих геофизических полях. Так, в целом свинцово-цинковые месторождения по этим особенностям более однородны, чем медные месторождения. Отмечается также однородность глубинного геологического строения большей части редкометалльных месторождений. Наиболее гетерогенны по рассматриваемым параметрам медные месторождения, что само по себе представляет большой интерес в плане общего металлогенического анализа Джунгеро-Балхашской складчатой системы.

Процедура глубинного прогнозирования и выделения рудоперспективных зон осуществляется с помощью ЭВМ на основе количественного сравнения геофизических характеристик каждого эталонного объекта (или типичного эталонного объекта) с каждым объектом оценки исследуемой площади. При этом для выделения рудоперспективных зон в качестве нижнего порога выбранной меры близости принималось ее значение от 0,900 до 0,925.

Результаты выделения глубинных рудоперспективных зон представлены на рисунке. Эти рудоперспективные зоны расположены на площади развития ранних и поздних герцинид Джунгеро-Балхашской и частично поздних каледонид Чингиз-Тарбагатайской складчатых систем.

По своим очертаниям в плане (см. рисунок) выделяются близкие к линейным зоны протяженностью до 200 км и небольшие компактные узловые зоны. Зоны первого вида преобладают для акжальского и коктенкольского типов, второго вида - для актогайского типа.

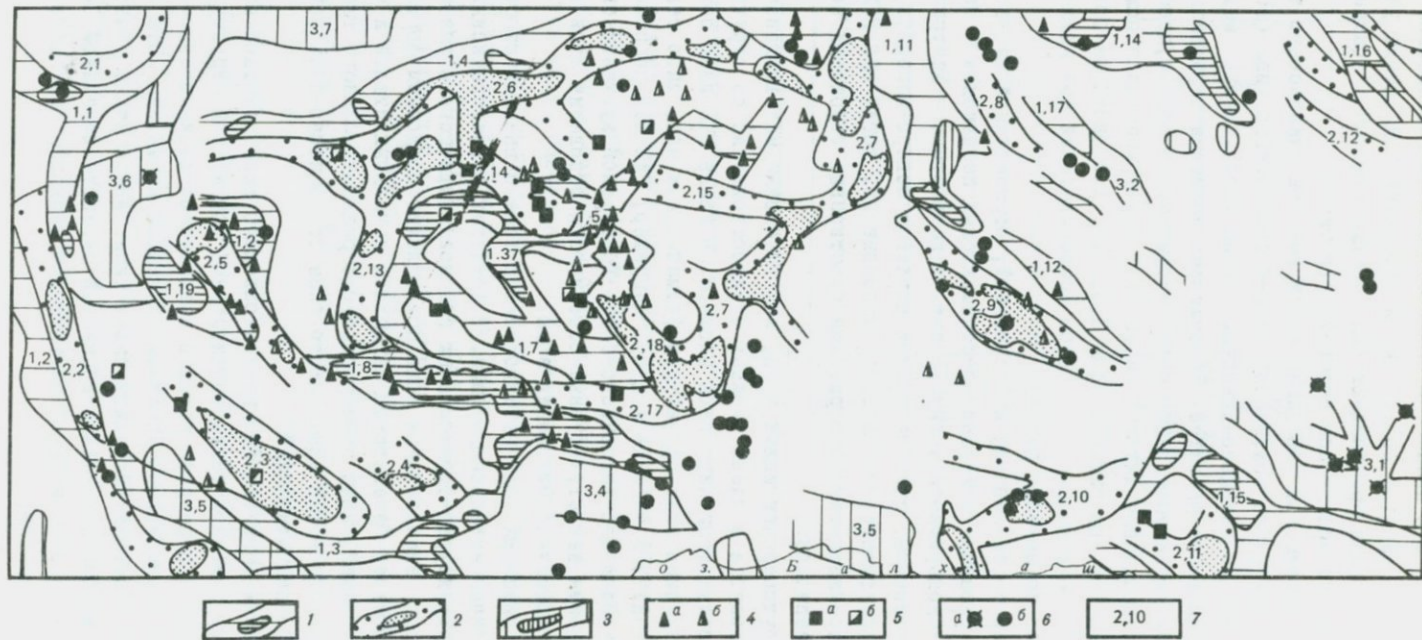
Отмечается закономерное поведение глубинных зон акжальского типа (свинцово-цинковых) и зон коктенколь-саяк-бестюбинского типа (вольфрам-молибденово-медно-свинцово-цинковых). Зоны актогайского медного типа имеют ограниченное развитие. Заслуживает внимания региональная субширотная зона преимущественно медно-порфирового профиля, прослеживающаяся от месторождения Актогай через саякскую группу месторождений и далее на запад (см. на рисунке зоны 3.3, 3.4, 1.3), которая совпадает с мегазоной, выделяемой рядом исследователей при анализе космофото материалов по данному району.

В центральной части площади исследований, ограниченной на западе обширными полями развития граувакково-полимиктовых песчаников и яшмоидных толщ Жаман-Сарысуйского антиклинория, а на востоке - Центрально-Казахстанским разломом, преобладающими являются северо-западное простирание зон и фрагментарно-кольцевое строение их, тогда как к востоку от Центрально-Казахстанского разлома простирание глубинных зон только северо-западное.

Выделенные рудоперспективные зоны, или глубинные металлогенические зоны (ГМЗ), находятся в очень сложных взаимоотношениях со структурно-формационными элементами изученной площади. В плане ГМЗ либо согласуются с простиранием этих структурно-формационных зон, либо секут их (зоны 2.2, 1.2, 2.7, 3.4, 2.14 и др.). Например, ГМЗ 2.7 расположена согласно простиранию юго-восточного борта Токрауской вулканической впадины, в то время как структурные особенности основания этой впадины определяют поперечные отложения зоны.

Большинство линейных зон коктенкольского типа с внешних сторон ограничиваются зонами акжальского типа. В пределах раннегерцинских геосинклинальных структурно-формационных зон полициклического развития, в разрезе которых значительная роль принадлежит осадочным формациям и интенсивно проявлен базальтовый магматизм начальных стадий и магматизм орогенных стадий, зоны коктенкольского редкометалльного типа окаймляются со всех сторон ГМЗ акжальского типа со свинцово-цинковой металлогенической специализацией.

Крупная область развития ГМЗ коктенкольского типа расположена в пределах позднегерцинской эвгеосинклинальной Токрауской структурно-формационной зоны, в разрезе которой преобладают вулканогенно-осадочные формации и интенсивно проявлен орогенный магматизм. Эта область также находится в кольце ГМЗ акжальского типа. Аналогичные сочетания ГМЗ отмечаются в пределах позднегерцинской эвгеосинклинальной Саякской подзоны, в разрезе которой значительно проявлен базальтовый магматизм начальных стадий.



Глубинные рудоперспективные зоны: 1 - акжалского типа, 2 - коктенкольского типа, 3 - актогайского типа; месторождения и рудопроявления: 4 - свинцово-цинковые, 5 - вольфрам-молибденовые, 6 - медные, (а - соответствующего класса, б - других классов); 7 - номера глубинных зон

Для изученной площади характерны также пересечения глубинных металлогенических зон различных типов. Так, в южной части северной подзоны Токрауской эвгеосинклинальной структурно-формационной зоны расположен один из таких узлов на пересечении ГМЗ коктенкольского типа (зоны 2.6, 2.17, 2.18) и продолжения зоны 1.7 экзальского типа, включающей одноименное месторождение. В пределах этого узла отмечены проявления серицит-барит-колчеданной золотополиметаллической и кварц-серицит-полиметаллической рудных формаций. Ряд участков этой зоны характеризуется степенью сходства с эталонным объектом Коктенколь, в наличие в этой зоне месторождения Жанет наряду с полученными результатами подтверждает перспективность этого района. Для этого района ранее установлена его общая медно-молибденовая специализация, но проведенный глубинный прогноз позволяет более четко локализовать перспективные площади.

В южной части Токрауской подзоны, в разрезе которой преобладают осадочные формации и интенсивно проявлены магматизм трахилипаритового, андезит-липаритового состава и интрузии гранитоидного состава, пересекаются зоны 2.7, 2.15 и 2.9 коктенкольского типа и зоны 1.11 экзальского типа. Здесь отмечен Бешокинский медно-порфировый рудный район.

В области сочленения Сарышаганского блока Бурунтавской структурно-формационной зоны и Моинтинской подзоны Моинты-Южно-Джунгарской эвгеосинклинальной зоны с интенсивным проявлением орогенного магматизма и преобладанием в разрезе магматических формаций липаритового состава установлено пересечение зон 2.3 и 2.4 коктенкольского типа с зоной 1.3 экзальского типа.

Интересный узел глубинных металлогенических зон актогайского типа устанавливается в районе месторождения Актогай (зона 3.1). Из рисунка видно, что ГМЗ продолжается далее на восток, что существенно повышает перспективы этого района.

Таким образом, предложенная методика глубинного прогноза рудных месторождений по геофизическим данным с использованием математических методов и ЭВМ, позволяет выявлять новые рудоперспективные области и с учетом данных других исследований более уверенно рекомендовать их для постановки геологоразведочных работ.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ О ГЕНЕЗИСЕ МЕДНО-КОЛЧЕДАНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИИ  
ПАНАГЮРСКОГО РУДНОГО РАЙОНА БОЛГАРИИ

С. Куйкин

Научно-исследовательский институт полезных ископаемых, г. София, НРБ

Медно-колчеданные месторождения Елшица, Радка и др. в Панатюрском рудном районе (Центральное Среднегорье) представлены массивными и прожилково-вкрапленными серно-колчеданными и медно-колчеданными рудами. Они формировались в течение двух этапов: I - пиритового и II - медно-полиметаллического. Большинство авторов рассматривает эти месторождения как гидротермальные, генетически связанные с верхнемеловым магматизмом андезит-дацитового состава. Высказана также гипотеза о их вулканогенно-осадочном происхождении. Данные о распределении химических элементов в рудных телах и первичных ореолах месторождения Елшица позволили выдвинуть для них новую генетическую модель.

Геохимические аномалии месторождения, как и вписанные в них рудные тела, имеют сильно удлиненную пластообразную или ливзообразную форму. Они залегают согласно с рудовмещающими расслоенными пирокластическими и лавовыми породами и с межпластовыми разломами. Массивные сульфидные руды залегают исключительно в агломератовых допелловых туфах, а прожилково-вкрапленные руды образуют ореолы вокруг них, накладываясь и на лавовые породы. В совокупности рудные тела формируют общую пластовидную рудоносную медно-колчеданную зону, падающую под углом около  $60^\circ$  на север-северо-восток. Таким образом, морфология и геологическая позиция геохимических аномалий показывает, что медно-колчеданные месторождения Елшица и др. Панатюрского рудного района следует отнести к стратифицированным месторождениям.

Сопоставление геохимических спектров серно-колчеданных и медно-колчеданных руд показывает, что рудообразование двух этапов протекало при существенно различающихся геохимических условиях. Во время I этапа господствовал привнос серы (сероводородная обстановка), железа, золота и других элементов преимущественно от сидерофильного до сидерофильно-халькофильного типа. Есть основания полагать гидротермально-осадочное образование пиритовых руд этого этапа. Во время II, гидротермально-метасоматического, этапа поступали растворы, богатые халькофильными и литофильно-халькофильными элементами, - медь, цинк, кадмий, свинец, серебро, мышьяк, сурьма, висмут, таллий, молибден и др. Тогда происходило и перераспределение элементов I этапа. Протопириты I этапа играли роль первостепенного рудоконтролирующего фактора для оруденения II этапа. Таким образом, для этих месторождений можно применить модель Л.Н. Овчинникова и А.Г. Жабина о формировании гетерогенных колчеданных месторождений.

Для медного оруденения установлен следующий ряд осевой (вертикаль-

ной) зональности металлов (снизу вверх): висмут, кобальт, молибден, медь, золото, свинец и цинк, отвечающий гидротермальной зональности отложения. В целом, однако, зональность месторождения интегральная, двух-этапная. В тыловой части интегральной колонки располагается пиритовая зона, являющаяся рудитовой частью пиритового тела I этапа. Во фронтальной части этого тела во время II этапа формировалась медно-колчеданная зона.

УДК 512.272:550.812:553.45

#### ТРЕНД-АНАЛИЗ КАК МЕТОД РЕГИОНАЛЬНОЙ ОЦЕНКИ ОЛОВОРУДНЫХ РАЙОНОВ ВЕРХОЯНО-КОЛЫМСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ СИСТЕМЫ

В.И.Шур, Г.Г.Наумов

Якутское производственное геологическое объединение

Мингео РСФСР, г.Якутск, СССР

Верхояно-Колымская складчатая система - крупное мезозойское складчатое сооружение Восточной Якутии - характеризуется почти изометричной формой и площадным развитием мезо-кайнозойского гранитоидного магматизма. Интрузии гранитоидов в пределах этой системы распространены повсеместно, но неравномерно. Максимум интрузивов располагается в обрамлении Колымского массива, где они образуют почти непрерывную цепь крупных батолитоподобных тел площадью до 7-8 тыс. км<sup>2</sup> удлиненной (в плане) формы, расположенных субпараллельно основным складчатым сооружениям системы. Юго-западная и западная ветви пояса гранитоидных тел, обрамляющих Колымский массив, носят название Главного батолитового пояса; северная его ветвь носит название Северного батолитового пояса. В Южной части Верхояно-Колымской складчатой системы к Главному батолитовому поясу примыкает Тас-Кыстабытский гранитоидный пояс, а на северо-западе системы - полоса интрузий Куларского района. На остальной территории гранитоидные интрузии характеризуются меньшими размерами и образуют линейные секущие складчатые сооружения, ряды.

Глубина формирования гранитоидов оценивается от мезо- до ультрагипабиссальной, а возраст по геологическим данным определяется во всех случаях как послескладчатый (более 1500 определений абсолютного возраста указывают на интервал времени от поздней юры до раннего палеогена). С мезозойскими гранитоидными массивами пространственно ассоциирует оловянная минерализация касситерит-пегматитовой, касситерит-кварцевой, касситерит-силикатной, касситерит-сульфидной формаций и формации оловянных скарнов [3].

При прогнозно-металлогенических исследованиях было необходимо выяснить зависимость между изменением состава гранитоидов и локализацией эндогенного оловянного оруденения. Для решения этой задачи нами исполь-

зованы данные о химическом составе гранитоидов. Эти сведения собраны нами для всей исследованной территории: соотношение числа определений для различных типов пород приблизительно отражали распространенность этих типов. Материалом исследований послужили результаты многочисленных химических анализов, получаемые в процессе геологосъемочных, поисковых и научно-исследовательских работ. Контроль качества анализов осуществлялся путем проверки соответствия результатов анализа и петрографических характеристик пород и суммы определяемых компонентов.

Изменения петрохимических характеристик гранитоидных массивов Верхояно-Кольмской складчатой системы оценены с использованием методики тренд-анализа [1,5]. Из опыта предыдущих работ [1,2] были использованы поверхности полинома 4-го порядка, помещенного в показатель степени экспоненты. Эти поверхности, аппроксимирующие размещение наблюдаемых в образцах изоконцентраций  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{NaO}$ , по-видимому, достаточно хорошо отражают размещение оловоносных площадей.

Линии уровня исследованных поверхностей показывают, что их конфигурация в различных областях Верхояно-Кольмской складчатой системы для содержаний кремнезема, глинозема, окиси кальция, окиси магния, закиси железа и окиси калия сравнительно отчетливо обрисовывает зоны локализации различных типов оловянной минерализации. Менее отчетливо эти зоны отражены изолиниями окиси железа и окиси натрия.

Так, в центральной части Верхояно-Кольмской складчатой системы фиксируются Алазейское и Прикольмское поднятия, характеризующиеся гранитоидами с повышенными содержаниями натрия и окиси железа и с пониженными содержаниями алюминия, кальция, закисного железа, магния. Гранитоиды Главного батолитового пояса "поперечных" рядов и западной оконечности Северного батолитового пояса дают ровные выдержанные поля изолиний с постепенным изменением содержаний элементов по направлению к Сибирской платформе. Максимальные содержания кремния приходятся на центральную и южную части Главного батолитового пояса; к этой же части приурочен минимум содержаний кальция, соответствующий максимальному распространению биотитовых бедных кальцием гранитоидов. Состав интрузий "поперечных" рядов показывает постепенный переход к ним от батолитовых поясов по всем элементам. В северной части обычно крупные равномерные поля; в южном направлении повышение основности отмечается в юго-западном направлении. Аналогичны им по составу и интрузии Тес-Кыстабытского пояса.

Гранитоиды Куларского района характеризуются максимальными в регионе содержаниями кремнезема, повышенными содержаниями калия, низкими содержаниями глинозема и извести, резко пониженными концентрациями закиси железа. Содержание натрия примерно одно и то же во всех массивах Куларского района.

Меридионально расположенной рисовкой изолиний выделяется Чохчуро-

Чокурдахская зона (включая остров Большой Ляховский). Зона располагается между изолиниями 64–68 % кремнезема; 15–15,5% глинозема; 1,5–2,0% магнезии; 2,5–3,5 % извести. В восточном направлении отмечаются сниженные содержания кремнезема и возрастание содержаний остальних элементов. В районе мыса Святой Нос зафиксирован локальный минимум калия.

Восточная часть Северного батолитового пояса в отличие от западной части и Главного батолитового пояса характеризуется так же, как и Чохчуро-Чокурдахская зона, пониженными содержаниями кремнезема. В этом районе зафиксировано повышение содержания глинозема, закиси железа, окиси магния и, что несколько необычно по сравнению с другими районами, окиси калия. Слабо повышается содержание извести и еще слабее – окиси натрия.

Район правобережья р. Колымы (Березовская зона) характеризуется относительно выдержанными ровными содержаниями кремнезема (66–68%), глинозема (15,5–16,0%), максимумом содержания окисного железа, повышающихся к северо-востоку и почти стабильными содержаниями закисного железа (2,5–3,0%), магнезии (1,0–1,5%), извести (2,5–3,5%); в северо-восточном направлении понижаются содержания окиси натрия.

Южно-Верхоянский район располагается в поле содержания кремнезема 66–68%, глинозема 15,0–16,0%, в южном направлении содержания этих элементов, а также окиси и закиси железа, извести и окиси натрия повышаются. Для этого района характерны стабильные содержания окиси магния и калия.

Сравнивая поведение поверхностей трендов, которые аппроксимируют наблюдения в терминах соответствующей алгебраической поверхности, естественно, отличающихся в деталях от непосредственно наблюдаемой картины, можно заметить, что области развития касситерит-кварцевого оруденения приурочены к зоне повышенных содержаниями кремнезема и окиси калия и резко пониженных – закиси железа; для областей с касситерит-сульфидным оруденением наблюдаются умеренная кислотность и глиноземистость, выдержанность состава для большинства элементов, а для областей с касситерит-силикатным оруденением – пониженная кислотность и повышенные содержания глинозема, закиси железа, окиси магния, извести. Наблюдается последовательный ряд содержаниями элементов, меняющийся от областей с преобладающим касситерит-кварцевым оруденением к касситерит-силикатному через касситерит-сульфидный. Смена эта выражается понижением кислотности и калиевости и повышением содержаниями элементов, имеющих отрицательную корреляцию с кремнием (алюминий, магний, кальций, двухвалентное железо). Эти особенности гранитоидов оловорудных районов Верхояно-Колымской складчатой системы, отличны от таковых, расположенных в пределах Чукотской ветви мезозойд, где по данным С.Ф. Лугова и др. [4] для оловорудных районов с касситерит-силикатным оруденением характерен более кислый состав гранитоидов, чем для районов с

касситерит-кварцевым оруденением. В нашем случае наблюдается обратная картина.

Помимо выявления связи между составом гранитоидов и типом оловянного оруденения, использование тренд-анализа (поверхности трендов породообразующих окислов полинома I степени) позволило сделать еще один интересный вывод. Поверхности трендов полинома I степени для всех изученных элементов указывают на то, что определяющей границей, по направлению к которой происходит смена содержаний, является Охотско-Чукотский крайний вулканогенный пояс. В направлении от Сибирской платформы к этому поясу происходят понижение содержаний кремния, натрия и калия и повышение алюминия, железа, магния, кальция, причем минимальное влияние оказывается на содержание щелочей — калия и натрия.

Из сказанного ясно, что тренд-анализ является достаточно эффективным методом для региональной оценки территории с широким ареалом распространения гранитоидных интрузий и ассоциирующего с ними эндогенного оловянного оруденения. Наиболее информативными элементами для решения этих задач являются кремний, алюминий, магний, кальций, калий и двухвалентное железо. Использование результатов тренд-анализа не ограничивается задачами прогнозно-металлогенических исследований: эти данные могут быть использованы при составлении мелкомасштабных геологических, структурно-формационных и палеоструктурных карт. При этом порядок аппроксимирующего полинома должен выбираться на основании геологических соображений. Вместе с тем очевидно, что предлагаемый метод должен входить составной частью в программу комплексных исследований оловянных районов наравне с геолого-геофизическими, структурными, минералого-геохимическими и другими методами исследований рудоконтролирующих и рудоконцентрирующих факторов оруденения, что является основным подожением теории прогнозирования.

#### Л и т е р а т у р а

1. Вистелиус А.Б., Иванов Д.Н., Романова М.А. Региональный тренд состава мезозойских гранитоидов и локализация оловяносных областей Северо-Востока Азии. Л.: Наука, 1974. 34 с.
2. Вистелиус А.Б., Иванов Д.Н., Романова М.А. Опыт использования двумерных регрессий и частотных представлений плотностей. Л.: Наука, 1980. 328 с.
3. Геология и генезис оловянных месторождений Якутии / Б.Л. Флеров Индолев Л.Н., Яковлев Я.В., Бичус Б.Я. М.: Наука, 1971. 318 с.
4. Лугов С.Ф., Макеев Б.В., Потепова Т.М. Закономерности формирования и размещения оловянных месторождений в мезозоидах Северо-Востока СССР. М.: Недра, 1972. 360 с.
5. Романова М.А. Задачи математической геологии при исследовании гранитоидов Якутии. — В кн.: Основные методы математической геологии и результаты исследований. Якутск, 1980, с.18-31.

СИСТЕМА "РЕГИОН-ЩИТ" ДЛЯ ИНФОРМАЦИОННОГО ОБЕСПЕЧЕНИЯ ЗАДАЧ  
СРЕДНЕМАСШТАБНОГО ПРОГНОЗИРОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Б.А.Горлицкий

Институт геохимии и физики минералов АН УССР, г.Киев, СССР

Система "Регион-щит" является средством для системного анализа сложных геологических объектов [3]. В нашем случае системный подход применяется для выявления инвариантных свойств различных частей (под-систем) Украинского щита и сопоставления их между собой с позиций металлогении.

Системное представление щита выражается в терминах:

1) разделения (отображения) геологического пространства исследуемого региона на трех уровнях: а) доменов<sup>✠</sup>; б) областей, т.е. некоторых совокупностей доменов; в) классификаций, т.е. представлений геологического пространства набором областей;

2) выявления зависимостей петрохимических, геохимических, структурно-геометрических и других геологических свойств между собой и с распределением рудных аномалий и месторождений внутри каждого уровня и при переходе от уровня к уровню. Для каждого уровня имеются свойства, определенные только для этого уровня. Отметим, что даже свойства, терминологически совпадающие при характеристике объектов разных уровней, например химический состав и мера его однородности, могут отличаться на каждом уровне по логике использования.

**А. О б щ и е п о л о ж е н и я.** 1. В рамках предлагаемого подхода геологическое пространство Украинского щита представляется набором доменов. 2. Каждая геологическая (металлогеническая) концепция выражается набором разделений или классификацией множества доменов на области, классы, подклассы и т.д. 3. Концепции проверяются в терминах сопоставления разделений (классификаций).

**Б. С р е д с т в а с и с т е м ы.** В состав системы входят три главных компонента, являющиеся средствами, обеспечивающими выполнение частных и общих функций системы.

Первым компонентом является реперная литотека Украинского щита, содержащая в настоящее время примерно двадцать пять тысяч порошковых точечных и точечно-валовых проб, к которым имеются шлифы и петрографические описания, результаты сопоставимых определений петрогенных, малых и радиоактивных элементов. Эти пробы представляют в совокупности результаты регионального геохимического опробования примерно 2000 отдельных породных тел (породоточек). При создании литотеки была разра-

✠ Доменом будем называть элементарный геологический или топографический объект, неделимый, связанный, имеющий объем и площадь (например, простой одноцветный замкнутый контур на геологической карте или самая мелкая клетка выбранной картографической сети).

ботана методика проведения регионального геохимического опробования, количественных и качественных оценок его представительности, а также система мероприятий по обеспечению и поддержанию сопоставимости аналитических данных.

Собственными функциями литотеки являются: 1) обеспечение пополнения и совершенствование геолого-географической представительности эталонного опробования Украинского щита; 2) расширение перечня используемых в системе рудогенных элементов в соответствии с потребностями металлогенических исследований и новыми возможностями аналитических средств; 3) обеспечение задач сопоставимости геохимической информации при пополнении систем.

Вторым компонентом системы "Регион-щит" является геохимическая модель поверхности Украинского щита на носителях памяти ЭВМ. Функционирование этой модели обеспечивается автоматизированной подсистемой накопления, хранения и преобразования структуры информации, разработанной Б.А.Горлицким, Д.А.Куликом и Л.С.Финкелем. Система хранит анализы проб реперной литотеки, сведения о геологической и географической привязке проб, данные о площадях распространения различных геологических объектов (формаций, тектонических зон и элементов различных разделений площади щита по возрастным, стратиграфическим и литолого-петрографическим признакам). Для пород хранятся данные о соотношении их мощностей в разрезе осадочно-вулканогенных формаций или объемов (площадей распространения) в интрузивных или ультраметаморфических комплексах. Система в настоящее время имеет многоуровневую организацию. Нулевой уровень содержит данные по исходному массиву анализов геохимических проб. Первый уровень обобщает эти данные по 2000 породоточек. Второй уровень хранит средние содержания элементов в разновидностях пород Украинского щита для каждого из главнейших подразделений тектонического районирования Украинского щита (геоблоков и структурных зон). Третий и четвертый уровни содержат средние содержания петрогенных и малых элементов, вычисленных для средне- и мелкомасштабных геологических объектов, выделяемых в результате расчленения Украинского щита в соответствии с различными концептуальными представлениями о региональной геологии (на формации, стратиграфические подразделения, интрузивно-петрографические и вулканогенно-осадочные комплексы и т.д.) по структурным зонам и геоблокам Украинского щита и по щиту в целом. Некоторое количество геохимических и петрохимических данных, используемых в системе, получено из внешних по отношению к литотеке источников. Они также снабжены геологической и координатно-географической привязкой. К данным этого типа относится, в частности, информация о геохимических аномалиях и рудопроявлениях на Украинском щите.

Собственными функциями подсистемы являются: 1) подготовка и ввод исходной геолого-геохимической информации в ЭВМ; 2) накопление, поддержание и хранение этой информации на носителях ЭВМ; 3) поиск и выда-

ча геолого-геохимической информации по запросу, обеспечение функционирования геохимической модели Украинского щита.

Третьим компонентом системы является автоматизированная подсистема математической обработки геолого-геохимической информации. Системное программно-математическое обеспечение этой и информационной подсистем построено средствами "Комплекс-2" (комплекс средств разработки прикладных систем на ЕС ЭВМ).

Собственными функциями подсистемы обработки являются: 1) математическая обработка геолого-геохимической информации для задач прогноза и поисков рудных полезных ископаемых, например описание доменов, областей и классификаций количественными и качественными характеристиками, их сопоставление; 2) графическое отображение результатов обработки в виде специализированных картосхем, графиков и таблиц.

В. Представление геологического региона набором доменов. Информационное обеспечение прогнозирования в системе начинается с решения задачи представления Украинского щита или какой-либо его части набором доменов. Эта задача включает следующее.

1. Выбор системы доменов, исходя из содержательных соображений геологической идеи и цели прогноза<sup>✳</sup>.

2. Выбор способа описания доменов через имеющиеся к данному моменту в информационной подсистеме множества породоточек и характеризующих их свойств.

3. Собственно описание системы доменов набором свойств. При этом различаются два вида свойств: свойства, присущие каждому домену, и свойства, которые имеют смысл только для некоторого подмножества доменов. Пример свойств первого вида: химический состав, так как среднее содержание химических элементов присуще каждому геологическому объекту, имеющему объем или площадь; пример свойств второго вида: трещиноватость или катклав — для воды или песка эти свойства не имеют смысла. При описании доменов существенно также определялось ли некоторое свойство на нем или нет. Например, система доменов, выбранных по геологическим соображениям, может включать такие, на которых не производилось геохимическое опробование и, следовательно, не установлено содержание рудогенных элементов.

Г. Выделение областей, построение разделения. В рамках системы геологическая концепция, в том числе и прогнозно-металлогеническая, представляется разделением набора доменов на систему подмножеств доменов. Назовем эти подмножества областями. Естественно, что геологическая концепция выражается не са-

<sup>✳</sup> Эту подзадачу, задав в явной форме критерии оценки качества системы доменов, можно решать и как формальную задачу выбора оптимальной (в смысле заданного критерия) системы доменов.

мым разделением геологического пространства на области, а в терминах характеристик и оценки некоторого количества полученного разделения. К задаче разделений удается свести подавляющее большинство геологических концепций. Области можно выделить двумя способами.

1. Выделить область перечислением доменов, входящих в область. Этим способом можно отразить, например, представления о центре и периферии интрузивного массива, выделить зону разлома и т.д.

2. Выделить область, задав набор свойств, присущих каждому домену, и критерий отнесения доменов по значениям этих свойств к той или иной области, например выделить область гранитов с содержанием  $K_2O$  выше 5 процентов. К этому же способу относится получение набора разделений на области по заданному параметру, например разделить домены на области, содержащие домены с определенными интервалами значений содержания  $Na_2O$ .

Частным случаем решения задачи выделения областей является задача классификации всего множества домечов, т.е. представления исследуемого геологического пространства набором непересекающихся и полностью покрывающих пространство областей.

Д. О п и с а н и е и с о п о с т а в л е н и е р а з д е л е н и й ( к л а с с и ф и к а ц и й ). С точки зрения излагаемого подхода к отображению и "проверка" геологических и прогнозно-металлогенических концепций построенные в рамках системы разделения можно описывать двумя способами.

1. Дано некоторое разделение, которое будем называть исходным. Зафиксировав способ построения множества разделений на основании логико-арифметических комбинаций свойств, заданных на каждом домене. Выбран способ сопоставления двух разделений, например насколько два разделения, построенные на независимых комбинациях свойств доменов, близки, совпадают или не совпадают. Описанием исходного разделения является одно или несколько построенных разделений, наиболее близких или совпадающих с исходным в смысле выбранного способа сопоставления. Например, разделение Украинского щита на области проявления геологических формаций разного генезиса близко к разделению щита на области с различным содержанием органического углерода.

2. Вводится система геометрических свойств. Они могут задаваться: а) на всем множестве доменов (площадь, вытянутость, ориентировка вытянутости, расстояние от определенной зоны разлома и т.д.); б) на некотором подмножестве доменов (например, отношение контакта: два домена находятся в этом отношении, если у них есть общая граница). Исходя из такой системы геометрических свойств, можно построить разделения, характеристики которых будут формально выражать представления о сложности, ориентированности, компактности или рассеянности системы доменов.

Таким образом, возникает интересный класс задач поиска связи геометрических и прочих (геологических, геохимических и металлогенических)

свойств. Примером таких задач является поиск связи между распределением геохимических аномалий и рудопроявлений с тектоническими элементами.

Е. Решение задач среднемасштабного прогнозирования месторождения. Задачи среднемасштабного районирования) в системе "Регион-щит" можно представить как задачи разделения всей совокупности геологических свойств на две группы:

- 1) свойства, в терминах которых строится классификация объектов;
- 2) свойства, в терминах которых анализируется, оценивается качество полученной классификации; для задач металлогенического районирования и прогнозирования такими "оценочными" свойствами являются, например, наличие или отсутствие в каком-либо типе доменов или области геохимических аномалий или рудопроявлений.

Это значит, что металлогеническое районирование сводится к выбору свойств первой группы и значений этих свойств, которые выделяют в геологическом пространстве одну или несколько областей, в которых содержатся все известные месторождения, рудопроявления и геохимические аномалии определенного типа. На этой территории "прогнозируется" открытие новых месторождений. Наличие месторождений в определенном классе геологических объектов и является критерием металлогенической значимости анализируемых классификаций. Может оказаться, что существует несколько вариантов выделения территории. Для выбора между ними можно предложить несколько очевидных требований, например в терминах указания предела желательного отношения площади выделяемой территории к площади всего изучаемого геологического пространства.

При помощи системы "Регион-щит" решен ряд задач. В частности, проверена сравнительная металлогеническая значимость некоторых классификаций тектонических и стратиграфических элементов Украинского щита [2]: по типу геотектонического развития (на протоплатформенные и протогеосинклинальные блоки), по возрасту, по типам и стадиям развития континентальной коры. Средствами системы для доменов этих классификаций были определены содержания в них ряда рудогенных элементов и построены классификации по этим свойствам [1].

Выявлена металлогеническая зависимость классификаций щита по типам и стадиям развития континентальной коры и по возрасту геологических образований. В частности, нижнепротерозойские образования являются накопителем и концентратором бериллия, титана, церия, а верхнепротерозойские образования перспективны для поисков циркония, иттрия.

Получены предварительные результаты исследования связи распределения различных типов геохимических аномалий с зонами разломов. Выявлены определенные виды геохимических аномалий, тяготеющих к разломным зонам, или, наоборот, независимых от них. Зафиксировано качественное различие геохимических аномалий, связанных с различными тектони-

ческими зонами. В некоторых случаях линейное расположение однотипных аномалий приводит к гипотезам о существовании в изученном регионе линейных элементов, еще не обнаруженных другими методами исследований. Эти и подобные им свойства системы ведут к выявлению эффективного набора сочетаний геологических признаков, имеющих поисково-прогнозное значение, и к выделению площадей, перспективных для обнаружения месторождений полезных ископаемых.

#### Л и т е р а т у р а

1. Горлицкий Б.А. Эволюция состава гранитно-метаморфического слоя коры Украинского щита.-В кн.: Петрология литосферы и рудоносность: Тез. докл. VI Всесоюзного петрографического совещания. Л., 1981, с. 21-22.
2. Каляев Г.И., Крутиховская З.А., Рябенко В.А. и др. Тектоника раннего докембрия. М.: Недра, 1980, с.18-32.
3. Шрейдер Ю.А., Шаров А.А. Системы и модели. М.: Радио и связь, 1982, с. 152.

## Раздел 9

# ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНАЯ ПЕТРОЛОГИЯ ПРИ ВЫСОКИХ ТЕМПЕРАТУРАХ И ДАВЛЕНИЯХ

УДК 550.41:553.497

ФОРМЫ ПЕРЕНОСА РУДНЫХ КОМПОНЕНТОВ НИЗКОТЕМПЕРАТУРНЫХ  
ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ РТУТИ, МЫШЬЯКА И СУРЬМЫ С ЗОЛОТОМ  
И СЕРЕБРОМ И ОСОБЕННОСТИ ИХ ГЕНЕЗИСА

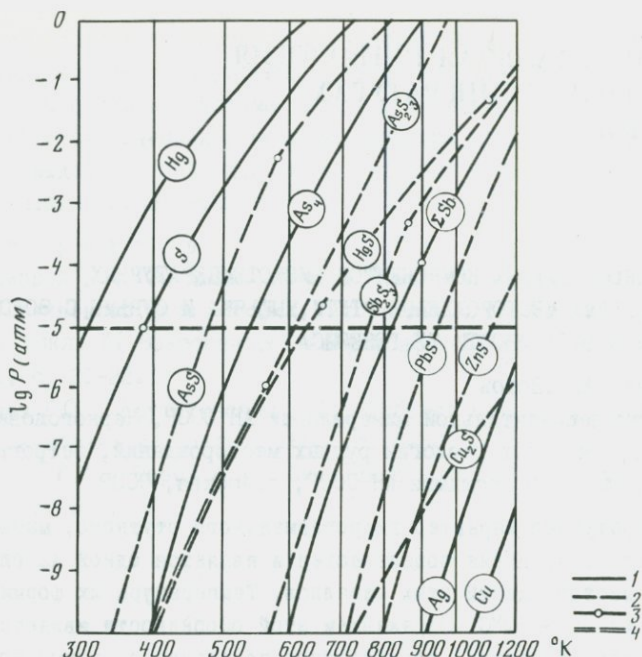
В.И.Сорокин, А.В.Зотов

Институт экспериментальной минералогии АН СССР, Черноголовка  
Моск. обл.; Институт геологии рудных месторождений, петрогра-  
фии, минералогии и геохимии АН СССР, г.Москва, СССР

Низкотемпературный характер гидротермального ртутного, мышьяково-го и сурьмяного оруденения общеизвестен и является одной из главных особенностей месторождений этих металлов. Температуры их формирования редко превышают 200–250°C. Отражением этой особенности являются такие черты, как телетермальность, периферийное положение в рудных полях и рудных зон в полиметалльных месторождениях.

В последнее время важное значение приобретают месторождения, где наряду с указанными выше металлами присутствуют также золото и серебро, например золотосурьмяные месторождения. Полиметалльный комплексный характер руд заставляет ставить вопрос о способе совместной транспортировки рудных компонентов, весьма различных по химическому поведению и свойствам. Проблема эта носит общий характер, но тем не менее удовлетворительного решения до сих пор не имеет. Исследования низкотемпературных гидротермальных месторождений с этой точки зрения особенно интересны: с одной стороны, ограниченными транспортными возможностями низкотемпературного флюида и, следовательно, остротой проблемы, с другой – благодаря сравнительно хорошей физико-химической изученности соответствующих гидротермальных систем. В задачу настоящего сообщения входит анализ состояния этой проблемы в свете как последних теоретических и экспериментальных достижений, так и новых исследований природных объектов.

Одной из характернейших геохимических особенностей ртути, мышьяка и сурьмы является высокая летучесть паров этих элементов и их соединений. На рис. I показаны температурные зависимости давления паров металлов и сульфидов – главных рудообразующих минералов рассматриваемых месторождений в сравнении с минералами месторождений полиметаллической группы. Максимальными давлениями паров обладают ртуть, мышьяк, сурьма и их сульфиды. Если принять за минимум содержания металлов в

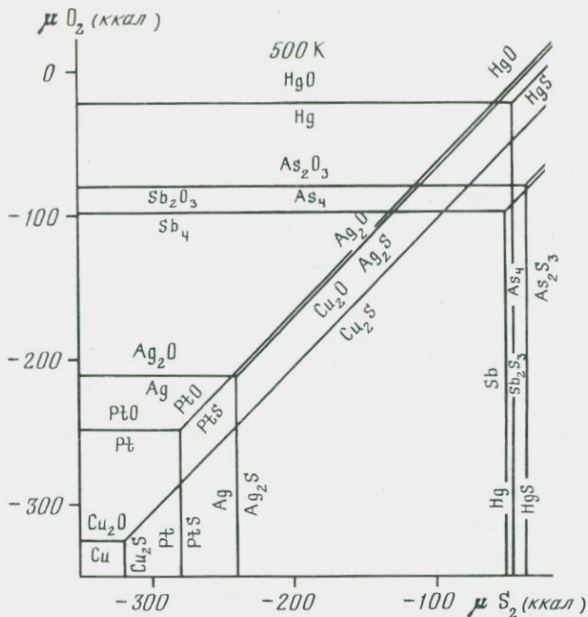


Р и с. 1. Давление паров металлов и сульфидов

1 - давление паров металлов; 2 - давление паров сульфидов; 3 - фазовые превращения; 4 - уровень миграционной способности

транспортирующей их водной среде величину порядка  $10^{-6}$  моль/кг при давлениях порядка 500 атм (это примерно соответствует давлению паров около  $10^{-5}$  атм), то из рис.1 следует, что при температурах выше  $400^{\circ}\text{C}$  формирование месторождений мышьяка, сурьмы и ртути практически невозможно из-за высокой подвижности паров их рудообразующих соединений. Чего нельзя сказать о золоте и серебре, а также о свинце, меди и цинке. Таким образом, при температурах выше  $300-400^{\circ}\text{C}$  первые три элемента не нуждаются в каких-либо особых транспортных условиях и легко могут быть отогнаны в холодные зоны.

Относительная миграционная способность металлов в газовой форме хорошо видна на диаграмме сродства к кислороду и сере, рассчитанной для реакции  $\text{Me}_{(r)} + 1/2 \text{O}_{2(r)} = \text{MeO}_{(k)}$  для  $200^{\circ}\text{C}$ . По этому признаку вся группа интересующих нас металлов четко делится на две подгруппы: летучих (ртуть, мышьяк, сурьма) и нелетучих (остальных). Ряд их миграционной способности в газовой форме выглядит следующим образом: ртуть, мышьяк, сурьма, серебро, платина, медь (рис. 2). Причем следует отметить, что появление плотной водной фазы вплоть до жидкой хотя и уменьшает несколько возможность переноса в "газовой" форме, но не исключает этот процесс [13].

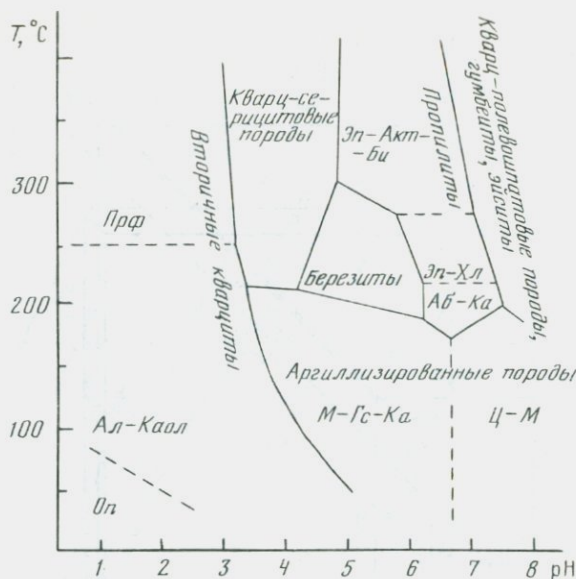


Р и с. 2. Равновесия металл(газ)–сульфид(крист.) и металл(газ)–окисел(крист.) при 500°С

Таким образом, если высокотемпературный (выше 300°С) транспорт ртути, мышьяка и сурьмы как будто не составляет проблемы, то для золота и серебра уже и здесь требуются дополнительные транспортные условия. При снижении температуры ниже 300°С, т.е. при приближении к температурам реального рудообразующего процесса для рассматриваемых месторождений, перенос в "газовой" форме реален только для ртути и, может быть, для мышьяка, но уже не для сурьмы, не говоря об остальных элементах. Здесь следует отметить, что имеется в виду постоянное наличие серы в системе одного из основных элементов руд. Одновременно и транспорт, и формирование руд, где присутствуют все интересующие нас металлы (а также сера), возможны лишь при дополнительных условиях, например, при существовании жидкой водной фазы и соответствующих комплексных соединений в водном растворе.

Какие это могут быть условия, мы можем себе представить на основании трех различных источников, дающих достаточно согласованные результаты: 1) анализа парагенезисов гидротермально измененных пород; 2) состава газовой-жидких включений; 3) по данным современных термальных вод.

Исследования газовой-жидких включений в рудных и жильных минералах определяют температуру рудообразования в пределах 40–250°С, наиболее часто в интервале 80–200°С, при давлении от нескольких десятков до 1500 атм [5,6,10]. С этими температурами хорошо увязывается характер



Р и с. 3. Схема метасоматических формаций по В.Л.Русинову

метасоматических образований, предшествующих, как правило, массовому рудоотложению. На рис.3 приведена схема метасоматических формаций низко-среднетемпературных гидротермальных месторождений по В.Л.Русинову. С рассматриваемыми нами месторождениями наиболее часто связаны формации вторичных кварцитов (каолининовая фация), аргиллизированных пород (гидрослюдистая фация), кварц-серицитовых пород и лиственитов (аногипербазитовых аналогов березитов и аргиллизитов). Из диаграммы видно, что воздействующие растворы имели слабоокислый-нейтральный характер. Кислотность растворов в стадию рудоотложения, вероятно, отличается не сильно, так как сингенетично рудным минералам отлагаются те же серицит, каолинит, диккит. Цеолиты же и полевые шпаты, как правило, отсутствуют. Высокое содержание  $\text{CO}_2$  в газовой-жидких включениях [5,1] также свидетельствует в пользу слабоокислой реакции растворов.

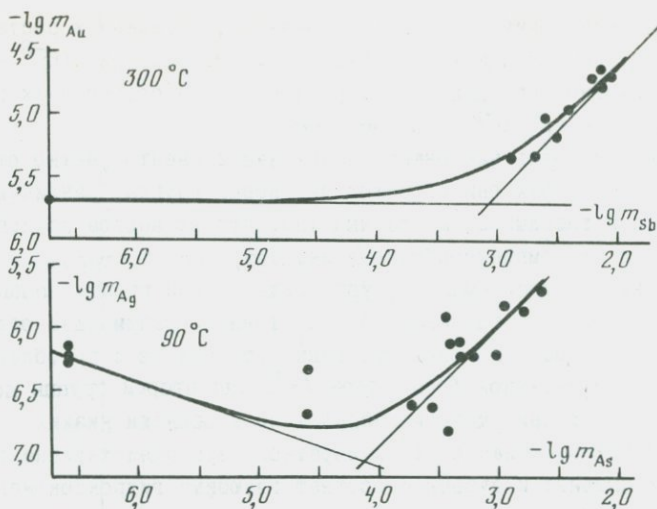
Значения pH термальных вод, ассоциирующих с современной ртутно-сурьмяно-мышьяковой минерализацией [15, 2, 14], лежат вблизи нейтральной точки. Следовательно, широко развитые ранее представления о существенно щелочном характере гидротерм данного типа не выглядят обоснованно.

Общая минерализация растворов колеблется от 3-5 г/кг  $\text{H}_2\text{O}$  в современных гидротермах до 15-40 масс.% в некоторых генерациях газовой-жидких включений (хлоридных, натриево-кальциевых по составу). Окислительно-восстановительные условия меняются от условий образования самородной сурьмы до условий формирования алунита, т.е. достаточно широ-

ко. Диапазон содержаний  $H_2S$  в газовой-жидких включениях составляет в некоторых сурьмяных и золото-сурьмяных месторождениях  $10^{-3} - 10^{-1}$  моль/кг  $H_2O$  (устное сообщение Н.Н.Колпековой), в современных рудообразующих гидротермах  $10^{-5} - 10^{-2}$  моль/кг.

Возвращаясь к поведению интересующих нас элементов, можно отметить, что в водных растворах они образуют две новые группы, различающиеся по устойчивости твердых элементарных фаз, что во многом предопределяет особенности их комплексообразования. Это, с одной стороны, золото, серебро и ртуть, с другой - мышьяк, сурьма. Для первой группы на диаграммах  $Eh - pH$  характерно поле элементарного состояния, занимающее область как низких, так и высоких окислительных потенциалов с преобладанием и сульфидной и сульфатной форм серы [3]. Для второй группы поле элементарного состояния мало и расположено в области низких  $Eh$  в поле сульфидной серы. Область же сульфатной серы представлена окисными соединениями мышьяка и сурьмы и соответствующими гидроксокомплексами в растворе, преобладающими над другими водными формами в широком диапазоне условий [12, 11]. Сульфидные комплексы сурьмы и мышьяка [8] имеют второстепенное значение. Принадлежащая к первой из групп ртуть благодаря высокому давлению паров при обширном поле элементарного состояния находится в растворе главным образом в виде  $Hg^0$ , обеспечивающей ей высокую миграционную способность. При этом на второй план для нее отходят и сульфидные, и хлоридные, и гидроксокомплексы [16, 14]. Для золота и серебра, обладающими низкими давлениями пара металла, эти последние сохраняют свое важное значение. Важно подчеркнуть, что для разных элементов одной рудной формации тип преобладающих комплексов оказывается неодинаковым, с чем может быть связано многообразие ее проявлений.

Таким образом, для переноса ртути (в элементарной форме), мышьяка и сурьмы (в виде гидроксокомплексов) не требуется особых транспортных условий, кроме наличия воды, причем их высокая миграционная способность сохраняется до весьма низких температур. В отличие от них золото и серебро могут мигрировать главным образом в виде сульфидных [18] и хлоридных [7, 17] комплексов. Для их транспорта обязательно присутствие комплексообразующих лигандов (сульфидной серы, хлор-иона) и, по-видимому, требуются более высокие температуры. С этой точки зрения проявление золота или серебра в низкотемпературных месторождениях представляет особый интерес. Кроме того, высказывались предположения о возможности существования гетерополиядерных комплексов золота с сурьмой и мышьяком [18, 9]. Эксперименты по растворимости: 1) золота при  $300^{\circ}C$  в кислых сероводородных растворах в зависимости от содержания в них сурьмы; 2) прустита при  $90^{\circ}C$  в гидросульфидных растворах от концентрации мышьяка, показали общую закономерность, несмотря на различия в условиях опытов и методики их проведения, а также предварительный характер экспериментов. С увеличением концентрации сурьмы (мышь-



Р и с. 4. Растворимость золота и прустита в зависимости от концентрации сурьмы и мышьяка соответственно в растворе

яка) при неизменных прочих условиях растворимость золота (прустита) линейно возрастает (рис.4), что можно рассматривать как доказательство существования золото-сурьмяного и серебряно-мышьякового комплексов. Установлено увеличение растворимости на порядок. Судя по тангенсу наклона линии растворимости, отношение золота к сурьме и серебра к мышьяку в комплексе составляет 1:1. Этот факт после уточнения состава и термодинамических свойств комплексов может помочь в объяснении совместной миграции указанных элементов вплоть до низких температур, особенно при перерождении золота и серебра ранних генераций в ходе рудообразования.

В заключение, оценивая состояние проблемы в целом, следует отметить, что к настоящему времени гидротермальные системы, включающие ртуть, мышьяк, сурьму, серебро и золото, до температур 200-300°C изучены достаточно полно и термодинамические свойства комплексных соединений рассматриваемых элементов в водном растворе исследованы сравнительно хорошо. Не хватает экспериментальных данных лишь по термодинамике гидроксо- и гидроксохлоридных комплексов золота-Au (I). Безусловно также необходимы работы по исследованию взаимного поведения рудных компонентов в гидротермальных системах (взаимное влияние в закрытых системах, состав и устойчивость гетерополиядерных комплексов). Однако еще одной, не менее важной, задачей на сегодня является получение сравнительной надежной информации о составе и параметрах гидротермальных растворов, действующих на конкретных месторождениях, главным источником которой, по-видимому, должно стать изучение газовой-жидких включений в минералах.

## Л и т е р а т у р а

1. Белеванцев В.И., Гушина Л.В., Оболенский А.А.-В кн.: Гидротермальное низкотемпературное рудообразование и метасоматоз. Новосибирск: Наука, 1982.
2. Зотов А.В., Волченкова В.А., Котова В.Ю., Миронова Г.Л. - В кн.: Современные гидротермы и минералообразование. М.:Наука, 1977.
3. Колонин Г.Р., Птицын А.Б. Термодинамический анализ условий гидротермального рудообразования. Новосибирск: Наука, 1974.
4. Колпакова Н.Н.-Геохимия, 1982, № 1.
5. Манучарянц Б.О., Наумов В.Б., Ходаковский И.Д.-Геохимия, 1970, № II.
6. Манучарянц Б.О., Прушинская Э.Я., Владимиров В.Г.-В кн.: Основные параметры природных процессов эндогенного рудообразования. Т. II. Новосибирск, 1979.
7. Мелентьев Б.Н., Иваненко В.В., Памфилова Л.А. Растворимость некоторых рудообразующих сульфидов в гидротермальных условиях. М.: Наука, 1968.
8. Миронова Г.Д., Зотов А.В.-Геохимия, 1980, № 3.
9. Некрасов И.Я., Гамянин Г.Н.- Докл. АН СССР, 1978, т.243, № 3.
10. Оболенский А.А.-В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, 1975.
11. Попова М.Я., Ходаковский И.Л., Озерова Н.А.-Геохимия, 1975, № 6.
12. Сергеева Э.И., Наумов В.Б., Ходаковский И.Л.-В кн.: Геохимия гидротермального рудообразования. М.:Наука, 1971.
13. Сорокин В.И., Груздев В.С.-В кн.: Эксперимент в минералогии и петрографии. М.: Наука, 1976.
14. Сорокин В.И., Алехин Ю.В., Дадзе Т.П.-В кн.: Очерки физико-химической петрологии. Вып. 8. М.: Наука, 1978.
15. Уайт Д.Э.-В кн.: Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М.: Мир, 1970.
16. Ходаковский И.Л., Попова М.Я., Озерова Н.А.-В кн.: Геохимия процессов миграции рудных элементов. М.: Наука, 1977.
17. Seward T.M.- Geochim. et Cosmochim. Acta, 1976, vol.40, N 11.
18. Seward T.M.- Geochim. et Cosmochim. Acta, 1973, vol.37.

## ТЕПЛОВОЕ РАЗУПЛОТНЕНИЕ ГОРНЫХ ПОРОД И ЕГО РОЛЬ В ФОРМИРОВАНИИ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ РУДНЫХ СИСТЕМ

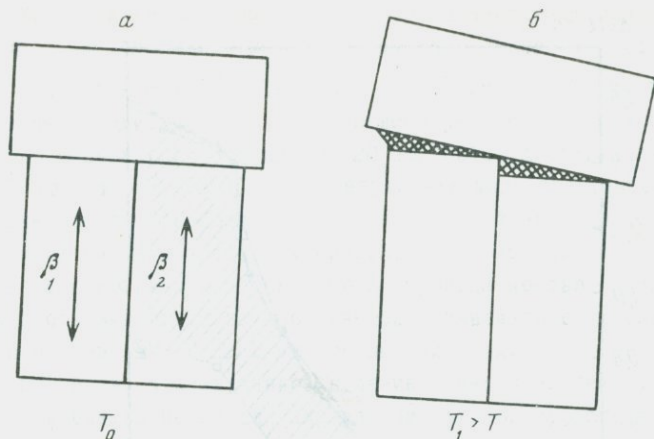
Г.П.Зарайский, В.Н.Балашов

Институт экспериментальной минералогии АН СССР, Черноголовка Моск.обл., СССР

Некоторые месторождения и сопряженные с ними зоны измененных пород, такие, как редкометалльные альбититы, фениты, контактовые роговики, грейзены в куполах гранитных массивов, фронтальные типы скэрнов и др., не обнаруживают отчетливо контроля разрывными нарушениями. Известно также, что сплошным метасоматическим преобразованиям могут подвергаться огромные однородные блоки горных пород, а метаморфическим — даже целые толщи мощностью в сотни метров. На десятки и сотни метров от рудных тел распространяются первичные ореолы рассеяния, представляющие собой тончайшую спорадическую вкрапленность рудообразующих минералов. Нередко они захватывают тектонически ненарушенные породы. Все эти факты свидетельствуют о том, что гидротермальные растворы могут перемещаться не только по макротрещинам, но и равномерно просачиваться на значительные расстояния сквозь породы по микропорам. Однако лишённые трещин плотные магматические, метаморфические и осадочные горные породы обычно имеют проницаемость не выше  $10^{-5}$  миллидарси. Расчеты показывают, что такие породы должны служить непреодолимыми преградами на пути движения растворов. В качестве объяснения вероятной причины повышения проницаемости тектонически ненарушенных пород предложена гипотеза разуплотнения горных пород при нагревании [2, 3].

Разуплотнение заключается в возникновении межзерновых промежутков при нагревании породы и обусловлено неодинаковым тепловым расширением соседних зерен, отличающихся составом или кристаллографической ориентировкой (рис.1). Нами это явление было изучено экспериментально на примере главных типов горных пород в температурной области 20–700°C. Разуплотнение происходит при нагревании любых пород как в атмосферных условиях, так и в автоклавах под давлением воды, углекислоты или аргона ( $P = 100 \text{ МПа}$ ), а его интенсивность закономерно возрастает с температурой и увеличивается от основных пород к кислым. Методика и результаты экспериментов подробно изложены в предыдущих работах. Остановимся на основных положениях и рассмотрим возможность использования полученных данных в геологических целях.

На рис.2 показано линейное тепловое расширение гранита, измеренное на кварцевом dilatометре в атмосферных условиях и выраженное в процентах по отношению к исходной длине образца ( $\Delta l/l_0$ ). Реальное расширение гранита (1) во всем интервале температур оказывается почти в два раза выше, чем рассчитанное по справочным значениям теплового расширения слезающих гранит минералов (2). Аналогичное несоответствие обнаруживается при нагревании и других пород: гранодиорите, диорите, габ-



Р и с. 1. Принципиальная схема механизма теплового разуплотнения  
 а - порода в исходном состоянии, б - порода после нагрева до температуры  $T_1$

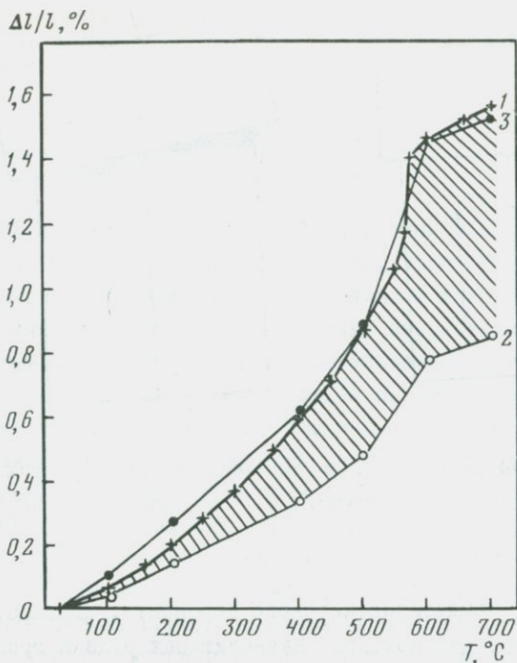
бро, горнблендита, андезитодацитового порфирита, диабазы, базальта, мрамора. Лишь взятые для контроля магнетитовая руда и гранатовый скерн, сложенные изотропными минералами одного вида, расширяются в полном соответствии с расширением монокристаллов магнетита и граната. Под микроскопом в шлифах устанавливается, что избыточное расширение связано с появлением микротрещин, приуроченных к границам зерен. Величина избыточного расширения породы может быть рассчитана, если известны ее количественный минеральный состав и значения теплового расширения всех минералов по каждой из трех осей эллипсоида:

$$\Delta l/l_0 = 1/9 \sum_{k_1 k_2} (w_{k_1} w_{k_2} \sum_{j_1 j_2} L_{k_1 k_2}^{j_1 j_2}), \quad (I)$$

где  $k_1, k_2 = 1, \dots, n$  - минералы породы;  $j_1, j_2 = 1, 2, 3$  - оси эллипсоида теплового расширения;  $w_{k_1}, w_{k_2}$  - объемная доля каждого из минералов;  $L_{k_1 k_2}^{j_1 j_2} = \left| (\Delta l/l_0)_{k_1}^{j_1} (\Delta l/l_0)_{k_2}^{j_2} \right|$  - абсолютная величина

разности линейного расширения для каждого из всех возможных парных сочетаний осей эллипсоидов минералов породы. Полное тепловое расширение породы может быть получено суммированием расширения избыточного с расширением минеральных зерен. Сопоставление рассчитанного таким образом расширения гранита с измеренным экспериментально обнаруживает хорошую сходимость (рис.2, кривые 3 и 2). Аналогичное совпадение было установлено и для всех остальных пород.

Избыточное расширение, вызванное разуплотнением породы, наиболее сильно выражено у кварцсодержащих пород и мраморов - от 0,6 до 0,9% при 600°C, что в пересчете на объем составляет 1,8-2,7% порового



Р и с. 2. Линейное тепловое расширение гранита. Заштрихована область разуплотнения

1 - экспериментальная кривая, 2 - расчетная кривая расширения кристаллической матрицы пород (без разуплотнения), 3 - расчетная кривая расширения с разуплотнением по предложенному механизму

пространства. Заметно слабее разуплотняются породы среднего, основного и ультраосновного состава - всего 0,2% (0,6% пористости) при 600-700°C. Средняя ширина поровых каналов лежит в пределах 0,01-0,1 мкм у плотных слабопроницаемых исходных пород и постепенно возрастает с разуплотнением, достигая 0,2-0,4 мкм в кремнекислых породах при нагревании до 500°C.

После охлаждения порода сохраняет разуплотненную структуру частично в случае нагрева в "сухих" условиях или почти полностью после нагрева в воде, которая, являясь поверхностно-активной средой, существенно ослабляет контакты зерен. Сохранение структуры позволяет измерять физические свойства разуплотненных образцов после их остывания и в какой-то мере соотносить полученные результаты со свойствами породы при температуре разуплотнения. По мере разуплотнения уменьшаются объемный вес породы, скорости упругих волн, прочность, увеличивается пористость. Снижение модуля Юнга и модуля сдвига происходит в 1,5-3 раза для температуры 500°C и в 2-6 раз после нагрева до 700°C.

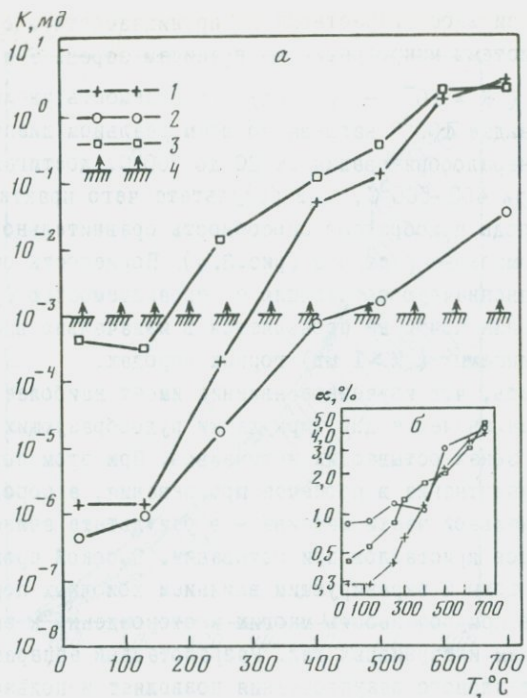
Важнейшим геологическим следствием теплового разуплотнения горных

пород является сильное возрастание их проницаемости в связи с раскрытием связанной системы микротрещин по границам зерен. У плотных малопроницаемых пород ( $K = 10^{-7} - 10^{-5}$  мд) проницаемость увеличивается в 5-10 раз на каждые  $100^{\circ}\text{C}$  нагрева во всем реальном диапазоне гидротермального минералообразования от  $20$  до  $700^{\circ}\text{C}$ , достигая значений  $10^{-3} - 10^{-1}$  мд при  $400 - 500^{\circ}\text{C}$ , в результате чего практически непроницаемые породы приобретают способность сравнительно легко пропускать гидротермальные растворы (рис.3,а). Пористость обнаруживает прямую, но неоднозначную корреляцию с проницаемостью (рис.3,б). Эффект разуплотнения почти не проявляется в изначально высокопористых ( $> 3\%$ ) и проницаемых ( $K > 1$  мд) горных породах.

Можно полагать, что изученное явление имеет наиболее существенное, возможно ведущее, значение для циркуляции рудообразующих флюидов в приконтактных зонах остывающих интрузивов. При этом породы кровли испытывают разуплотнение в процессе прогрева, а породы кристаллизовавшейся апикальной части массива - в результате анизотропного сокращения размеров кристаллов при остывании. Высокой проницаемостью приконтактной зоны и экранирующим влиянием холодных пород кровли можно объяснить приуроченность многих месторождений к эндо- и экзо-контактным зонам интрузивных тел. Разработанный аппарат количественного описания теплового разуплотнения позволяет использовать этот параметр в динамических моделях гидротермального рудообразования.

Рассмотрим в качестве примера модель разуплотнения толщи пород над гранитным очагом с одновременной восходящей фильтрацией флюида, отжимающегося от кристаллизующейся магмы под воздействием литостатической нагрузки. Предположим, что изначально породы кровли непроницаемы, а по мере прогрева в них образуются фронт разуплотнения и совпадающий с ним фронт продвижения флюида. Введем следующие допущения: а) перекрывающая толща также имеет гранитный состав и начальную температуру  $T_r = 25^{\circ}\text{C}$ ; б) температура кристаллизующейся магмы постоянна,  $T_1 = 700^{\circ}\text{C}$ , и процесс кристаллизации сосредоточен на подвижной границе  $x_1$ ; в) давление флюида на фронте магматической кристаллизации определяется нагрузкой вышележащих пород; г) рассматривается несжимаемый флюид плотности  $\rho = 0,8 \text{ г/см}^3$  и постоянной вязкости  $\eta = 0,1 \text{ сПз}$ ; д) конвективной составляющей теплопередачи можно пренебречь в силу малого объема втекающего флюида. По справочным и нашим экспериментальным данным примем плотность пород  $d = 2,65 \text{ г/см}^3$ ; теплоемкость  $c = 0,96 \text{ Дж/г.град}$ ; скрытая теплота плавления  $\Delta H = 194,6 \text{ Дж/г}$ ; коэффициент температуропроводности  $\chi = 8,35 \cdot 10^{-3} \text{ см}^2/\text{с}$ ; проницаемость кристаллизовавшегося слоя гранита  $K_1 = 1,14 \cdot 10^{-1}$  мд; коэффициент извилистости поровых каналов  $k_t = 1,91$ . За начало координаты расстояния (глубины) примем исходное положение контакта гранитного расплава с вышележащей толщей.

Математически задача состоит в решении системы двух дифферен-



Р и с. 3. Зависимость проницаемости (а) и пористости (б) пород от температуры разуплотнения

1 - гранит, 2 - габбро, 3 - мрамор, 4 - уровень проницаемости  $10^{-3}$  мд, при котором становится значимым конвективный поток

циальных уравнений: кондуктивного распространения тепла при наличии подвижной границы кристаллизации (задача Стефана) (а) и обобщенного закона Дарси (б). Эти уравнения (опуская условия на подвижной границе) можно представить следующим образом:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \beta \frac{\partial^2 T}{\partial x^2}; \quad (a)$$

$$j = -\frac{\kappa}{\eta} \beta \left( \frac{\partial p}{\partial x} + \rho g \right), \quad (б)$$

$j$  - плотность потока флюида.

Решая задачу Стефана, получим распределение температур:

$$T - T_r = \frac{T_1 - T_r}{1 + \text{erf } b} (1 - \text{erf } y), \quad (2)$$

где  $y = x/2\sqrt{\delta^2 t}$ . Движение границы кристаллизации связано соотношением:  $x_1 = -2b\sqrt{\delta^2 t}$ . (3)

Постоянная  $b$  определяется уравнением

$$be \frac{b^2}{\sqrt{\pi}} - (c/\Delta H) \frac{T_1 - T_r}{1 + \text{erf } b} = 0. \quad (4)$$

На основе предложенного механизма разуплотнения введем функции

$1/l_0$  (изб) =  $\beta = f_\beta(T) = F_\beta(y)$ ;  $k = f_k(T) = F_k(y)$ , которые для случая гранита аппроксимируются выражениями

$$F_\beta(y) = 10^{-(0,26y^2 + 0,603y + 0,509)}, \quad (5)$$

$$F_k(y) = 10^{-(0,397y^2 + 2,288y + 0,808)}. \quad (6)$$

Температурная зависимость проницаемости рассчитывается по ранее предложенной модели [1]. При условии постоянства плотности потока флюида в любом сечении  $x$  в данный момент времени интегрирование уравнения Дарси приводит к выражению для разности порового и литостатического давления, справедливому при больших временах  $p' = P - \rho g (h - x)$ :

$$P' = 2\sqrt{\delta t} \left( (b+y)(d-\rho)g - \gamma 2k_t \beta' \frac{dx'}{dt} \left( b/k_1 + \int_0^y (F_k(y))^{-1} dy \right) \right), \quad (7)$$

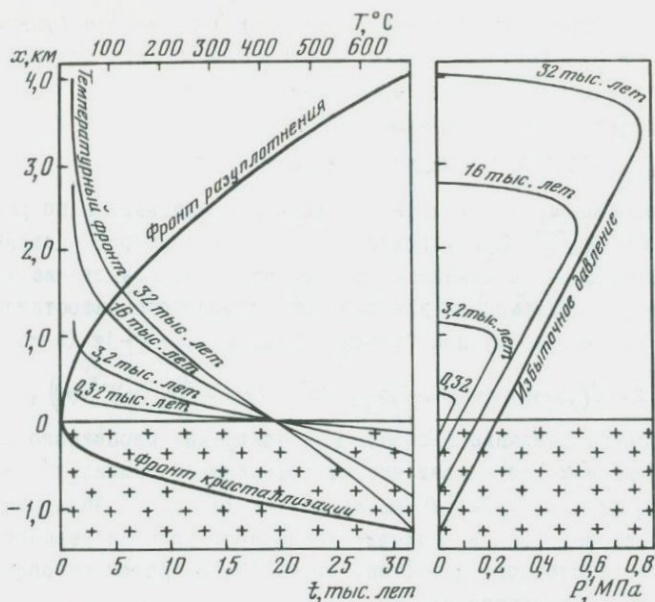
где  $P$  - поровое давление флюида;  $g$  - ускорение свободного падения;  $h$  - глубина исходного контакта от поверхности земли;  $x'$  - координата фронта разуплотнения;  $\beta' = F_\beta(y')$ ;  $y' = x'/2\sqrt{\delta t}$ . Если для начала разуплотнения задаться в качестве граничного условия равенством порового и литостатического давления, то из (7) получаем скорость продвижения фронта разуплотнения:

$$\frac{dx'}{dt} = \frac{(b+y')(d-\rho)g}{\gamma 2k_t \beta' (b/k_1 + \int_0^y (F_k(y))^{-1} dy)}. \quad (8)$$

Результаты расчета представлены на рис. 4. Можно видеть, что фронт разуплотнения пород кровли распространится на 2 км от контакта через 10 тыс. лет и на 4 км через 30 тыс. лет считая с момента внедрения гранитного расплава. Магматический слой за это время закристаллизуется соответственно на глубину 0,6 и 1,2 км. Объем отжимающегося флюида будет определяться емкостью порового пространства, образовавшегося в перекрывающей толще в результате разуплотнения. Так, например, за 30 тыс. лет через поверхность контакта просочится 1,6 кг/см<sup>2</sup> флюида, что составит около 1/10 количества флюида, содержавшегося в кристаллизовавшемся за это время слое гранитной магмы (при растворимости воды в расплаве 5%). Температура пород кровли будет определяться скоростью кондуктивного прогресса и через 30 тыс. лет составит 400°C на удалении 100 м от контакта и 200°C на расстоянии 1000 м. Достижение фронтом разуплотнения земной поверхности или зон повышенной проницаемости (разломов, трещиноватости) приведет к установлению сквозного флюидного потока, появлению конвективной составляющей теплопередачи и интенсификации метасоматических и рудообразующих процессов.

Интересным моментом рассматриваемой модели является возрастание избыточного порового давления  $P'$  по мере продвижения фронта разуплотнения (см. рис. 4). Это должно способствовать нарушению межзерновых контактов и увеличению скорости продвижения фронта разуплотнения и просачивания флюида.

Помимо рассмотренных аспектов, геологическое значение эффекта теп-



Р и с. 4. Динамика теплового разуплотнения пород кровли над кристаллизующимся гранитным очагом

лового разуплотнения состоит в обеспечении доступа раствора к каждому зерну породы по нарушенным межзерновым границам, что может объяснить протекание метасоматических преобразований во всем объеме породы. Возникновение связанной системы каналов по межзерновым границам повышает возможность экстракции из вмещающих пород компонентов-примесей в количествах, достаточных для последующего концентрированного отложения их в виде руд при благоприятных условиях. Существенно ослабляя контакты между зернами, разуплотнение значительно снижает прочность пород и, таким образом, благоприятствует возникновению тектонических трещин, зон брекчирования в прогретых породах, что еще больше увеличивает их проницаемость.

Разуплотнение горных пород при нагревании должно обязательно учитываться геологами как важный фактор эндогенного минерало- и рудообразования.

#### Л и т е р а т у р а

1. Балашов В.Н., Зарайский Г.П. Экспериментальное и теоретическое исследование разуплотнения горных пород при нагревании.-В кн.: Очерки физико-химической петрологии. Вып. X. М.: Наука, 1982.
2. Зарайский Г.П., Балашов В.Н. О разуплотнении горных пород при нагревании.-Докл. АН СССР, 1978, т. 240, № 4, с.926-929.
3. Зарайский Г.П., Балашов В.Н. Тепловое разуплотнение горных пород как фактор формирования гидротермальных месторождений.-Геология руд. месторождений, 1981, т.23, № 6, с.19-35.

И.Я.Некрасов

Институт экспериментальной минералогии АН СССР, Черноголовка  
Моск. обл., СССР

Не вдаваясь в существо сложной проблемы о первоисточнике рудного вещества, мы можем констатировать, что первичными концентраторами большинства редких металлов являются расплавы гранитного состава. Поэтому неслучайно, что между редкометалльными грейзенами, альбититами, пегматитами и метасоматитами, с одной стороны, и материнскими гранитами, с другой, существует определенная геохимическая связь (табл. I). Очевидно также, что редкометалльная специализация гранитных магм происходит уже на стадии их выплавления из вещества земной коры и верхней мантии, а следовательно, определяется составом этих пород и физико-химическими условиями плавления. Потенциальная металлоносность гранитного расплава может быть оценена по величине растворимости в нем рудных компонентов. Она зависит не только от активности рудных компонентов в системе, но также от температуры, окислительно-восстановительного потенциала и кислотности-щелочности расплава. Рассмотрим этот вопрос более детально.

Общезвестно, что при повышении температуры силикатного расплава растворимость рудных компонентов в нем возрастает. Это следует и из табл. 2, где приведены экспериментальные данные. В частности, повышение температуры гранитного расплава с 850 до 1000-1100°C приводит к значительному увеличению растворимости Sn, W, Mo и других редких металлов. Но особенно большое влияние на растворимость редких металлов в силикатных расплавах оказывает  $P_{O_2}$  в системе. Это касается прежде всего растворимости тех редких элементов, которые характеризуются переменной валентностью (Sn, W, Mo, Ta, Cl, Sm, Eu и др.). Низкая  $P_{O_2}$  в системе, как правило, способствует обогащению расплава редкими металлами с низкой степенью окисления, так как в этих условиях мостиковые связи  $-Si-O-Si-$  легко разрываются и вместо них образуются новые, весьма устойчивые структурные группировки типа  $(Si-O)_i-Me^{2+}-(O...Me^+)_6$  [5]. Растворенные в расплаве металлы низкой валентности обычно выполняют функции модификаторов в отличие от этих же металлов высшей валентности, являющихся сеткообразователями.

Кислотно-основные свойства расплавов также влияют на геохимическую специализацию гранитных магм. В соответствии с известным принципом кислотно-основного взаимодействия [1] повышение основности гранитных выплавов приведет к увеличению валовых коэффициентов активности всех оснований и к понижению их для кислотных компонентов. Следовательно, повышение щелочности магмы благоприятствует ее обогащению редкими щелочными металлами (Rb и Cs), а также редкими землями. Причем повышение основности расплавов приведет прежде всего к увеличению в них

Таблица I

Геохимическая связь редкометалльных месторождений с гранитоидами

Геохимический тип месторождения	Редкие металлы		Формационная принадлежность гранитоидов	Фациальная принадлежность гранитоидов	Морфогенетический тип минерализации
	Главные	Второстепенные			
Месторождения литиевого ряда	Li, Cs	Ta, Be, Sn	Нормальные олигоклаз-андезитовые граниты	Больших и средних глубин (3-7 км)	Пегматиты сподуменовые, амблигонитовые, лепидолит-клевеландитовые
Комплексные редкометалльные (олово-бериллиевые ряда)	Sn, Be	W, Mo, Li, TR	Двуслюдяные граниты, аляскиты	Средних глубин (2-3 км)	Кварц-полевошпатовые пегматиты, оловоносные граниты, грейзены
Месторождения фтор-литий фосфатного ряда	Ta, Sn, Li	Nb, W, Bi	Мусковит-лепидолитовые граниты, онгониты, кварцевые порфиры, керастофиры, дациты	Граниты малых глубин (1-3 км), породы субвулканической фации, эффузивы	Альбиты, грейзены, редко пегматиты. Колумбитовые, монацитовые и ксенотимовые гранит-порфиры
Месторождения ниобий-редкоземельного и иттриевого рядов	V, TR, Nb	Ta, Be	Эгирин-рибекитовые, арфведсонитовые щелочные граниты и граносиениты	Малых и средних глубин	Пегматиты, метасоматиты, монацит-пироксоловые граниты

Таблица 2

Растворимость редких металлов (мас.%) в гранитном расплаве

Элемент	Температура расплава, °C					Литературный источник
	700	850	1000	1100	1600	
Sn <sup>4+</sup>	-	0,75	1,32	1,74	-	Данные авторов
Sn <sup>2+</sup>	-	23,7	-	36,8	-	То же
Ta	-	6,4	-	10,6	-	" "
W	-	0,69	-	1,07	2,2	При 1600°C данные [6]
Mo	1,36	-	1,44	2,17	-	При 700°C данные [6]
Li	-	-	-	-	6,7	Данные авторов

коэффициентов активности восстановленных форм редких металлов (Sn<sup>2+</sup>, Fe<sup>3+</sup>, Eu<sup>2+</sup>, Sm<sup>2</sup> и др.) и снижению их окисленных форм. Подтверждением этого принципа являются экспериментальные данные об аномально высокой растворимости Sn<sup>2+</sup> в модельных гранитных расплавах повышенной щелочности по сравнению с растворимостью в них Sn<sup>4+</sup> [2]. Увеличение активности кислотных компонентов силикатного расплава, наоборот, приводит к снижению активности оснований и способствует увеличению коэффициентов активности кислотных компонентов (Sn, W, Mo, Ta и т.д.). В общем случае кислотно-основное взаимодействие является одним из физико-химических факторов, ответственных за фракционирование редких металлов в магме и за их металлогеническую специализацию.

Резкое изменение одного или ряда физико-химических параметров магматической системы может привести к снижению растворимости рудных компонентов в магме и к изменению ее потенциальной металлоносности. Так, снижение температуры расплава и f<sub>O2</sub> в системе, что может иметь место при быстром подъеме магмы из глубинного очага, приведет к уменьшению растворимости рудных компонентов и к рассеиванию редких металлов в породах в виде акцессорных минералов. Не исключено, что подобным образом формировались многие месторождения редких металлов с акцессорной минерализацией в гранитоидах: месторождения олова в риолитах, дацитах и латитах Мексики, Боливии и Северо-Востока СССР; молибденовые месторождения в порфиритах; месторождения колумбитоносных гранит-порфириров Нигерии; месторождения монацитовых и ксенотимовых гранитов в Малайзии и т.д. Кристаллизация этих и других редких минералов происходила в магматическую стадию в условиях остывания расплава и непродолжительного взаимодействия с ним флюидов. Поэтому экстракция редких металлов флюидом практически не происходит.

В случае длительного остывания гранитного расплава в глубинном очаге, особенно при наличии хорошо экранирующих толщ осадочных или метаморфических пород, экстракция редких металлов флюидом может быть на-

столько интенсивной, что их содержание в граните окажется даже ниже кларкового. В экзоконтактовом ореоле таких длительно кристаллизующихся и, как правило, сложно дифференцированных интрузивов или в их куполовидных выступях обычно и располагаются наиболее крупные и богатые месторождения редких металлов.

Конечно, экстракционная способность флюида в отношении редких металлов определяется не только тектоническими условиями ("открытостью" или "закрытостью" системы), но также составом и свойствами флюидов, которые в процессе эволюции магматической системы неоднократно изменяются. Вначале выплавления гранитного расплава во флюиде преобладают  $H_2O$ , кислотные компоненты (Cl, F и др.), а также те соединения редких металлов, которые способны понижать температуру солидуса. К их числу принадлежат, в частности, соединения щелочных металлов (Rb и Cs). Их способность существенно понижать температуру солидуса гранитных выплавов подтверждается и экспериментальными данными [3-6].

Так, добавление в шихту гранитного состава 0,2-0,6 мол.% Li в виде LiF или LiCl [4] приводит к снижению  $T_{пл}$  солидуса на 40-50°C. Причем, легкоплавкий расплав гранитного состава образуется в системе гранит - LiF -  $H_2O$  при 780°C против 820-850°C. Введение в эту систему наряду с LiF других летучих компонентов, например 6 мол.%  $P_2O_5$  и 2%  $SnC_2O_4$ , позволяет получить первые выплавки даже при 480-520°C, т.е. приблизиться к температуре образования редкометалльных пегматитов и метасоматитов литиевого ряда. Высокое содержание  $H_2O$ , Cl, Li, P, V и других летучих компонентов в магматической системе не только понижает температуру солидуса, но и приводит к ликвации расплава. В упомянутых опытах по плавлению гранита с добавками LiF,  $P_2O_5$  и  $SnC_2O_4$  при 700°C имела место ликвация гранитной магмы на два расплава, один из которых по составу близок к двуслюдяному граниту, а второй к литиево-фосфатному пегматиту (8,8%  $Li_2O$ , 7,4%  $P_2O_5$  и 2,7% Sn). В равновесии с этими расплавами обычно находится и флюид, обогащенный Cl, Na и K. При длительном взаимодействии с расплавом он способен экстрагировать значительное количество редких металлов и транспортировать их во вмещающие породы. Под воздействием таких флюидов, богатых летучими и рудными компонентами, вероятней всего, и осуществлялось формирование редкометалльных месторождений грейзенового типа.

Способность флюидов разного состава экстрагировать из расплава редкие металлы может быть оценена по коэффициенту их распределения между расплавом и раствором ( $K_r^{Me} = \frac{C_{Me}^{р}}{C_{Me}^{ж}}$ ). Из табл. 3 видно, что независимо от состава флюида  $K_r^{Me}$  меньше единицы, хотя абсолютное содержание редких элементов во флюидах в большинстве случаев довольно высокое - сотни мг/кг  $H_2O$ , даже первые г/кг  $H_2O$ . Оно вполне достаточное для образования крупных месторождений при условии длительного взаимодействия флюида с расплавом. Экстракционная способность флюида в значительной

Таблица 3

Распределение редких металлов между гранитным расплавом и флюидом при 850°C и  $P_{f1} = 101,3 \text{ МПа}$

Флюид	Содержание в расплаве, %			Содержание во флюиде, мас. %			$K_{p}^{Me} = \frac{C_{f1}^{Me}}{C_{r1}^{Me}} \cdot 10^2$		
	Sn <sup>4+</sup>	Sn <sup>2+</sup>	Ta	Sn <sup>4+</sup>	Sn <sup>2+</sup>	Ta	Sn <sup>4+</sup>	Sn <sup>2+</sup>	Ta
H <sub>2</sub> O	0,57	4,31	6,4	0,0115	0,0225	0,0452	2,0	0,5	0,7
0,1 н HCl	0,50	2,39	5,2	0,0190	0,0965	0,0674	3,8	4,0	1,3
0,5 н HCl	0,19	1,83	4,6	0,0250	0,1285	0,0896	13,2	7,0	1,9
0,1 н HF	0,77	2,90	4,8	0,0150	0,0200	0,0719	1,95	0,6	1,5
0,5 н HF	0,45	0,61	4,2	0,0225	0,0625	0,0980	5,0	10,2	2,3
1 н H <sub>3</sub> BO <sub>3</sub>	0,62	1,27	6,0	0,0103	0,0172	0,0193	1,66	1,35	3,0

степени зависит от его состава. На примере изучения модельных систем типа гранит-флюид установлено, что экстракционная способность хлоридного флюида в отношении олова выше, чем фторидного и борнокислого [3]. Что же касается тантала, то для фторидного и хлоридного флюидов она сопоставима, а в отношении Ве у фторидного флюида она немного выше, чем у хлоридного. Увеличение кислотности флюида, что обычно имеет место на поздней стадии эволюции флюидно-магматической системы, способствует экстракции редких элементов из расплава или уже частично раскристаллизованного гранита. В работе [3] показано, что экстракционная способность восстановленного флюида значительно выше, чем окислительного, так как при повышении  $f_{O_2}$  валентность многих редких металлов возрастает ( $Sn^{2+} \rightarrow Sn^{4+}$ ;  $TR^{2+} \rightarrow TR^{3+}$  и т.д.), а растворимость их окислов снижается, что и приводит к массовому отложению минералов редких металлов в рудных телах.

Переход от расплавов, богатых летучими и рудными компонентами, к гидротермальным растворам происходит обычно постепенно на фоне снижения температуры, щелочности и  $f_{O_2}$ . Эта поздняя стадия эволюции флюидно-магматической системы, охватывающая интервал 600–350°C, во многих месторождениях является наиболее продуктивной. Именно в течение этой стадии из слабощелочных или слабокислых растворов в пегматитах, грейзенах и метасоматитах отлагается большинство редкометалльных минералов: касситерит, вольфрамит, берилл, висмутин, танталит, колумбит, силикаты и фосфаты редких земель и т.д.

В заключение нам хотелось бы акцентировать внимание на одной особенностях генезиса месторождений редких металлов, а именно на пространственном совмещении минеральных ассоциаций различных этапов эволюции флюидно-магматических систем. Оно выражается в наложении редкометалльных пегматитов на граниты, уже обогащенные редкими металлами на ран-

нем, собственно магматическом этапе. В свою очередь, пегматиты и редко-металльные граниты нередко подвергаются интенсивной альбитизации и грейзенизации. В условиях подобного пространственного совмещения разновозрастных минеральных ассоциаций чаще всего и образуются самые крупные и богатые редкометалльные месторождения. Однако их образование предопределено наличием специализированных гранитных магм и длительно взаимодействующих с ними флюидов, а также пород, экранирующих флюидно-магматические системы и создающих благоприятные условия образования своеобразных "рудных ловушек" в куполовидных выступях интрузивов или в их экзоконтактных ореолах.

#### Л и т е р а т у р а

1. Коржинский Д.С. Кислотно-основное взаимодействие компонентов в силикатных расплавах и направление котектических линий. - Докл. АН СССР, 1959, 128, № 2.
2. Некрасов И.Я., Эпельбаум М.Б., Соболев В.П. Изучение модельной системы гранит -  $\text{SnO}(\text{SnO}_2)$  - флюид. - Докл. АН СССР, 1979, 247, № 3.
3. Некрасов И.Я., Эпельбаум М.Б., Соболев В.П. Распределение олова между расплавом и флюидом в системе гранит -  $\text{SnO}(\text{SnO}_2)$  - флюид. - Докл. АН СССР, 1980, 252, № 4.
4. Труфанова Л.Г. Экспериментальное изучение образования литиевых минералов в системе гранит -  $\text{H}_2\text{O}$  -  $\text{LiCl}$ . - Докл. АН СССР, 1981, 260, № 2.
5. Mysen B.O., Virgo D., Kushiro J. The structural role of aluminium in silicate melts - a Raman Spectroscopic Study at 1 atmosphere. - Amer. Mineralog, 1981, vol. 66, N 7-8.
6. Stenprok M. Loziskot vorne porhody. Praha, 1981.

УДК 590.402:546.59

#### ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ПО ГЕОХИМИИ ЗОЛОТА В МАГМАТИЧЕСКОМ И ГИДРОТЕРМАЛЬНОМ ПРОЦЕССАХ

Д.С.Глюк

Институт геохимии им. А.П.Виноградова СО АН СССР, г.Иркутск, СССР

Знание физико-химических условий формирования месторождений полезных ископаемых необходимо для научно обоснованного направления геолого-разведочных работ, поэтому экспериментальные исследования поведения рудных элементов (в том числе и золота) в условиях, максимально приближенных к естественным, весьма актуальны. Однако для золота работ в этом направлении проводится явно недостаточно. О поведении золота в гидротермальных, а тем более в магматических процессах известно довольно мало, а в немногочисленных экспериментальных работах по золоту имеются весьма существенные противоречия [9, 4, 12, 7, 1, 11].

Кларк золота в магматических породах в среднем  $n \cdot 10^{-7}$  масс.%, а имеющиеся экспериментальные данные о растворимости золота в силикатных расплавах показывают, что растворимость золота в них в 100-1000 раз превышает значение кларка [9,4]. Такую огромную недосыщенность пород золотом объяснить довольно трудно.

В гидротермальных условиях в переносе золота принимают участие, по-видимому, многие соединения, в том числе с серой, хлором и др. Вопрос о миграции золота при формировании золотосульфидных месторождений решается довольно однозначно в пользу серосодержащих комплексов, тогда как на вопрос о формах переноса золота при образовании бессульфидных золотокварцевых месторождений однозначного ответа получить не удается.

Результаты изучения газово-жидких включений в минералах золоторудных месторождений "малосульфидной" формации говорят о постоянном присутствии в них  $\text{CO}_2$ ,  $\text{CO}_3^{2-}$ ,  $\text{HCO}_3^-$ , а также фтор-иона,  $\text{CH}_4$ , бора и др. [6]. На основании этих данных исследователи делают выводы о существенной роли хлоридных, карбонатных и бикарбонатных, а также углекислотных комплексных соединений в переносе золота в гидротермальном процессе.

До настоящего времени экспериментально изучалось в основном поведение золота в хлоридных растворах [9, I, II и др.], а для растворов, содержащих углекислоту, фтор и карбонаты, сделаны лишь единичные опыты [9,12,7]. Однако и они позволяют сомневаться в существенной роли углеродсодержащих комплексов в транспортировке золота. Отмечаются также весьма существенные противоречия в данных о растворимости золота в хлоридных растворах в близких условиях [9, I, II].

В предлагаемой статье рассматриваются результаты опытов по определению растворимости золота в кислых силикатных расплавах, в хлоридных, фторидных, карбонатных водных растворах и в дистиллированной воде при температурах 250-820°C и давлении 1000 и 500 кг/см<sup>2</sup>, что отвечает небольшим глубинам, характерным для большинства золоторудных месторождений.

Опыты проводились на установке с внешней регулировкой давления [2] в герметичных фторопластовых вкладышах (до 250°C), а при более высоких температурах в заваренных платиновых и золотых ампулах с вкладышами из  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и  $\text{SiO}_2$  в присутствии гранитной шихты [2] или без нее. Продолжительность опытов при разных температурах от 100 до 1000 ч. Равновесие при температурах 400°C и ниже достигается не менее чем за 20 сут. В опытах с фторопластовыми вкладышами и платиновыми ампулами источником золота служили золотые пластинки, которые подвешивались в верхней части реакционного сосуда. Растворимость золота определяли атомно-абсорбционным [8]<sup>I</sup> и весовым (только для HCl) метода-

<sup>I</sup> Анализы выполнены А.А.Хлебниковой (Институт геохимии им. А.П.Виноградова СО АН СССР, г. Иркутск).

ми. В опытах с золотыми ампулами источником золота служили стенки ампул, а растворимость золота определяли по результатам анализа раствора и продуктов его закладки, отложившихся во вкладышах из  $Al_2O_3$  или  $SiO_2$ . Эксперименты по растворимости золота в гранитном расплаве проводили с использованием радиоизотопа  $^{195}Au$  [5]<sup>2</sup>.

Результаты опытов по определению растворимости золота в водных растворах представлены на рисунке, из которого видно, что растворимость золота в растворах  $HCl$  увеличивается с ростом температуры и концентрации раствора и в изученном интервале температур и концентраций  $HCl$  находится в пределах 0,00п - 0,5 масс.%. Присутствие в реакционном объеме кварца, окиси алюминия или гранитной шихты заметно (в 2-10 раз) снижает растворимость золота в водной фазе. В опытах с фторопластовыми вкладышами, из которых предварительно был удален воздух, значение растворимости золота существенно ниже, чем в опытах с воздухом, что, несомненно, говорит об участии кислорода воздуха в процессе растворения золота в наших экспериментах.

Растворимость золота в карбонатных, бикарбонатных и фторидных растворах почти не отличается от растворимости его в дистиллированной воде (0,0001- 0,0003 масс.%); в растворах хлоридов натрия и калия она имеет значения от 0,001 до 0,002 масс.% и в изученном интервале температур и концентраций раствора не зависит от концентрации  $M_2Cl$  в растворе. Как и в растворах  $HCl$ , растворимость золота в воде и во всех изученных растворах растет с ростом температуры. Снижение общего давления с 1000 до 500 кг/см<sup>2</sup> приводит к снижению растворимости золота в растворах одинакового состава в 1,5-5 раз.

На рисунке видно, что растворимость золота в растворах хлоридов щелочных металлов имеет промежуточное значение между растворимостью его в растворах  $HCl$  и в дистиллированной воде. По мере снижения концентрации  $HCl$  кривые растворимости золота все более выполаживаются, приближаясь к кривой растворимости его в растворах хлоридов натрия и калия. К этой же кривой стремятся кривые растворимости золота в растворах  $HCl$  в присутствии гранитной шихты, так как при взаимодействии  $HCl$  с гранитом в раствор переходят некоторые количества калия и натрия полевых шпатов гранита [3]. Силикатная шихта в этих опытах играет роль кислотного буфера: кислотность кислых хлоридных растворов в ее присутствии снижается в результате перехода в раствор части щелочных катионов шихты, а кислотность первоначально близнеутральных щелочно-хлоридных растворов растет из-за перехода части катионов раствора в конденсированные фазы (расплав или кристаллические фазы). При этом вследствие изменения коэффициентов распределения компонентов системы по фазам с температурой баланс кислотных и щелочных компонен-

<sup>2</sup> Работа выполнена совместно с А.Г.Мироновым (Геологический институт БФ СО АН СССР, г. Улан-Удэ).

тов в растворе с ростом температуры все более сдвигается в сторону преобладания кислотных компонентов (в частности, хлора), в результате чего содержание  $\text{HCl}$  (поскольку степень ее диссоциации с ростом температуры резко снижается [10]) в растворах одинаковой исходной концентрации при высоких температурах значительно выше, чем при низких.

Результаты проведенных исследований свидетельствуют, что в бессульфидных гидротермальных растворах золото может переноситься в хлоридных соединениях в широком интервале температур: от температур магматического процесса до  $250-200^\circ\text{C}$ . При более низких температурах транспортирующая способность таких растворов резко снижается, хотя и здесь она почти на порядок выше, чем у других изученных растворов.

Карбонатные, гидрокарбонатные и фторидные соединения, а также комплексы с  $\text{CO}_2$  для переноса золота при температурах  $200-400^\circ\text{C}$ , очевидно, не играют сколько-нибудь существенной роли.

В продуктах опытов по изучению растворимости золота в кислых силикатных расплавах как в "сухих" условиях, так и в присутствии водных растворов выявлено две формы золота. Одна из них — золото, равномерно распределенное в стекле, выражающееся на автордиографиях равномерным почернением. Содержание его в стекле ( $10^{-7}$  и  $10^{-6}$  масс.%) не зависит от количества золота, введенного в систему (в шихту вводили от  $10^{-6}$  до  $10^{-4}$  масс.% золота), что может свидетельствовать о близости этого содержания равновесному значению растворимости золота в гранитном расплаве. Другая форма — микровыделения самородного (металлического) золота. Очевидно, в этих выделениях фиксируется золото, избыточное относительно равновесно растворенного.

Содержания равномерно распределенного в стекле золота соответствуют его кларку для гранитоидов, т.е. кларки золота в магматических породах, по-видимому, отражают величины равновесной растворимости его в соответствующих магматических расплавах. Такой вывод представляется нам более реальным, нежели представление о высокой степени недосыщенности золотом магматических пород с его кларковым содержанием [9].

При температурах магматического процесса состав флюида для извлечения золота, по-видимому, не играет большой роли, поскольку даже в опытах с чистой водой коэффициент распределения золота между силикатным расплавом и водной фазой при  $820^\circ\text{C}$  и  $1000 \text{ кг/см}^2$  около 1000 в пользу флюида, т.е. при наличии в расплаве растворенной воды избыточное золото перейдет в отделяющуюся при кристаллизации этого расплава водную фазу.

#### Л и т е р а т у р а

1. Вилор Н.В., Шкарупа Г.А. Растворение тонкодисперсного золота в гидротермальных растворах при высоких температурах и давлениях (экспериментальное исследование) - В кн.: I Международный геохимический конгресс. Т. П. М.: Наука, 1973.

2. Глюк Д.С., Анфилогов В.Н. Фазовые равновесия в системе гранит- $H_2O - HF$  при давлении  $1000 \text{ кг/см}^2$ .-Геохимия, 1973, № 3.
3. Глюк Д.С., Труфанова Л.Г. Плавление в системе гранит -  $H_2O$  с добавками  $LiF$ ,  $NaF$ ,  $KF$ ,  $LiCl$ ,  $NaCl$ ,  $KCl$ ,  $LiOH$ ,  $NaOH$ ,  $KOH$ ,  $HF$  и  $HCl$  при давлении  $1000 \text{ кг/см}^2$ .-Геохимия, 1977, № 7, с.1003-1012.
4. Димен Б.Н., Олейников Б.В. О коэффициентах распределения золота между расплавом, флюидом и твердой фазой.-В кн.: Методы экспериментального исследования гидротермальных равновесий. Новосибирск: Наука, 1979.
5. Миронов А.Г., Глюк Д.С. Экспериментальное исследование распределения золота в силикатных системах кислого состава с помощью радиоизотопа  $^{195}Au$ .-Докл.АН СССР, 1980, т.252, № 5, с.1234-1237.
6. Моисеенко В.Г., Фатьянов И.И., Малахов В.В. Эволюция гидротермальных систем при формировании эндогенных месторождений Тихоокеанского пояса.-В кн.: Основные параметры природных процессов эндогенного рудообразования. Новосибирск: Наука, 1977.
7. Пещевцкий Б.И., Белевцев В.И., Земсков С.В. Новые данные по химии соединений золота в растворах.-Изв. СО АН СССР. Сер.хим.наук, 1976, вып.2, № 4, с.24-26.
8. Трогов В.Г., Хлебникова А.А. Атомно-абсорбционное определение золота в пламени и беспламенном графитовом анализаторе с предварительным выделением экстракцией сульфидами нефти.-Журн. аналит. химии, 1977, т. 32, с.960.
9. Рябчиков И.Д., Ефимов А.С., Кулигин В.М., Шилин Н.Л. Физико-химический анализ поведения золота в процессе дегазации кислых магм.-В кн.: Проблемы геохимии эндогенных процессов. М.:Наука, 1977.
10. Frank E.U. Überkritisches wasser als electrolitisches lösungsmittel. - *Angew.Chem.*, 1961, vol.73, 10, p.309-322.
11. Henley R. Solubility of gold hydrothermal chloride solutions. - *Chem.Geol.*, 1973, vol.11, №2, p. 73-82.
12. Ogryzlo S.P. Hydrothermal experiments with gold.-*Econ.Geol.*, 1935, vol.30, №4, p. 400-424.

## Раздел 10

# ЛИТОЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ МАРГАНЦЕНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ И МЕСТОРОЖДЕНИЙ МАРГАНЦА

УДК 551.352:552.124.4

О СЕДИМЕНТАЦИОННО-ДИАГЕНЕТИЧЕСКОМ ФОРМИРОВАНИИ ЖЕЛЕЗОМАРГАНЦЕВЫХ  
КОНКРЕЦИЙ

Л.М.Грамм-Осипов, А.С.Бычков, Т.И.Волкова, П.Я. Тищенко, Ю.М.Шульга  
Тихоокеанский океанологический институт ДВНЦ АН СССР, г.Владивосток  
(СССР)

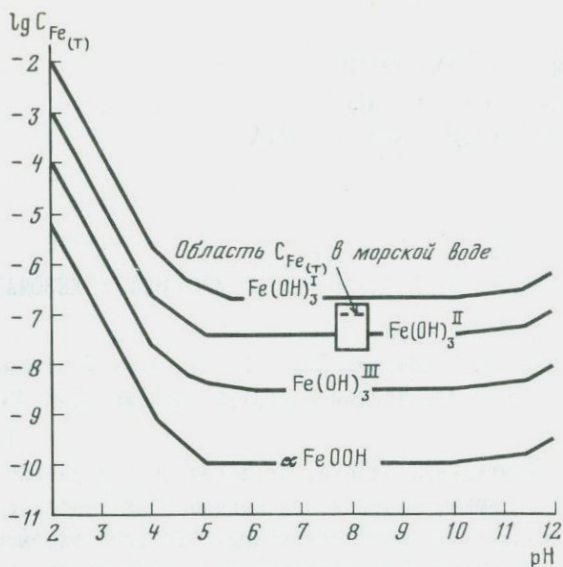
Несмотря на значительные успехи, достигнутые в изучении железомарганцевых конкреций (ЖМК), вопросы, связанные с их генезисом, до сих пор остаются в значительной степени открытыми. Особенно слабыми местами являются проблемы теоретического обоснования возможности выпадения твердой фазы конкреций из океанической воды, поступления рудообразующих элементов из поровых вод глубоководных пелагических осадков, подстилающих конкреции, связи химического и минералогического состава этих образований с физико-химическими условиями среды рудонакопления, роли микроорганизмов в процессе образования ЖМК.

Поскольку минералы железа и марганца являются единственными рудными минералами ЖМК, то от решения, в первую очередь, вопроса их генезиса зависит понимание процесса образования конкреций в целом. В настоящем сообщении сделана попытка подойти к решению перечисленных выше проблем в отношении главных конкрециеобразующих минералов, опираясь на аппарат равновесной термодинамики.

В связи с отсутствием условных констант равновесия для соединений марганца и железа в морской воде в расчетах использовали стандартные термодинамические величины [23, 14]. Коэффициенты активности находили по моделям морской воды [22, 30]. Для оценки влияния температуры и давления на процессы железомарганцевого минералообразования учитывались экспериментальные данные.

Основной предпосылкой для выпадения твердой фазы из раствора является его пересыщение при данных условиях. Поэтому, чтобы говорить о возможности образования ЖМК из морской воды, необходимо выяснить вопрос о ее насыщенности относительно главных рудных минералов — железа и марганца.

Согласно [9] в глубинных горизонтах водной толщи доля растворенного органического железа крайне мала. Из неорганических соединений при характерных для воды океана колебаниях pH (7,7–8,3) почти 99% всего растворенного в ней железа представлено гидроксокомплексом  $\text{Fe}(\text{OH})_3^0$  [4, 21].



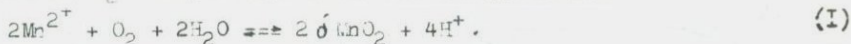
Р и с. I. Зависимость концентраций железа от кислотности среды

Неопределенным остается вопрос о твердой фазе железа, относительно которой можно рассчитать равновесную концентрацию  $Fe(III)$ . Основными минералами этого элемента являются в ММ аморфные гидроксиды, гетит ( $\alpha-FeOOH$ ) и гидрогетит ( $\alpha'-FeOOH$ ), а в пелагических глубоководных осадках - гетит [5]. С термодинамической точки зрения [5] этот минерал устойчив в условиях морского дна ( $T = 273,15^\circ P_{общ} = 515,5 \cdot 10^5$  Па). Расчеты показывают (рис. I), что океаническая вода пересыщена железом относительно всех оксидов  $Fe(III)$  за исключением "свежеосажденного" (срок старения менее 2 ч). Однако экспериментальные данные указывают, что с уменьшением температуры (до  $8^\circ C$ ) и увеличением давления (до  $515,5 \cdot 10^5$  Па) растворимость гидроксида железа (III) уменьшается [11] почти в 2 раза и, вероятно, можно говорить о пересыщении морской воды железом относительно всех указанных модификаций.

Показано [6], что основными соединениями растворенного в воде океана марганца являются соединения  $Mn(II)$ . Физико-химические расчеты [6, 12] позволяют говорить о возможности нахождения в морской воде различных растворенных форм  $Mn(II)$ , среди которых  $Mn^{2+}$  и  $MnCl^+$  составляют 60 и 30% соответственно. Что касается роли органических соединений этого элемента, то она, по-видимому, невелика [23].

В качестве твердой фазы, относительно которой проводились расчеты для решения вопроса о возможности выпадения марганца из морской воды, использовали  $\delta MnO_2$  (бернессит), поскольку для вивердита основного минерала конкреции отсутствуют термодинамические константы. Процесс вы-

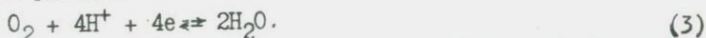
падения  $\delta \text{MnO}_2$  из раствора можно описать уравнением



Однако существует мнение [1], что расчет степени насыщения морской воды оксидом Mn (IV) следует проводить не через количество растворенного кислорода, а используя замеренную величину  $E_h(0,2 - 0,45\text{В})$ . Объясняют это тем [1], что не кислород в нормально-аэрируемой воде океана отражает истинное окислительно-восстановительное состояние среды, а  $E_h$ . К настоящему времени появился целый ряд работ [15, 9], в которых показано, что окислительно-восстановительный потенциал океанической воды, измеряемый платиновым электродом, нельзя использовать в физико-химических построениях, так как он является стационарным. Для этих целей можно применять только рассчитанный  $E_h$  по уравнению:

$$E_{h_{T,P}} = E_{298,15}^0 + \int_{298,15}^T \left( \frac{\partial E^0}{\partial T} \right)_P dT - \frac{2,303 RT}{F} \text{pH} + \frac{RT}{4F} \ln P_{\text{O}_2}, \quad (2)$$

которое отвечает реакции



Здесь  $E_{h_{T,P}}$  - окислительно-восстановительный потенциал в условиях *in situ*;  $E_{298,15}^0$  - окислительный потенциал реакции (3), равный 1,229В;  $\left( \frac{\partial E^0}{\partial T} \right)_P$  - изотермический коэффициент [20];  $F$  - число Фарадея;  $R$  - газовая постоянная;  $T$  - температура (К) *in situ*;  $P_{\text{O}_2}$  - парциальное давление кислорода, соответствующее его концентрации  $C_{\text{O}_2}$  (моль/л) *in situ*.

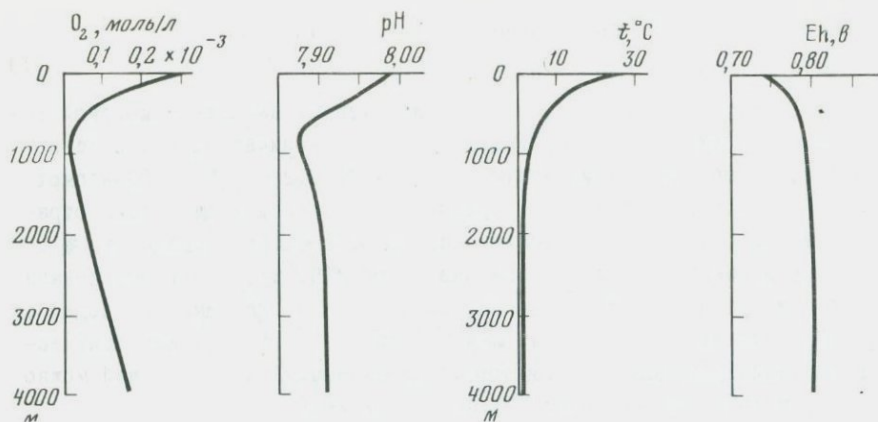
Парциальное давление кислороде рассчитывали по уравнению

$$\ln P_{\text{O}_2} = \frac{\varepsilon (\bar{V} \rho - M) h}{RT} + \ln \frac{C_{\text{O}_2} RT^0}{\beta}, \quad (4)$$

где  $T^0 = 273,15\text{К}$ ;  $\beta$  - коэффициент Бунзена, учитывающий влияние температуры и солёности на растворимость кислорода [29];  $\bar{V}$  - парциальный мольный объем  $\text{O}_2$  в морской воде [24];  $\rho$  - плотность морской воды;  $M$  - молекулярный вес  $\text{O}_2$ ;  $\varepsilon$  - гравитационная постоянная;  $L$  - высота столба воды. Первый член в правой части уравнения (4) учитывает влияние гидростатического давления и гравитационного поля Земли на парциальное давление  $\text{O}_2$  [26].

По имеющимся гидрохимическим данным [19] нами рассчитаны значения  $E_{h_{T,P}}$  в толще воды от поверхности до дна над районом локализации ЖМК в центральной части Тихого океана. На рис. 2 видно, что, несмотря на значительные колебания концентраций кислорода,  $E_{h_{T,P}}$  с увеличением глубины непрерывно возрастает.

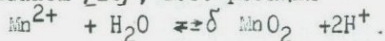
Расчеты показали [6], что при  $T=298,15\text{ К}$  и  $P_{\text{общ}} = 1,013 \cdot 10^5$  Па океаническая вода пересыщена  $\delta \text{MnO}_2$ . Рассчитать равновесную концентрацию марганца для условий морского дна не представляется возможным из-за отсутствия термодинамических констант  $\delta \text{MnO}_2$ . Однако экспериментально [11] показано, что увеличение давления и уменьшение температуры снижают растворимость оксидов Mn (IV). То обстоятельство, что при



Р и с. 2. Изменение физико-химических условий осадконакопления с глубиной

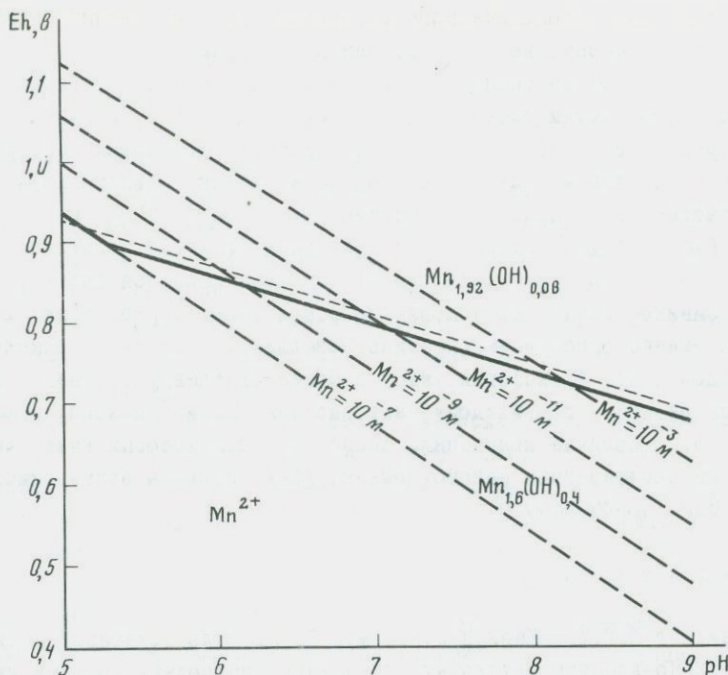
таким значительном пересыщении марганец в воде океана находится в основном в растворе, а не во взвеси [3], вероятно, объясняется низкой кинетикой окисления  $Mn(II)$  до  $Mn(IV)$ . В связи с этим целесообразно рассмотреть вопрос об участии микроорганизмов в окислении этого элемента.

В основе микробиологического окисления марганца лежит перекисный механизм [10], т.е. реакция



При характерных для морской воды содержаниях марганца ( $10^{-9}$  моль/л) и pH (7,7-8,3) эта реакция термодинамически вполне вероятна. Невозможность воспроизвести ее экспериментально означает, что кинетически она заторможена. В присутствии катализатора-фермента каталазы, вырабатываемой микроорганизмом в процессе жизнедеятельности, скорость ее резко возрастает. Проведенный нами анализ сред, где происходит формирование современных Fe-Mn руд, позволяет предполагать, что микробиологическое окисление  $Mn(II)$  протекает в тех условиях, где имеется возможность неорганического его окисления растворенным кислородом (ур. I). Образование железомарганцевых руд при участии микроорганизмов происходит не вопреки термодинамическим условиям среды, а там, где химический процесс их формирования термодинамически возможен.

Показано [8], что при тех физико-химических параметрах, которые существуют в толще глубокоокисленных пелагических осадков ( $Eh$  0,5-0,6В; pH 7,2-7,8), концентрация  $Mn(II)$  в иловой воде гораздо выше, чем в наддонной. Это связано как с частичным растворением оксидов  $Mn(IV)$ , так и с десорбцией  $Mn(II)$  при pH и Eh грунтовых растворов. Наличие градиента концентраций  $Mn$  между иловой и наддонной водой приводит к возникновению диффузионного подтока этого элемента снизу вверх к границе вода-осадок. На этой границе происходит достаточно резкое увеличение



Р и с. 3. Поле устойчивости соединений марганца в зависимости от pH и Eh среды

pH (до 8,1) и Eh (благодаря наличию кислорода), что должно привести к выпадению поступающего снизу марганца в твердую фазу. Именно этой миграцией можно объяснить уменьшение содержаний Mn в верхних 1,5–2,0 м по сравнению с нижележащими [16].

Проведенный выше физико-химический анализ железомарганцевой системы в океане позволяет обосновать некоторые стороны генезиса ЖМК. Установленное пересыщение морской воды железом и марганцем, а также диагенетическое перераспределение последнего в окисленных пелагических осадках свидетельствуют о седиментационно-диагенетическом механизме образования ЖМК. Однако на различных участках океанического дна роль седиментационного и диагенетического факторов неодинакова. Конкреции на вершинах подводных гор и возвышенностей, а также рудные корки на поверхности твердых пород, обогащенные Fe в отличие от Mn [28], представляют собой седиментационные образования. Конкреции глубоководных частей океана (залегающие на поверхности пелагических илов), в которых Mn либо преобладает над Fe везде [25], либо в нижних частях [17], имеют седиментационно-диагенетическую природу за счет дополнительного подтока марганца из толщи осадков. Поскольку кинетика окисления Mn(II) до Mn(IV), как отмечалось выше, крайне низка, то вполне объяснимы низкие скорости формирования конкреций [27]. Поэтому представля-

ется, что роль микробиологического окисления при образовании океанических руд гораздо менее значительна, чем для озерных.

Известно, что состав оксидов марганца ЖМК до периферии океана к центральному его частям изменяется от  $MnO_{1,61}$  до  $MnO_{1,99}$  [2]. Поскольку для природных соединений с различной степенью окисления Mn термодинамические константы отсутствуют, сделана попытка объяснить указанную закономерность на примере искусственных  $MnO_{1,6}(OH)_4$  и

$MnO_{1,92}(OH)_{0,08}$  [16]. Интерпретация диаграммы (рис.3) позволяет высказать предположение, что, хотя окисленная фаза является более стабильной при физико-химических условиях морской воды, первой будет формироваться менее окисленная (правило Освальда). Последняя, окисляясь уже в твердой фазе, трансформируется в более окисленную. Однако кинетически эта реакция, по-видимому, заторможена. Именно поэтому, можно полагать, глубоководные конкреции, скорость роста которых ниже, чем конкреций из периферийных районов океана [18], сложены более окисленной фазой ( $MnO_{1,93}-MnO_{1,99}$ ).

#### Л и т е р а т у р а

1. Баяс-Беккинг Л.Г.М., Каплан И.Р., Мур Д. Пределы колебаний pH и окислительно-восстановительных потенциалов природных сред.-В кн.: Геохимия литогенеза. М.: Изд-во иностр.лит., 1963, с. II-84.
2. Глаголева М.А. Закономерности изменения химического состава железомарганцевых конкреций в осадках северо-западной части Тихого океана. - Литология и полез. ископаемые, 1972, № 4, с.40-49.
3. Гордеев В.В., Лисицын А.П. Микроэлементы.-В кн.: Океанология.Химия океана. Т. I. Химия вод океана. М.: Наука, 1979, с.337-375.
4. Грамм-Осипов Л.М., Волкова Т.И. Окисные аутигенные минералы трехвалентного железа в глубоководных красных глинах (термодинамический анализ).-Геохимия, 1979, № 2, с.308-312.
5. Грамм-Осипов Л.М., Волкова Т.И. Минералогические формы железа в глубоководных красных глинах Тихого океана.-В кн.: Современные проблемы морской геологии: Тез. докл. 4-й Всесоюз. школы морской геологии. М., 1980, т. I, с. 157.
6. Грамм-Осипов Л.М., Шульга Ю.М. Элементы марганцевого равновесия в океанической воде.-Геохимия, 1980, № 8, с.1222-1227.
7. Грамм-Осипова В.Н., Елизаров А.Б. Окислительно-восстановительный потенциал среды аутигенного минералообразования в кислородном, бескислородном и субкислородном режимах моря.-В кн.: Современные проблемы морск.геол.: Тез. докл. 4-й Всесоюз. школы морской геологии. М., 1980, т. I, с. 158-159.
8. Грамм-Осипов Л.М. К вопросу о раннедиагенетическом перераспределении марганца в окисленных пелагических осадках (физико-химический анализ).-Геохимия, 1981, № 7, с.1077-1079.

9. Демина Л.Л., Гордеев В.В. О формах нахождения железа и меди в водах юго-восточной части Тихого океана.-В кн.: I съезд советских океанологов: Тез. докл., вып. П. М., 1977, с. 197.
10. Дубинина Г.А. Механизм окисления двухвалентного железа и марганца железобактериями, развивающимися при нейтральной кислотности среды.-Микробиология, 1978, т.47, вып. 4, с.591-599.
11. Исследование влияния давления на растворимость гидратов окисей железа (III) и марганца (IV) / Афанасьев Ю.А., Еремин В.П., Осенчук Т.М., Рябинин А.И.-Журн.физ.химии, 1979, т. 53, № 8, с.1960-1962.
12. Расчет форм существования марганца в морской воде / Крылов О.Т., Тихомиров В.Н., Громов В.В., Спицын В.И. - Докл.АН СССР, 1979, т.249, № 5, с.1209-1212.
13. Типизация вод и химико-океанографическое районирование Мирового океана / Иваненков В.Н., Чернякова А.М., Гусарова А.Н., Сапожников В.В.-В кн.: Океанология. Химия океана, Т.1. Химия вод океана. М.:Наука, 1979, с.75-84.
14. Мельник Ю.П. Термодинамические константы для анализа условий образования железных руд. Киев: Наук. думка, 1972, с.193.
15. Пещевитский Б.И., Аношин Г.И., Еренбург Е.Н. Химические формы золота и вопросы окислительно-восстановительного потенциала морской воды.-В кн.: Химические ресурсы морей и океанов. М.: Наука, 1970, с.141-144.
16. Розанов А.Г., Соколов В.С., Волков И.И. Формы железа и марганца в осадках северо-западной части Тихого океана.-Литология и полез. ископаемые, 1972, №4, с.26-39.
17. Скорнякова Н.С. К вопросу о генезисе железомарганцевых конкреций.-Геохимия, 1979, № 8, с.1236-1246.
18. Страхов Н.М. Условия образования конкреционных железомарганцевых руд в современных водоемах.- Литология и полез. ископаемые, 1976, №1, с.3-19.
19. Феттер К. Электрохимическая кинетика. М.: Химия, 1967, с.856.
20. Bethune A.J. de, Licht T.S., Swendeman N. The temperature Coefficients of electrode potentials.-J.Electrochem.Soc., 1959, vol.106, N7, p. 618-625.
21. Byrne R.H., Kester D.R. Solubility of hydrous ferric oxide and iron speciation in seawater.-Mar.Chem., 1976, vol.3, N3, p.255-274.
22. Garrels R.M., Thompson M.E. A chemical model for sea water at 25C and one atmosphere total pressure.-Amer.J.Sci., 1962, vol.260, p.57-66.
23. Greer D., Barnes H. Deposition of deep-sea manganese nodules.-Geochim.Cosmochim.Acta, 1974, vol.38, N2, p.279-300.
24. Enns T., Scholander P.F., Bradstreet E.D. Effect of hydrostatic pressure on gases dissolved in water.-J.Phys.Chem., 1965, vol.69, N2, p.389-391.

25. Halbach P., Ozcara M. Morphological and geochemical classification of deep-sea ferromanganese nodules and its genetical interpretation.- In: Genesis of the manganese nodules. Intern. Symp. Center Nat. Rech. Sci. 25-30 sept. 1978. Publ. CNRS.:1979, p.77-88.
26. Klotz I.M. Variation of solubility with depth in the ocean: a thermodynamic analysis.- Limnol. Oceanogr., 1963, vol. 8, p.149-151.
27. Ku T.L., Omura A., Chen P.S. Be<sup>10</sup> and U-series isotopes in manganese nodules from the central North Pacific.- In: Mar. Geol. and Oceanogr. Pacific Manganese nodules Province. Mar. Sci., vol. 9, / Eds. by Bischoff J, Piper D. N.Y., 1979, p. 291-314.
28. Raab W. Physical and Chemical features of Pacific deep-sea manganese nodules and their implications to the genesis of nodules.- In: Ferromanganese deposits on the ocean floor / Ed. by Norn D.R. 1972, p. 31-50.
29. Weiss R.F. The solubility of nitrogen, oxygen and argon in water and seawater.- Deep-sea Res., 1970, vol. 17, p.721-735.
30. Whitfield M. An improved specific interaction model for sea-water at 25°C and 1 atmosphere total pressure.- Mar. Chem., 1975, vol. 3, p.197-213.

UDC 553.045.2:552.124.4:553.32

POLYMETALLIC RESOURCE ESTIMATES OF EAST EQUATORIAL PACIFIC  
MANGANESE NODULE DEPOSITS

R.K. Sorem

Department of Geology, Washington State University  
Pullman, U S A

Introduction

The extensive deposits of manganese nodules rich in copper and nickel in the region between Hawaii and Mexico (here called the "Horn Region") are widely believed to possess enormous potential as a source of these and several other metals. Mero [6] drew attention to the vast tonnage of nodules on the Pacific Ocean floor and the need for more data, and several years later Horn et al. [2, 3, 4] presented maps and reports which clearly summarized much available data on metal content of nodules in the region. The result was a great stimulation of industrial interest in the deposits and the inception of intensive research sponsored by the U.S. Government. It may be said that the interest and activity recently culminated in two mining tests in the region. In March 1978 a test was made by Ocean Management, Inc., with the vessel SEDCO 445. In November 1978 another area was test-mined by Ocean Mining Associates, using the R/V DEEPSEA MINER II. Both tests proved the fea-

sibility of bringing nodules to the surface in pipe systems where water depth is greater than 4.000 meters.

Little detailed information is available publicly on the size, tonnage, and grade of the nodule deposits of current industrial interest. Recently, McKelvey et al. [5] compiled a resource evaluation report for the Horn Region based upon thousands of nodule samples from many sea floor sites. The report provides a good summary of earlier reports, but like the others does not attempt to delineate separate deposits by size and grade.

In the effort to develop a better understanding of the potential and problems of Mn nodule deposits as a mineral resource, we undertook several years ago a resource evaluation of three discrete deposits in the Horn Region. The project was supported by the Minerals Availability Program of the U.S. Bureau of Mines. We relied heavily on the use of nodules, bottom photographs, and other data we obtained while participating in research cruises of NOAA ship OCEANOGRAPHER in 1975 and 1976, for which we received support from the National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA). I was greatly assisted in the project by D.L. Banning, R.H. Fewkes, W.D. McFarland, and W.R. Reinhart.

#### Deposits Investigated

The deposits evaluated, called A, B, and C were delimited on the basis of sample-site distribution, and they vary in shape and size. The approximate center of each corresponds to the smaller areas of research designated Sites A, B, and C, respectively, in the Deep Ocean Mining Environmental Studies (DOMES) program of NOAA. Basic data are given in Table 1.

Table 1

Location and size of deposits

Deposit	Approximate Center		Approximate Area (km <sup>2</sup> )
	Latitude N.	Longitude W.	
Deposit A	8.5°	150.5°	100.000
Deposit B	11.5°	138.5°	51.000
Deposit C	15.0°	125.5°	73.000

Detailed maps of the deposits may be found in Fewkes et al. [1]

#### Tonnage Estimates

The basic objective of the work was to arrive at a reasonable estimate of the tonnage and average grade of nodules in each deposit. Because nodules in this region are found almost exclusively at the sediment-water interface [1], abundance of nodules on the sea floor is a key factor in estimating tonnage. Size distribution of nodules in an area is also of great importance, for much variation in size is found in many deposits, and nodule mass is greatly related to size. These

parameters-nodule abundance (or  $P_D$ , population density) and nodule size - were determined during this project by study of more than 12,000 photographs of the sea floor. Very accurate results were obtained from hundreds of photographs by use of an electronic planimeter, which was programmed to record all useful data and to compute automatically nodule concentration ( $N_C$ ) (kilograms of nodules per square meter of sea floor) for the area of the photograph. After obtaining values of  $N_C$  at several locations, the mean nodule concentration for the deposit was calculated. Knowing the area of the deposit, the tonnage was then easily determined.

#### Determination of Grade of the Deposits

Analyses of 882 nodules were used to determine the mean nodule composition (Mn, Ni, Cu, and Co) in the deposits. Of these, 541 were collected in our work at sea and analyzed in our laboratory. This group represents 74 different sea floor sites, hence average sample density was about 7 nodules per site. Multiple samples were chosen intentionally where possible, because large chemical differences in nodules only a few cm apart on the ocean floor are well-documented in this region [8]. The remaining analyses (341) were obtained from other investigators' files. The Sediment Data Bank of Scripps Institution of Oceanography was the chief source. Of the 70 sites included, 41 were represented by only one nodule. Several sites were represented by large numbers of nodules.

Mean nodule grade for each deposit was obtained by averaging the best values for all sites within the deposit boundaries. Thus, for sites where several samples had been analysed, the site mean was used. Necessarily, the analysis of a single nodule had to be used for each of the 41 sites noted in the preceding paragraph. Of the total number of sample sites in each deposit, the distribution of single-sample sites was 36 percent in Deposit A, 21 percent in Deposit B, and 23 percent in Deposit C. It seems likely that inclusion of these values will not significantly distort the calculation of mean grade for the deposits, but it must be remembered that at these sites, which are clearly indicated on the deposit maps [1], the mean composition of nodules at each site has not been determined.

#### Results

A summary of the basic data used and the results of evaluation are given in Table 2.

In terms of nodule grade, total tonnage, and tonnage of nodules per square kilometer (nodule concentration), Deposit C is estimated to have the greatest resource potential. It is not surprising that a major ocean-mining consortium has been exploring part of the deposit for several years. Mean nodule grade is higher in Deposit B, but the deposit is smaller and nodule concentration is lower. In Deposit A, the

Table 2

## Evaluation data and results

Deposit	Sites sampled	Nodules analyzed	Area (km <sup>2</sup> )	Tonnage (dry m.t.)	Average m.t./km <sup>2</sup>	Mean weight percent			
						Mn	Ni	Cu	Co
A	64	380	110.000	484x10 <sup>6</sup>	4.400	23.53	1.19	1.01	0.23
B	29	124	51.000	195x10 <sup>6</sup>	3.823	27.83	1.50	1.31	0.23
C	51	378	73.000	522x10 <sup>6</sup>	7.150	26.48	1.33	1.02	0.27

largest of the group, total tonnage and nodule concentration are greater than in Deposit B, but mean nodule grade is lower.

In summary, it is concluded that the three deposits, with an aggregate area of some 234.000 square kilometers, contain surface accumulations of manganese nodules which total approximately 1.2 billion dry metric tons. On the average, the nodules probably contain more than 2 percent combined nickel and copper and about 0.2 percent cobalt. Mean manganese content probably exceeds 25 percent. The deposits are not uniform laterally, however, and prospective miners may find a number of areas of special promise by studying available detailed reports and conducting intensive surveys. Delineation of mine-sites was beyond the scope of this project.

## References

1. Evaluation of metal resources at and near proposed deep-sea mine sites / Eds. by Fewkes R.H., McFarland W.D., Reinhart W.R., Sorem R.K. US NTIS Rep. N PB80-228992, D.G., Wash., 1980, p. 242.
2. Horn D.R., Horn B.M., Delsch M.N. Ferromanganese deposits of the North Pacific. US NSF-IDOE, Tech. Rep., N 1, 1972, p. 78.
3. Horn D.R., Delach M.N., Horn B.M. Metal content of ferromanganese deposits of the oceans. US NSF-IDOE, Tech. Rep., N 3, 1973, p. 51.
4. Horn D.R., Horn B.M., Delach M.N. Ocean manganese nodules metal values and mining sites. US NSF-IDOE, Tech. Rep., N 4, 1973a, p. 57.
5. McKelvey V.E., Wright N.A., Rowland R.W. Manganese nodule resources in the northeastern equatorial Pacific-In: Marine geology and oceanography of the Pacific manganese nodule province / Eds. by Bischoff J., Piper D. N.Y.: Plenum, 1979, p. 747-762.
6. Mero J.L. Mineral resources of the sea. N.Y.: Elsevier, 1965, p. 312.
7. Reinhart W.R. Sorem R.K., Fewkes R.H. Metal variations in Pacific manganese nodules from a potential deep-sea mining area. Programs and abstracts, 5th IAGOD Symposium, Snowbird, Utah., 1978, p. 152.

8. Occurrence and character of manganese nodules in DOMES Sites A, B, and C, east equatorial Pacific Ocean/Eds. by Soren R.K., Reinhart W.R., Fewkes R.H., McFarland W.D. - In : Marine geology and oceanography of the Pacific manganese nodule province/Eds. Bischoff J., Piper D. N.Y.: Plenum Press, 1979, p.475-527.

UDC 553

#### MANGANESE NODULES OF THE INDIAN OCEAN

D.S. Cronan

Imperial College, London, U K

Manganese nodules and other ferromanganese oxide deposits in the Indian Ocean are compositionally differentiated on the basis of topographic settings and geographic provinces. This is unlike the situation in the Pacific and Atlantic Oceans and results from the relatively complex structure and bathymetry of the Indian Ocean basin. As a result of these constraints, ore grade nodules rich in Ni and Cu are more localized in the Indian Ocean than in the Pacific, and more refined deductive processes are required to find them. Nevertheless, such deposits occur in at least two locations and may occur elsewhere. Important controls on their composition include the nature of sedimentation, biological productivity and bottom water characteristics. Thus investigation of manganese nodules cannot be divorced from marine geological processes at large, and are best understood when these processes are known.

УДК 551.352:552.124.4

#### О ДИАГЕНЕТИЧЕСКОМ ФОРМИРОВАНИИ ПЕЛАГИЧЕСКИХ ЖЕЛЕЗОМАРГАНЦЕВЫХ КОНКРЕЦИЙ

Г.Н.Батулин, В.С.Савенко

Институт океанологии им. П.П.Ширшова АН СССР, Московский государственный университет, г.Москва (СССР)

Механизм формирования железомарганцевых конкреций является одним из основных аспектов проблемы их генезиса. Многочисленные интерпретации этого вопроса сводятся к принятию либо седиментационной, либо диагенетической гипотезы формирования конкреций.

Несомненно, что в океанской среде, рассматриваемой как целое и характеризующейся большим разнообразием обстановок, имеют место оба этих процесса. Так, железомарганцевые корки на базальтах и других плотных породах на подводных горах океанов сформировались за счет

осаждения марганца (вероятно, главным образом вулканогенного) из морской воды [2].

С другой стороны, железомарганцевые конкреции, распространенные на дне периферических районов океана, а также в ряде внутренних бассейнов, сформировались за счет хорошо изученного процесса подтока марганца из подстиляющих восстановленных осадков [7,14]. В обоих этих случаях скорость роста конкреций относительно велика — миллиметры в сотни или тысячи лет.

В то же время вопрос о способе формирования пелагических железомарганцевых конкреций, распространенных вдали от континентальных и вулканогенных источников поступления материала и растущих значительно медленнее, остается дискуссионным.

Для обоснования седиментационного механизма образования этих конкреций предлагались сорбционные, химические и электрохимические процессы [4,10,17]. Вероятно, эти процессы, в частности автокаталитическое окисление марганца на поверхности раздела вода — дно, действительно имеют место в океане, но они не могут иметь универсального значения применительно к генезису пелагических железомарганцевых конкреций. Несмотря на то, что, согласно термодинамическим расчетам [13], морская вода значительно пересыщена марганцем относительно  $MnO_2$ , чисто хемогенное осаждение  $MnPO_2$  из морской воды затрудняется из-за ультранизкого содержания растворенного марганца в морской воде, составляющего около 0,1 мкг/л [15].

По предварительным данным, которые были получены нами в экспериментах по растворимости  $MnO_2 \cdot n H_2O$ , равновесная с этой фазой концентрация растворенного Mn составляет при  $pH = 7$  около 50 мкг/л, а при  $pH = 6$  примерно 500 мкг/л. Экстраполяция на  $pH = 8$  дает равновесную концентрацию Mn в несколько мкг/л, что более чем на порядок выше содержания Mn в морской воде. Между тем при таких низких концентрациях марганца в морской воде для образования твердой фазы необходимо значительное пересыщение. Кроме того, марганец концентрируется в живом веществе [5] и осаждается в значительной мере в составе биогенного детрита — остатков планктона, копролитов и т.д.

Переходя к вопросу о диагенетическом механизме формирования железомарганцевых конкреций, необходимо рассмотреть данные о содержании и формах марганца в осадках, поровых водах и конкрециях.

Как известно, пелагические осадки, особенно красные глины, обогащены марганцем. Если в терригенных осадках периферии океана содержание марганца близко к кларковому в осадочных породах (0,07%), то в пелагических осадках оно выше примерно на порядок [6]. Именно это повышенное содержание марганца в осадках и является, видимо, первой предпосылкой для реализации диагенетического процесса формирования конкреций [2].

Значительная или даже преобладающая часть марганца в пелагических

## Содержание мергэнца в поровых водах пелагических осадков океана\*

Океан	Типы осадков	Глубина океана, м	Горизонт в толще осадков, см	pH	Ен мв(+)	Содержание мергэнца, мкг/л	Число проб
Тихий	Известковые	2506-4430	0-650	6,6-7,9	400-550	25-267	52
	Кремнистые	3330-5214	0-977	6,9-7,8	375-640	0,4-150	190
	Красные глины	3200-5350	0-430	6,7-7,8	540-610	20-140	36
Атлантиче-ский	Известковые	4600-5500	0-17	7,5	360	27-143	6
	Красные глины	5470	28-192	7,7	420-460	65-147	3
Индийский	Известковые	3980-4600	0-444	7,2-7,5	200-250	110-170	8
	Кремнистые	4250-5415	0-450	7,3-7,6	250-375	160-1200	10

\* По данным [8,9,11,12,18,19,21] .

осадках находится в реакционноспособной подвижной форме, что также является предпосылкой для формирования конкреций (И.И.Волков и др.).

Независимым доказательством подвижности марганца в процессе диagenеза пелагических осадков является его поведение в поровых водах, т.е. в жидкой фазе осадков. Характерными для пелагических осадков Тихого, Атлантического и Индийского океанов являются следующие содержания растворенного марганца в поровых водах: в известковых илах 25-170, в кремнистых 1-160, в красных глинах 20-140 мкг/л (см. табл.). В ряде случаев отмечались и более высокие содержания: до 1600 мкг/л в кремнистых илах и до 10000 мкг/л в красных глинах [8, 22]. Таким образом, концентрация марганца в поровых водах пелагических осадков, как правило, на 1-4 порядка выше, чем в морских водах. При этом по вертикали отмечено 4 типа распределения марганца в поровых водах: с максимумом в поверхностном слое, с максимумом в подповерхностном или одном из глубинных слоев, неравномерное пилообразное и относительно равномерное.

Формы нахождения марганца в поровых водах пелагических осадков не исследовались, но, судя по корреляции  $Mn-C_{орг}$ , часть растворенного марганца находится в составе комплексов с органическими соединениями [11, 19].

Наличие значительных градиентов концентрации марганца в жидкой фазе осадков вызывает диффузию растворенного марганца, направленную в общем случае к границе раздела вода - дно. При этом коэффициент диффузии оценивается величиной порядка  $10^{-6}$  см<sup>2</sup>/с, а диффузионный поток - в среднем около 0,07 мкг/см<sup>2</sup>/год [16]. Содержание марганца в железомарганцевых конкрециях колеблется в широких пределах, составляя в среднем в пелагических районах океана около 20% [6].

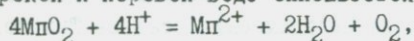
Сопоставление данных по балансу марганца в океане [1, 6] с данными по его диффузии из осадков [16] и со скоростью роста железомарганцевых конкреций [20] показывает, что в пелагической зоне океана средний седиментационный поток марганца составляет 1-4 мкг/см<sup>2</sup>/год, а диффузионный поток и скорость роста конкреций оказываются величинами одного порядка - около 0,1 мкг/см<sup>2</sup>/год.

Приведенные данные являются свидетельством диagenетического формирования железомарганцевых конкреций, но не раскрывают его механизма. Возможно, что этот механизм не является однотипным в пелагических осадках разного литологического состава.

В кремнистых и карбонатных осадках, содержащих некоторое количество реакционноспособного органического вещества, основным фактором мобилизации марганца в осадках может быть его частичное восстановление и образование с органическими соединениями комплексов. В красных пелагических глинах, почти лишенных органического вещества, мобилизация марганца может происходить в результате понижения pH осадка благодаря медленному гальмиролитическому преобразованию глинистых минералов.

лов, с чем, видимо, и связано уменьшение щелочного резерва иловых вод этих осадков, являющееся одной из их характерных особенностей /3/.

Поскольку растворимость различных модификаций двуокиси марганца в морской и поровой воде описывается реакцией



изменение рН на 1 меняет растворимость марганца на 2 порядка. Именно это обстоятельство объясняет факты повышенного содержания марганца в поровых водах красных глин океана.

При достижении поверхности раздела вода — дно диффундирующий из осадков марганец пересекает геохимический барьер, выражающийся прежде всего в заметном изменении физико-химических параметров (рН и Eh). В результате происходят изменение форм растворенного марганца, поступившего из осадка в придонный слой, резкое снижение его растворимости и осаждение из раствора на поверхности осадка или (что более вероятно) избирательное осаждение на поверхности образовавшихся ранее железомарганцевых конкреций.

Что же касается природы сил, вызывающих стягивание марганца в конкреции, то она, видимо, кроется в тех же коллоидных процессах, которые являются причиной образования в осадках конкреций любого другого состава, включая кремнистые, карбонатные, фосфоритовые и другие.

#### Л и т е р а т у р а

1. Батурин Г.Н. Проблемы баланса рудного вещества в океане.—В кн.: Геология морей и океанов: Тез. докл. 5-й Всесоюз. школы морской геологии. Т.3. М., 1982, с.125-127.
2. Железомарганцевые конкреции Тихого океана / Под ред. П.Л.Безрукова. М.: Наука, 1976, с.301.
3. Бруевич С.В. Щелочной резерв вод и грунтовых растворов морей и океанов.—Тр.ИОАН, 1973, т.63, с.18-56.
4. Варенцов И.М., Диков Ю.П., Баскова Н.В. К модели формирования руд в современных бассейнах.—Геохимия, 1978, № 8, с.1198-1209.
5. Виноградов А.П. Химический элементарный состав организмов моря.—Тр. биогеохимической лаборатории, 1935, т.3, с.63-278.
6. Волков И.И. Баланс марганца в океанском осадочном цикле.—Литология и полз. ископаемые, 1981, № 3, с. 25-34.
7. Волков И.И., Севастьянов В.Ф. Перераспределение химических элементов в диагенезе осадков Черного моря.—В кн.: Геохимия осадочных пород и руд. М.: Наука, 1968, с. 134-182.
8. Звольский С.Т., Клещенко С.А., Емельянов В.А. и др. Водно-физические свойства и гидрогеохимические особенности донных отложений тропической зоны Индийского океана. Препр. ГИИ АН УССР № 79.14. Киев, 1979, с. 54.
9. Емельянов Е.М., Батурин Г.Н., Власенко Н.Б. и др. Железо, марганец и медь в поровых водах донных осадков Атлантического оке-

- ана.- В кн.: Исследования по проблеме рифтовых зон Мирового океана. Т.3. М.: Наука, 1973, с. 187-198.
10. Мери Д. Минеральные богатства океана. М.: Прогресс, 1969. 440 с.
  11. Погребняк Ю.Ф., Кренделев Ф.П. Микроэлементарный состав иловых вод донных осадков юго-восточной части Тихого океана.-В кн.: Геолого-географические исследования в юго-восточной части Тихого океана. М.: Наука, 1976, с. 270-288.
  12. Пушкина З.В., Иловые воды осадков трансокеанского профиля и их изменение в диагенезе.-В кн.: Геохимия диагенеза осадков Тихого океана (трансoкеанский профиль). М.: Наука, 1980, с.190-24С.
  13. Савенко В.С., Батурич Г.Н. Проблемы моделирования осаждения марганца из морской воды в связи с генезисом железомарганцевых конкреций.-Литология и полез. ископаемые, 1981, № 5, с. 64-70.
  14. Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. Т.2. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 574 с.
  15. Bender M.L., Klinkhammer G.P., Spencer D.W. Manganese in seawater and the marine manganese balance.-Deep-Sea Res., 1977, vol. 24, p. 799-812.
  16. Elderfield H. Manganese Fluxes to the Oceans.-Marine chemistry, 1976, vol.4, N 2, p. 103-132.
  17. Goldberg E.D., Arrhenius G.O.S. Chemistry of Pacific pelagic sediments.-Geochim. et Cosmochim. Acta, 1958, vol.13, N 2/3, p. 153-212.
  18. Gundlach H., Marchig V., Schnier C. Zur Geochemie von Manganknollen aus dem Zentralpazific und ihrer Sedimentunterlage. 2. Porenwasser und Meereswasser.-Geol. Jb., 1977, D 23, p. 87-90.
  19. Hartmann M., Müller P. Geochemische Untersuchungen an Sedimenten und Porenwassern.-Meerestechnik, 1974, vol.5, N 6, p. 201-202.
  20. Ku T.L. Rates of accretion.-In: Marine manganese deposits /Ed. G.P.Glasby. Elsevier Oceanography Series. 15. Amsterdam; Oxford; New York, 1977, p.249-267.
  21. Presley B.J., Brooks R.R., Kaplan J.R. Manganese and related elements in the interstitial water of marine sediments.-Science, 1967, vol.158, N 3803, p. 906-910.
  22. Tsunogai S., Kusakabe M. Migration of manganese in deep-sea sediments.-In: The dynamic environment of the ocean floor. Lexington, Heath a.Co, 1982, p. 257-273.

## ЖЕЛЕЗО И МАРГАНЕЦ В ИЛОВЫХ ВОДАХ ОСАДКОВ ОКЕАНА

О.В.Шимкина, Г.Н.Батурин, В.В.Гордеев

Институт океанологии им. П.П.Ширшова АН СССР, г.Москва (СССР)

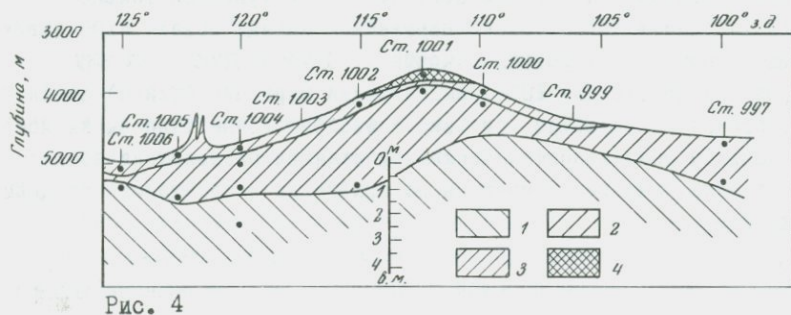
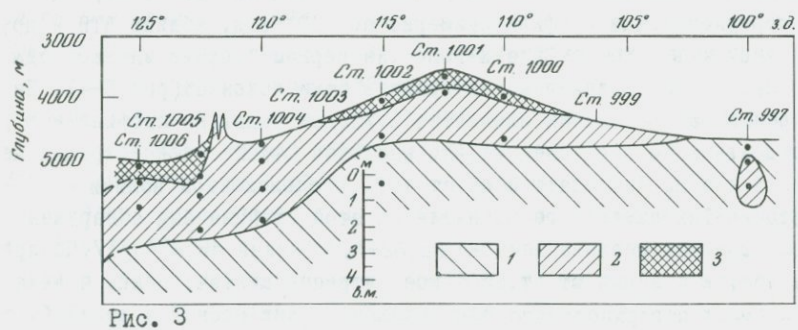
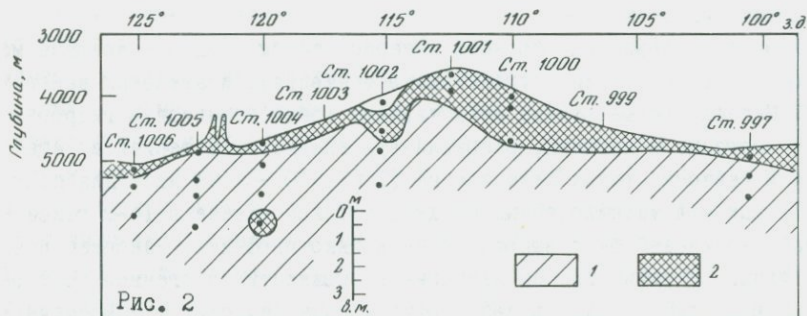
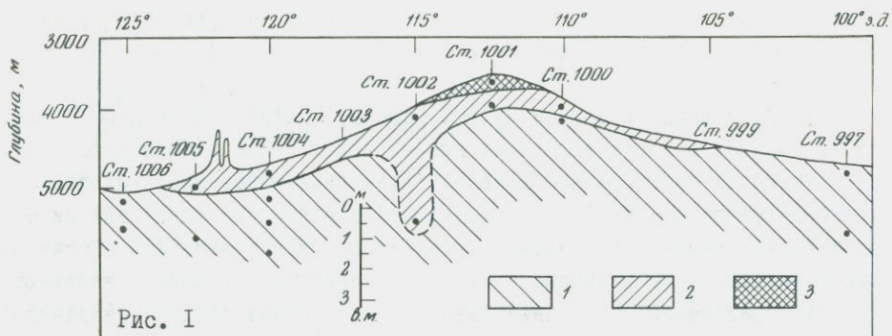
Содержание и распределение железа и марганца в твердой и жидкой фазах океанических осадков давно привлекает внимание геохимиков, поскольку эти элементы образуют рудные тела в виде конкреций, корок и металлоносных осадков. Известно, что железо и марганец поступают в осадки в составе терригенного, вулканогенного, эндогенного и биогенного материала. В дальнейшем в результате процессов, развивающихся в осадках, главным образом окислительно-восстановительных, сорбционных, диффузионных и др., происходят преобразования первоначальных форм элементов, возникновение аутигенных минералов, стяжений и прослоев, обогащенных рудными элементами. Большую роль в этих процессах играет протывающая осадки вода (иловая или поровая), являющаяся средой накопления и переноса железа, марганца и других рудных элементов. Интерес к поведению этих элементов в поровых водах вызван также необходимостью выяснения существования в тектонически активных зонах океана эндогенной поставки металлов в осадки и познания механизма этого процесса. Результатам изучения распределения основных рудных элементов в поровых водах при различных физико-химических условиях посвящено настоящее сообщение. Рассмотрим поровые воды осадков океана в следующей последовательности: пелагические осадки типа красных глин и их разновидности, в той или иной степени разбавленные карбонатным и кремнистым веществом; металлоносные, распространенные в тектонически активных зонах океана; переходные осадки континентальных склонов; осадки окраинных районов, включая зоны прибрежных эпвеллингов.

В наиболее распространенных в пелагических районах океана "красных глинах" и глинистых с примесью карбонатного и кремнистого материала осадках с железомарганцевыми конкрециями и низким содержанием  $S_{org}$ , обладающих высокой степенью окисленности ( $E_h +500 - +600$  мВ), иловые воды содержат железа в 2-30 раз, а марганца в 10-100 раз больше, чем океаническая вода, т.е. концентрация железа увеличивается в них до 20-100 мкг/л, а марганца - до 200-2000 мкг/л [3,4]. В иловых водах колонок, сложенных такого типа окисленными осадками, по вертикали содержание железа и марганца колеблется в тех же, указанных выше пределах. При сопоставлении концентраций рассматриваемых элементов в иловых водах поверхностных осадков с наличием в осадках железомарганцевых конкреций определенной закономерности не наблюдается. По данным, полученным одним из авторов (В.В.Гордеев) в 25-м рейсе НИС "Дмитрий Менделеев", в большинстве случаев там, где отмечены железомарганцевые конкреции в поверхностных осадках (например, на ст. 2039-2 и 2048-2) иловые воды последних содержат мало железа и марганца (10-12 и 3, 30 мкг/л соот-

ветственно), тогда как при отсутствии конкреций (например, на ст. 2032-2) концентрация железа и марганца в иловых водах была в несколько раз выше (42 и 63 мкг/л соответственно) [2]. Но отмечены и случаи (по данным того же и других рейсов), когда при наличии конкреций в осадках в соответствующих иловых водах концентрация железа и марганца была сравнительно высокая. Аналогичная картина наблюдалась при сопоставлении концентраций фосфора в иловых водах и наличии фосфоритовых конкреций в шельфовых осадках зон эввеллинга [1]. Таким образом, наблюдаемое распределение рудных элементов в иловых водах отражает определенное состояние равновесной системы осадок - иловая вода, в которой накопление элементов в иловых водах периодически нарушается в результате их осаждения.

Другим представляющим большой интерес типом осадков являются металлоносные осадки, распространенные в тектонически активных районах океана. Металлоносные осадки представляют собой коллоидную гидроокись железа, марганца и кремния, разбавленную глинистым материалом еще более, чем "красные глины" окисленные (Еh +540 - +640 мв). Для получения иловых вод металлоносных осадков в Тихом океане в I4-м рейсе НИС "Дмитрий Менделеев" было выполнено несколько профилей. Наиболее представительными с точки зрения изучения возможности эндогенной поставки металлов в осадки оказались два профиля: один пересекает Восточно-Тихоокеанское поднятие (ВТП) с востока на запад по 39° ю.ш., другой - меридиональный профиль примерно по 100° з.д. вблизи ВТП и другой активной зоны - хребта Сала-и-Гомес. На первом профиле иловые воды по вертикали были исследованы авторами в семи колонках (рис. I-4). Из рассмотрения распределения элементов в иловых водах на профиле и в разрезе отдельных колонок следует, что наиболее высокие концентрации железа, цинка и меди наблюдаются на ст. 1001, расположенной вблизи оси Восточно-Тихоокеанского поднятия. На этой станции был обнаружен аномально высокий тепловой поток (2,62-3,72 мккал.см<sup>2</sup>с<sup>-1</sup>) [3]. По профилю на восток и запад от ст. 1001 концентрация железа, цинка и меди в иловых водах поверхностного слоя осадков понижается. Для железа (меди) максимальное количество в поверхностном слое приурочено только к осадкам ст. 1001. Область концентраций марганца в иловых водах (100 мкг/л) захватывает почти весь профиль, кроме ст. 1002 и 1005 к западу от ВТП (рис. 2). На станции 1006 концентрация марганца (цинка) снова увеличивается, что, возможно, связано с избирательным выносом их при гидротермальной деятельности, поскольку станция расположена вблизи разлома Агассиц, где также повышен по сравнению с соседними станциями тепловой поток.

Особенностью распределения рассматриваемых рудных элементов на профилях является четко выраженная приуроченность высоких концентраций железа (цинка, меди) к иловым водам поверхностного слоя осадков и падение ее примерно в 10 раз в более глубоких слоях (рис. I, 3, 4). Только для марганца высокие концентрации наблюдаются и в более глубоких горизонтах



колонок в восточной части профиля (ст. I000, см. рис. 2), что может быть связано с большей подвижностью этого элемента. Примерно те же закономерности наблюдаются и на меридиональном профиле I00<sup>0</sup> з.д. В целом полученные данные о распределении рудных элементов в иловых водах металлоносных осадков позволяют отметить, во-первых, определенную приуроченность самых высоких их концентраций к оси ВТП и хребту Сала-и-Гомес, т.е. местам наибольшей тектонической активности, где замеры аномально высокие тепловые потоки и есть основания предполагать вынос вещества гидротермами из глубинных зон, и, во-вторых, локализацию максимальных концентраций железа (цинка и меди) в иловых водах поверхностного слоя и падение ее в колонках по вертикали. Такое распределение элементов можно интерпретировать как свидетельство выноса их из глубин поднимающимися по разломам гидротермами. Далее происходит обогащение металлами придонных вод и наследование высоких концентраций иловыми водами верхних горизонтов. На более глубоких горизонтах происходит осаждение металлов в твердую фазу осадков.

Другие закономерности наблюдались авторами в 25-м рейсе НИС "Дмитрий Менделеев" в иловых водах металлоносных осадков тектонически активного района "тройственного сочленения" в Индийском океане, где концентрации железа и марганца были низкие ( $Fe$  5 мкг/л;  $Mn$  30 мкг/л.). Исключением были иловые воды ст. 2235, расположенной на Австралийско-Аравийском хребте, где полностью повторились закономерности распределения, характерные для ВТП и хребта Сала-и-Гомес, т.е. обогащение иловых вод поверхностного слоя железом (до 53 мкг/л) и марганцем (до

Р и с. 1. Вертикальное распределение железа в иловых водах осадков на широтном разрезе по 39<sup>0</sup> ю.ш. через зону Восточно-Тихоокеанского поднятия

I-3 - содержание  $Fe$  (мкг/л): I - < 25; 2 - 25-100; 3 - > 100.  
Здесь и далее в.м. - вертикальный масштаб

Р и с. 2. Вертикальное распределение марганца в иловых водах осадков на широтном разрезе по 39<sup>0</sup> ю.ш. через зону Восточно-Тихоокеанского поднятия

I, 2 - содержание  $Mn$  (мкг/л): I - < 100; 2 - > 100

Р и с. 3. Вертикальное распределение цинка в иловых водах осадков на широтном разрезе по 39<sup>0</sup> ю.ш. через зону Восточно-Тихоокеанского поднятия

I-3 - содержание  $Zn$  (мкг/л): I - < 90; 2 - 90-200; 3 - > 200

Р и с. 4. Вертикальное распределение меди в иловых водах осадков на широтном разрезе по 39<sup>0</sup> ю.ш. через зону Восточно-Тихоокеанского поднятия

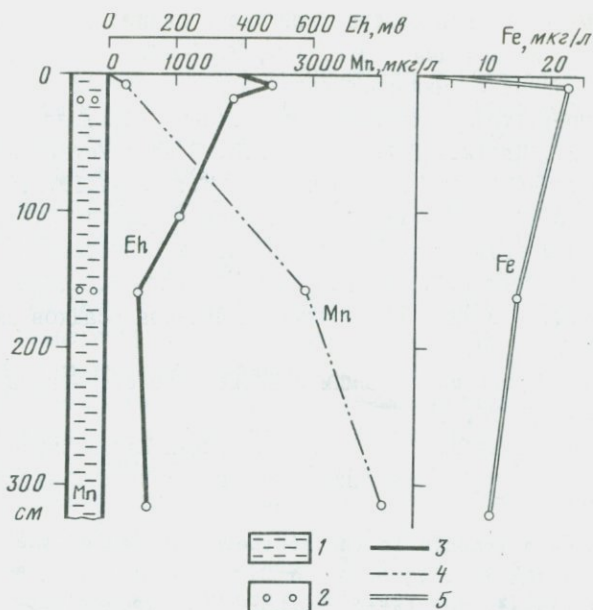
I-4 - содержание  $Cu$  (мкг/л): I - < 1; 2 - 1-25; 3 - 25-50; 4 - > 50

1560 мкг/л) и падение концентраций по вертикали. Низкие, как правило, содержания рудных элементов в иловых водах металллоносных осадков "тройственного сочленения" и в то же время сильное обогащение этими элементами самих осадков могут быть следствием другого механизма их поступления в осадки - путем просачивания "эндогенных растворов" через "проищаемое" дно [5].

Переходные, пеллагические и гемипеллагические карбонатно-кремнисто-глинистые осадки континентальных склонов характеризуются чередованием по вертикали прослоев разной степени окисленности. В иловых водах таких прослоев происходит особенно интенсивное накопление марганца: до 4000-6000 мкг/л (по нашим данным) в Индийском океане и 6600 мкг/л и выше (по данным Розанова и др. [4]) в Тихом океане. Марганец в иловой воде окисленных осадков содержится в виде четырехвалентного, при понижении потенциала ниже +300 - +400 мВ он восстанавливается до двухвалентного и накапливается в иловой воде, далее мигрирует в верхние более окисленные слои, снова окисляется и осаждается. Аналогичное перераспределение железа происходит только в сильно восстановленных прослоях осадка, где  $E_h$  имеют отрицательные значения. В качестве примера можно привести колонку со ст. 2095 в индийском океане (рис. 5).

Осадки окраинных районов океана характеризуются высоким содержанием реакционноспособного органического вещества, достигающим на шельфах высокопродуктивных районов, в частности на шельфах Перу, Юго-Западной Африки, Калифорнии, 10-20%  $C_{орг}$ . В таких осадках активно развиваются восстановительные процессы,  $E_h$  понижаются до отрицательных значений -150 - -250 мВ. Марганец и железо восстанавливаются до двухвалентных и накапливаются в иловых водах. Самые высокие концентрации железа и марганца были отмечены авторами в иловых водах шельфа Перу и Розановым, Волковым и др. в иловых водах Калифорнийского залива и шельфа Мексики [4]. На шельфе Перу (14-й рейс НИС "Дмитрий Менделеев") в иловых водах поверхностных осадков концентрация железа возросла по горизонтали до 220-380 мкг/л (ст. 1035, 1037), вертикали до 490 мкг/л (ст. 1037, слой 150-180 см). Содержание марганца повышалось до 108 мкг/л. На шельфе Мексики железо повышалось до 340 мкг/л (ст. 668), а марганец - до 330000 мкг/л (ст. 665 в Калифорнийском заливе).

Такие концентрации железа значительно превышают допустимые ПР его сульфидных ( $ПР_{FeS_2} = 5 \cdot 10^{-18}$ ) и силикатных ( $ПР_{FeSiO_3} = 1 \cdot 10^{-18}$ ) соединений и связаны с образованием бикарбонатных и органических комплексов двухвалентного железа. Высокое содержание марганца в иловых водах объясняется его большей способностью к восстановлению и большей растворимостью его двухвалентных соединений. Следует заметить, что необычно высокая концентрация марганца (33000 мкг/л) в иловой воде (ст. 365), взятой во впадине Фараллон, где отмечены повышенный тепловой поток и высокие гидротермальные градиенты [7], возможно, связана с эндогенным его поступлением. Такое предположение напрашивается в свя-



Р и с. 5. Вертикальное распределение железа и марганца в иловых водах и Eh в осадках колонки со станции 2095 в Индийском океане

1 - ил глинистый, пелитовый; 2 - микроконкреции; 3 - величины Eh (мВ); 4 - содержание марганца (мкг/л); 5 - содержание железа (мкг/л)

зи со значительно повышенной концентрацией в иловых водах этой колонки хлора и брома и аномальным, по данным С.Д.Николаева, изотопным составом кислорода иловой воды [6].

В целом наблюдается обогащение рудными элементами иловых вод осадков тектонически активных районов океана, связанное с эндогенным источником. Характер распределения в иловых водах железа, марганца и др. элементов может в известной степени служить указанием на механизм поступления элементов в осадки. Поступление в иловые воды осадков в районах ВТП, хребте Сала-и-Гомес и Восточно-Австралийского поднятия - результат гидротермальной деятельности. Поступление в металлоносные осадки Индийского океана - просачивание эндогенных растворов через дно. Высокие концентрации железа и марганца в иловых водах осадков, обогащенных органическим веществом на шельфах, связаны с восстановительными процессами, образованием растворимых комплексов этих элементов и перераспределением их в процессе диагенеза.

#### Л и т е р а т у р а

1. Батурин Г.Н. Фосфор в иловых водах осадков юго-восточной Атлантики - Океанология, т. 12, 1972, вып. 6, с. 1020-1027.
2. Левитен М.А., Гордеев В.В. Морфология и химический состав железо-

марганцевых конкреций центральной части Индийского океана.-Литология и полез. ископаемые, 1981, № 5, с.27-37.

3. Некоторые данные о микроэлементах в иловых водах металлоносных осадков юго-восточной части Тихого океана /Шишкина О.В., Гордеев В.В., Цветков Г.А., Гирин Ю.П.-В кн.: Металлоносные осадки юго-восточной части Тихого океана. М.: Наука, 1979, с.217-223.
4. Окислительно-восстановительные процессы в осадках Калифорнийского залива и прилегающей части Тихого океана (содержание железа и марганца) /Розанов А.Г., Волков И.И., Соколов В.С., Пушкина З.В., Филипчук М.Ф. - В кн.: Биогеохимия диагенеза осадков океана. М.: Наука, 1976, с.96-135.
5. Страхов Н.М. Проблемы геохимии современного океанского литогенеза. М.: Наука, 1976, с.58-82.
6. Шишкина О.В., Павлова Г.А. Об иловых водах Калифорнийского залива. В кн.: Биогеохимия диагенеза осадков океана. М.: Наука, 1976, с.83-95.
7. Heat flow measurements in the southern portion of the Gulf of California /Lowrey L.A., Schlatter J.C., Henvey T.L., Rogers J. - Earth and Planet. Sci.Lett., 1973, vol.19, N2, p.198-208.

УДК 550.4:546.711

#### РАСПРЕДЕЛЕНИЕ МАРГАНЦА И АССОЦИИРУЮЩИХ МЕТАЛЛОВ В ОСАДКАХ СТАГНИРОВАННОЙ ЗОНЫ БАЛТИЙСКОГО МОРЯ (ГОТЛАНДСКИЙ ПРОФИЛЬ)

А.И.Блажчишин

Атлантическое отделение института океанологии АН СССР,  
г. Калининград, СССР

В стагнированной зоне Балтийского моря в осадках морского голоцена формируются высокие концентрации карбонатного марганца. Возможный механизм этого процесса рассмотрен в ряде работ [1, 2, 4, 8, 9], но детали его во многом неясны. В настоящем сообщении излагаются материалы комплексных геохимических исследований, проведенных на профиле через Готландскую впадину в 26-А рейсе судна "Академик Курчатов" и 2-м рейсе судна "Шельф" (Институт океанологии АН СССР). Исследователи ставили своей целью изучение распределения в донных осадках стагнированной зоны переходных металлов как результат процесса, происходящего на границе вода - грунт.

На профиле изучено распределение Mn, Fe, Co, Cu, Zn, Ni и некоторых других элементов в придонной, иловой водах и в донных осадках верхнего слоя (горизонты 0-5 и 20-25 см). Определение элементов про-

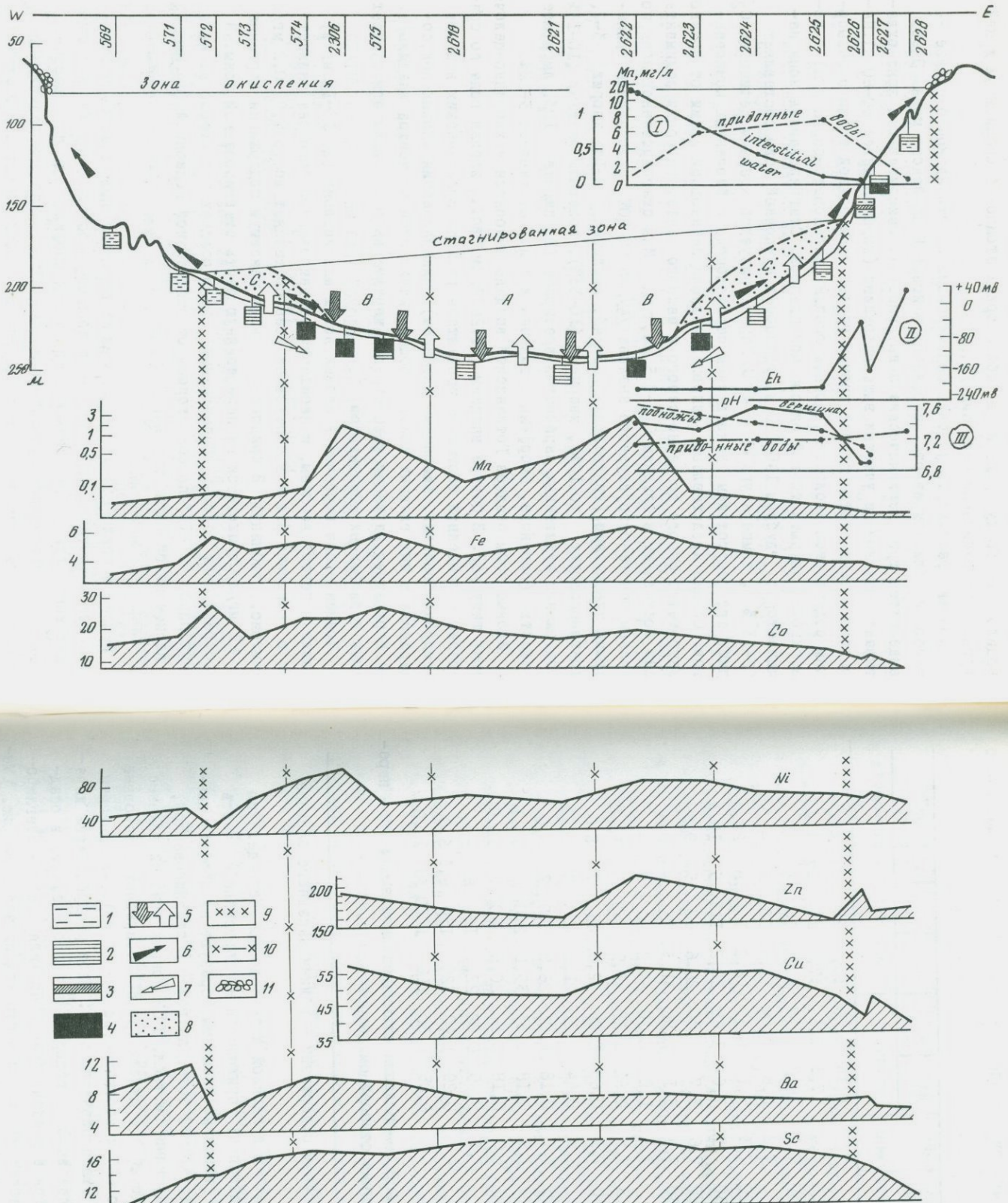
водилось на борту судна и в лабораториях атомно-абсорбционным и нейтронно-активационным методами [3,5].

Коротко рассмотрим условия седиментации в Готландском бассейне - наиболее обширном из стагнированных районов Балтийского моря. Здесь выделяются три геохимические зоны (рис.1.). Окислительная зона охватывает мелководные участки выше галоклина (глубины менее 60-80 м). Переходной зоне соответствует промежуточный слой водной толщи с невысоким содержанием кислорода, донные осадки (зеленовато-серые илы) с поверхности покрыты тонкой окисленной пленкой. Стагнированная зона начинается с глубины 140-150 м, соленость придонной воды составляет 12-13 ‰, температура +4 - +5°C. Характеризуется крайним дефицитом  $O_2$  либо его отсутствием, накоплением сероводорода и биогенных компонентов. Осадки представлены сапропелевидными пелитовыми илами от зеленовато-темно-серого до черно-серого и черного цвета, скорости седиментации составляют в среднем 0,3-0,5 мм/год. Илы стагнированной зоны, по данным рентгеноструктурного анализа [4], на 50-70% представлены глинистыми минералами (гидрослюда 31-43, каолинит 8-14, хлорит 3-7, монтмориллонит до 10%), кварцем (10-15%), полевыми шпатами (10-16%). Содержание аутигенных карбонатов достигает 19, пирита 10%. Аморфное вещество (органика, аморфный кремнезем и т.д.) составляет 3-22%.

Иловые воды осадков Готландской впадины относятся к хлоридно-щелочному типу [6]. В центре впадины (ст.2622, см.рис.1) иловая вода по сравнению с придонной обогащена продуктами распада органических веществ (гидрокарбонатами, аммонием, кремнием). Минерализация иловых вод, содержание в них главных ионов в общем уменьшаются от центра впадины к ее периферии; вариации концентраций характерны в основном для сульфат-иона и биогенных компонентов.

Концентрация марганца в иловых водах максимальна (до 17-18 мг/л) ближе к центру впадины, к периферии стагнированной зоны она снижается в несколько раз и в переходной зоне составляет всего 0,05-0,2 мг/л (см.рис., таблицу). В придонной воде максимум содержания марганца (>1 мг/л) приходится на периферийную часть стагнированной зоны. В распределении валовых концентраций  $Mn$  в осадках характерно наличие двух пиков (>1%) по обе стороны от центральной подзоны А (см.рис.1). В периферийной части подзоны В содержание  $Mn$  в осадках резко падает до кларковых значений.

Железо в придонной и иловой водах из верхнего слоя осадков распределяется аналогично марганцу, но в подповерхностном слое  $Fe$  в иловых водах концентрируется больше в той части профиля, где наблюдается повышенное содержание сульфат-иона (см.табл.). Избыток реакционно-способного  $Fe$  обусловлен здесь дефицитом свободной серы. В донных осадках максимумы концентрации валового железа (до 6,4%), как и пики  $Mn$ , сдвинуты к периферии стагнированной зоны. В отличие от  $Mn$ , же-



Р и с. 1. Распределение валовых содержаний элементов в осадках верхнего (0-5 см) слоя Готландской впадины (Mn, Fe - %, Ba - п.10<sup>-2</sup>%, Co, Ni, Zn, Cu, Sc - п.10%)

На врезках: I - содержание Mn в придонной и иловой водах восточной части профиля; II - значения Eh в верхнем слое осадков; III - значения pH в верхнем (0-5 см) и нижнем (20-25 см) слое осадков из дночерпательных проб. I - ил зеленовато-серый; 2 - ил темно-серый и черно-серый полосчатый; 3 - прослой буровато-серого ила; 4 - ил черный; 5 - ионный обмен между придонной водой и осадком; 6 - вытеснение застойных придонных вод к периферии стагнированной зоны и в верхние слои водной толщи; 7 - горизонтальная инфильтрация Mn<sup>2+</sup> при отжиме поровых вод; 8 - застойные воды; 9 - геохимические барьеры; 10 - границы подзон; II - железомарганцевые конкреции

Содержание микроэлементов в придонной и иловой водах Готландского бассейна

Станция, подзона	Горизонт, см	Eh, mv	pH	Mn	Fe	Cu	Zn	Ni	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>
				мг/л		мкг/л			мг-экв/л
A 2622	Прид. вода	-	7,1	0,15	0,09	18,0	25	16	20,1
	0-5	-220	7,4	17,3	1,1	37,5	50	29	7,2
B 2623	20-25	-230	7,6	18,2	0,17	8,0	10	8	-
	Прид. вода	-	7,2	0,8	0,04	13,5	20	9	-
B 2624	0-5	-220	7,3	7,1	0,35	18,2	155	8	22,9
	20-25	-230	7,5	7,0	1,65	20,2	115	5	10,3
C 2625	0-5	-220	7,6	3,7	0,30	26,6	60	5	9,9
	20-25	-230	7,4	3,1	0,90	31,3	75	-	9,4
C 2626	Прид. вода	-	7,2	1,0	0,20	37,2	80	7	-
	0-5	-215	7,5	0,92	0,21	43,5	140	7	12,0
D 2627	20-25	-240	7,3	0,69	0,05	22,5	45	7	8,6
	0-5	-50	6,9	0,44	0,21	21,2	45	7	10,3
D 2628	20-25	-195	7,1	0,18	0,21	26,0	500	7	8,6
	0-5	-170	6,9	0,18	0,33	35,0	290	6	14,1
D	20-25	-180	7,0	0,18	0,16	20,8	660	7	12,0
	Прид. вода	-	7,3	0,05	0,02	22,0	10	6	-
	0-5	+30	-	0,20	1,00	520	150	6,5	6,0
	20-25	+20	-	0,05	1,80	110	1000	33	12,0

Примечание. А, В, С - подзоны стагнированной зоны; D - переходная зона. Местоположение станций см. на рис.

лезо имеет и третий максимум содержаний - вблизи западного барьера (рис. I).

Распределение Cu, Zn в придонной воде подобно распределению Mn, Fe; максимум же содержания Ni приходится на центральную часть впадины. В поровой воде указанные элементы образуют на профиле два-три максимума (один в переходной зоне, другой - в стагнированной, третий - на границе между ними, см. табл. I). В донных осадках главные пики содержаний цинка (до 205) и никеля (до 80) совпадают с таковыми для Fe, Mn; для меди (до 60) и кобальта (до  $30 \cdot 10^{-4} \%$ ) они сдвинуты еще дальше к периферии стагнированной зоны. Иное распределение характерно для бария. Наиболее высокие содержания этого элемента в осадках (до 0,11%) наблюдаются в западной части профиля как в стагнированной (периферийная подзона В), так и в переходной зонах (см. рис.). Менее выраженное асимметричное распределение валовых содержаний в осадках свойственно также Co, Ni, Cu.

В отличие от переходных металлов и бария.элементы, связанные преимущественно пелитовой фракцией, имеют максимумы содержаний в центральной части стагнированной зоны, а точнее, на тех ее участках, где накапливаются наиболее дисперсные осадки. Такой тип распределения характерен для скандия (см. рис.) и других элементов-гидролизаторов (исключая  $\text{Hf}$  и  $\text{Zr}$ ), а также  $\text{Rb}$ ,  $\text{Cs}$  [3].

В зависимости от характера геохимических процессов на границе придонная вода - грунт стагнированная зона подразделяется на три подзоны (см. рис.). Через центральную подзону А происходит периодическое вторжение североморских вод, поэтому она лучше вентилируется, чем смежная подзона В. Осадки подзоны А (зеленовато-черные полосчатые илы) отличаются сравнительно низкими содержаниями переходных металлов. Осадки "экстразастойной" подзоны В (фашия черных илов) менее дисперсны (за счет новообразований аутигенных минералов), а скорости седиментации большие, чем в подзоне А. Обстановка сильно восстановительная ( $E_h = 220 - 240$  мв), среда иловых вод более щелочная, чем среда придонных вод, причем значения  $\text{pH}$  в верхнем слое осадков ниже, чем в подповерхностном. В осадках этой подзоны интенсивность сульфат-редукции достигает максимума, здесь наблюдаются самые высокие концентрации марганца и большинства ассоциирующих металлов. Следующая, периферийная, подзона С отличается наиболее щелочными условиями ( $\text{pH} = 7,5-7,6$ ) в верхнем слое зеленовато-черных полосчатых илов. В отличие от подзоны В, в подстилающем слое значения  $\text{pH}$  ниже, чем в верхнем слое. Окислительно-восстановительный потенциал составляет 215-220 мв. В этой части профиля наблюдается максимальное обогащение придонных вод микроэлементами, причем происходит выравнивание их концентраций в сравнении с иловой водой. Содержание марганца в осадках этой подзоны резко падает, в то время как концентрации других элементов остаются достаточно высокими.

В переходной зоне, отделяющей от стагнированной геохимическим барьером (см. рис.), придонные воды более щелочные, чем иловые. Обменные процессы на границе вода - грунт затухают, вследствие чего содержания микроэлементов в поровых водах возрастают (см. таблицу). Исключения составляют  $\text{Mn}$  и в меньшей степени  $\text{Fe}$ . Содержание переходных металлов в осадках в связи с их погрубением снижается до кларковых значений.

Между западной и восточной частями Готландского профиля отмечают некоторые различия. Во-первых, геохимический барьер в западной части впадины находится на 40 м ниже, чем в восточной. Далее, илы здесь больше обогащены  $\text{Cu}$ ,  $\text{Co}$ ,  $\text{Ni}$  и особенно  $\text{Ba}$  (см. рис.). В западной части стагнированной зоны наблюдаются также максимумы содержаний в осадках РЗЭ ( $\text{Ce}$ ,  $\text{Tb}$ ),  $\text{Th}$ ,  $\text{Kb}$ ,  $\hat{\text{Cs}}$  и поглощенного  $\text{Na}$  [3], что свидетельствует о более дисперсном материале осадков и более щелочных условиях в этой части профиля. Асимметричность распределения многих

элементов в осадках Готландского профиля обусловлена также меньшими скоростями седиментации в западной части впадины и поступлением сюда обогащенных металлоорганическими соединениями тонких взвесей с выходным течением со стороны Ботнического и Финского заливов.

Наблюдающиеся закономерности распределения переходных металлов в стагнированной зоне Готландской впадины обусловлены аномальным режимом глубинных вод и активно протекающими процессами диагенеза в толще илов. В период стагнации, продолжающейся 4-7 лет, количество  $SO_4$  в поровой воде уменьшается, растворимость и концентрация металлов увеличиваются и они диффундируют из осадка в придонную воду. Этот процесс имеет место на всех участках стагнированной зоны. В периоды подтока аэрированных вод из Северного моря система вода - грунт в подзоне А становится закрытой из-за развития тонкой окисленной пленки на поверхности осадка. Происходит окисление растворенного в глубинных водах  $Mn^{2+}$  и железогуматных комплексов и их гравитационное осаждение. При захоронении гелевидных стужков гидроокись марганца вновь восстанавливается до  $Mn^{2+}$ . Для перевода растворенного  $Mn^{2+}$  в твердую карбонатную фазу требуется наступление нового цикла зстоя, когда в придонной и иловой воде (при интенсификации сульфатредукции) уменьшается количество свободной  $CO_2$  и увеличивается щелочной резерв. Наиболее благоприятные условия для накопления в осадках  $Mn$  и других переходных металлов создаются в "экстразстойной" подзоне В, куда вытесняются застойные воды из подзоны А. Вытеснение застойных вод из центральной части впадины еще более характерно для периферийной подзоны С, но марганец здесь в осадках не накапливается, поскольку происходит интенсивный вынос его в придонную воду. Максимумы других переходных металлов в осадках застойной зоны часто не совпадают, что объясняется различной растворимостью их соединений и различной способностью к комплексообразованию с хелатовыми агентами.

Таков в общих чертах механизм марганцевого рудообразования в стагнированной зоне. Одним из важнейших звеньев процесса является вытеснение застойных вод из центра впадины к периферии стагнированной зоны. Вынос соединений  $Mn$  и биогенных компонентов в более верхние слои водной толщи осуществляется путем турбулентной диффузии либо при так называемых спонтанных выбросах [7]. Этот фактор усиливает процесс формирования железомарганцевых конкреций на границе между переходной и окислительной зонами.

Наблюдающиеся в разрезе восстановленных осадков морского голоцена мощностью 2-4 м вариации в содержании  $Mn$  и других металлов обусловлены не только интенсивностью диагенеза, но и пространственным смещением во времени "экстразстойной" зоны. Поскольку Готландская впадина Балтийского моря является бассейном с зачаточным марганцевородным процессом, выявленные закономерности можно использовать для разработки моделей генезиса некоторых типов осадочных марганцевых месторождений.

## Л и т е р а т у р а

1. Блажчишин А.И. Основные химические компоненты в донных осадках.-В кн.: Геология Балтийского моря. Вильнюс: Мокслас, 1976, с.255-287.
2. Блажчишин А.И., Емельянов Б.М. Основные черты геохимии Балтийского моря.-В кн.: Геохимические исследования и поиски полезн.ископ.на территории Белоруссии и Прибалтики. Минск: Наука и техника, 1977, с.60-156.
3. Блажчишин А.И., Штраус И.Д., Митропольский А.Ю. Микроэлементы в современных осадках Балтийского моря: Препр. ИГН АН УССР. Киев, 1982, 66 с.
4. Емельянов Б.М. Аллюмосиликатный карбонатно-марганцевый литолого-геохимический район Готландской и Ландсортской впадин.-В кн.:Осадкообразование в Балтийском море. М.: Наука, 1981, с 136-180.
5. Микроэлементы в иловых водах Балтийского моря / Шишкина О.В., Гордеев В.В., Блажчишин А.И., Митропольский А.Ю.-В кн.: Осадкообразование в Балтийском море. М.: Наука, 1981, с.207-215.
6. Основной солевой состав иловых вод Балтийского моря / Шишкина О.В., Павлова Г.А., Исеева А.Б., Шевченко А.Я.- В кн.: Осадкообразование в Балтийском море. М.: Наука, 1981, с.191-207.
7. Юрсковский А.К. О значении некоторых химических процессов в придонном слое глубоководных впадин в динамике запасов минерального фосфора Балтийского моря.-В кн.: Рыбохозяйные исследования в бассейне Балтийского моря. Рига : Звайгзне, 1974, с. 79-84.
8. Hartmann M. Zur Geochemie von Mangan und Eisen in der Ostsee.- *Meuniana*, 1964, Bd. 14, N 53, S. 3-20.
9. Manheim F.T. A geochemical profile in the Baltic Sea.- *Geochem. et Cosmochim. Acta*, 1961, vol. 25, N 1, p. 52-65.

УДК 553.78:550.4

ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ЗОНЫ ГАЛАПАГОССКОГО РИФТА, 70-й РЕЙС БС "ГЛОМАР ЧЕЛЛЕНДЖЕР": АСПЕКТЫ МИНЕРАЛОГИИ И ГЕОХИМИИ ГЛАВНЫХ КОМПОНЕНТОВ

И.М.Варенцов, Б.А.Сахаров, В.А.Дриц, С.И.Ципурский, Д.Я.Чопоров, В.А.Александрова  
Геологический институт АН СССР, г.Москва, СССР

### Введение

Гидротермальные отложения, развитые в районе Галапагосского центра спрединга и участков гидротермальных холмов, в течение последнего десятилетия привлекают самое пристальное внимание специалистов, изучающих вопросы рудообразования и геологии океана.

Задача этой работы заключается в том, чтобы дать уточненную харак-

теристику минерального состава гидротермальных осадков по данным рентгеноструктурного анализа, электронографии, изучения этих осадков под просвечивающим и сканирующим электронными микроскопами, вскрыть геохимические особенности поведения главных компонентов, а также Ba и Sr как индикаторных элементов гидротермальных процессов, оценить влияние гидротермальных явлений на седиментацию.

#### Материалы, методы

Данная работа основана на изучении керновых образцов 70-го рейса БС "Гломар Челленджер". Все имевшиеся в нашем распоряжении образцы были изучены в шлифах под микроскопом. Рентгеновский анализ проводился с использованием дифрактометра ДРОН-2(СССР). Интерпретация природы глинистых смешанослойных образований, определение количественных соотношений разнотипных слоев и особенностей их чередования выполнялись на основе сопоставления экспериментальных картин с расчетными дифрактограммами для соответствующих моделей. Для уточнения структурной упорядоченности представительные образцы изучались электронографическим методом косых текстур, который является чрезвычайно информативным в исследовании слоистых силикатов. Использовался электронограф ЭР-100(СССР) с ускоряющим напряжением 100 кВ. Для исследованных образцов снимались инфракрасные спектры в полосе 4000-400 см<sup>-1</sup>. Представительные образцы исследовались под сканирующим и просвечивающим электронными микроскопами. Химический состав осадков определялся с применением плазменного (ICP) спектроанализатора J-48 (Jobert Yvon, France) из навески 0,1 г с использованием международных стандартов.

Изученные гидротермальные отложения и карбонатно-кремнистые осадки характеризуются относительно ограниченным набором минеральных разновидностей. Это позволило основное внимание уделить изучению опорных типовых разрезов скважин, отличавшихся довольно полным отбором ненарушенного керна (скв. 509В).

#### Результаты и обсуждение (к модели процесса гидротермального минералообразования)

Результаты выполненных исследований показывают, что гидротермальные осадки представлены преимущественно двумя типами: существенно железистой зеленой глобулярной глиной и корками гидроокислов марганца. Гидротермальные зеленые глины развиты, как правило, в верхней половине разреза, в их кровле располагаются корковидные слои гидроокислов марганца. Но рядом скважин вскрыты относительно подчиненные прослои зеленых гидротермальных глин в нижней половине разреза; нередко эти глины перемежаются со слабокремнистыми фораминиферово-наннофоссилиевыми осадками верхнего плейстоцена (скв. 506С, 507Д, 509В, рис. 1,2). Однако в целом для исследованного района Галапагосской зоны

спрединга отмечается выраженная тенденция повышения гидротермальной деятельности в верхнем плейстоцене.

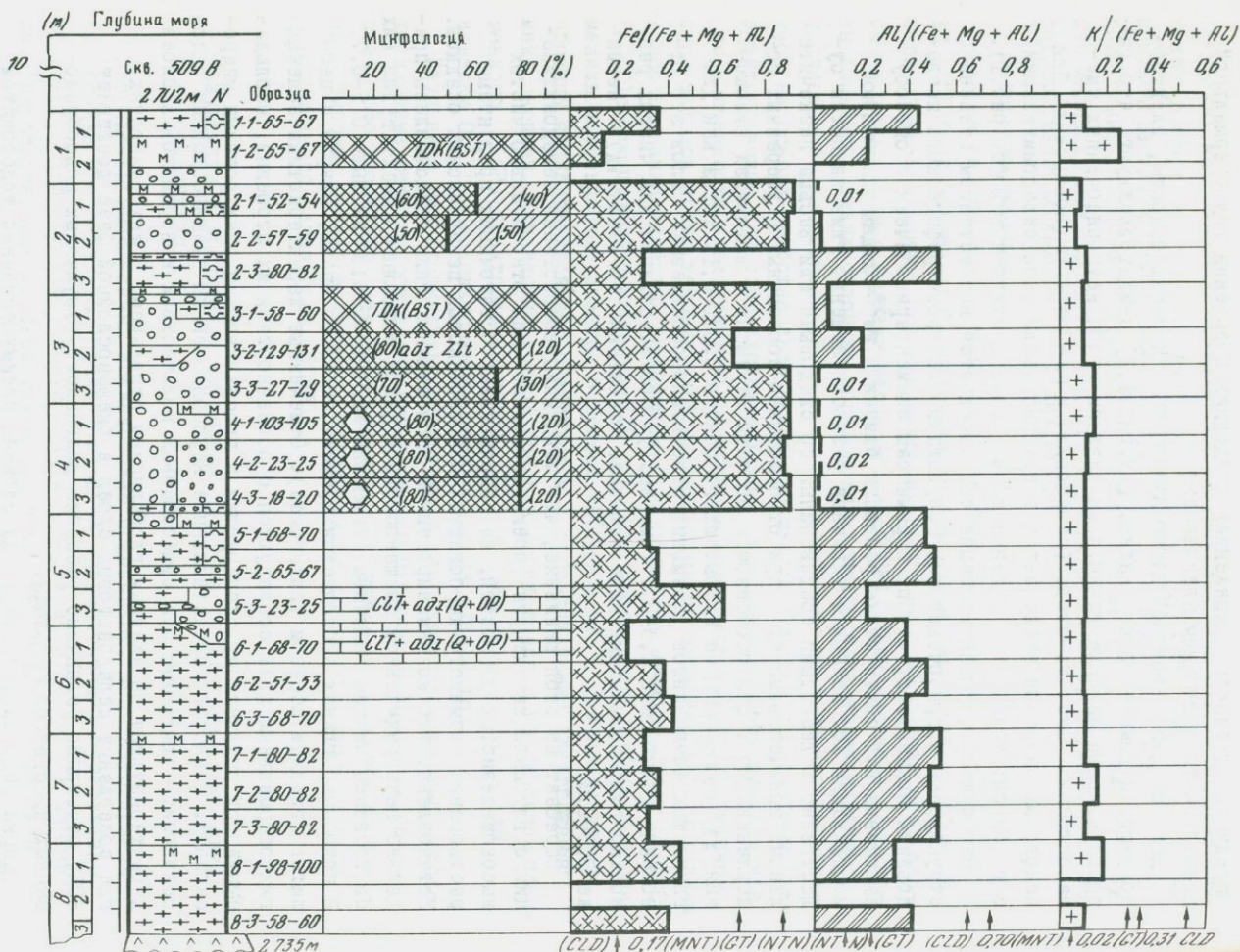
Данные рентгеновской дифрактометрии, ИК-спектроскопии, электронографии и химического анализа (см.рис.1,2) свидетельствуют, что гидротермальные зеленые глины представлены рядом неупорядоченных смешанослойных фаз: Fe-слюда (селадонит) и Fe-сметтит (нонтронит). Для некоторых разрезов наблюдается тенденция увеличения селадонитизации с глубиной: количество селадонитовых слоев достигает 80% (см.рис.1).

Как правило, селадонитизация сопровождается возрастанием степени структурной упорядоченности. Результаты электронографического исследования показывают, что по параметрам элементарных ячеек и способу наложения 2:1 слоев такие разности близки к Fe<sup>3+</sup>-слюдам политипной модификации 1M. Наиболее типичные разности зеленых глин являются существенно железистыми соединениями со следовыми или весьма незначительными количествами Al при относительно постоянных и умеренных содержаниях Mo. Эти особенности состава отражены в величинах отношения  $Al/(Fe+Mg+Al)$ , не превышающего обычно 0,001-0,1, тогда как для глинистых компонентов фораминиферо-наннофоссилиевых илов это отношение редко ниже 0,3-0,5 (см.рис.1). Соответственно для чистых разностей гидротермальных глин величина отношения  $Fe/(Fe+Mg+Al)$  не ниже 0,8-0,9.

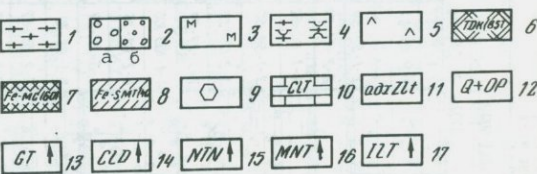
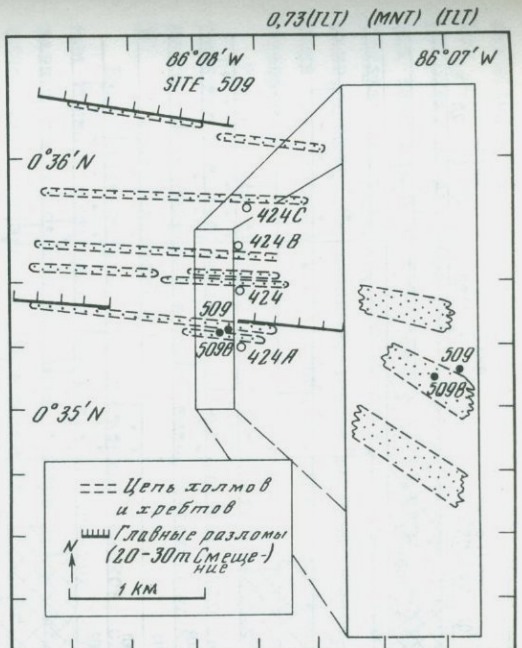
Обращает на себя внимание, что тенденция возрастания селадонитизации с глубиной характерна преимущественно для относительно чистых высокожелезистых разностей, не загрязненных остаточными продуктами растворения кремнисто-карбонатных слабоглинистых пелагических осадков. Установлено, что контаминированные типы зеленых глин представлены предельно неупорядоченной смешанослойной фазой селадонит-сметтит; для них свойственны низкие величины отношения  $Fe/(Fe+Mg+Al)$  - не выше 0,5-0,7. В подобных глинах наблюдается примесь полевого шпата, кварца и цеолитов (главным образом филлипсита). Отмеченные характеристики зеленых гидротермальных глин согласуются с особенностями их строения, наблюдаемыми под оптическим, сканирующим и просвечивающим электронными микроскопами. Разности, представленные неупорядоченным смешанослойным рядом селадонит-нонтронит при существенных количествах нонтронитовых слоев характеризуются выраженным глобулярным строением. В тех разностях, где содержание селадонитовых слоев в смешанослойной фазе достигает 80%, отчетливо различимо развитие волокнисто-чешуйчатых новообразованных кристаллов Fe слюды.

Корки гидроокислов марганца сложены преимущественно тодорокитом (бузеритом) отчетливо глобулярной структуры с выраженными признаками раскристаллизации.

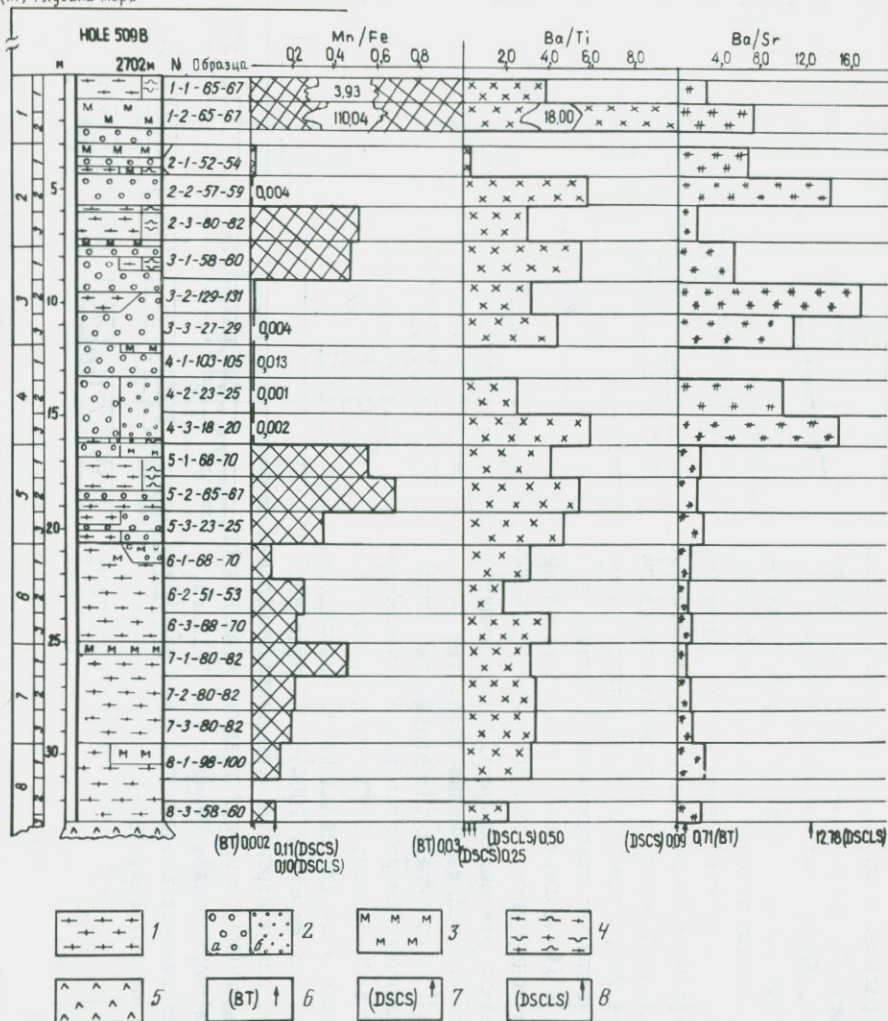
Весьма существенной геохимической особенностью рассматриваемых гидротермальных накоплений является выраженная сепарация Mn и Fe. В зеленых глинах, являющихся существенно железистыми соединениями, отмеча-



Р и с. 1. Распределение минеральных компонентов, величин отношений: Fe/(Fe+Mg+Al); Al/(Fe+Mg+Al); K/(Fe+Mg+Al) в разрезе верхнекайнозойских отложений, скв. 509В, 70-й рейс БС "Гломар Челленджер", Галапагосская Рифтовая зона. 1- фораминиферовые нанофоссилиевые илы; 2- гидротермальные зеленые зернисто-глобулярные глины: а - крупноглобулярные, б - мелкоглобулярные; 3- фрагменты корок, сложенных окислами марганца; 4- диатомовые, радиоляриевые нанофоссилиевые илы; 5- обломки базальта и породы базальтового основания; 6- тодорокит (бузерит); 7- железистый слюдистый компонент типа селадонита, как компонент смешаннослойной фазы, в скобках показано относительное (%) содержание; 8- железистый диоктаэдрический смектит (типа нонтронита), как компонент смешаннослойной фазы, в скобках показано относительное (%) содержание в фазе; 9- относительно хорошо окристаллизованные разности; 10- кальцит; 11- примесь цеолита (филиппсита); 12- кварц плюс опал СТ; 13- величины отношений главных компонентов для среднестатистического глауконита (Weaver and Pollard, 1973, p. 26); 14- величины отношений главных компонентов для селадонита, выполняющего миндалины в базальте (Wise and Eugster, 1964); 15- величины отношений главных компонентов для нонтронита - продукта изменения базальта (Kerr, 1950); 16- величины отношений главных компонентов для среднестатистического монтмориллонита (Weaver and Pollard, 1973); 17- величины отношений главных компонентов для среднестатистического иллита (Weaver and Pollard, 1973)



(м) Глубина моря



Р и с. 2. Распределение величин отношений Mn/Fe, Ba/Ti и Ba/Sr в разрезе верхнекайнозойских отложений, скважина 509B, 70-й рейс БС "Гломар Челленджер", Галапагосская рифтовая зона. 1-фораминиферовые наннофоссилиевые илы; 2-гидротермальные зеленые зернисто-глобулярные глины; а - крупноглобулярные, б - мелкоглобулярные; 3-фрагменты корок, сложенных окислами марганца; 4-диатомовые наннофоссилиевые илы; 5-обломки базальта и породы базальтового основания; 6-величины отношений компонентов в базальтах (Turekian and Wedepole, 1961); 7-величины отношений компонентов в глубоководных известковых осадках (Turekian and Wedepole, 1961); 8-величины отношений компонентов в глубоководных глинистых осадках (Turekian and Wedepole, 1961).

ются крайне низкие, следовые количества марганца. В гидроокисных марганцевых корках содержание железа редко превышает единицу процента. Эти особенности находят отражение в распределении отношения  $Mn/Fe$  в разрезах скважин (см.рис.2). Характерными индикаторами гидротермальных накоплений являются величины отношений  $Ba/Ti$  и  $Ba/Sr$  (см.рис.2). Следует подчеркнуть, что высокие величины отношения  $Ba/Sr$ , как правило, свойственны довольно чистым высокожелезистым разностям зеленых глин как продуктам отложения из относительно высокотемпературных растворов.

Приведенные данные, итоги предшествующих работ, результаты экспериментального изучения позволяют считать, что наблюдаемые факты в целом не противоречат концепциям, изложенным в отчете 54-го рейса БС "Гломар Челленджер".

Важно подчеркнуть, что отложение осадков, слагающих гидротермальные холмы, происходило из умеренно-нагретых (200–400°C) трансформированных растворов морской воды, экстрагировавших из твердых базальтов основания существенные количества  $SiO_2$ ,  $Fe$ ,  $Mn$  и других тяжелых металлов. Поступление гидротермальных растворов около либо несколько ниже поверхности пелагических осадков происходило в обстановке значительных градиентов температуры, окислительно-восстановительного потенциала и pH. Можно считать, что наличие этих градиентов способствовало резкому разделению железа и марганца.

Отложение железа совместно с кремнеземом и умеренными количествами магния, происходившее в обстановке относительно высоких температур, слабоокислительных значений Eh и довольно кислых значений pH, приводило к формированию коллоидных, глобулярных накоплений, неупорядоченных смешанослойных фаз нонтронит-селадонит. Отметим, что Fe слюда могла изначально присутствовать в весьма подчиненных количествах. Наличие селадонитовых выделений в миндалинах и прожилках измененных базальтов основания позволяет допустить, что относительно небольшие количества селадонита могут рассматриваться как первичные компоненты, синтезированные из гидротермальных растворов. Однако образование существенных количеств селадонита связано с постседиментационным изменением нонтронитовых компонентов при их взаимодействии с иловыми растворами.

Следует отметить, что при взаимодействии начальных порций гидротермальных растворов со слабоглинистыми кремнисто-карбонатными осадками последние растворялись и формировавшиеся зеленые глины в существенной мере загрязнялись  $SiO_2$ ,  $Al_2O_3$  и другими компонентами. Однако из поступавших затем массивованных порций гидротерм происходило высаживание значительных количеств относительно чистых железистых слоистых силикатов. Гидроокислы марганца, представленные тодорокитом (бузеритом), отлагались из остаточных порций гидротермальных растворов в обстановке относительно низких температур и значений pH, Eh, характерных для придонных вод областей активного вулканизма. Обраще-

ет на себя внимание, что среди исследованных образцов корок гидроокислов марганца был установлен Ю А-манганат-тодорокит (бузарит), являющийся относительно слабоокисленной модификацией по сравнению с бернесситом и  $\beta\text{-MnO}_2$ . По данным изучения поверхностных проб, гидроокислы марганца, обрастающие в виде корок современную поверхность гидротермальных холмов, представлены преимущественно бернесситом и, по-видимому, в меньшей мере тодорокитом. Таким образом, развитие тодорокитовых (бузаритовых) корок, обрастающих накопления железистых глин, свидетельствует о несколько менее окислительном режиме придонных вод по сравнению с современными условиями. Это может быть связано как с некоторым дефицитом кислорода в связи с массивованными гидротермальными поступлениями и соответственно повышенной температурой придонных вод, так и с высокими скоростями пелагической седиментации (около 50 мм в  $10^3$  лет).

Вместе с тем определенная роль в нарастании корковидных образований гидроокислов марганца могла принадлежать процессам хемосорбционного с автокаталитическим окислением поглощения этого металла из придонных, обогащенных марганцем, вулканических эксталяций.

Интересно отметить, что главная масса железа и марганца в исследуемом районе отлагались при массивованном поступлении гидротермальных растворов в позднем плейстоцене. Постседиментационное преобразование сформировавшихся гидротермальных осадков привело к некоторой их раскристаллизации, а для зеленых глин к выраженной селадонитизации.

UDC 546.027.11:553.32

HYDROGEN ISOTOPIC COMPOSITION AND MINOR ELEMENTS OF MANGANESE  
BOG ORES IN RECENT VOLCANIC AREA

Y. Hariya, H. Miura<sup>1)</sup>, M. Tsutsumi<sup>2)</sup>

1) Department of Geology and Mineralogy, Hokkaido University,  
Sapporo, Japan

2) The Institute for Thermal Spring Research, Okayama University,  
Misasa, Japan

Japan is traversed by six main volcanic zones, most of which are parallel and blend with the mountain ranges. Along these zones numberless hot springs are found which have made Japan a land of thermal springs. In many hot springs, various kinds of sedimentation take place after volcanic activities; carbonates, sulfides, sulfates, oxides etc., are deposited slowly or sometimes rather rapidly according to the nature of hot spring water. The waters of these hot springs in Hokkaido area have been analysed by Geological Survey of Hokkaido, some analyses

Table 1

Chemical compositions of manganese bearing hot spring waters in Hokkaido

	Akan	Yukomabetsu	Shirogane	Niimi	Iwao	Kajika	Komano-yu
Temp. (C°)	42.9	44.2	43.6	64.4	32.1	67.5	23
pH	6.4	5.8	6.7	7.5	6.0	6.5	6.8
Ca	172.2	157.6	419.8	305.7	248.0	287.5	101
Mg	160.7	82.4	336.2	8.0	154.1	39.6	52
Na	171.3	112.8	761	100.1	137.2	619	128
K	46.3	27.5	100.8	5.5	33.8	101.0	16
Total Fe	0.04	0.01	4.26	0.02	20.69	3.36	tr
Al	0.17	0.10	0.49	0.10	0.32	0.25	-
Mn	2.2	4.90	2.11	1.10	1.88	1.05	4.75
Cu	0.002	0.02	0.001	0.001	0.001	0.003	-
Zn	0.008	0.05	0.013	0.002	0.046	0.012	-
Cl	269.7	256.9	955.0	20.3	265.6	-	156.2
HCO <sub>3</sub>	230	167.9	793.0	464	198.9	744.7	117.9
SO <sub>4</sub>	884.7	498.3	-	874.9	-	233.7	481
CO <sub>2</sub>	62.7	180.0	199.3	-	114.4	117.7	11
H <sub>2</sub> S	0.00	0.00	0.10	0.06	0.00	0.00	-

record the presence of manganese. The amount of manganese in the hot spring waters of Hokkaido, Japan ranges from 1.1 to 4.9 ppm. Manganese hydroxides in noteworthy amounts have been found in the vicinity of these hot springs near recent volcanos.

We have analyzed minor elements and the D/H ratio of hydrogen of these hot spring waters and manganese hydroxides. The results of these analyses are used for discussion of the source and origin of ore solution and environments of deposition of manganese in recent volcanic area.

#### Minor Elements of Hot Spring Waters and Manganese Bog Ores

From a geochemical point of view, it is of great significance to clarify the manner of distribution as well as the abundance of individual constituents of minor elements contained in hot springs. The available record indicates a persistent association of manganese bog ore with travertine that forms aprons near active hot spring at some localities in the Hokkaido area. The behaviour of Cu is a little different from that of Zn in manganese bearing hot spring waters. As shown in Table 1, the Cu content is very low and the metal seemed to be in a way different from Zn. The amounts of Fe in hot spring waters are generally low and no relationship exists between Mn and Fe contents.

The abundance patterns of certain minor elements in bog ores including Sr, Pb, Ni, Co, Zn, Cu, Cr, and Ag have also been evaluated. Co and

Table 2

Hydrogen isotope ratios of hot spring waters, surface waters and manganese bog ores from Hokkaido

Locality	Temp. (C°)	pH	D	<sup>18</sup> O	H <sub>2</sub> O (wt%)
Niimi hot spring 1*	65	6.2	-72	-12	
" " 2*	66	6.2	-71	-12	
" " 3	64.4	7.5	-70		
Niimi ground water*			-72	-12	
Shiribetsu River*			-70	-11	
Niimi bog ore (todoro- kite)			-99		11.30
Niimi bog ore (todoro- kite+birnessite)			-102		13.71
Akan hot spring 1*	42.9	6.4	-74	-11	
" " 2	43		-73		
Akan ground water (Lake Onneto)			-76		
Akan bog ore (todorokite)			-106		15.05
Akan bog ore (todoro- kite+birnessite)			-98		17.0
Akan bog ore (todoro- kite-birnessite)			-101		11.20
Komano-yu hot spring 1*	20	7.3	-64		
" " 2	23	6.8	-67		
Komada-take ground water* (Lake Onuma)			-66		
Komano-yu bog ore* (birnessite)			-104		19.4
Komano-yu bog ore* (birnessite)			-106		15.0
Komano-yu bog ore (birnessite)			-98		11.45

\* Data from Matsubaya et al., [47]; Hariya and Tsutsumi [2].

Cr contents are very low. Cu appears in every sample, its percentage is uniform and this metal content ranges from 200 to 11,500 ppm. Zn content ranges from 300 to 5,400 ppm and Pb is generally not higher than 30 ppm. Ni closely resembles Co and Ni is not higher than 500 ppm. Sr is present in almost all of the samples. The percentage of this element is uniform. The frequency and percentage of these minor elements indicate a genetic relationship of the manganese deposits of different origin.

## Hydrogen Isotopic Compositions of Hot Spring Waters and Manganese Bog Ores

Isotopic information on hydrogen of hydrous minerals is principally useful as indicators of the origin and history of the H<sub>2</sub>O in hydrothermal solutions. Direct measurement of D/H ratio of hot spring waters where manganese mineral is found in the process of deposition is used for the discussion of the source and origin of the ore solutions and the environments of deposition of the manganese deposits.

As previously reported [2], hot spring water of Komano-yu manganese deposit is circulated meteoric water. We have also analysed the D/H ratio of manganese bog ores and hot spring waters from Niimi and Akan areas, Hokkaido, Japan. These data are shown in Table 2 together with data from Komano-yu hot spring. The most common bog ore mineral of Niimi hot spring is todorokite which is sometimes associated with birnessite. Two samples of bog ores from Niimi have  $\delta D$  values of -97 and -102 permil, respectively. As shown in Table 2, the hydrogen and oxygen isotopic compositions of this hot spring water are -71 and -11 permil. These data show that Niimi hot spring water are isotopically similar to the local meteoric waters of this area. Also Table 2 indicates that the hot spring water of Akan has a range of  $\delta D$  similar to present-day meteoric waters.

The constituents of the bog ore deposits in recent hot spring were accumulated from the surrounding rocks by meteoric hydrothermal circulation. The average concentration of manganese in andesitic igneous rocks from Akan and Komaga-take [1] are 0.26 and 0.29 wt%. Thus, only small amount of andesite rocks are needed to provide manganese for the small recent bog ore deposits. Hydrogen isotopic composition of manganese bog ores fall in a narrow range from -98 to -102 permil. The water in manganese bog ore is depleted in deuterium and fractionation factors between manganese bog ores and hot spring waters were calculated to be 0.964 to 0.977.

Both D/H ratio and amounts of minor elements in manganese bog ores are related to change the process of leaching by the circulated hydrothermal solution and the chemical composition of country rocks. These data have been useful in elucidating problems in economic geology with the origins of manganese and ore-forming solutions.

### R e f e r e n c e s

1. Hariya Y., Kikuchi T., Maki M. Some data concerning the origin and precipitation process of manganese dioxide.-*J. Miner. Soc. Japan*, 1964, vol. 6, 368-380.
2. Hariya Y., Tsutsumi M. Hydrogen-isotopic composition of some hydrous manganese minerals.-*Chem. Geol.*, 1981, 34, p.43-52.
3. Sakoh S. Geothermal indications and hot springs of Hokkaido,

Japan.-Geol. Surv. Hokkaido, Spec. Rept., 1976, 3; 1977, 4; 1979, 2; 1980, 10.

4. Stable isotope study of the hot springs and volcanos of Hokkaido, Japan /Eds. by Matsubaya O., Sakai H., Ueda A. et al. - In : Rept. Inst. Thermal Spring Research, Okayama Univ., 1978, vol.47, p.55-67.

УДК 550.4.02:546.711

### ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ДАННЫЕ К ХАРАКТЕРИСТИКЕ РОЛИ МАРГАНЦА В ГИДРОТЕРМАЛЬНОМ РУДООБРАЗОВАНИИ

Л.В.Чернышев, В.Ф.Гелетий

Институт геохимии им. А.П.Виноградова СО АН СССР, г.Иркутск, СССР

Все более вескими доводами подтверждается [6,9], что важную роль среди источников рудного вещества марганцевых месторождений играет эндогенная составляющая, связанная с вулканизмом или гидротермальной деятельностью. Значительные количества марганца, немного превосходящие содержания остальных рудных металлов, устанавливаются в металловосных термах. В то же время современные сульфидные осадки, как и их палеосаналогии - колчеданные залежи, не несут марганцевого оруденения [3,14]. Не фиксируются макроконцентрации марганца и в сульфидных ассоциациях плутогенных гидротермальных месторождений. Примечательно, что образование марганцевых руд собственно эндогенными процессами весьма незначительно [11]. Поэтому реконструируя состав рудообразующих растворов по составу отлагающихся из них руд, мы не можем привести непосредственных доказательств, свидетельствующих о гидротермальном поступлении марганца в осадочную оболочку. Такой качественный подход является недостаточным и в связи с вышесказанным противоречивым. Строгая оценка роли марганца в гидротермальном процессе, основывающаяся на составах природных минералов, может базироваться на подходе к минералам переменного состава как к источникам количественной информации о соотношениях валовых концентраций рудных металлов в гидротермальных растворах, который основывается на законе распределения, выражаемом уравнением

$$\frac{N_{AX}^S}{N_{BX}^S} = D_{A/B}^{S-ag} \cdot \frac{C_A^{ag}}{C_B^{ag}} \quad (I)$$

Это уравнение определяет равновесный коэффициент сокристаллизации изоморфных А и В между смешанными кристаллами и водной фазой в терминах молярных долей компонентов в твердой фазе и валовой (аналитической) концентрации элементов в водной фазе. Рассматривая систему вода + солевой фон в качестве единого "сложного растворителя" по отношению к

рудным минералом, можно получить следующее уравнение:

$$D_{A/B,a}^{S-ag} = \frac{S_{BX}^2}{S_{AX}^2} \cdot \frac{S_{BX}}{S_{AX}} \quad (2)$$

Равенство (2) и данные по гидротермальной растворимости минералов позволяют сделать предположение о малой изменчивости коэффициентов сокристаллизации одготипных соединений при широких вариациях физико-химических условий [17], что и дает возможность проведения реконструкций состава рудоносных растворов по известному составу твердых фаз. Соответствие реальных систем модели (соблюдение равенства 2) и малая изменчивость  $D$  (уравнения 1 и 2) подтверждены нами экспериментально на примере исследований распределения кадмия между галенитом и водными растворами [5]. Совпадение полученных оценок  $Cd/Pb$  с имеющимися геохимическими данными дает реальную возможность использовать предлагаемый метод для характеристики роли марганца в гидротермальном процессе.

На данном этапе мы имеем возможность оценивать только соотношения валовых концентраций, поэтому проведено сравнение содержаний марганца с такими рудообразующими элементами, как  $Fe$  и  $Pb$ , а также с микроэлементом  $Cd$ . Рассмотрение типичных для гидротермальных месторождений минералов переменного состава - вольфрамита, сфалерита и галенита, кристаллизующихся в процессе образования руд в определенной последовательности, дает возможность проследить поведение марганца в течение некоторого периода в формировании месторождений.

Распределение  $Mn$  и  $Fe$  между вольфрамитом, сфалеритом и водными растворами подробно рассмотрено нами ранее [19,20]. Так, было показано, что  $D_{Mn/Fe}^{Wt-ag}$  есть величина порядка 0,9, а  $D_{Mn/Fe}^{Sp-ag}$  - 0,03-0,05. 0 правомерности приложения опытных данных для более широкого круга условий, чем автоклавные, свидетельствуют результаты осаждения сфалерита из природных гидротерм Челекена [7], для которых  $D_{Mn/Fe}^{Sp-ag}$  равен 0,0 н. В твердофазной части опытов установлено, что  $D_{Mn/Fe}^{Wt-Sp}$  равен 0,052. Закономерности распределения  $Mn$  и  $Fe$  между вольфрамитом и сфалеритом подтверждены на природном материале [18].

Исследования сокристаллизации элементов продолжены на примере изучения распределения  $Mn$  и  $Cd$  между галенитом и водно-солевыми растворами при 300-400°C и давлении 100 МПа. Для этой системы, как и для системы со сфалеритом, отмечается предпочтительное вхождение марганца в водную фазу,  $D_{Mn/Pb}^{Gn-ag}$  порядка 0,0-0,00 н,  $D_{Mn/Cd}^{Gn-ag}$  - 0,00-0,000 н.

Распределение  $Mn$  между галенитом и сфалеритом происходит с обогащением марганцем сульфида цинка, коэффициент распределения  $Mn$  между указанными фазами равен 95 при 300°C и 100 МПа [4].

Ранее нами было показано, что концентрации  $Mn$  и  $Fe$  в минералообразующих растворах сульфидных месторождений на моменты отложения сфалерита были величинами одного порядка [20]. Незначительное же содержание марганца в сфалерите обеспечивается малыми коэффициентами сокри-

стеллизации, что и создает ложное впечатление о Mn как о микроэлементе на данной стадии. Коэффициенты сокристаллизации марганца для системы галенит+раствор и данные по содержаниям этого элемента в галенитах сульфидных месторождений [10, 21, 22] дают возможность оценить соотношение Mn/Pb в рудоносных растворах величиной порядка 30. Для растворов, образовавших марганцевые руды с повышенными содержаниями свинца [12], фиксируется значение Mn/Pb, близкое к указанной выше величине этого параметра, при допущении полного осаждения рудных металлов из водной среды. В целом установленные интервалы отношений Mn/Pb хорошо согласуются с данными по современным гидротермам. Соотношение Mn/Cd оценивается величиной порядка  $3 \cdot 10^3$ , что резко выделяет марганец из ряда типичных микрокомпонентов.

Приведенные данные говорят о том, что марганец является микрокомпонентом в рудоносных растворах сульфидных месторождений и на моменты отложения галенита. В случаях последовательной кристаллизации сфалерита и галенита сульфид свинца будет содержать Mn в значительно меньших количествах, чем сфалерит, даже если осаждение этих минералов будет происходить из водных растворов с одинаковым содержанием марганца, на что указывают существенно разные коэффициенты сокристаллизации марганца для обеих фаз. Об этом же говорит и преимущественное вхождение марганца в сфалерит, фиксируемое в эксперименте и на природном материале. Таким образом, для сульфидных месторождений характерно постоянное присутствие в растворах марганца в значительных количествах, что не противоречит редкости в природных парагенезисах валабандина, который имеет растворимость, на порядки превышающую растворимости остальных сульфидов. Этот факт, на который указывалось ранее [1], подтвержден нами экспериментально.

Большинство исследователей считает, что на сульфидных месторождениях, в которых присутствует вольфрамит, отложение вольфрамита предшествует отложению сфалерита и галенита. В согласии с  $D_{Mn/Pb}^{Wt-ag}$  можно принять, что и до отложения сульфидов марганец присутствовал в гидротермальных растворах в концентрациях, сравнимых с содержаниями железа. Переходя к кристаллизации сфалерита из растворов с близким содержанием Mn, мы получаем минерал, содержащий Mn уже в виде микропримеси, что доказывалось также экспериментальными и природными данными по распределению марганца между вольфрамитом и сфалеритом [18, 19].

Вывод о сопоставимости концентраций Mn и Fe, доминирование в водных фазах по сравнению со свинцом ставят марганец в ряд ведущих рудных компонентов гидротермальных растворов; это позволяет считать, что обогащенность рудоносных растворов Mn является общей чертой гидротермального рудообразования в геологическом прошлом и в современную эпоху. Принципиальное отличие марганца от железа, свинца и других рудных металлов состоит в том, что этот элемент обычно не фиксируется в гидротермальном процессе ни в виде собственных минералов, ни в изоморф-

ной форме. Наличие вольфрамита не является показательным, так как после его отложения растворы по-прежнему обогащены марганцем, что объяснимо несопоставимостью концентраций Mn и W в водных растворах.

Постоянное наличие марганца в рудоносных растворах и отсутствие механизма эффективного осаждения этого элемента в гидротермальных условиях превращают гидротермальный процесс в своеобразный насос по переноске марганца в присутствии воды из глубинных горизонтов земной коры в поверхностные условия. На это указывают составы современных гидротерм, в которых фиксируются обилие Mn [8, 157] и огромные масштабы выноса Mn в океан термальными водами [9, 137]. Полученный материал количественно подтверждает точку зрения на гидротермальный раствор как на один из важных источников рудного вещества марганцевых месторождений [27]. Фиксация Mn на выходе из гидротермальной системы затруднена до тех пор, пока этот элемент находится в двухвалентном состоянии, что и не приводит к появлению ясно выраженных ореолов марганца, связанных с эндогенным источником [167]. Для осаждения же марганца в непосредственной близости от источника требуются, по всей видимости, особые условия [167].

#### Л и т е р а т у р а

1. Бэрнс Х.Л., Чеманский Г.К. Растворимость и перенос рудных минералов.-В кн.: Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М.: Мир, 1970.
2. Варенцов И.М., Рахманов В.П. Месторождения марганца.-В кн.: Рудные месторождения СССР. Т.1. М.: Недра, 1974.
3. Вулканизм и рудообразование. М.: Мир, 1973.
4. Гелетий В.Ф., Чернышев Л.В., Пастушкова Т.М. Распределение кадмия и марганца между галенитом и сфалеритом.-Геология руд. месторождений, 1979, № 6.
5. Гелетий В.Ф., Чернышев Л.В., Пастушкова Т.М. Исследование равновесий твердых фаз системы PbS - CdS с водно-солевыми растворами при повышенных температурах и давлениях.-Геохимия, 1981, № 10.
6. Дзоценидзе Г.С. Влияние вулканизма на образование осадков. М.: Недра, 1965.
7. Лебедев Л.М. Современные рудообразующие гидротермы. М.: Недра, 1975.
8. Лисицын А.П. Процессы океанической седиментации. М.: Наука, 1978.
9. Мстиславский М.М. Палеосубокеанические и металлогенические особенности размещения марганца в олигоценовую эпоху на юге СССР.-Докл. АН СССР, 1980, 254, № 2.
10. Распределение кадмия, марганца, селена и изотопов серы в сосуществующих галените и сфалерите из свинцово-цинковых месторождений / Генкин А.Д., Давылаева И.В., Добровольская М.Г., Носик Л.П.,

- Звозерина О.Н., Кортман Р.В., Сидельникова В.Д., Тронева Н.В., Шадлун Т.Н.-В кн.: Методы исследования рудообразующих сульфидов и их парагенезисов. М.: Наука, 1980.
11. Рахмонов В.П. Марганцевые руды.-В кн.: Успехи в изучении главных осадочных полезных ископаемых в СССР. М.: Наука, 1967.
12. Рожнов А.А., Буамзков Б.И., Шибрик В.И. О зональности Fe и Mn руд Атасуйских месторождений (Центральный Казахстан).-Геология руд. месторождений, 1976, № 3.
13. Сережников А.И. Марганец в породах и водах Кошелевского вулканического массива (Камчатка).-Докл. АН СССР, 238, 1978, № 3.
14. Смирнов В.И. Колчеданные месторождения.-В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М.: Недра, 1968.
15. Современное гидротермальное рудообразование. М.: Мир, 1974.
16. Соколова Е.А. Некоторые особенности марганцевосности вулканогенных осадочных формаций.-В кн.: Геология и геохимия марганца. М.: Наука, 1982.
17. Чернышев Л.В. К теории гидротермальных равновесий минералов переменного состава.-Геохимия, 1980, № 6.
18. Чернышев Л.В., Иванов Г.Ф. Распределение железа и марганца между сосуществующими вольфрамитами и сфалеритами вольфрамовых месторождений МНР.-Геохимия, 1979, № 7.
19. Чернышев Л.В., Пастушкова Т.М. Распределение цинка, железа и марганца между вольфрамитом и сфалеритом (экспериментальные данные).-Геохимия, 1977, № 5.
20. Чернышев Л.В., Иванов Г.Ф., Гелетий В.Ф. К геохимии марганца в гидротермальном процессе.-В кн.: Геология и геохимия марганца. М.: Наука, 1982.
21. Hall W.E., Rose H.J., Jr., Simon F. Fractionation of minor elements between galena and sphalerite. Darwin lead-silver-zinc mine, Inyo County, California and its significance in geothermometry.-Econ. Geol., 1971, 66, N4.
22. Nash J.T. Geochemical studies in the Park City District. II. Sulfide mineralogy and minor element chemistry Mayflower Mine.-Econ. Geol., 1975, 70, N6.

## МИНЕРАЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ ПРОЦЕССА ОКИСЛЕНИЯ МАРГАНЦЕВЫХ КАРБОНАТНЫХ РУД (НИКОПОЛЬСКОЕ И БУРШТЫНСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ, УССР)

Э.А.Янчук, В.А.Хмелевский, Н.А.Панченко

Львовский государственный университет, г.Львов, СССР

В значительной мере противоречивые данные [3,2] относительно продуктов гипергенного окисления карбонатных руд и его геохимической специфики обуславливают целесообразность проведения детальных минералого-геохимических исследований.

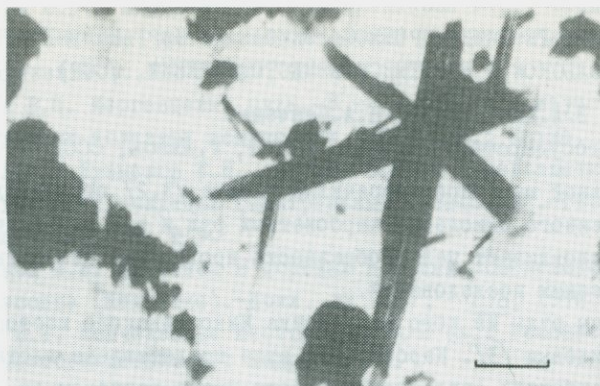
Нами изучены руды из того же участка Никопольского месторождения, что и И.С.Даниловым [3]. Карбонатная руда представлена плотными и кавернозными стяжениями зеленовато-серого цвета размером до 20 см в поперечнике массивной или ячеистой текстуры. Основные составляющие руд — рудохрозит (преобладающий в рудах), деломит, опал, клиноптилолит, слюда, пирит (часто окисленный до гетита). Обломочный материал — окатанные зерна кварца и полевого шпата размером 0,02–0,5 мм.

Начальная стадия окисления руд прослеживается в частично окисленных стяжениях, в которых центральная часть сложена указанными выше минералами, периферическая — продуктами их выветривания. Основной продукт окисления — мелкодисперсный сажисто-черного цвета тодорокит. На фоне тонкодисперсной массы наблюдаются мелкие почковидные натечные агрегаты тодорокита с трещинами усыхания.

Тодорокит диагностирован с помощью рентгенометрического (табл.1) и электронно-микроскопического (рис.1) анализов. На кривой ДТА (рис.2) минерала проявляются следующие эндотермические эффекты: интенсивные при 170, 300°C и слабые при 450, 840, 1080°C. Рентгенометрическими исследованиями продуктов термических превращений тодорокита установлено, что при нагревании до 300°C вследствие дегидратации образуется фаза, подобная минералам изоструктурного ряда криптомелан — голландит — корондидит при 840°C она частично превращается в гаусманит; эндоэффект 1080°C отвечает полному превращению в гаусманит. Указанные превращения не свойственны сложным гидроокислам марганца со слоистой структурой.

По трещинам и стенкам каверн в окисленных рудах повсеместно встречаются выделения агрегатов мелких кристаллов манганита, местами мелкодисперсного криптомелана (их рентгенометрическая характеристика дана в табл.1). Иногда на поверхности тонкодисперсной массы криптомелана развиваются щеточки кристаллов манганита. Обращает внимание наличие в кавернах, заполненных манганитом, новообразованных друз прозрачного кварца.

Наряду со значительным накоплением Mn в окисленных рудах существенно уменьшается содержание CaO, MgO, SiO<sub>2</sub>, CO<sub>2</sub> (табл.2). Снижение содержания Ca и Mg обусловлено частичным выносом этих элементов при разрушении карбонатов. В окисленной зоне повсеместно отмечаются новооб-



Р и с. 1. Морфология выделений тодорокита



Р и с. 2. Кривая ДТА тодорокита

разования кальцита. Некоторое накопление в выветрелых рудах  $\text{Na}_2\text{O}$  связано с увеличением содержания в них клиноптилолита. Ва, по всей вероятности, концентрируется в тодороките и криптомелане.

Можно заключить, что при разрушении родохрозита и доломита вследствие выветривания руд основная часть марганца окисляется до  $\text{Mn}^{3+}$  и  $\text{Mn}^{4+}$  и фиксируется на месте реакции и поблизости в форме тодорокита, изредка криптомелана. Определенная часть  $\text{Mn}^{2+}$  выносится в растворах. Попадая в трещины и каверны, более богатые кислородом, марганец фиксируется в форме гидроксида  $\text{Mn}^{3+}$  — мanganита. Параллельно с этим процессом происходит отложение из растворов вторичных кальцита и кварца. Подвижность  $\text{SiO}_2$  в данном случае обусловлена щелочной реакцией мигрирующих растворов. Лишь в высокоокисленных рудах формируется пиролюзит.

Карбонатные руды Бурштынского месторождения отличаются от руд Никопольского строением и минеральным составом. Они представлены тонкоритмичными плотными мергелями, состоящими из смеси мanganокальцитов или реже Св — родохрозитов с алевритоглинистой массой, иногда обогащенной туфовым материалом [1]. Эти руды беднее марганцем, но богаче кальцием по сравнению с никопольскими (табл. 2 и 3).

Руды почти не содержат опала, характерного для никопольских руд, но

Таблица I

Рентгенометрическая характеристика продуктов окисления карбонатов марганца

Никопольское месторождение					Бурштынское месторождение								
Тодорокит		Манганит		Крипто-мелан		Рансьейт		Рансьейт+Бузерит		Барнессит		Вернадит	
I	d, Å	I	d, Å	I	d, Å	I	d, Å	I	d, Å	I	d, Å	I	d, Å
10	9,6							10	9,6				
2	7,1			8	6,9	10	7,3	10	7,3	10	7,3		
4	4,8			3	4,9			4	4,86				
								4	4,49				
8	4,14*			10	4,12*	3	4,14*	2	4,15*			10	4,14*
						6	3,68	3	3,68	4	3,65		
4	3,34**	10	3,40	3	3,34**								
				8	3,13								
		6	2,64			3	2,58	3	2,58				
3	2,45					4	2,47	3	2,47	5	2,47	2	2,4
4	2,41	8	2,41	10	2,40								
2	2,35					6	2,34			2	2,33		
1	2,23	3	2,25	4	2,23							1	2,2
3	2,19	5	2,186										
				7	2,159								
						5	2,056	2	2,10				
3	1,82			4	1,852			2	1,88				
		7	1,777			6	1,747			2	1,75		
		2	1,704										
		6	1,671										
		2	1,631										
2	1,54			5	1,546								
		4	1,499					3	1,50				
3	1,42	6	1,432	5	1,427	6	1,426	4	1,42	7	1,43	2	1,43
1	1,38					2	1,401						
		6	1,322										

\* - линия кристобалита; \*\* - линия кварца.

очень богаты глинистым материалом (монтмориллонит, гидрослюда, хлорит). В рудах постоянно встречаются кальцит, доломит и арагонит.

При изучении процесса выветривания руд крайне важными являются сведения о взаимосвязях между элементами как в исходных рудах, так и в окисленных. Анализ эволюции интенсивности направления связей, наблюдаемых в карбонатных и окисленных рудах, дает возможность построить более детальные модели исследуемого процесса.

Таблица 2

Химический состав ( вес.%) карбонатных руд и продуктов их выветривания в Никопольском месторождении

Компонент	Карбонатные руды, $\bar{X}$ ( n=6 )	Окисленные руды, $\bar{X}$ ( n=6 )
SiO <sub>2</sub>	18,29	12,33
TiO <sub>2</sub>	0,18	0,16
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,33	2,95
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,76	2,13
MnO	25,31	47,85
MgO	3,72	1,45
CaO	12,16	7,05
BaO	0,12	0,16
Na <sub>2</sub> O	0,37	0,52
K <sub>2</sub> O	0,90	1,08
CO <sub>2</sub>	27,48	9,62

Примечания:  $\bar{X}$  - среднее содержание; n - количество анализов. При пересчете анализов железо переведено в окисную форму, марганец - в закисную.

Для выделения парагенетических ассоциаций элементов, сформировавшихся под воздействием специфических природных факторов, и вскрытия геохимической специфики процесса окисления карбонатных руд использован метод главных компонент (МГК) - одна из наиболее употребительных разновидностей факторного анализа. Алгоритм МГК реализован на ЭВМ.

Результаты обработки геохимической информации с применением МГК представлены в графической форме (рис.3, а-в). Элементы, сходно реагирующие на действие одноименных факторов, в факторном пространстве образуют более или менее компактные группы, которые на рисунках выделены замкнутыми кривыми.

В пространстве факторов  $F_1 - F_2$  (см.рис.3,а) выделяются две группировки элементов (обведенных пунктирными линиями), состоящие из нескольких ассоциаций, которые отображают генетические особенности и состав исходных руд. Отчетливо проявляются Si - K - Fe - Ti - Al и полярная ей Ca - CO<sub>2</sub> ассоциации. Рентгенометрический анализ показал, что высокое содержание в породах глинистой компоненты предопределяет максимальный вклад фактора F в общую изменчивость системы; при высоких содержаниях карбонатов значения F минимальны. Индифферентное положение Mg обусловлено его двойственной ролью: с одной стороны, вхождением в состав карбонатов, с другой - в глины. Обособленное положение Mg может быть объясняется его индивидуальными особенностями.

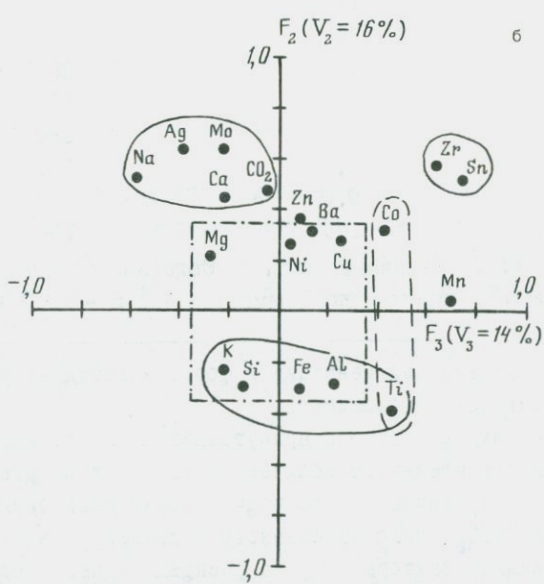
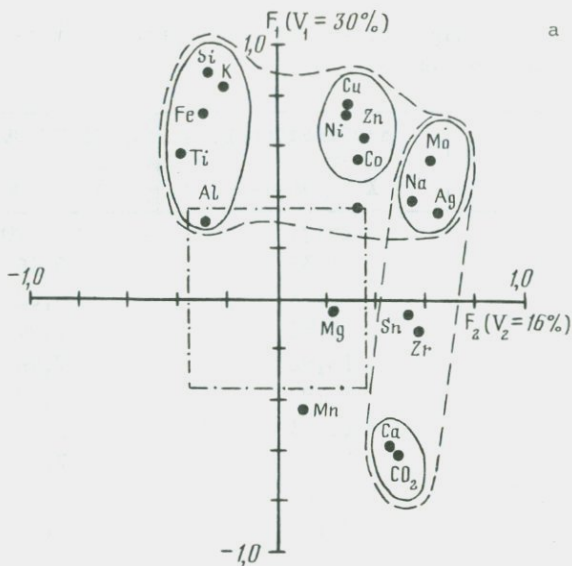
Таблица 3

Химический состав карбонатных руд и продуктов их выветривания в Бурштынском месторождении

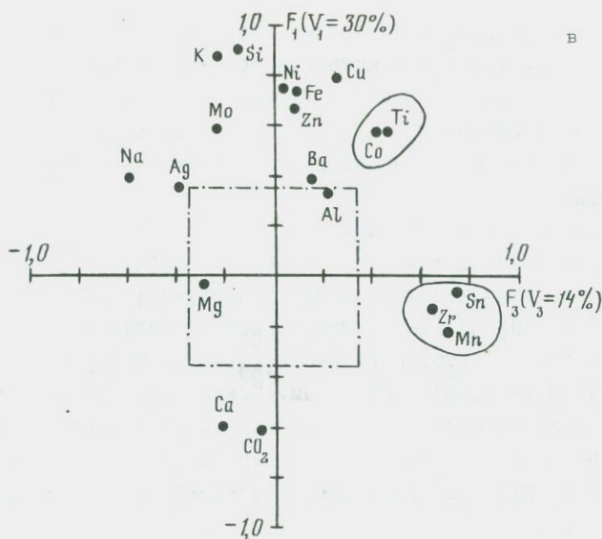
Компонент	Карбонатные руды,	Продукты выветривания,
	$\bar{X}$ (n=14)	$\bar{X}$ (n=10)
SiO <sub>2</sub>	25,20	22,70
TiO <sub>2</sub>	0,33	0,36
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,78	6,02
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,58	3,74
CaO	18,92	7,96
MgO	3,69	2,38
MnO	11,43	30,00
K <sub>2</sub> O	1,69	1,79
Na <sub>2</sub> O	0,70	0,23
CO <sub>2</sub>	22,92	5,39
Cu	7	7
Ni	11	13
Co	10	8
Zn	36	26
Sn	9	12
Zr	150	260
Mo	2,2	1,1
Ag	0,05	0,2
Ba	173	166

Примечания:  $\bar{X}$  отвечает табл.2. Содержание породообразующих окислов дано в вес.%, аксессуарных элементов - в n - 10<sup>-4</sup> вес.%.  
 ми - привнесом в бассейн седиментации в форме коллоидных растворов и тонкодисперсных взвесей гидроокислов.

Для бурштынских руд характерно присутствие среди тонкозернистой карбонатной массы значительного количества карбонатных раковин-пектенид, фораминифер, спиризулов, что подчеркивает роль биогенного фактора в накоплении CaCO<sub>3</sub>, преобразованного в диагенезе в манганокальцит и доломит. Влияние фактора F<sub>2</sub> на распределение, с одной стороны, Ca и CO<sub>2</sub>, с другой - Na, Ag, Mo указывает также на биогенную природу накопления в рудах последних элементов [6]. Их связь с Ca и CO<sub>2</sub> особенно четко проявляется после снятия влияния фактора F<sub>1</sub> и рассмотрения ассоциаций элементов в поле факторов F<sub>2</sub> - F<sub>3</sub> (см. рис. 3б). Положительное влияние фактора F<sub>1</sub> на распределение Na, Ag, Mo обусловлено тем, что в процессе осадконакопления и диагенеза эти элементы утрачивают связь с органическим детритом и сорбируются глинистыми частицами.



Р и с. 3. Группирование элементов (по величинам факторных нагрузок) в пространстве факторов  $F_1 - F_2$  /а/,  $F_2 - F_3$  /б/,  $F_1 - F_3$  /в/.  
 $F_1, F_2, F_3$  - вклады факторов  $V_1, V_2, V_3$  в общую изменчивость системы



Р и с. 3. ( окончание )

Ассоциация Cu - Ni - Zn - Co - типично сульфидная, связанная с присутствием в рудах аутигенных сульфидов, среди которых преобладает пирит.

В окисленных рудах по сравнению с исходными снижается содержание Ca, Mg, Na, CO<sub>2</sub>, Mo и существенно накапливается Mn в форме гидроокислов и Zr в виде туфогенного циркона (см. табл. 3). Отсюда и выделение их в отдельную группу при максимальном воздействии фактора F<sub>3</sub> (см. рис. 3, в). С Mn и Zr ассоциирует Zn, вхождение которого возможно в биотит, присутствующий в рудах в незначительном количестве. Следует отметить, что в окисленной зоне бурштынских руд, как и в Никопольском месторождении, повсеместно наблюдается новообразованный кальцит.

Основными составляющими окисленных руд являются сложные гидроокислы марганца - рансьеит, бернессит, вернадит (см. табл. 1). Скопления рансьеита (иногда совместно с бузеритом) приурочены к участкам, где процесс окисления проявляется в начальной стадии. Бернессит распространен в интенсивно окисленных рудах. На более высокой стадии окисления преобладает вернадит. Авторы не акцентируют внимание на характеристике этих минералов, ссылаясь на ранее опубликованные материалы [4, 5].

В Бурштынском месторождении прослеживаются все стадии процесса окисления карбонатных руд: мanganокальцит → рансьеит (+бузерит) → бернессит → вернадит. Это обусловлено стадийным выносом из руд Ca, Mg, Na, CO<sub>2</sub>, а также постепенным переходом Mn<sup>2+</sup> (мanganокальцит) через фазы с Mn<sup>2+</sup>, Mn<sup>3+</sup>, Mn<sup>4+</sup> (рансьеит) и Mn<sup>3+</sup>, Mn<sup>4+</sup> (бернессит) к наиболее стабильной в условиях гипергенеза валентной форме Mn<sup>4+</sup> (вернадит).

Результаты исследований позволяют констатировать, что процессы выветривания карбонатных руд в Никопольском и Бурштынском месторождениях протекали различно. Различия проявляются, во-первых, в поведении ряда элементов, и прежде всего марганца, во-вторых, в природе вторичных минералов марганца. Главными причинами этих различий являются следующие факторы.

1. Более высокие концентрации Са в карбонатных рудах Бурштына, обуславливающие более щелочную реакцию растворов, что, очевидно, увеличивает степень накопления марганца в продуктах окисления за счет формирования кальцийсодержащих гидроокислов марганца.

2. Обогащенность бурштынских руд глинистыми минералами, уменьшающими проницаемость пород растворами. Можно полагать, что тонкодисперсные чешуйки глин инициируют эпитаксиальный рост слоистых минералов марганца, совершенно не свойственных для продуктов окисления никопольских карбонатных руд, где формируются минералы с цепочным мотивом структуры.

3. Отсутствие в бурштынских рудах комплекса акцессорных элементов, парагенетически связанных с марганцем, что свойственно никопольским рудам [2], объясняется тем, что марганец для формирования руд Бурштына выносился из коры выветривания меловых известняков, очень бедных акцессорными элементами.

#### Л и т е р а т у р а

1. Бобровник Д.П., Хмелевский В.А. Тортонские осадочные марганцево-карбонатные породы юго-западной окраины Русской платформы и условия их образования. - Литология и полез. ископаемые, 1968, № 1, с.117-125.
2. Геохимия осадочного марганцеворудного процесса /Страхов Н.М., Штеренберг Л.Е., Калинин В.В., Тихомиров Е.С. М.: Наука, 1968.
3. Данилов И.С. Структурные, текстурные, минералогические и химические изменения при окислении карбонатных марганцевых руд Никопольского месторождения. - В кн.: Геология и рудоносность юга Украины. Днепропетровск, 1972, с.66-76.
4. Янчук Э.А., Хмелевский В.А. Минералы окисленных марганцевых руд Бурштынского месторождения. - Минерал. сборник, 1976, № 30, вып. 2, с.79-84.
5. Янчук Э.А., Хмелевский В.А. Минералого-геохимические особенности окисления кальций-марганцевых карбонатных руд (на примере Бурштынского месторождения). - Минерал. сборник, 1981, № 35, вып.2, с.38-43.

## SEDIMENTARY MANGANESE IN INTRA-CRATONIC BASINS

L.A. Frakes, B.R. Bolton

Monash University, Clayton,

Latrobe University, Bundoora, Australia

## Introduction

The orthoquartzite-glaucconite-clay association of Varentsov [25] seems mostly to have accumulated manganese in shallow basins on the craton, and with restricted access to the open sea. Some of Varentsov's other facies as well may have formed in similar environments. Therefore, it is appropriate to ask what were the physical, chemical and biological conditions under which sedimentation proceeded and which led to unusual accumulations of manganese ores in shallow marine environments. This paper examines these from the standpoint of environmental indicators as preserved in the rocks, and by considering some processes known to be active in modern embayments and estuaries. Unfortunately there does not appear to be a precise modern environmental analogue for manganese in the quartz-glaucconite facies and so the model presented here relies on application of general sedimentological principles rather than citation of specific examples.

## The Manganese Cycle

In natural systems manganese is one of the more abundant trace metals and its activity is closely related to the local abundance of oxygen. In the largest ore deposits (Nikopol and Chiatura, U.S.S.R., and Groote Eylandt, Australia) primary manganese ores appear to be limited to pisolitic types; these show high values for the Mn/Fe ratio (generally above 5.0) [19, 26]. This is significant because large-scale geochemical separation of Fe is indicated prior to accumulation. Given that the behaviour of Fe with respect to oxygen levels, is quite similar to that of Mn, only slight changes in oxygenation can lead to large concentrations of one or the other metal in local environments [27]. For example, Hem [9] showed that Mn is more soluble than Fe over the range of Eh and pH conditions in "normal" aqueous systems.

## Mn in Soils and Groundwater Systems

The crustal abundance of Mn is about 960 p.p.m. while Fe, on the other hand, amounts to about 5.6% in the crust [23]. In crustal abundance terms the Mn/Fe ratio is thus about 0.02, and typical values for pisolitic ores of more than 5.0 require a "separation factor" of 250 or more. Processes operating during soil formation, particularly in acid groundwaters under humid climate conditions, contribute to increasing the Mn/Fe ratio to the extent that Mn/Fe may be raised tenfold, to 0.20 or more. This can be estimated by considering dissolved Mn and Fe figures for 20 large rivers as summarized by Martin and Maybeck/13/.

Abundant rainfall is conducive to deep chemical weathering of bedrock: it generates acidic groundwaters and runoff, and it leads to greater abundances of dissolved and colloidal organic matter in soil and surface waters by facilitating the growth of vegetation. Each of these factors is important in removing Fe from the aqueous system. First, the amount of dissolved Mn available for transport depends on the extent to which it is weathered from the rock; deep weathering in humid climates strips Mn from the bedrock but leaves Fe behind as ferric hydroxide, largely in deeper soil layers where conditions are strongly acid and relatively reducing [6]. Second, the decay of extensive vegetative matter yields decomposition products to soils, in the form of organic molecules and colloids. These materials are highly effective in generating reducing conditions within the soil horizon and thus preferentially trapping Fe, which is desolubilized at relatively lower values of Eh than is Mn. In groundwaters, organic substances play a major role in transporting both Mn and Fe, in proportions approximating those derived from soils.

#### Mn in Bays and Estuaries

Two processes operative in many estuaries, fjords, bays and inlets are now known to be important in the Mn cycle - these are 1) the "veil effect" and 2) the "broom effect" [17, 22]. The veil effect involves the marked and sudden flocculation or coagulation of dissolved river constituents on mixing with seawater, and has been demonstrated in experiments. The critical level of salinity mixing for this in Scottish estuaries is about 15%, and at this stage flocculated Mn totalled to 90-100% of the dissolved river load. Some desorption of Mn is also indicated (possibly through ion exchange) [24]. Fe was flocculated to the extent of 75-110% of river dissolved load, suggesting also some additional, local removal of absorbed Fe [1, 18]. Since flocculated organic matter amounted to only 3-11% of dissolved river load, it appears that the effect of saline mixing is first to liberate metals from organic molecules and second, to facilitate their precipitation from the ionic state as inorganic flocculants. In some estuaries, pH, dissolved oxygen concentration and temperature, also appear to play a significant role in coagulation [4, 14], but usually in such a way as to parallel increases in salinity. The veil effect thus represents a very efficient and powerful mechanism for trapping certain metals in coastal environments.

The broom effect operates at a later stage in the manganese cycle. It is essentially a tidal lag effect, which tends to concentrate fine particles in the upper parts of estuaries and other coastal water bodies. Where tidal influences are moderate to strong, suspended particulate matter is swept landward by flood tides but is less affected by the ebb tide. In many such embayments, as the St. Lawrence estuary in

Canada, suspended particulates are found to consist of Mn oxides and these are concentrated in the landward parts of the estuary and also near the bottom [21]. Some of these may have originated as flocculants in the saline mixing zone but most probably formed as a result of remobilization of sedimented Mn from the sediment column [28]. The importance of the broom effect lies in its operation as a concentrating mechanism for metal-bearing flocculants.

Intermediate between the distal veil effect and the proximal broom effect is the zone of Mn sedimentation and remobilization (Fig. 1). Accumulation of Mn here is usually temporary but possibly over variable time scales ranging from days to centuries or even longer. Incorporation of Mn in bottom sediments requires a degree of oxidation sufficient to retain Mn in the solid phase. On burial, however, Mn, along with Fe, enters a more reducing environment and hence may be mobilized in pore fluids. Grill [4] has shown how both metals can be moved about by such fluids along the floor of the embayment for distances of several kilometres, the time and distance travelled depending on the local Eh condition when fluids escape the sediment back into the water column. Because  $\text{Fe}^{2+}$  precipitates as  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  at much lower oxygen concentrations than required for precipitation of  $\text{Mn}^{2+}$  as  $\text{MnO}_2$ , Mn will be released preferentially in solution to the estuarine waters while Fe remains in the sediment. This relationship ensures a large increase in the Mn/Fe ratio among dissolved species in the coastal waters. The increase in the Mn/Fe ratio could possibly be tenfold (from 0.20 in river waters to as much as 2.0 in estuaries).

#### Oxygen, Manganese and Other Metals in Intra-cratonic Basins

The significance of oxygen in controlling the chemical state of Mn (and Fe) lies in the strong control of Eh on stability fields of the common oxides [11, 9]. In coastal environments, oxygen content varies spatially in that it tends to form an oxygen-minimum layer at depths varying between about 50 m and 800 m [3]. It also can vary in time, such that the oxygen minimum layer may be thicker or thinner and at greater or lesser depth. Dissolved manganese has been shown to vary inversely with oxygen abundance [12] and reaches high concentrations in the oxygen minimum zone (up to  $\sim 500$  p.p.b. in the Black Sea; [2]).

Coastal and near coastal waters are enriched in oxygen at the surface, due to mixing, which leads to equilibrium conditions with respect to atmospheric oxygen. Deep bottom waters may also be enriched ( $> \sim 3$  ml/1  $\text{O}_2$ ), but rarely to the extent seen in surface waters, because of intrusion of external currents. At shallow depth the decay of organic material from the surface leads to depletion of dissolved oxygen often to values less than 0.5 ml/1, particularly in intra-cratonic basins. The minimum zone thus created by the process of decomposition may vary seasonally, and is dependent on the rate of supply of

organic matter. The depleted layer will tend to greater thickness and lower oxygen concentrations when the organic supply rate is large. If water depths are not sufficient, the ambient oxygen concentrations are unaffected below the oxygen minimum zone, the preponderance of organic matter having been decomposed at higher levels.

It is perhaps appropriate to think of the oxygen minimum zone as a depth zone in which dissolved manganese is accumulated. It is thus a reservoir for manganese, which may be depleted where changing conditions result in a thinner, less concentrated, or less extended oxygen minimum zone.

Anoxia is the condition of extreme depletion of oxygen in marine waters. Oxygen concentration in these circumstances falls to zero, usually at depths below 10 m. The condition is similar to that seen in the seasonal stratification of lakes, when oxygen exchange is restricted vertically. Spring and summer increases in organic productivity can lead to large-scale reduction in oxygen throughout the water column in embayments with limited access by the sea such as Chesapeake Bay [5]. Anoxia is also common in restricted areas of fjords, particularly those areas below critical sill depths. The most significant aspect of large-scale anoxia which extends to the bottom, is the widespread release of manganese from the sediment, calculated by Eaton to exceed by four times the annual contribution of the major river draining into the Chesapeake, the Susquehanna. Further, extensive anoxia prevents precipitation of dissolved manganese from its normally high concentrations during high spring river discharge [24]. Presumably, on oxygenation, this concentrated manganese is precipitated as particulate matter and sediment which is tidally concentrated in the upper reaches of the bay, as described earlier.

In the geologic record, times of anoxia have been identified throughout the Phanerozoic particularly for shallow epicontinental seas [7]. These are evidenced mainly by the occurrence of bituminous shales and some have been correlated with phases of marine transgression [15]. It has been suggested that anoxia arose from the concentration of organic material, particularly vegetative debris in deltaic sequences, made available to the sea as it transgressed over coastal areas [10], but also from increased plankton production in the sea due to increased nutrients being made available in shallow marginal seas [16]. Carbon analyses indicate the presence of both terrestrial and marine organic matter in these deposits. Decomposition of some of the organic matter in the water column leads to anoxic conditions in epicontinental seas and areas immediately off shore.

Nutrient elements are most strongly concentrated at depths commonly occupied by the oxygen minimum zone, 50-300 m [20] over a broad range of marine environments, and we have seen how dissolved manganese shows a similar distribution. Enrichment in the first case likely reflects

release of body elements during destruction of organic matter (with consequent consumption of dissolved oxygen), while in the second we are seeing the result of reduction on particulate manganese. We can speculate that during times of anoxia in areas marginal to continents, manganese was concentrated in expanded oxygen minimum zones in shallow waters.

Intra-cratonic seas, including especially such strongly stratified water bodies as the Black Sea, are known to develop at least periodic anoxia. Basins of this sort, with narrow or shallow openings to the sea, are best suited to concentrating soluble metals in the sedimentary column - they serve as nearly closed systems. At depths below the zero-oxygen level, Mn and other metals can be highly concentrated. In Chesapeake Bay, the extent of anoxia and the concentration of dissolved Mn are positively correlated and related to seasonal changes, but over geologic time regional and/or global factors may have contributed to widespread built-up of Mn in intra-cratonic basins. Examples could include the Carpentaria basin (Cretaceous, Australia); Oligocene basins of southeastern Europe, Greenhorn basin (Cretaceous, North America) and the Mesozoic-Cenozoic of the Paris basin. In the first two above, Mn occurs in large concentrations and if the mechanisms suggested here were operative, Mn ores may also occur in the other areas listed.

We thank BHP Co. Ltd., for generous assistance in all our work related to Groote Eylandt ores.

#### R e f e r e n c e s

1. Boyle E.A., Edmond J.M., Sholkovitz E.R. The mechanisms of iron removal in estuaries. - *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1977, 41, p. 1313-1324.
2. Brewer P.G., D.W. Spencer. Distribution of some trace elements in Black Sea and their flux between dissolved and particulate phases. In: *The Black Sea - Geology, Chemistry and Biology* /Eds. by Degens E.T., Ross D.A. - *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem.*, 1974, 20, p. 137-143.
3. Calvert S.E. Factors affecting the distribution of laminated diatomaceous sediments in Gulf of California. - *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem.*, 1964, 2, p. 311-330.
4. Duinker J.C. Suspended matter in estuaries: adsorption and desorption processes. - In: *Chemistry and Biogeochemistry of Estuaries* /Eds. by Olausson, I. Cato. N.Y.: Wiley, 1980, p. 121-152.
5. Eaton A. The impact of anoxia on Mn fluxes in the Chesapeake Bay. - *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1979, 43, p. 429-432.
6. Ermolenko N.F. Trace Elements and Colloids in Soils. N.Y.: Wiley, 1972, p. 263.
7. Fisher A.G., Arthur M.A. Secular variation in the pelagic realm. - *Soc. Econ. Mineral. Paleont., Spec. Publ.*, 1977, 25, p. 19-50.

8. Grill E.V. The effect of sediment-water exchange on manganese deposition and nodule growth in Jervis Inlet, British Columbia.- *Geochim. Cosmochim. Acta.*, 1978, 42, p. 485-495.
9. Hem J.D. Chemical factors that influence the availability of iron and manganese in aqueous systems.-*Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1972, 83, p. 443-450.
10. Jenkyns, H.C. Cretaceous anoxic events : from continents to oceans. *Quart. - J. Geol.Soc. L.*, 1980, 137, p.171-188.
11. Krumbein W.C., Garrels R.M. Origin and classification of chemical sediments in terms of pH and oxidation - reduction potentials.- *J. Geol.*, 1952, 60, p. 1-33.
12. Martin J.H., Knauer G.A. Manganese cycling in northeast Pacific waters.-*Earth Plan. Sci. Letters*, 1980, 51, p. 266-274.
13. Martin J.-M., Meybeck M. Elemental mass-balance of material carried by major world rivers.-*Marine Chem.*, 1979, 7, p. 193-206.
14. Morris A.W., Bates A.J. Effects of rapid precipitation of dissolved Mn in river water on estuarine Mn distributions.-*Nature*, 1979, vol.279, p. 318-319.
15. Schlanger S.O., Jenkyns H.C. Cretaceous anoxic events : causes and consequences.-*Geol. en Mijnbouw*, 1976, 55, p. 179-184.
16. Scholle D.A., Arthur M.A. Carbon isotope fluctuations in pelagic limestones: potential stratigraphic and petroleum exploration tools.-*Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 1980, 44, p. 67-87.
17. Scholkovitz E.R. Flocculation of dissolved organic and inorganic matter during the mixing of river water and seawater.-*Geochim. Cosmochim. Acta.*, 1976, 40, p. 831-845.
18. Sholkovitz E.R., Boyle E.A., Price N.B. The removal of dissolved humic acids and iron during estuarine mixing.-*Earth Plan. Sci. Letters*, 1978, 40, p. 130-136.
19. Slee K.J. Geology and origin in the Groote Eylandt manganese oxide deposits, Australia.-In:*Geology and Geochemistry of Manganese*, vol.11/ Eds.by Varentsov I.M., Grasselly Gy. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung. Stuttgart, 1980, p. 125-148.
20. Spencer, C.P. The nutrient elements.-In:*Chemical Oceanography*/Eds. by J. Riley, Skirrow G. 2nd ed. 1975, 2, p.245-300.
21. Sundby B., Manganese rock particulate matter in a coastal marine environment.-*Nature*, 1977, 270, p. 417-419.
22. Sundby B., N.Silverberg, Chesselet R. Pathways of manganese in an open estuarine system.-*Geochim. Cosmochim. Acta*, 1981, 45, p. 293-307.
23. Taylor S.R. Abundance of chemical elements in the continental crust : a new table.-*Geochem. Cosmochem. Acta*, 1964, 28, p. 1273-1285.
24. Troup B.N., Bricher D.P. Processes affecting the transport of materials from continents to oceans.-In:*Marine Chemistry in the*

Coastal Environment / Ed. by T. M. Church. Amer. Chem. Soc. Symp. Series. N.Y., 1975, p. 133-151.

25. Varentsov I.M. Sedimentary Manganese Ores. Elsevier. Amsterdam, 1964, p. 119.
26. Varentsov I.M., Rakhmanov V.P. Manganese deposits of the USSR (a review). - In: Geology and Geochemistry of Manganese, vol. 2 / Eds. by I.M. Varentsov, Gy. Grasselly. E. Schweizerbartsche. Stuttgart: Verlagsbuchhandlung, 1980, p. 319-391.
27. Wedepohl K.H. Potential sources for manganese oxide precipitation in the oceans. - In: Geology and Geochemistry of Manganese, vol. 3. / Eds. by I.M. Varentsov, Gy. Grasselly. E. Schweizerbartsche. Stuttgart: Verlagsbuchhandlung, 1980, p. 13-22.
28. Yeats P.A., Sundby B., Bowers J.M. Manganese recycling in coastal waters. - Marine Chem., 1979, 4, p. 43-55.

UDC 553.32

#### SUBMARINE (VOLCANOGENIC) EXHALATIVE PROXIMAL AND DISTAL MANGANESE ORE DEPOSITS

G. Pouit

Bureau de Rechercheç Geologiques et Minières, Orleans, France

##### Introduction

The submarine hydrothermal (or exhalative) process [8] has originated the deposition not only of numerous metallic sulphide deposits (Cu, Zn, Pb) often with Ba, Ag, Cu [10, 5, 3] but also of other elements and particularly of Mn-Fe [10, 13, 12]. This process takes place in various geotectonic settings such as in rift, island and back arc, oceanic ridges, boundary of basins-plateforms near deep sutures, etc...

The basic features of submarine exhalative mineralizations are in order of importance:

- tectonic instability at the time of deposition demonstrated by synsedimentary faulting with influence on paleogeography;
- hydrothermal manifestations displayed by more or less closely associated mineralizations, either discordant (veins, stockworks and disseminations, dispersed reticulum) or concordant (stratabound) and by gangue of different composition (mainly silica but also chloritite; sericite, talc, Fe, Mg, Mn-carbonates); it may be remarked that these occurrences sometimes produce alterations in the host rock and the deposition of the cross-cutting and concordant mineralizations is pencon-temporaneous;
- volcanic occurrences but not necessarily in the host of mineralizations and not even at the same period as their deposition.

Concerning sulphide accumulations, distal or proximal links in re-

lation with volcanism and hydrothermal vents yield different models exhibiting closer and variable relations with sedimentary traps, volcanic rocks, hydrothermal vents and zones of hydrothermal alterations. One of the best characterized model is the massive sulphide deposit (volcano-sedimentary), proximal in relation to both volcanic piles and hydrothermal vents (the Archean of Canada, Kurokos deposits of Japan, etc...).

With Morocco Mn-deposits as example, my object here is to show that numerous Mn-mineralization also result from submarine exhalative processes as clearly indicated in Tiouine [2]. Moreover, like for massive sulphides, proximal or distal relations with volcanism and/or hydrothermal vents determine different models, some of which are enclosed in sedimentary formations only.

#### Mn-Mineralizations in Morocco

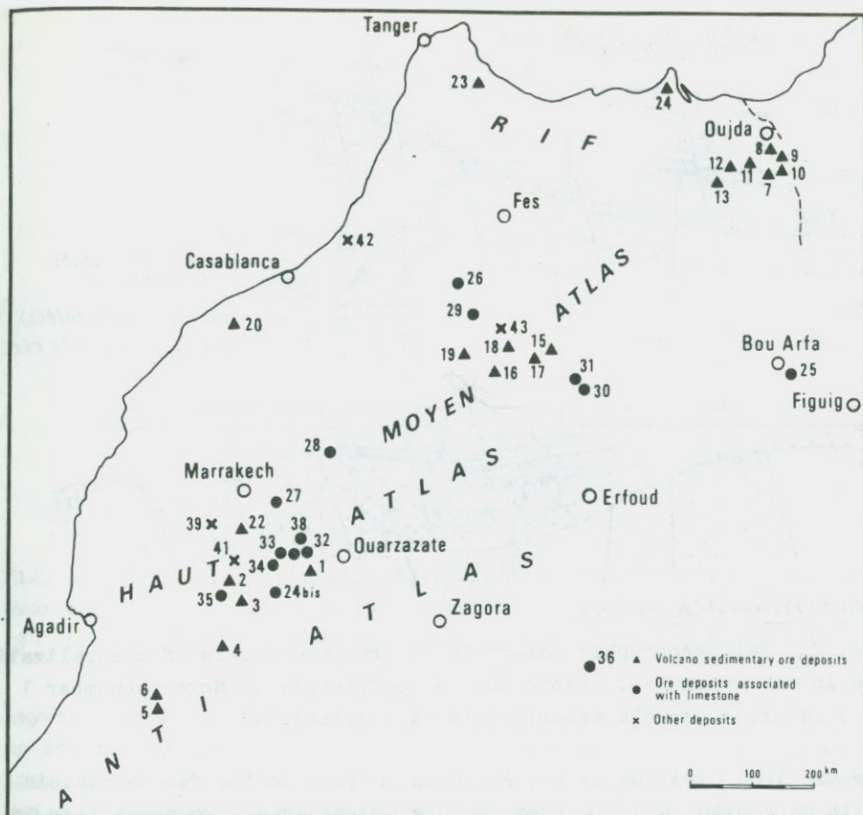
The numerous Mn-deposits, prospects and occurrences in Morocco, deposited at several geological ages, from the late Proterozoic to the Mio-Pliocene age, can be connected to two groups depending upon whether they are enclosed in dominantly volcanic or carbonated sedimentary formations [13, 12].

Group 1 - deposits in volcano-sedimentary formations. In the unmetamorphic subtabular formations, manganese occurs more precisely at two different ages: during the Upper Proterozoic (Anti-Atlas) with ignimbritic to andesitic volcanism and during the Permo-Triassic (Middle Atlas, Region of Horsts) with basalts, sometimes alkaline (trapps). The Permo-triassic Mn-mineralizations, sometimes associated to "red beds" deposits (Cu-or-Pb-Zn) and native Cu in basalts, are related to the beginning of the opening of the Atlantic. The mineralizations as a whole show definite similarities with those of the Tertiary period in the rift of the Red Sea [14].

Figure 2 shows different models of Mn-mineralization of the two ages exhibiting not only rather identical morphology, geological environment and paleogeography, but also a similar global mineralogical association of primary minerals (braunite, hausmannite, psilomelane) and occurrence of barite. The following models are distinguished:

- model 1 : stockwork mineralization, impregnation or vein, sometimes capped with peneconcordant accumulations and enclosed in volcanites or in a thin level at the top of the basement rock;
- model 2 : stratabound mineralization in red volcano-detritic sediments and more or less centered on a dispersed stockwork or veins;
- model 3 : more or less extensive beds (stratiform), often at the footwall of limestone lenses, sometimes with mangesiferous cherts.

The first model is often proximal in relation to volcanism and always proximal in relation to hydrothermal vents. The second model is distal in relation to volcanism but always proximal in relation to hy-



**GRUPE I. VOLCANO-SEDIMENTARY**

- 1 - TIOUINE
- 5 - IDIKEL
- 7 - GLIB-EN-NAM
- 13 - TANNERCHERFI
- 15 - AKEBAB
- 24 - SANTA-EULALIA
- 24<sup>bis</sup> - ASFZIMMER

**GRUPE II. TRANSGRESSIVE LIMESTONE**

**FORMATION**

- 25 - BOU-ARFA
- 30 - TIHARATINE
- 32 - IMINI

Fig. 1. Location of Mn-deposits and showings in Morocco and list of those mentioned in this paper

hydrothermal vents whereas the third model is distal in relation to both volcanism and hydrothermal vents. In model 3, the distal relation with volcanism can be located in time (mineralized formation after the volcanic period like in the Permo-Triassic) or in space (volcanism occurring only laterally in relation to Mn deposits).

Those models are also characterized by a peculiar mineralogical association: the Mn-minerals are less oxidized in the hydrothermal vents than in the layers, sometimes with a rapid but continuous passage from a braunite, hausmannite (rhodochrosite) paragenesis in the veins to manganite in the beds (Tannecherfi-Tanourat). As a rule, mineralization

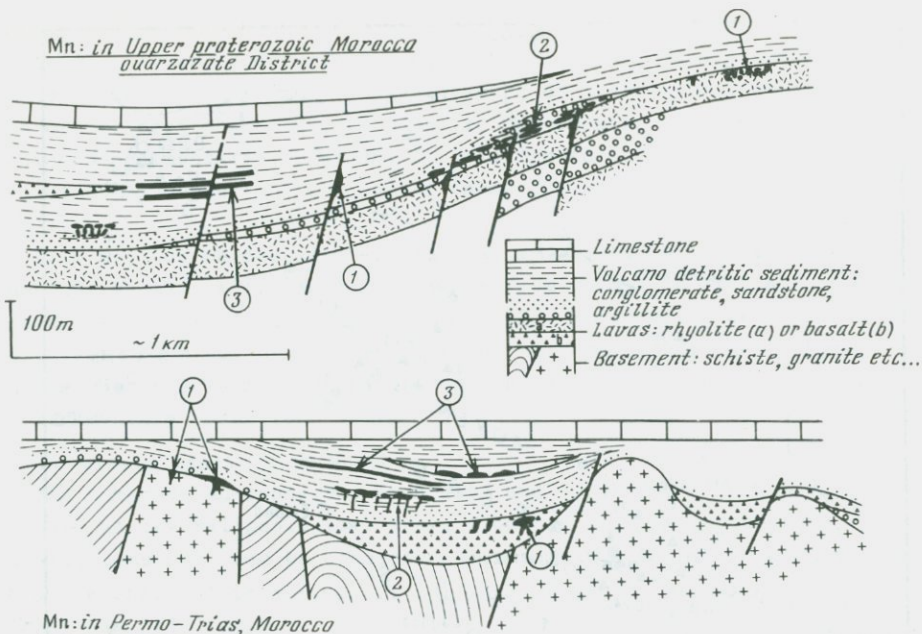


Fig. 2. Paleogeographic schematic diagram and models of mineralizations in the Upper Proterozoic and Permo-Triassic of Morocco (number 1 to 3 refers to models described in this article)

ons are less oxydized in the Proterozoic than in the Permo-Triassic (with manganite) and high-temperature hydrothermal processes like in Idikel (Mn-oxides and carbonates with silicates : spessartite and rhodonite).

Numerous examples indicate that several models are associated in a same district which is the case of Offremt in the Upper Proterozoic of the Anti-Atlas near Tiouine. Figure 3 sums up the observations on this district and illustrates the occurrence of sequential hydrothermal discharge succeeding each other over a short space of time.

- A first Mn-episode (veinlets, stockworks, impregnation of matrix of lava) with vugs of barite is penecontemporaneous with the deposition of ignimbrite. The time of deposition is attested by the presence of mineralized pebbles of diverse facies of mineralization in the basal conglomerate of the volcano-sedimentary formations of the adjacent basin, deposited slightly unconformably (an evidence of syn-sedimentary instability).

- A second episode forms manganiferous chert layers with 8-m displacement near a synsedimentary fault with no effect upon the superjacent lacustrine limestone bed.

- Veins of a third-order mineralization cut across the previous

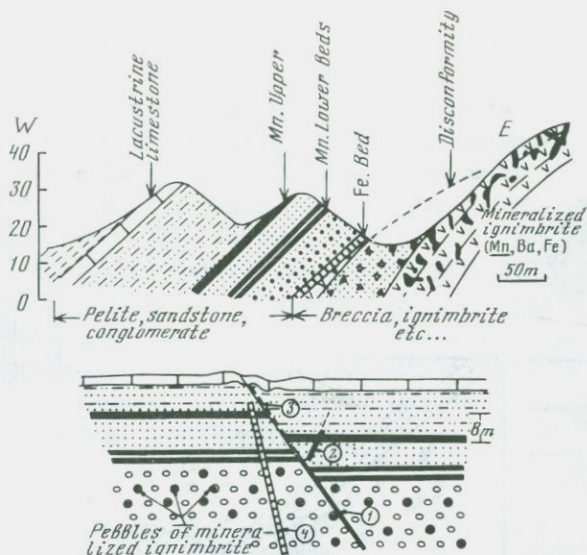


Fig. 3. Local cross-section and geological map of Offremt deposit (Morocco): 1 - braunite vein; 2 - barite, fluorite, hollandite-veinlet; 3 - quartz with Mn-traces; 4 - quartz, barite, Mn and Fe-veinlet

layers but not across the lacustrine carbonate. Slight remobilizations by lateral secretion occur in fissures with quartz and carbonates filling containing hollandite fibers perpendicular to the walls, barite and fluorite (strong F anomaly in Mn-cherts) only in the intersection zone with mineralized layers.

The three basic characteristics of sedimentary exhalative mineralizations are clearly present in this example: tectonic instability, hydrothermalism and volcanism either near or far away from mineralizations. These features are also found in other periods of this first group of mineralizations, especially in the Mio-Pliocene of Rif (Santa Eulalia) and Siroua (Asfzimmer).

Group II — deposits in dominantly carbonated sedimentary formations. This group contains some of the biggest deposits of Morocco, either in the Lower Lias (Tiharatine, Bou Arfa) or the Lower Cretaceous (Imini, approximately 10 Mt of 45-55% Mn). The mineralization is commonly associated with detritic levels even though the general environment is mainly dolomitic. Evidence of volcanism is sometimes shown but it is always distal (in space and/or time).

The deposit of Imini [11] whose general characteristics are synthesized in Figure 4, is a good example of Mn-mineralization, believed to be exhalative in sedimentary environment as is also the case of major base metal sulphide mineralizations.

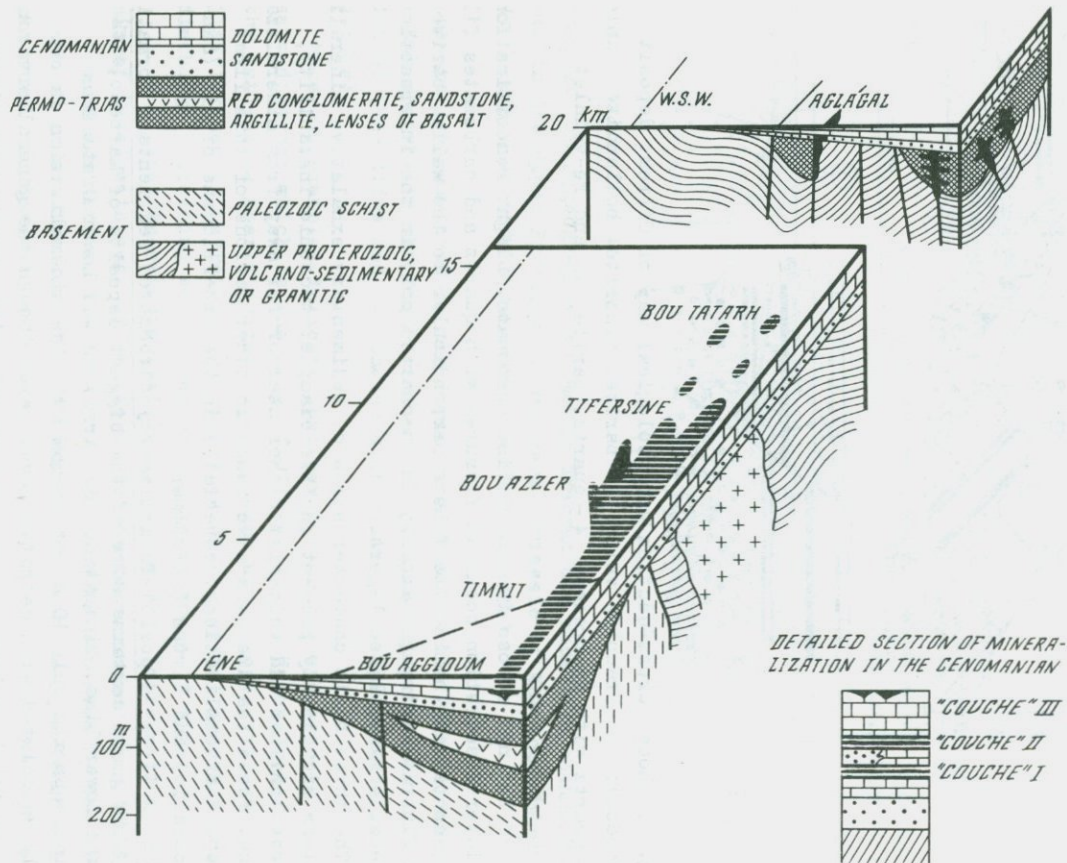


Fig. 4. Block-diagram of Imini Cretaceous Deposit (Morocco)

a) The run-shaped mineralization, parallel to the shoreline, is associated with coarse-grained sandstones interbedded in dolomites lying, through a conglomerate, upon a basement rocks, Precambrian to Mesozoic in age. This cretaceous transgression occurs, as is often the case in Morocco, after a lack of sedimentation during the Upper Jurassic. It is probably related in the North Atlantic margins to the aftershock of the opening of the South Atlantic Ocean. Other Cu, Pb-Zn mineralizations are also linked to this unstable period.

b) Barite veins and sometimes manganese oxides occur in the basement rock in the vicinity of the mineralized run (window of Timkit, South Bou Azzer, Bou Tatarh). However, evidence of cretaceous hydrothermalism is shown only in Aglal, at about 10 km West. Mn and/or barite veins of metric thickness cutting across the basement rock, the Permo-Triassic (with lateral impregnations), are observed and, in one case, they are capped by coronadite (a common Pb-Mn mineral in Imini) in Cenomanian dolomites.

c) Volcanism is common and abundant in the Cretaceous, especially farther North, in the Atlas domain. Like that of the Permo-Triassic, it may be related to the aftershock of the opening of the South Atlantic Ocean. In Imini, volcanism is weakly present on the southern border of the South Atlantic fault, at about thirty km East of Imini.

In such a case, the basic features of submarine exhalative deposits are displayed with specially an hydrothermal process during the Cenomanian. However, the model is distal both in relation to volcanism and hydrothermal vents and can be compared to certain deposits associated to carbonates of model 3 of the previous group. Some characteristics of the other mineralizations of the present group are the product of a potential exhalation but there is no evidence of hydrothermalism during their deposition. It is so for instance in Tiharatine located at a level containing lateral tuffs and whose environment is similar to that of the recent deposit (200,000 years) of Danakil, in the Afars, South of the Red Sea [4].

#### Other Examples in the World

Without being exhaustive, several Mn-deposits are often sedimentary exhalative and sometimes associated, with zonations, to sulphide mineralizations of the same genesis. A few old and recent deposits should illustrate this fact :

1. The deposits of the Eocene of Cuba [9] and other deposits in the volcano-sedimentary formations, exhibit, close similarities with those of group I of Morocco : synsedimentary tectonic and contemporaneous volcanism , association of cross-cutting and concordant (with jaspers) mineralizations, distal or proximal in relation with hydrothermal vents and volcanites. succession of rhythmic mineralizations, etc.

2. In the ophiolitic series of Cyprus, Mn-deposits are associated with alkali-basalts (Upper Pillow Lavas) and replace Cu (Zn)-sulphide in the tholeiitic basalts (Lower Pillow Lavas). Through his descriptions, A.H.F. Robertson [15] shows that some wads and todorokite (Umbers) deposits are rooted, like some massive sulphides, in a stockwork. Jaspers have been observed in the stockwork underlying Umbers, and what is rarer, manganite veins not oxidized into pyrolusite (visible in open pit under the oxidation zone). Many other Mn-deposits exhibit close similarities with those of group I of Morocco.

3. In the South Iberian province [7] with sulfide ore deposits, manganese also occurs but in a geotectonic setting different from Cyprus. Layers of manganiferous jaspers in a summit and/or lateral position with reference to sulfide accumulations, yields low-graded but widespread deposits.

4. In the deeps of Cu-Zn mineralized sediments (Atlantis II) of the Red Sea Mn and Fe occur as geochemical halo (up to 10 km) around the deeps and concentrations (manganite, todorokite) in the deeps and around the sulphides. This zonation is originated by a double level of thick and hot brine, issued from an hydrothermal vent, separated from seawater by an immiscible screen.

5. Varna deposit in Bulgaria belongs to the Mn-Oligocene Eurasian province. According to B. Aleksiev et al. [7], the mineralization is interbedded in sediments (siltstones, argillites) with thin intercalations of tuffs thicker under the deposit. This important deposit is considered to be volcano-sedimentary with siliceous and manganiferous exhalites having deposited hydrosilicates transformed into carbonates by diagenesis. This example sets the problem of the origin of important Mn-deposits, believed to be only sedimentary whereas the distal occurrence of volcanism (like in Moanda, Gabon, for instance) indicates a potential exhalative process of deposition.

## Conclusions

Numerous Mn-mineralizations, as the polymetallic sulphides which they are sometimes associated to in the present as well as in the fossil deposits, result from a process of submarine exhalative deposition. They are sediment-hosted like sulphides [6]. However, this does not mean that they result inevitably from the sedimentary process of deposition since their relation with hydrothermal vents and volcanism can only be distal (like the distal deposit of Imini). In this case, the deposition trap is sedimentary but different for manganese concentrated in a more oxidized environment (except may be for Mn-carbonate deposits) and reductive for sulphides.

The above remarks should lead to a new examination of certain Mn-deposits in sedimentary environment. Like the sulphide deposits, they

are larger in size than in the volcanics [16]. Such a review should insist upon two aspects :

- the occurrence at the province scale of a tectonic instability and especially the presence of cross-cutting mineralizations associated with concordant mineralizations are sounder arguments for an exhalative genesis than the occurrence of volcanics in the deposit;
- the understanding of the geotectonic setting should serve to have a better approach of this genesis since, as discussed previously, Mn-exalites occur in rifts, ridges of oceanic accretion and likely in island arcs.

#### References

1. Aleksiev B., Bogdanova K. The Obrochishte manganese deposit; Twelve ore deposits of Bulgaria. - In: IAGOD 4th Symposium, Varna. Varna, 1974, p. 149-160.
2. Bouladon J., Jouravsky G. Les gisements de manganèse volcanogènes de Tiouine (Infracambrien du Sud marocain). - Serv. Géol. du Maroc, notes et mém., 1955, N 127, p. 180.
3. Hutchinson R.W. Massives base metal sulphides deposits as guides to tectonique evolution. - Geol. Assoc. of Canada, spec., 1960, paper 20, p. 659-684.
4. Iron manganese barium deposits from the Northern Afar rift (Ethiopia) / Bonatti E., Fisher D., Jcensun O., Rydell S.H., Beyth M. - Econ. Geol., 1972, vol. 67. p. 717-730.
5. Klau W., Large D.E. Submarine exhalative Cu-Pb-Zn deposits. A discussion of their classification and metallogenesis. - Geolog. Jahrbuch, Reihe D., 1980, Heft 30, p. 13-58.
6. Large D.E. Geological parameters associated with sediment hosted submarine exhalative Pb-Zn deposits, an emperical model for mineral exploration. - Geol. Jahrbuch, Reiche D., 1980, Heft 40, p. 59-129.
7. La ceinture Sud Ibérique à amas sulfurés / Eds. by Bouthier P., Ayr F., Boyer C., Lecolle M., Moliere P., Picot P., Ricot P., Roger G. - Mem. BRGM, Orleans, 1978, N 94, p. 250.
8. Oftedahl C. A theory of exhalative-sedimentary ores. - Geol. För., Stockholm Förh., 1958, Bd. 80, p. 1-19.
9. Park C.F. Manganese deposits of Cuba. - Geol. Surv. Bull., US Depart. of the Interior, 1942, 935.B, p. 75-97.
10. Pouit G. Gisement et volcanisme. - Soc. Geol. de France, Mém. hors série, 1975, N 7, p. 115-126.
11. Pouit G. La concentration de manganèse de l'Imini (Maroc) peut-elle être d'origine karstique. C.R. sommaire Soc.-Géol. France, 1976, fasc. 5, p. 227-229.
12. Pouit G. Les minéralisations hydrothermales sédimentaires volcano-géniques. 26ème Congrès Géol. Intern. P., 1980, vol. 3, p. 991.
13. Pouit G. Le manganèse au Maroc. Géologie des gîtes minéraux maro-

cains 2ème édit.-Serv. Geol. du Maroc, notes et mém., 1980, vol.1.  
N 276, p. 61-136.

14. Pouit G., Guennoc P. Histoire de la mer Rouge et évolution des types de minéralisations associées. *Minéral. Deposita*, 1982 (in prép.
15. Roberstone A.H.F. Cyprus umber, basalt-sediment relationship on a Mesozoic oceanic ridge.-*Jl Geol. Soc. L.*, 1985, vol. 131, p.511-531.
16. Wissink A. Les gisements de manganèse dans le monde. Conditions de dépôt, typologie et métal contenu.-*Bull. BRGM, Orléans*, 1972, Serie II, N 1, p. 33-48.

UDC 551.24.01:553.32

## MANGANESE DEPOSITS AND PLATE TECTONICS OLYMPIC PENINSULA, WASHINGTON

J.S.Lee

Phelps Dodge Corporation, Salt Lake City, USA

### Introduction

The Olympic Peninsula, located in the northwestern part of Washington, occupies an area of more than 12,500 square kilometers. Within this region, there are 67 manganese and manganese-copper deposits and prospects. Most are small and the Crescent mine with a production of 50,000 tons, was the only mine with significant production.

The geologic setting, mineralogy, and paragenesis of nine deposits distributed around the Peninsula indicate that formation of the host rocks and formation and emplacement of the deposits resulted from a series of related processes. Suggested origins for the manganese deposits must, therefore, relate them to the geologic history of the Peninsula. This paper describes the relationship between Olympic Peninsula manganese deposits and plate tectonic processes.

### Geology

Geologically, the Olympic Peninsula may be divided into a core region and a zone peripheral to it. The core is composed of complexly sheared and folded greywacke and slate interbedded with a few submarine basalt flows, argillites, and limestones. Around the core is an arcuate belt of overturned intercalated submarine basalt flows, argillites, and limestones. This belt occurs only along the north, east, and south sides of the core along a thrust-faulted contact. There are also a few coarse-grained basic plutons in the peripheral sequence.

### Core Rocks

Greywackes, marine shales, and submarine basalt flows which have been altered to phyllites and schists of the prehnite-pumpellyite and lower greenschist facies of metamorphism compose the core of the Penin-

sula. Ages range from Eocene in the east to Miocene in the west. Clastic debris was derived from a continental source to the north and east [10, 37]. In the eastern part of the Peninsula, the core rocks are locally interbedded with the peripheral rocks but most are younger than the surrounding sequence. Rocks in the eastern part of the core are more extensively sheared and deformed than the western part and display pencil structures, isoclinal folding, and multiple cleavages. Zeolites are more common in the western core rocks, which, although folded, are not intensely sheared. Metamorphic events in the Peninsula were discussed by Tabor [10], who dated the main event at 29 m.y. and suggested a second shearing and recrystallization event at 17 m.y.

#### Peripheral Rocks

Rocks in the arcuate rim are interbedded argillites, limestones, and submarine pillow lava flows. The section is 16 kilometers thick [37]. Top and bottom criteria, such as sedimentary textures at the tops of pillow flows, indicate extensive areas of overturned section. These rocks are termed the Crescent Formation and are divided into two units which range from Miocene to Paleocene in age.

The older unit is composed of tholeiitic pillow basalts interbedded with argillites and limestones. Pillow structures and fossils support

Table 1

Partial analyses of basalts

Oxide	1	2	3	4	5
SiO <sub>2</sub>	49.64	49.92	49.65	49.36	49.4
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.46	15.48	16.0	15.39	14.4
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.36	1.65	9.60	8.59	3.3
FeO	8.31	7.50	---	---	8.2
MnO	---	0.20	0.16	---	0.17
MgO	7.45	7.09	4.18	7.66	7.8
CaO	10.01	9.85	8.64	7.51	10.5
Na <sub>2</sub> O	3.34	3.23	4.97	4.00	2.2
K <sub>2</sub> O	0.52	0.57	0.34	0.85	0.45
TiO <sub>2</sub>	1.72	1.12	1.57	0.55	2.4
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.26	0.08	---	---	0.27

All values are in weight percent.

1. Cady [37], 88 specimens, tholeiites from the Olympic Peninsula.
2. Park [7], 2 specimens, basalts from the Olympic Peninsula.
3. Vallance (1965), 92 specimens, spilites from the British Isles.
4. Heninian (1971), 51 specimens, spilites from the Virgin Islands.
5. Manson [5], 195 specimens, average Pacific Ocean tholeiite.

the interpretation that these rocks formed in a deep-water marine environment. Cady found that the younger basalts of the Crescent Formation are massive and have random or columnar joints. He interpreted these features as indicators of shallow water marine and terrestrial environments. The older and younger flows are, however, compositionally similar [3]. The submarine flows are altered to spilites [7] and his analyses are compared with those of other workers in Table 1. It may be concluded that the pillow lavas are most likely altered tholeiites from an oceanic ridge environment.

Commonly, basalt flows are separated by either limestone or argillite beds, with argillite dominating the sedimentary sequence. Argillites are red, green, and grey laminated, fine-grained, fissile, non-calcareous clastic rocks.

The limestones form thin lenticular bodies which commonly lie stratigraphically above the pillow basalts. These rocks are red, brown, or rarely, green. It was formerly thought that the limestones are inorganic, but Garrison [5], using scanning electron microscope techniques, demonstrated that many of them are composed of 60% or more fossil debris. The fossils are Globigerina of several species and abundant nan-nofossils of planktonic foraminifera. Garrison concluded that the limestones formed from deep-water marine calcareous oozes during periods of volcanic quiescence.

#### Tectonic Setting

Rocks in the Olympic Peninsula exhibit successive imbrication of underthrust faults. The rocks have been thrust from west to east in a collision between the North American continental margin and the Farallon Plate, which has been subducted. The underthrusts are interpreted as marking the location of the inactive subduction zone [11, 3]. The interpretation suggests that the rocks of the Peninsula were deposited upon the oceanic plate, and, during collision with the continent, the rock package was partially subducted; most of the sequence was accreted to the continental margin. Accretionary aspects of the Olympic Peninsula are discussed by Beck and Engebretson [17].

#### Manganese Deposits

Most of the Olympic Peninsula manganese deposits are found in the Crescent Formation. Typical deposits like the Apex, Brown Mule, and Crescent consist of various silicate and oxide minerals in a thin lens of jasperoidal quartz.

#### Mineralogy

From the date of the earliest studies of Olympic Peninsula manganese deposits, it has been recognized that manganese silicates are more abundant than other manganese minerals. However, as in the Crescent mine, concentrations of manganese oxides are locally important.

Table 2

Minerals identified in deposits of the Olympic Peninsula

Minerals	Apex	Brown Mule	Black and White	Beaver Falls	Hurricane	Crescent	Littleton	Dosewallips	Skunk Creek	Others in Region	Hypogene Minerals	
											b?	a
Alabandite											b	
Algodonite												
Alleghanyite		b									b	
Andradite	a	a										
Barite												d
Bementite	a	c	a	b	b	b		b	b			d
Bornite	a	a	a									
Braunite				b						b		
Carbonates	a	c	a	b	b	b	b	b	b			d
Chalcoite		a	a									d
Chalcopyrite	a	a	a									d
Copper	a	c	a									d
Crednerite							b					
Cuprite		c	a									d
Domeykite			a									
Grossularite		b										
Hausmannite	a	c		b	b	b	b	b	b			d
Hematite		a			b			b	b			d
Hibschite		b						b	b			
Inesite	a	a	a		b			b				
Jacobsite	a	c	a	b	b	b	b?	b				d?
Johannsenite		b						b				
Rhodochrosite	a	c		b		b						d
Rhodonite		c	a?									d
Tephroite	a	c	a					b				d
Supergene Minerals												
Azurite		a	a									
Birnessite	a	a	a	b				b	b			
Covellite	a	a	a									
Malachite		a	a									
Neotocite	a	c		b	b	b	b	b	b			d
Nsutite				b		b						b
Rancieite	a	c	a	b?	b?	b	b?	b				b
Todorokite		a	a	b	b	b						t

a - identified during current work.

b - reported by Sorem and Gunn [9].

c - identified in this study and also identified by Sorem and Gunn [9].

d - reported by others.

? - questionably identified.

Bementite (caryopillite), hausmannite, jacobsonite, manganoan calcite, rhodochrosite, tephroite, and inesite are the most commonly observed primary manganese minerals. A wide variety of other manganese minerals (Table 2) are present in small local concentrations throughout the Peninsula.

Some deposits, such as the Brown Mule and Black and White, contain

native copper and chalcopyrite, bornite, and chalcocite. Algodonite, domeykite, and crednerite are uncommon minerals found in some deposits. All of these minerals occur in breccia matrix and in tiny crosscutting veinlets which transect the jasperoidal quartz and manganese minerals. Native copper has been reported in some basalt flows [7].

Textural interpretations of thin and polished sections indicate an early carbonate, tephroite, rhodonite assemblage with minor hausmannite and jacobsite. Main-stage mineralization is dominated by bementite, hausmannite, and jacobsite. Multiple episodes of veining and brecciation indicate several pulses in this period of mineralization. Post-metamorphism mineralization resulted in formation of minor inesite, andradite, and quartz locally associated with native copper, cuprite, chalcopyrite, bornite, chalcocite, algodonite, crednerite, and domeykite in veinlets, in voids, and as breccia matrix.

#### Source of Metals

There appear to be three potential sources of metals for manganese-copper deposits of the Olympic Peninsula: (1) rising hydrothermal solutions from some unknown source at depth, (2) leaching of sedimentary rocks, and (3) leaching of the basaltic rocks. The latter source is considered to be most likely for metals in the Olympic Peninsula.

To test the idea of basalt alteration at spreading centers, Bischoff and Dickson [2] reacted seawater and powdered basalt at 200°C and 500 bars pressure, which they consider to be representative of the conditions 0.5 to 1 kilometer below a typical ocean ridge crest. They observed strong alteration of the glass phase to iron-rich montmorillonite and noted the solubilization of iron, manganese, nickel, and copper in significant amounts. It was further observed that the iron:manganese ratio in the seawater was 1:1 as opposed to the ratio in basalt of 75:1. Bischoff and Dickson concluded that the alteration of the glass phase of basalt resulted in the separation of iron and manganese at the source. Some iron and most of the manganese remained in solution to form potential ore fluids.

The widespread distribution of native copper in the Olympic Peninsula, argues against a hydrothermal source at depth. In the Olympic Peninsula the late paragenetic position of copper mineral and their small volume support derivation from the metamorphosed basalts.

The association of native copper with basaltic rocks which have been metamorphosed to the prehnite-pumpellyite facies suggests the derivation of copper from the basalts during metamorphism [4]. While [12] in his studies of the copper deposits of the Keweenaw Peninsula, Michigan noted that the copper arsenides, algodonite, and domeykite are minor late phases. These minerals occupy a similar paragenetic position in Olympic Peninsula deposits. Copper arsenides in this association are generally considered to have been derived from their host rocks.

### Time of Formation

Leaching of submarine basalt flows by heated seawater during extrusion on the ocean floor released manganese and perhaps part of the copper presently found in Olympic Peninsula deposits. These metalliferous fluids reacted with calcareous rocks interbedded with the flows to form the manganiferous jasperoidal lenses comprising the deposits. Tephroite and rhodonite are considered to be high-temperature minerals, and hausmannite and jacobsonite may also form at high temperatures. These are the minerals which constitute the earliest and main parts of the paragenetic sequence. Soren and Gunn [B] also suggested high-temperature formation of hausmannite and jacobsonite in association with tephroite and other manganese minerals in the Olympic Peninsula. They concluded that these minerals formed on the sea floor before or during lithification.

The copper minerals, occurring as breccia matrix and late-stage veinlets transecting all other minerals, appear to have formed during or shortly after the prehnite-pumpellyite metamorphic event. Low-grade metamorphism brecciated the siliceous manganiferous lenses and also released copper to form the late-stage minerals.

The position of the manganese deposits in limestones stratigraphically above pillow basalts and in an overturned attitude suggests that the deposits were present in the Crescent Formation prior to the onset of faulting and folding.

### Sequence of Events

Approximately 55 to 50 m.y. ago, the western margin of the Farallon Plate was defined by an oceanic ridge spreading center located perhaps 1,300 kilometers from the continental margin. Submarine volcanism resulted in extrusion of tholeiitic flows. These flows began to accumulate, possibly around or above intrusive cores, and may have formed a pair of sea mounts, as suggested by Cady [3].

Pelagic sedimentation, during periods of volcanic quiescence, led to the formation of the limestones and argillites interbedded with the flows. As sedimentation progressed, metal-rich solutions periodically invaded the sediment pile, forming local concentrations of jasperoidal and manganiferous minerals. The manganese was extracted from the subjacent flows by seawater, which penetrated the flows along deep fractures and through pillows.

As the volcanic-sedimentary complex was forming, it was also migrating eastward as a passive rider on the Farallon Plate. This eastward drift separated the complex from the locus of maximum volcanic activity, but formation of the syngenetic-diagenetic deposits may have continued for a time due to latent heat within the pile. Coarse-grained clastic sediments were deposited as the complex approached the continental margin. These later became the greywacke-slate sequence found in the core of the Peninsula.

Underthrusting along the subduction zone (indicated by the arcuate thrust fault belt) scraped off the volcanic-sedimentary pile and the contained ore deposits. This probably occurred at about 29 m.y. during the culmination of the Olympic metamorphism, as Tabor suggested, and resulted in the present structural setting of the Peninsula. Copper was probably released during the metamorphic event and migrated into the broken manganeseiferous jasperoidal lenses.

#### Conclusions

Ocean-floor volcanism driven by plate tectonic processes resulted in formation of jasperoidal manganese deposits in the Olympic Peninsula. The deposits are syngenetic-diagenetic in time of formation, having formed shortly after or during deposition of the pillow basalt-limestone-argillite complex on the sea floor. This host rock-ore deposit sequence was carried as a passive rider on the Farallon Plate and, as this plate was subducted, a portion of the complex was accreted to the western margin of the North American continent, producing the arcuate distribution of Crescent Formation rocks observed at the present time. Prehnite-pumpellyite to lower greenschist facies metamorphism occurred during the accretionary episode and released copper which formed late-stage veinlets and breccia matrix in the jasperoidal manganese deposits. The processes of volcanism, sedimentation, and ore deposition are viewed as a series of interrelated events initiated and controlled by plate tectonic forces.

#### Acknowledgements

This paper has benefited from careful reviews by S.A. Williams, J.D. Forrester, and R.K. Sorensen. The National Park Service graciously granted permission for sampling inside the Olympic National Park. C.F. Park, Jr. kindly provided samples collected during his work.

#### References

1. Beck M.E., Jr., Engebreston D.C. Paleomagnetism of small basalt exposures in the west Puget Sound area, Washington, and speculations on the accretionary origin of the Olympic Mountains. *Jour. Geophys. Research*, 1982, vol. 87, N B5, p. 3755-3760.
2. Bischoff J.L., Dickson F.W. Seawater-basalt interaction at 200°C and 500 bars: Implications for origin of sea-flow heavy metal deposits and regulations of seawater chemistry. - *Earth Planet Sci. Letters*, 1975, vol. 25, p. 385-397.
3. Cady W.M. Tectonic setting of the Tertiary volcanic rocks of the Olympic Peninsula, Washington. - *J. Research US Geol. Survey*, 1975, vol. 3, p. 573-582.
4. Cornwall H.R. A summary of ideas on the origin of native copper deposits. - *Econ. Geol.*, 1956, vol. 51, p. 615-632.
5. Garrison R.E. Nannofossils in Eocene eugeosynclinal limestones,

- Olympic Peninsula, Washington. - Nature, 1967, vol. 215, p. 1366-1367.
6. Manson V. Geochemistry of basaltic rocks. - In: Major elements in the Poldervaart Treatise on Rocks of Basaltic Composition /Eds. by Hess H.H., Poldervaart A. 1967, vol. 1, p. 215-217.
  7. Park C.F., Jr. The spilite and manganese problems of the Olympic Peninsula, Washington. - Am. J. Sci., 1946, vol. 244, p. 304-323.
  8. Sorem R.K., Gunn D.W. High temperature Tertiary manganese nodules, Olympic Peninsula, Washington. - Geol. Soc. America Special, 1966, Paper 87, p. 162.
  9. Sorem R.K., Gunn D.W. Mineralogy of manganese deposits, Olympic Peninsula, Washington. - Econ. Geol., 1967, vol. 62, p. 22-56.
  10. Tabor R.W. Age of the Olympic metamorphism, Washington K-Ar dating of low grade metamorphic rocks. - Geol. Soc. America Bul., 1972, vol. 83, p. 1805-1816.
  11. Tabor R.W. Structure of the core rocks of the Olympic Mountains, Washington: A case for subduction? Northwest Sci. Assoc. meeting, 1974.
  12. White W.S. The native copper deposits of northern Michigan: Ore Deposits in the United States 1933-1967. The Graton-Sales, 1968, p. 303-327.

УДК 553.32

GEOLOGY AND GENESIS OF THE MANGANESE DEPOSITS OF THE PENGANGA BEDS, ADILABAD DISTRICT, ANDHRA PRADESH, INDIA

S.Roy, P.C.Bandopadhyay, P.K.Bose

Department of Geological Sciences, Jadavpur University, Calcutta, India

Introduction

The Penganga sedimentary sequence in the Godavari rift valley, Andhra Pradesh, India, has been suggested to be equivalent to the Pakhal Supergroup though the correlation is yet to be confirmed. The manganese ore deposits in this sequence occur in the NW-SE trending belt towards the north and east of the Adilabad town, District Adilabad, Andhra Pradesh. An integrated account of this sedimentary sequence and the characterization and mode of formation of the manganese ore deposits will be presented here.

Geology of the Area and the Mode of Occurrence of the Manganese Orebodies

The Penganga Beds consist of unmetamorphosed, tectonically undisturbed, NW to WNW trending low dipping (5-15°) sedimentary rocks that unconformably overlie Precambrian (Archaean ?) granite gneiss. The sedimenta-

ry sequence was deposited during marine transgression, starting with the nearshore basal subarkosic sandstone that passes upwards into orthochemical sediments (limestone, chert) of huge thickness in the deeper parts of the basin. Beyond the area of this study, shales are reported to be widespread in the sequence. Volcanic or pyroclastic rocks are entirely absent in the Penganga sequence.

The basal subarkosic sandstone is medium to coarse grained and shows cross stratification and ripple marks. A well laminated brown limestone, with evidence of bioturbation in its lower part, overlies the sandstone. Upwards, the colour of the limestone changes to grey, pink and black. The black limestone, at places, shows crinkled bedding defined by black algal lamination. The grey and pink limestones have a varying magnesium content (MgO 10-20%) and are often considerably chertified. Interlamination of these limestones with independent beds of white, red, green and black cherts and Mn-oxide ores are common in the upper horizons.

Beds and lenses of manganese ores are interstratified with cherts and enclosed in grey-pink limestone, extending along the strike for at least 40 km. A conservative estimate suggests that the ore horizon may cover an approximate area of 200 km<sup>2</sup>. It is hardly exposed on the surface and can only be studied in shallow quarries. To the SW of Jamdapur (19°44'N : 78°31'E), drilling by the Cement Corporation of India indicated another Mn-ore horizon at depth. Therefore, such ore horizons may be repetitive in this sequence. The ore horizon shows a maximum thickness of 0.7 m. In exposed basal contact with the ore horizon, the limestone often contains framboidal pyrite. In the basal part (~25 cm thick), bedded manganese ore with only rare thin interbeds of chert occur. Upwards, thin (1-2 cm) intercalations of ore-chert/jasper/calcareous shale/limestone are present. The typical limestone-chert-manganese ore association is well developed at Goatkur-Guda (19°44' - 19°45'N : 78°30'E), Tamsi (19°48'N : 78°30'E), Gaulighat and other areas. At Jamdapur, Mn-oxides are rhythmically interlayered with jasper simulating banded iron-formation. At Kanpa (19°39'N : 78°40'E), the ore beds are interstratified with black chert.

The manganese ore-chert horizon shows gentle synformal and antiformal rolls and evidence of penecontemporaneous deformation (slumps, folds, boudins, intraformational faults etc.). Flat manganese nodules are aligned and stacked parallel to the bedding plane of enclosing ores and cherts below the zone of weathering. Manganese oxides are often mobilized along the vertical shrinkage cracks in chert.

#### Petrography of the Sedimentary Rocks

The basal subarkosic sandstone (quartz content 80-85%) is a medium-grained, moderate to well sorted rock showing textural maturity. The brown limestone is iron-rich, siliceous and micritic. The black lime-

stone contains persistent laminae of algal mats alternating with laminae of micritic limestone. Vertical and horizontal burrows, infilled by micritic calcite are not uncommon. The massive, micritic grey-pink limestone shows dolomitization with development of large spars of perfect rhombic dolomite grains and iron-enriched stylolites. It shows considerable silicification at different stratigraphic levels and intraformational brecciation postdating dolomitization. Ca-Mg silicates (tremolite etc.) are absent. White chert and jasper interstratified with the ores, and green chert draping the ore horizon at the top, are cryptocrystalline to quartzine and are petrographically rather similar. Phosphate cement selectively occurs interstitial to silica microspherulites. Disseminated fine iron oxides in jaspers are often expelled forming peripheral concentrations around recrystallized silic grains. At places, the chert is extensively replaced by calcite and saddle dolomite (temperature of formation 60°-150°C). Manganese oxide/hydroxides mobilized in the shrinkage cracks in cherts formed during diagenesis. The black cherts, under SEM, reveals the presence of colonies of spheroids which are possibly organic remains. These await further characterization and identification.

#### Physical and Chemical Characters of the Manganese Ores

The manganese ores are usually cryptocrystalline and are thinly bedded. Flat nodules are aligned conformably along the bedding plane. Both friable and compact ores are present. At the outcrops or near surface, the ore contains supergene acicular pyrolusites. The ores are characteristically rich in manganese and poor in iron and phosphorus. The range of chemical composition of the ore is : Mn 40-47%,  $\text{SiO}_2$  +  $\text{Al}_2\text{O}_3$  7-8%, Fe 1.8-2%, Na 0.15%, K 0.20-0.28%, P 0.027-0.11%, Co 50ppm, Cu 40-50 ppm, Ni 55 ppm and Mn/Fe 20-45.

#### Mineralogy and Petrography of the Manganese Ores

Krishna Rao identified cryptomelane, pyrolusite, birnessite and minor braunite from these ores. During the present study the following minerals were identified by their optical characters and confirmatory X-ray data: (major phases) birnessite, todorokite, manganite; (minor phases) ramsdellite, rancieite, nsutite, psilomelane, pyrolusite, braunite and bixbyite. Collaborative mineralogical studies on these ores with Dr. E.A. Perseil of Muséum National d'Histoire Naturelle, Paris, by SEM-EDAX and electron microprobe analysis is being pursued and the results will be published separately.

The ores generally show a fine grained to cryptocrystalline fabric. Cryptocrystalline birnessite and todorokite constitute the flat macronodules (1-3 cm). Micronodules of birnessite and todorokite, with or without silica nuclei, form thin beds. Psilomelane, rancieite and nsutite are rare and have only been identified from fine grained mosaics by X-ray diffraction. At places, todorokite has recrystallized into

well defined grains and coarser grains of ramsdellite (minor) and manganite (major) have formed evidently during diagenesis. Braunite started to develop at the interstices and along the periphery of todorokite micronodules and also formed medium-sized grains at the cost of todorokite. It is a minor but ubiquitous component of the ore. At the Kanpa deposit, braunite and bixbyite are the chief components of the ore that occur interlaminated with black chert. Here, the braunites were mostly formed at the expense of bixbyite (second generation braunite; braunite II ?) along the (100) or (111) crystallographic planes of the latter. Pyrolusite has formed only by supergene alteration of other manganese oxides.

#### Discussion on the Origin of the Orebodies

The pertinent points relating to the manganese orebodies of the Penganga Beds, Andhra Pradesh, India are as follows:

(a) The Proterozoic Penganga sediments were deposited in a phase of marine transgression. Volcanic rocks and pyroclastics are totally absent.

(b) The orebodies are restricted to a specific stratigraphic horizon and are conformably interbedded with chert. Flat manganese macronodules are aligned parallel to the bedding plane. The ores underlie the unaltered limestone and are not supergene. The intimate ore-chert relationship indicates a depositional regime favourable for the formation of both though not concurrently.

(c) Petrographic study of the sedimentary rocks, particularly the chertified magnesian limestone, confirmed that beside low-temperature diagenetic modification, the rocks (and the interstratified ores) did not suffer any metamorphism. Saddle dolomite, replacing chert, has a temperature of formation ranging from 60°-150°C.

(d) The presence of algal mat and burrows in the black limestone, the suspected organic remains in black chert, and bioturbation in brown limestone suggest biological activity during the Penganga sedimentation.

(e) The predominance of todorokite and birnessite indicates that the ores retained much of the pristine mineralogy. These phases mainly constitute the manganese nodules and crusts in modern basins. The macro- and micronodules present in these ores consist of birnessite and todorokite only. The laminated ores show recrystallized fabric with well crystalline todorokite, manganite, minor ramsdellite, braunite and bixbyite, all of which were formed during postdepositional modification. Bixbyite is present only where the orebody is interstratified with black chert. This phase has not so far been reported from unmetamorphosed sedimentary manganese deposits.

(f) The chemistry of the bulk ores show substantial fractionation of Mn and Fe (Mn/Fe ratio 20-45) and a very low content of Cu, Ni and Co. Pyrite framboids are common in limestone just below the ore horizon.

The field evidence strongly indicates deposition of the manganese orebodies as sediments. Absence of contemporary volcanism and epigenetic features (e.g. feeder veins) discount volcanogenic and/or hydrothermal contribution. Obviously the orebodies were derived from a non-volcanogenic source. The phases of deposition of the ore and of the intercalated cherts were intimately related and the source in both cases is an enigma. The present-day seawater is undersaturated in respect of both manganese and silica. For modern chert deposition, a biogenic or volcanogenic source is assumed. For deposition of (ferro) manganese oxides in modern basins, volcanogenic/hydrothermal, hydrogenous (inorganic/organic scavenging and catalysis) and diagenetic (supply of metals by pore waters) processes have been invoked. Discounting volcanism and hydrothermal activity in this specific case, the following possibilities regarding the deposition of manganese ores and cherts may be considered: (a) the Proterozoic seawater could hold several magnitudes more of manganese/silica than its modern counterpart which could be deposited by inorganic process(es); and/or (b) biological activity aided manganese oxide/chert deposition by direct contribution and/or by catalysing the deposition.

In both cases, however, the alternation of Mn-oxide and chert beds is not explained as the mechanism of rhythmic changes of inorganic and/or organic parameters is unknown. (cf. problem of banding in iron-formation).

The high Mn/Fe and Mn/minor metals (Co, Ni, Co) ratios in the bedded ores and the flat macronodules show similarity with the chemistry of the modern diagenetic manganese ores. While the cryptocrystalline birnessite and todorokite in the micronodules and the finely laminated ores may represent products of original deposition, the recrystallized well developed grains of the same minerals were formed evidently during diagenesis. In the absence of metamorphism, braunite and bixbyite were formed by diagenetic modification of the precursor Mn-oxide/hydroxide minerals. The appearance of bixbyite only in such ores that are enclosed in black chert (containing possible organic remains) suggests that the environment was reducing enough to permit its formation. The presence of algal mat and burrows in black limestone and the suspected organic remains in black chert indicate biological activity during the deposition of the Penganga sequence. However, the precise role of organisms in the deposition and postdepositional modification of the ores, if any, cannot yet be ascertained.

Occurrences of Mn-oxide ores in chert-limestone sequences are rare. In most such occurrences, all in the Phanerozoic, volcanic rocks and/or pyroclastics are present and a volcanogenic derivation for silica and manganese has been suggested (e.g. Olympic Peninsula, U.S.A.; Troodos Massif, Cyprus; Oriente Province, Cuba etc.). In other cases, manganese deposits are associated with only limestone-dolomite (Imini-Tasdremt,

Morocco; nonvolcanogenic) or only with chert (Kaso, Noda Tamagawa, Japan; volcanogenic). Manganese oxide deposits showing such association with chert-limestone are practically absent in the Precambrian elsewhere in the world.

#### Acknowledgements

Thanks are due to Aditya Minerals Pvt. Ltd. for providing facilities in the field. The help and guidance of Mr. Sekhar Ghosh of the Geological Survey of India in the work with SEM is gratefully acknowledged.

УДК 553.2.068

### ЭВОЛЮЦИЯ ЭКЗОГЕННОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ В ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

Б.М. Михайлов

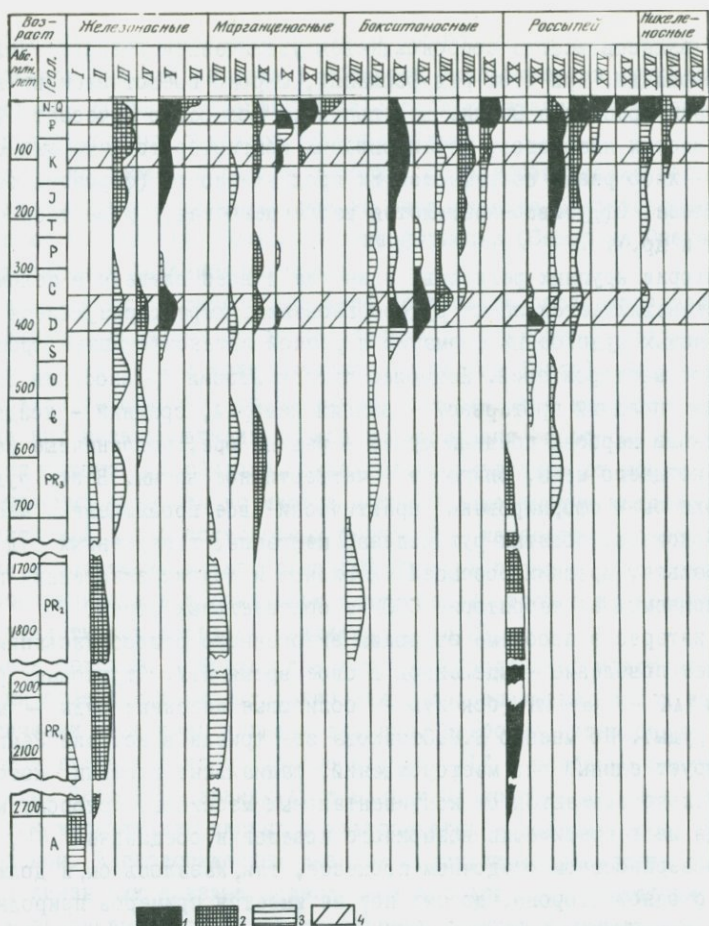
Всесоюзный научно-исследовательский геологический институт им. Карпинского, г. Ленинград, СССР

В современных условиях, практически на наших глазах, происходит формирование крупных промышленных месторождений различных полезных ископаемых. Это богатые россыпи минералов титана и циркония вдоль океанических побережий Индии, Австралии, Америки, накопление бокситов в корях выветривания на неоген-четвертичных базальтовых покровах Индокитая, на коралловых рифах Тихого океана, вышедших на дневную поверхность в плейстоцене, скопления железомарганцевых конкреций на дне океанических халистаз и др. Казалось бы нет ничего проще, как, изучив закономерности современного рудообразования, разработать комплекс однозначных критериев поисков аналогичных руд среди более древних отложений. Но даже беглое сравнение разновозрастных месторождений экзогенных руд показывает их столь значительные различия, что использование критериев современного рудообразования для прогнозирования в древних толщах становится весьма спекулятивным.

Все попытки использования принципе актуализма для проведения различного рода палеогеографических, литолого-фациальных и тем более прогнозных построений, например в докембрии и раннем палеозое, принятые за последние десятилетия, к сожалению, не привели к скольконибудь ощутимым результатам. Это закономерно и легко объяснимо с позиции необратимой эволюции экзогенного рудообразования в истории Земли.

Рисунок I дает представление о последовательном развитии и смене рудоносных формаций ряда экзогенных полезных ископаемых. Анализ этого рисунка позволяет сделать следующие выводы.

I. В истории Земли имеет место прогрессивный пульсационный рост запасов экзогенных полезных ископаемых. Основные промышленные запасы высококачественных экзогенных руд сосредоточены в отложениях кайнозойских этапов развития Земли.



Р и с. 1. Эволюция экзогенного рудообразования в истории Земли

1 - рудоносные формации с месторождениями богатых руд; 2 - рудоносные формации с месторождениями бедных руд; 3 - рудоносные формации с непромышленными месторождениями; 4 - рудоносные эпохи.

**Ф о р м а ц и и:** железные (железистых кварцитов): I - эффузивно-кремнистая (возможно, метасоматическая), II - известняково-кремнистая, III - оолитовых руд, IV - гематитовых сланцев, V - элювиальных руд, VI - магнетитовых россыпей; марганцевые: VII - гондитовая, VIII - вулканогенно-кремнистая, IX - кремнисто-карбонатная, X - терригенная, XI - элювиальная, XII - океанических конкреций; бокситоносные: XIII - гидротермально-осадочная, XIV - субкарбонатная, XV - карбонатная, XVI - sublaterитная, XVII - терригенная пластовая; XVIII - терригенная карстовая, XIX - латеритных покровов; россыпей: XX - металлоносных конгломератов, XXI - пролювиально-дельтовая, XXII - прибрежно-бассейновая, XXIII - элювиальная, XXIV - аллювиальная, XXV - океанических побережий; никелевые: XXVI - элювиальная, XXVII - элювиально-карстовая, XXVIII - океанических конкреций

2. Рост запасов всегда сопровождается увеличением разнообразия рудоносных формаций. При этом ряд формаций, широко представленных на начальных этапах развития Земли, в дальнейшем полностью исчезает (формации железистых кварцитов, металлоносных конгломератов, черных сланцев и др.) либо резко сокращается их продуктивность (формации оолитовых руд железа, эффузивно-кремнистая марганцевосная, карбонатная бокситоносная и др.).

3. В истории крупных регионов, а иногда и всей планеты в целом отчетливо устанавливаются эпохи рудообразования, характеризующиеся зарождением новых рудоносных формаций и резкой интенсификацией процессов формирования месторождений. Наиболее продуктивными рудоносными эпохами являются поздний протерозой – ранний кембрий, средний – поздний девон – ранний карбон, поздний триас – ранняя юра, пограничные века раннего и позднего мела, олигоцен – четвертичное время. В эти рудоносные эпохи были сформированы практически все промышленные месторождения бокситов, богатых руд железа, марганца, гипергенных руд никеля и кобальта, древних россыпей, каолинов и других экзогенных полезных ископаемых на территории СССР и сопредельных стран.

Особый интерес в проблеме эволюции экзогенного рудообразования представляет поведение выделенной в свое время Н.М. Страховым рудной триады  $Al - Fe - Mn$  (бокситы – оолитовые железные руды – марганцевые руды). По мнению Н.М. Страхова, эта триада в истории Земли "демонстрирует единый ряд месторождений, фациальные профили которых последовательно смещаются от континентальных массивов в сторону моря" [2]. Исходя из теоретически возможного поведения соединений  $Al$ ,  $Fe$  и  $Mn$  в поверхностном осадочном процессе, так, казалось бы, и должно быть. Но, с одной стороны, до сих пор не имеется примеров природных фациальных переходов одних руд этой триады в другие, с другой стороны, поступает все больше и больше доказательств широкого участия в формировании месторождений триады наряду с осадочными (поверхностно-экзогенными) гидротермальными (гидротермально-осадочными) процессов. При этом в ряде случаев (например, для палеозойско-мезозойского марганцевого накопления) последние абсолютно преобладают.

Таким образом, назрела необходимость пересмотреть существующие представления о генезисе, взаимоотношениях и эволюции месторождений рудной триады в свете новых данных.

#### Алюминиевые руды

Среди докембрийских и нижнепалеозойских отложений пока не найдено промышленных месторождений экзогенных руд алюминия. Известные немногочисленные рудопроявления и бедные месторождения относятся к субкарбонатной бокситоносной формации, содержащей в своем составе линзовидные прослои низкокачественных бокситов прибрежно-морского генезиса (Боксонское месторождение в Саянах).

В среднем палеозое (точнее, в середине девона) появляются первые

промышленные бокситоносные формации — карбонатная с характерным для нее накоплением руд уже на суше в областях прибрежного и островного карстообразования (СУБР — Северный Урал); сублатеритная, содержащая линейные тела псевдоморфных бокситов (Средний Тиман).

Несколько позже, в раннем карбоне, бокситонакопление распространяется на прибрежные равнины, где за счет размыва бокситоносного элювия возникают терригенные бокситоносные формации (Северная Онега на восточных склонах Балтийского щита).

В дальнейшем бокситообразование постепенно распространяется в глубь континентов, осваивая бортовые участки внутриконтинентальных угленосных депрессий (юра и триас восточного склона Урала). По мере появления травяного покрова, стабилизации поверхностей континентов и развития на них мощных латеритных кор выветривания процессы бокситообразования проникали в области, значительно удаленные от морских водоемов и поднимались на высоты во многие сотни, даже тысячи метров. Наиболее продуктивный тип бокситоносных формаций — латеритные покровы, заключающие в настоящее время более 80% мировых запасов бокситов, широко распространились в тропическом поясе Земли только на новейшем олигоцен-четвертичном этапе ее развития (рис.2).

Кроме бокситов, образование которых обусловлено исключительно процессами поверхностной латеритизации алюмосиликатных пород, известны и генетически иные типы алюминиевых руд. Наиболее интересными из них являются вулканогенно-осадочные адуниты [1] и особенно силикатные диаспориты. Последние возникают в западинах крупных морских водоемов на участках высачивания кислых и ультракислых термальных вод, богатых глиноземом. В геологическом разрезе силикатные диаспориты обычно образуют линзы или крупные линзовидные прослои среди литифицированных илов — верхнепротерозойских хлоритовых сланцев (Алагульское месторождение в Монголии) либо углисто-глинистых известняков (например, верхнедевонские рудопроявления в бассейне р. Кары на Полярном Урале).

Алюминиевые руды этого типа хотя и имеют иной генезис, но возникали в те же единые рудоносные эпохи.

### Железные руды

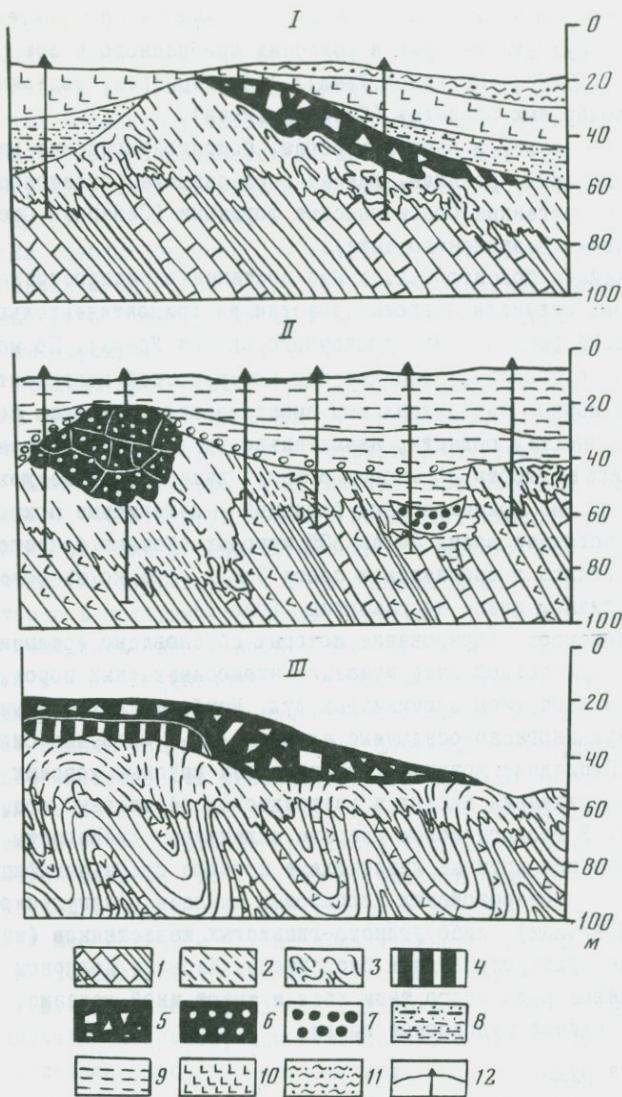
Эволюция железорудного процесса в истории Земли принципиально сходна с процессами формирования месторождений алюминиевых руд.

Во-первых, здесь также намечаются две принципиально важные генетические линии железнакопления.

1. Сугубо экзогенная, обусловленная поверхностной дифференциацией вещества.

2. Гидротермально-осадочная, связанная с поступлением железа в придонные части морских водоемов в местах разгрузки термальных вод.

Для раннего докембрийского этапа характерно накопление железоносных формаций ряда железистых кварцитов, являющихся в настоящее время наиболее распространенной железной рудой. Этот формационный ряд не од-



Р и с. 2. Разрезы разновозрастных латеритных кор выветривания

I - сублатеритная формация среднего палеозоя (Средний Тиман);  
 II - латеритная кора выветривания верхнего мела (Тургайский прогиб);  
 III - латеритный покров олигоцен-четвертичного возраста (Западная Африка). I - сланцево-вулканогенный субстрат; 2 - структурная глинистая (слюдисто-каолинитовая) зона коры выветривания; 3 - контракционная глинистая кора выветривания; 4 - псевдоморфный латерит; 5 - контракционный обломочный латерит; 6 - латерит с бобово-оолитовой структурой; 7 - перестроенные бобово-оолитовые руды; 8 - пески; 9 - глины; 10 - диабазы, базальты; II - супеси, суглинки; 12 - скважины

нороден и объединяет последовательно сменяющие одна другую существенно разные формации.

Архейской эре присуще формирование преимущественно вулканогенно-кремнистых железоносных формаций, которые в раннем и среднем протерозое сменяются известковисто-сланцево-кремнистыми вмещающими мощные пласты железистых кварцитов. Следует отметить, что докембрийские железоносные формации, как правило, характеризуются низкими содержаниями железа (25-35%) и используются промышленностью только благодаря их магнетитовому составу, что предопределяет относительную легкость обогащения и получения высококачественных концентратов. Общая же интенсивность накопления железа и "удельная железоносность" докембрия значительно более низкие, нежели молодых эпох. Например, общие прогнозные запасы железных руд в докембрии Русской платформы, накопившихся в течение миллиардов лет, составляют порядка 500 млрд. т. То же самое количество более богатых железом палеогеновых руд в Западной Сибири накопилось за 20-50 млн. лет. Таким образом, можно допустить, что средняя скорость накопления железа здесь была на 3 порядка выше, чем в докембрии!

Выдержанность рудных пластов, однообразная тонкослоистая структура докембрийских формаций позволяют весьма обоснованно говорить об образовании их в обширных водоемах со специфическими параметрами сред.

Уже в позднем протерозое практически прекращается накопление формаций железистых кварцитов и на смену им приходят формации оолитовых руд, которые до мезозоя имеют преимущественно гематитовый состав, а затем гетит-гидрогетитовый либо шамозитовый с большей или меньшей примесью сидерита.

Важно отметить ту же, что и у алюминия, четко прослеживаемую тенденцию выхода железных руд из докембрийских водоемов на прибрежные мелководья палеозойских морей, в мезозое в лагуны и затем в кайнозое непосредственно в континентальные долины (например, олигоценовые руды Приаралья, Северного Тургая) и, наконец, в современные озера, болота (Карелия) и на возвышенные участки рельефа (коры выветривания ультрабазитов и железистых кварцитов). Так же, как и для основной массы алюминиевых руд, для железа наиболее промышленно важен сугубо экзогенный тип месторождений.

Гидротермально-осадочный железорудный процесс был, вероятно, широко проявлен на докембрийских и палеозойских этапах развития Земли. К гидротермально-осадочному типу может быть отнесен ряд железорудных месторождений верхнего протерозоя - кембрия (Удско-Шантарский район Дальнего Востока), девона (месторождения Атасуйского района в Центральном Казахстане) и др. В этих районах железные руды тесно ассоциируют с яшмами, вулканитами и кремнистыми марганцевыми рудами морского генезиса.

## Марганцевые руды

Эволюция марганценонакопления имеет свои особенности, хотя в общем укладывается в рамки, характерные для двух других членов триады. Для докембрийского этапа так же, как и для железа, характерна значительная интенсификация марганценонакопления. Но в отличие от железа марганцевые скопления в докембрии, входящие в состав метаморфической гондитовой формации, не имеют промышленного значения, так как марганец находится здесь почти исключительно в составе силикатов (спессартин, родонит и др.), не используемых промышленностью. Первые потенциально промышленные марганценовые формации, содержащие пласты карбонатных руд, известны в геологическом разрезе, начиная с рифея — кембрия (Усинское месторождение в Кузнецком Алатау). Аналогичные существенно кремнисто-карбонатные марганценовые формации характерны для последующих рудоносных эпох: девон-раннекаменноугольной, пермской, меловой. При этом известные марганценовые формации палеозоя и мезозоя сложены преимущественно морскими осадками и несут в себе следы интенсивной деятельности глубинных термальных растворов, а иногда и вулканических извержений (прослой яшм, гидротермалитов, пеплов, подводных лав и др.). Все эти формации накапливались либо в геосинклиналях, либо в трогах активизированных частей платформ. Лишь в кайнозое появляется существенно отличный тип терригенных марганценовых формаций, не имеющих прямой связи с вулканической либо гидротермальной деятельностью (Южно-Украинский марганценовый бассейн, Чиатурское месторождение в Грузии, Оброчище в Болгарии). Этот тип формаций характеризуется тесной связью рудных залежей с береговой линией бассейна и составом пород, слагающих его берега, т.е. он строго фациально обусловлен.

К началу кайнозоя следует отнести и появление первых промышленных накоплений марганца в корях выветривания на марганецсодержащих породах (месторождения Индии, Ботсваны и др.).

И, наконец, на современном этапе развития Земли появляется еще один тип промышленных накоплений марганца — океанические Fe-Mn конкреции на дне океанических холмистаз. В месторождениях кайнозоя заключено более 90% промышленных руд марганца.

### Заключение

1. Исторический анализ поведения основных экзогенных руд, и в частности элементов рудной триады (Al, Fe, Mn), позволяет установить для каждого из них последовательное перемещение экзогенного рудообразования из морских водоемов докембрия в прибрежные зоны палеозойских морей и далее в глубь современных континентов.

2. С геохимической точки зрения процесс направленного смещения областей рудообразования "из моря на сушу" может быть использован как сокращение подвижности рудообразующих компонентов и соответственно приближение их промышленных концентраций к первичным гипергенным источникам.

3. В поверхностном экзогенном рудообразовании, проходящем без участия подтока рудоносных глубинных вод, пути миграции рудной триады расходятся. Они не образуют комплексных руд, а промышленные месторождения их являются своеобразными антагонистами и не образуют генетически связанных рядов.

4. При гидротермально-осадочном рудогенезе часто возникают комплексные железомарганцевые месторождения. Глинозем при этом может образовывать гидротермально-осадочные месторождения силикатных диаспоритов, расположенные в непосредственной близости от марганцевых и на тех же стратиграфических горизонтах.

#### Л и т е р а т у р а

1. Критерии прогнозной оценки территорий/ Под ред. Д.В. Рундквиста. Л.: Недра, 1978.
2. Страхов Н.М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М.: Госгеолтехиздат, 1963.

УДК 553.32:551.734.5

#### ДЕВОНСКАЯ ЭПОХА МАРГАНЦЕВОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ НА ТЕРРИТОРИИ СССР

В.В.Калинин, Д.Г.Сапожников

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии АН СССР, г.Москва, СССР

Девонская марганцеворудная эпоха занимает особое место в геологической истории Земли: закончился каледонский тектонический этап и начали проявляться движения земной коры, связанные с герцинским орогенезом. К этому времени крупные элементы тектонической структуры находились на разных этапах своего развития. Одни переходили на платформенный путь развития, другие переживали усиленную дифференциацию, а геосинклинальные пояса продолжали оставаться в активном тектоническом режиме [2].

Девонское время характеризовалось активной вулканической деятельностью. По интенсивности вулканизма эта эпоха может быть поставлена вслед за докембрийской. Вулканические процессы этого периода, равно как и докембрия, сопровождались нередко марганцевым и железомарганцевым рудообразованием. Наиболее значительно девонское марганцевое рудообразование было проявлено лишь на территории Советского Союза. Здесь месторождения приурочены исключительно к складчатым обрамлениям платформ, главным образом к крупным структурам в Урало-Тяньшаньской геосинклинальной области.

Рудообразование девонской эпохи проходило преимущественно при подводном вулканизме в морских водоемах. И только отдельные небольшие по масштабам месторождения были образованы из гидротермальных растворов путем наложения рудной минерализации на ранее сформированные породы.

Таким образом, в ходе марганцевого рудогенеза в девоне формировались месторождения вулканогенно-осадочного и гидротермального происхождения.

Вулканогенно-осадочные месторождения распространены на площадях развития интенсивного вулканизма, сопровождавшегося выносом нередко громадных масс пирокластического и в меньшей степени эффузивного материала. Месторождения этого типа, как правило, многочисленны, но имеют небольшие размеры. Вмещающими породами служат различные по литологическому составу отложения. Накопление рудного вещества совпадало с периодом временного прекращения или затухания вулканической деятельности. Рудные тела приурочены к нескольким стратиграфическим горизонтам. Рудные залежи характеризуются многоярусностью и кулисообразным залеганием рудных тел, которые обычно имеют пласто- и линзообразные формы. Руды обладают большой плотностью и слоистым сложением. Мощности их в одних случаях выдержаны, в других — быстро меняются как по простиранию, так и падению. Марганцевые, а на ряде месторождений железомарганцевые и железные рудные тела переслаиваются в разной степени с оруденелыми яшмами. Там, где марганцевые руды тесно ассоциируют с железными, между ними наблюдаются резкие переходы.

Все девонские месторождения вулканогенно-осадочного генезиса, известные к настоящему времени, претерпели вместе с вмещающими породами складчатые деформации, сопровождавшиеся динамометаморфизмом различных ступеней. В рудных накоплениях возникло значительное число парагенетических ассоциаций марганцевых и железных минералов с нерудными, главным образом кремнистыми и карбонатными минералами. По первичным гидроокисным образованиям возникли браунитовые, гаусманитовые и якобитовые руды.

Что касается кремнисто-карбонатных соединений марганца, то в одних случаях они были в целом изменены метаморфическими процессами до силикатов этого элемента, в других — сохранились без изменений или были лишь частично перекристаллизованы. Железорудные образования, как правило, претерпели меньше изменений и лишь на отдельных месторождениях наблюдалось развитие метаморфического магнетита, хлорита и ферригипсомелана.

Девонский вулканизм и связанные с ним вулканогенно-осадочные процессы привели к образованию на территории Советского Союза двух крупных марганцевых провинций — Южно-Уральской и Центрально-Казакстанской, месторождения которых относятся соответственно к Примангитогорскому и Атасуйскому типам. В последние годы намечается третья марганцевая провинция в Карской депрессии на севере Урала. Она пока мало изучена, но представляется достаточно перспективной.

Выделенные два типа вулканогенно-осадочных месторождений имеют наряду с общими свойствами и свои особенности, на которых мы и остановимся несколько подробнее.

Примагнитогорский тип образовался в условиях эвгеосин клина. К настоящему времени здесь выявлено более 150 месторождений и рудопоявлений, которые обособляются в три группы: Учелинскую (северную), Абзелиловскую (среднюю) и Баймакскую (южную). Месторождения и рудопоявления этих групп имеют сравнительно небольшие размеры как по площади, так и по запасам металла. Они расположены в виде двух узких прерывистых полос, протягивающихся в меридиональном направлении на 300 км вдоль западного крыла крупного Магнитогорского синклинория.

Руды приурочены к четырем стратиграфическим горизонтам. Вмещающими породами для них послужили вулканогенные и вулканокластические образования, представленные соответственно лавами и туфами диабазов, андезитовых порфиритов и альбитофиров. Накопление осадков, послуживших вмещающими породами, осуществлялось в морском водоеме. Пирокластический и эффузивный материал поставлялся вулканическими аппаратами центрального типа, носившими преимущественно подводный характер. Это подтверждается наличием косой слоистости в туфогенных отложениях и переслаиванием их с известняками. Однако небольшая часть материала могла сноситься и с суши. Об этом говорит присутствие в туфах игнимбритовых образований, которые своим появлением обязаны континентальному (островодужному) типу извержения.

Рудные накопления, равно как и отложения кремнистого вещества, приурочены исключительно к антиклинальным поднятиям. Они представлены пласто- и линзообразными телами, залегающими согласно с вмещающими их вулканическими породами. На разных месторождениях накопление рудных илов происходило в существенно различных физико-химических условиях и, как следствие, возникали специфические рудные фации: в одних случаях только окисные (Кусимово, Низгулово), в других — карбонатные (Биккулово, Уразово). Ранее на ряде месторождений одновременно присутствовали руды обеих фаций (месторождения Файзулинской группы).

Особенностями Примагнитогорского типа являются тесный парагенез марганцевых руд с яшмами, яшмовидными туфитами и кремнистыми сланцами, нередко в форме тонкого переслаивания, резкое преобладание марганцевых руд над железными, причем содержание железа в марганцевых рудах на некоторых месторождениях достигает первых процентов.

А т а с у й с к и й тип формировался на орогенной стадии. Он объединяет сравнительно небольшое число месторождений, среди которых наиболее значительными являются: Каражал, Ушкатын Ш, Жайрем. Месторождения расположены в области сопряжения юго-восточной (Бетпак-Далинской) и субширотной (Сарысу-Тениз-Карагандинской) ветвей Центрально-Казахстанского краевого вулканического пояса, в области неустойчивой каледонской консолидации, испытавшей в девоне и карбоне тектоно-магматическую активизацию, связанную с геосинклинальным развитием прилегающей Джунгаро-Балхашской области герцинид [ 3 ].

Марганцевые и железомарганцевые месторождения залегают в северном крыле крупной грабен-синклинали, известной под названием Жайльминской мульды. Она протягивается немногим более 140 км и имеет в плане форму полумесяца, выдвываясь выпуклой частью к югу и юго-западу. В средней части мульды борта ее расходятся до 30 км. Эта структура выполнена морскими верхнедевонскими отложениями, представленными органогенно-терригенно-хемогенными и в меньшей степени вулканогенными образованиями. Их перекрывают нижнекаменноугольные карбонатные, кремнисто-карбонатные породы, а в верхней части также аргиллиты и песчаники. Эти верхнепалеозойские образования венчает чехол кайнозойских рыхлых песчано-глинистых отложений. Ложе и обрамление мульды сложены вулканогенными породами Д<sub>1</sub> и Д<sub>2</sub>.

Рудные поля приурочены к синклиналим структурам II порядка, осложняющим крылья Жайльминской мульды. Рудные концентрации здесь находятся на семи стратиграфических уровнях. Они накапливались в разных фациальных обстановках: в красноцветных волнисто-слоистых кремнисто-карбонатных породах (Каражал, Ктэй и другие месторождения этой группы); в терригенных отложениях (Южный Клыч); среди рифовых построек, чередующихся в разрезе с пляжевыми отложениями, (восточная часть месторождения Ушкатын Ш) среди вулканогенно-терригенных грубообломочных отложений: конгломератов, туфов, агломератов (рудопоявление Каткен); в вулканогенных породах основного состава (рудопоявление Дальнезападный Каражал) [1]. Рудные залежи состоят из значительного числа пластовых и линзообразных тел, сложенных марганцевыми, железомарганцевыми и железными рудами. В их распределении на ряде месторождений отмечаются фациальные переходы. По запасам руд месторождения этого типа на порядок выше Приматнитогорских. На Атасуйских месторождениях широким распространением пользуются не только марганцевые, но и железные руды, преобладающие на некоторых месторождениях (Западный Каражал, Большой Ктэй).

Особенностью рудообразования этого типа нередко является наличие в марганцевых рудных залежах наряду с окисными также и карбонатных руд. В железорудных накоплениях основных горизонтов карбонатная фация отсутствует. Сидеритовые руды были встречены ниже по разрезу рудной толщи на Западном Каражале.

На всех выявленных месторождениях Атасуйского типа в продуктивной пачке постоянно присутствуют яшмы. Они обычно находятся в непосредственном контакте с окисными железными рудами, в то время как марганцевые связаны с известняками.

Весьма характерным для данного типа руд является также постоянное присутствие в них сульфидной минерализации, которая своим появлением обязана гидротермальной деятельности. На некоторых месторождениях она дает промышленные концентрации свинца и цинка.

Гидротермальные марганцевые месторождения девона немногочисленны.

Они формировались на орогенной стадии и представлены двумя группами. Одна из них находится на Среднем Урале — Сапальская, другая — в западной части Казахской складчатой страны, известная под названием Джездинской.

Общими для них являются поступление рудных растворов к местам разгрузки по глубинным разломам и ослабленным зонам, локализация месторождений в пределах небольших площадей.

Гидротермальные руды этих двух групп месторождений характеризуются неравномерной зернистостью и нередко массивными структурами; полным отсутствием таких силикатов марганца, как родонит, тефроит и гранат, за исключением контактовых участков с интрузиями; повышенным содержанием свинца, цинка, меди, сурьмы и мышьяка и низким фосфора; слабой проработкой процессами гипергенеза (первые метры от поверхности).

Сапальская группа состоит из Сапальского месторождения и ряда рудопроявлений. Они находятся в южной части Тагильского метасинклиория и располагаются цепочкой в меридиональном направлении в контактовой зоне восточнее крупного сиенитового массива того же названия. Вмещающими породами марганцевых рудных залежей являются мраморизованные известняки, переслаивающиеся с бескварцевыми порфирами (ортофирами).

Залежи руд имеют небольшие размеры, при этом Южная залежь со штокообразной формой была приурочена к зоне нарушения, совпадающей со слоистостью вмещающей толщи. Наряду с этим разведкой в 60-х годах были выявлены залежи, имеющие пласто- и линзообразную форму. Они приурочены к контактам мраморизованных известняков с бескварцевыми порфирами и образовались, как нам представляется, процессами метасоматоза. Наиболее благоприятными породами для замещения явились бескварцевые порфиры, и брекчированные известняки.

Минеральный состав руд месторождений и рудопроявлений этой группы относительно прост. В штокообразном теле Сапальского месторождения, большая часть которого уже выработана, преобладали окисные руды браунит-гаусманитового состава. В небольшом количестве в периферической части Южной залежи отмечались карбонатные марганцевые руды. В то же время рудные тела на новой разведочной площади представлены главным образом карбонатными и в резко подчиненных количествах окисными марганцевыми образованиями. На контакте с сиенитами широкое развитие получили силикаты марганца. Особенности марганцевых руд Сапальского месторождения являются отсутствие как в карбонатных, так и окисных марганцевых рудах каких-либо признаков, позволяющих связывать их образование с процессами седиментации; отсутствие фациальных переходов между карбонатными и окисными образованиями; сопутствующая мраморизация известняков; наложение в более позднее время на марганцевые руды и омарганцованные известняки сульфидной минерализации.

Джездинская группа объединяет месторождения Джезды, Найзатас, Промежуточное и значительное число рудопроявлений. Они располагаются в Шагырлинском прогибе, осложняющем Улутауское поднятие. Вмещающими породами послужили верхнедевонские континентальные красноцветные отложения типа моласс. Их слагают конгломераты и грубозернистые песчаники, залегающие на древнем кристаллическом фундаменте.

Руды на описываемых месторождениях образуют главным образом пластовые и линзообразные тела, простирающиеся в субширотном направлении вдоль разломов (Джезды). Наряду с этим наблюдаются также секущие рудные тела (Найзатас и северо-западная часть Джездинского месторождения). Как пластовые, так и жильные тела на этих месторождениях имеют относительно небольшие размеры. На одних объектах они представлены только марганцевыми окисными рудами (Джезды, Промежуточное, Жаксы-Котр и ряд рудопроявлений), на других - наряду с марганцевыми и железными, а на месторождении Найзатас - только последними.

Пластовые тела сложены браунитовыми рудами. Жильные - представлены криптомелан-коронадит-голландитовыми (на Джездинском) и гаусманитовыми, якобитовыми, а железные - гематитовыми рудами (Найзатас). Среди последних наблюдается участками вкрапленность магнетита.

Руды джездинской группы имеют повышенные содержания свинца, цинка, берия, теллура, германия и других элементов, которые входят в структуру окислов марганца и железа. Исключение составляет берит, встречающийся также в виде сульфата.

Особенностями девонской эпохи марганцевого рудообразования, проявившейся на территории СССР, являются: 1. Резкое преобладание вулканогенно-осадочного марганцевого рудообразования. 2. Наличие немногочисленных гидротермальных марганцевых и железомарганцевых месторождений. 3. Отсутствие осадочных марганцевых месторождений, типичных для более поздних эпох. 4. Наиболее значительными являются вулканогенно-осадочные месторождения Атасуйского типа.

#### Л и т е р а т у р а

1. Бузмиков Е.И., Щибрик В.И. Стратиграфия и литология фэменских и турнейских отложений.-Сов.геология, №2, 1976.
2. Грецишников И.А. История земли в позднем палеозое.-В кн.:Историческая геология. М.: Недра, 1974, с.165.
3. Железомарганцевые месторождения Атасуйского района /Рожнов А.А., Новохатский И.П., Кяупова М.М., Бузмиков Е.И., Лыткин В.А., Середя В.Я., Щибрик В.И., Таранушич Ф.Ф., Горский А.В., Радченко Н.М.- В кн.: Вулканогенно-осадочный лито- и рудогенез. Алма-Ата: Наука, 1981.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ОКИСНЫХ, СИЛИКАТНЫХ И КАРБОНАТНЫХ  
МАРГАНЦЕВЫХ РУДВ.П.Рәхманов, Е.М.Грибов, Е.М.Гурвич, Ю.А.Борщевский, С.Л.Борисова,  
В.В.Ермилов

Институт литосферы АН СССР (ИЛСАН), г.Москва, СССР

Процессы марганценакопления в докембрии, как и в фанерозое, происходили в широком диапазоне фациальных условий, что и определило появление уже с раннего протерозоя основных типов марганцевых руд: окисных и карбонатных. Метаморфические преобразования приводили к возникновению новых минеральных парагенезисов со значительной долей силикатов марганца.

Наряду с петрографическими методами изучения вещественного состава марганцевых руд было произведено изотопно-кислородное и изотопно-углеродное исследование окисных и карбонатных марганцевых руд и минералов из месторождений СССР и зарубежных стран [1,2]. На рентгеновском микроанализаторе Микроскан-5 был определен химический состав марганцевых карбонатов, установлено распределение микроэлементов в гидроокислах марганца сложного и непостоянного состава.

Окисные и гидроокисные марганцевые руды Порожинского месторождения (Евсейский край), отобранные снизу вверх по разрезу с глубины 140-55м, характеризуются последовательным облегчением изотопного состава кислорода  $\delta^{18}\text{O}$  от +6,9% до +2,5%, а в руде из канавы № 10  $\delta^{18}\text{O} = +2,5 - 4,6\%$ . Они образовались путем окисления первичных карбонатных руд. Изменение изотопного состава кислорода в них, вероятно, обусловлено, различной длительностью и активностью воздействия на руды метеорных вод, кислород которых обогащен легким изотопом ( $\delta^{18}\text{O} = -18\%$ ). Правомерность такого предположения подтверждается при сравнении изотопного состава кислорода родонитовых и пиролюзитовых руд Муренского месторождения (Монголия). Родониты имеют  $\delta^{18}\text{O} = +6,4\%$ , в пиролюзитах, образовавшихся за счет окисления родонитовых руд,  $\delta^{18}\text{O} = +1,0\%$ . Еще более изотопно-легкими оказались инфильтрационные гидроокисные соединения марганцевого проявления (Хух-Тайг (Монголия),  $\delta^{18}\text{O} = -1,3\%$ ).

С проявлениями позднеальпийской эпохи тектонической и магматической активности связано существенное перераспределение рудных компонентов в районе стратиформного сеноман-туронского месторождения Имини (Марокко) /9/. Изотопный состав кислорода пиролюзитов (табл.1, анализ 1)  $\delta^{18}\text{O}$  в основных рудных пластах колеблется от +5,5 до +6,9%;  $\delta^{18}\text{O}$  коронадита (см.табл. 1, анализ 2) концентрически зонального строения, кристаллизовавшегося вдоль тектонических трещин, проходящих через рудные пласты, равен -1,3%. Низкие значения  $\delta^{18}\text{O}$  в коронадитах свидетельствуют об их эпигенетическом отложении из низкотемпературных вадозных вод, вовлеченных в рудообразующий процесс во время альпийской тектонической

Таблица I

Химический состав окисных и карбонатных руд ( вес.%)

№	MnO <sub>2</sub>	MnO	TiO <sub>2</sub>	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	CaO	MgO	BaO
1	94,83	3,04	0,04	0,43	0,38	—	0,13	0,06	0,53	0,16
2	61,11	9,08	0,04	0,60	1,23	—	0,6	0,06	0,12	0,86
3	—	30,07	0,032	4,95	0,28	2,10	0,80	19,0	3,56	Не опр.
4	—	19,52	0,78	44,96	14,94	0,08	5,69	3,48	2,95	Не опр.

№	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	PbO	ZnO	CuO	C	S	CO <sub>2</sub>	H <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	Сумма
1	0,26	0,17	0,05	0,33	0,02	0,06	—	0,05	—	0,1	—	100,96
2	0,22	0,12	0,05	25,7	0,41	0,13	—	0,05	—	0,15	—	100,18
3	0,06	0,1	Не опр.	—	—	—	1,28	1,34	35,80	0,20	0,42	99,99
4	0,15	0,21	0,04	Не определялись	—	—	4,8	1,57	0,15	0,04	—	99,67

Примечание. 1 - пиролюзит, месторождение Имини, Марокко, участок Тигермит, 2 - коронадит, там же, карьер № 6 (хим. лаб. ВРРМ, Рабат, Марокко); 3 - карбонатная сферолитовая руда, рудопоявление Тажное, Енисейский край (хим. лаб. ЦНИГРИ, Тула); 4 - спессартинсодержащая порода тимской свиты КМА (хим. лаб. Центргеолнеруд, Москва).

перестройки региона. Исследования коронадитов, проведенные на "Микроскан-5", позволили установить прямую (Mn с Ba) и обратную (Mn с Pb и Pb с Ba) корреляционные зависимости и ритмично-зональное распределение минеральных марганцевых фаз, обогащенных то свинцом, то барием.

Невысокие значения  $\delta^{18}\text{O} = +1,1\%$  имеет и манганит из пермо-триасовых красноцветных отложений рудопоявления Акебб (Марокко), что, вероятно, связано с его внутрислоевым гидрогенным происхождением.

Седиментационно-диагенетические, метаморфизованные окисные марганцевые руды являются более изотопно-тяжелыми. Так, в браунитах Каражальского месторождения (Казахстан)  $\delta^{18}\text{O} = +12,7\%$ , Ир-Ними (Приморье)  $\delta^{18}\text{O} = +13,5\%$ .

Изотопный состав кислорода ( $\delta^{18}\text{O}$  от +21,9 до +28,6%) и углерода ( $\delta^{13}\text{C}$  от +0,5 до -16,4%) карбонатных руд месторождений Порожное (Енисейский край), Никопольское (Украина), Чигатурское (Грузия), Усинское (Кузнецкий Алатау) свидетельствует об образовании их в условиях мелководной морской лагуны в обстановке довольно низкого окислительно-восстановительного потенциала и сравнительно высокой биологической активности.

Силикатные марганцевые руды тимской свиты нижнего протерозоя, развитые в пределах Тим-Ястребовской грабен-синклинали Курской магнитной

Таблица 2

Физико-химические особенности спессартинов тимской свиты КМА

№	Размер элементарной ячейки <sup>I</sup>	Показатель преломления	Содержания Mn, % <sup>2</sup>
1	11,68 ± 0,004 Å <sub>0</sub>	1,786	25,10
2	11,636 ± 0,008 Å	1,788	24,76
3	11,626 ± 0,008 Å	1,790	Не опр.
4	11,63 ± 0,006 Å	1,787	27,26
5	11,62 ± 0,003 Å	1,800 ядро, 1,1,788 средняя и 1,780 наружная зоны	Не опр.
6	11,66 ± 0,007 Å	1,787	22,60

## Примечание.

Образцы спессартинов: 1,2 - из углеродистой карбонат-биотит-спессартин-кварцевой породы (1 - крупный, 2 - мелкий), скв. 3523, глубина 605,0 м; 3 - из углеродистой карбонат-слюдисто-кварц-спессартиновой породы, там же, глубина 574,1 м; 4 - из углеродистой слудисто-кварц-спессартиновой породы, там же, глубина 573,8 м; 5 - зональный спессартин из углеродистой кварц-спессартиновой породы, там же, глубина 411,2 м; 6 - из полосчатой углеродистой кварц-спессартиновой породы, скв. 3526, глубина 496,2 м.

<sup>1</sup> Рентгенографический анализ выполнялся в лаборатории ВИМСа, камера  $d=57,3$  мм, Fe анод.

<sup>2</sup> Содержание Mn определялось атомно-абсорбционным методом в Бронницкой геол.-геохим. экспедиции ИМПРЭ, чувствительность определения 0,0002%.

эномелии, возникли в результате сочетания регионального метаморфизма марганценосных пород и контактово-метасоматических процессов, обусловивших перераспределение и частичный привнос марганца. В углеродистой вулканогенно-осадочной толще обогащенные марганцем горизонты мощностью 2-11 м [3] сложены в основном спессартинсодержащими породами и занимают в разрезе свиты определенное место, тяготея к амфиболсодержащим породам и связанным с ними метасоматитам и гидротермально измененным породам.

Содержание граната увеличивается в них с приближением к указанным породам вплоть до формирования гранатитов (90-95% граната) в контактовых зонах. Высокомарганцевистые кварц-спессартиновые углеродистые породы содержат 4,8-9,6 %  $C_{орг}$  и от 9,42 до 24,23% MnO. Они обогащены сульфидами, а доля слюд, хлорита, апатита, турмалина, амфиболов в сумме редко превышает первые проценты. Спессартин (табл.2) образует кристаллы различного размера (доли мм-7мм) и формы. Выделяет-

ся несколько генераций граната от раннеметаморфического до синхронного гидротермальной сульфидной минерализации. Как показало изучение с помощью рентгеновского микроанализатора Микроскан-5, гранаты ранних генераций, имеющие радиально-лучистое и секториальное строение, обладают слабо выраженной зональностью с увеличением содержания магния (0,46 и 1,48% MgO) и железа (1,32 и 1,7% FeO) и уменьшением доли марганца (36,6 и 34% MnO) от центра к периферии, отражающей тенденцию, обычную для гранатов, растущих на фоне повышения температуры. Состав гранатов ранней генерации не обинаков в разных породах, что обусловлено особенностями химизма первичного субстрата, так как в породах с повышенным содержанием в гранатах железа и кальция увеличивается и доля амфибола. Гранаты поздних генераций слагают прожилки, массивные и пойкилобластические порфиробласты и нарастают на кристаллы ранних генераций, образуя зональные и гетерогенные кристаллы. Центральная часть в них по сравнению с периферией обогащена железом (3,4 и 1,7% FeO) и обеднена марганцем (29,1 и 33,2% MnO), магнием (0,78 и 2,03% MgO) и кальцием (3,25 и 4,75% CaO). Эти отличия обусловлены иным составом поступающих растворов.

Марганцевое рудопроявление Таяжное расположено в среднем течении р. Большой Пит (Енисейский край). Оруденение, представленное марганцевыми углеродистыми известняками, углеродисто-кремнисто-родохрозитовыми сланцами и линзами родохрозитовых руд, заключено в толщу углеродисто-кремнисто-терригенно-карбонатных отложений токминской свиты рифея [1,47]. Марганцевые руды на 80-90% сложены сферолитами. Они цементируются обычно светлым полисинтетически сдвойникованным доломитом, углеродисто-кремнистым веществом, пиритом (см. табл. I, анализ 3). В цементе были отмечены и фосфорсодержащие минералы. Количественное определение элементов с помощью микрозонда позволило установить, что мелкие (до 0,05 мм) сферолиты однородны и состоят из родохрозита ( $Mn_{0,866}Ca_{0,095}Mg_{0,024}Fe_{0,015}CO_3$ ). Средние (0,07-0,08 мм) и крупные сферолиты имеют концентрическое строение. Центр средних сложен кальциевым родохрозитом ( $Mn_{0,645}Ca_{0,272}Mg_{0,073}Fe_{0,010}CO_3$ ), кайма - марганцевым кальцитом ( $Mn_{0,288}Ca_{0,642}Mg_{0,056}Fe_{0,014}CO_3$ ). Ядро крупных образовано родохрозитом ( $Mn_{0,851}Ca_{0,119}Mg_{0,024}Fe_{0,006}CO_3$ ), внешняя оболочка - кальциевым родохрозитом ( $Mn_{0,612}Ca_{0,330}Mg_{0,050}Fe_{0,008}CO_3$ ). Участки перекристаллизации сложены однородным зернистым агрегатом магнезиального манганокальцита ( $Mn_{0,405}Ca_{0,450}Mg_{0,135}Fe_{0,010}CO_3$ ).

На дифрактограмме образца руды отмечается преобладание двух карбонатов с  $d_{211}$ , равным 2,923 и 2,861. Если пересчитанные результаты анализа нанести на треугольные диаграммы Дж. Гольдшмита и Д. Д. Грэффа [8], отражающие зависимость между содержанием  $CaCO_3$ ,  $MgCO_3$  и  $MnCO_3$  и величиной  $d_{211}$ , то видно, что наибольшим распространением пользуются родохрозит, слагающий гомогенные мелкие сферолиты, и магнезиальный манганокальцит перекристаллизованного агрегата. На диаграммах, показываю-

щих положение сольвуса в этой системе при разной температуре, кальциевые родохрозиты находятся вне поля существования однородного твердого раствора при температуре  $500^{\circ}$  и попадают в него только при температуре  $600^{\circ}$ . Петрографическое изучение показывает, что метаморфизм пород был более низкотемпературным.

Известно [6], что в ходе осадочного процесса в исследуемой карбонатной системе могут отлагаться твердые растворы любого состава, и некоторые из них, хотя и нестабильные при температурах  $450-500^{\circ}$ , все же сохраняются в породах как реликты (и трудно распадаются даже в эксперименте). Очевидно, в породах токминской свиты в ходе седиментационно-диагенетического процесса формировался довольно широкий комплекс карбонатов, сохранившихся при метаморфизме низкотемпературной субфации зеленосланцевой фации. Образовавшийся при перекристаллизации карбонат отвечал по составу стабильной при данной температуре фазе. Наличие значительного количества углеродистого вещества способствовало формированию карбонатных сферолитов [5,7].

#### Л и т е р а т у р а

1. Грибов Е.М., Гурвич Е.М. Рудоносные углеродистые формации Енисейского кряжа. - В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып.7, кн.1. М.: Наука, 1981, с.173-181.
2. Изотопные особенности окисных и карбонатных марганцевых руд из месторождений СССР и ряда зарубежных стран / Борцевский Ю.А., Борисова С.Л., Рахманов В.П. и др. - В кн.: Тез. докл. на УШ Всесоюзн. симпоз. по стабильным изотопам в геохимии. М., 1980, с.106-107.
3. Казанцев В.А. Черносланцевые породы докембрия северо-западной части Воронежского кристаллического массива. - В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып. 7, кн.1. Углеродистые отложения и их рудоносность. М.: Наука, 1981, с.85-92.
4. Марганецносные формации Енисейского кряжа / Мкртычян А.К., Саваньяк Ю.В., Усталов В.В., Цыкин Р.А. - В кн.: Геология и геохимия марганца. М.: Наука, 1982, с.89-94.
5. Петров Т.Г., Трейвус Е.Б., Касаткин А.П. Выращивание кристаллов из растворов. Л.: Недра, 1967, с.175.
6. De Capitani Ch., Tjerk P. The solvus in the system  $MnCO_3-CaCO_3$ . Contributions to Mineralogy and Petrology, 1981, vol 70, 84, p.394-400.
7. Ferguson J., Budela B., Davies P. Synthesis and possible mechanism of formation of radial carbonate ooids. - Chemical Geology, vol.22, N 4, 1978, p. 285-308.
8. Goldsmith J., Graf D. Subsolidus relations in the system  $CaCO_3-MgCO_3-MnCO_3$ . - J. of Geology, 1960, vol. 68, N 3, p.324-336.
9. Rakhmanov V.P., Tchaikovsky V.K. Manganese ores in activated platforms. - In: Proceedings of the Fifth Quadrennial IAGOD Symposium. Stuttgart, 1980, p.125-141.

МАРГАНЦЕВОРУДНЫЕ ФОРМАЦИИ ДАЛЬНЕВОСТОЧНОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ  
ОКРАИНЫ СССР

Л.И.Кулиш, Е.А.Кулиш

Институт тектоники и геофизики ДВНЦ АН СССР, Дальневосточный  
институт минерального сырья Мингео СССР, г.Хабаровск, СССР

Марганцеворудное накопление происходило на территории дальневосточной континентальной окраины с позднего протерозоя до кайнозоя включительно с переменной интенсивностью в различных геотектонических структурах: срединных кристаллических массивах (Бурейнский, Ханкайский), наложенных прогибах и впадинах восточной окраины Сибирской платформы, складчатых системах (Монголо-Охотская, Сихотэ-Алиньская, Охотско-Корякская, Курило-Восточно-Камчатская, Хоккайдо-Сахалинская). Рудонакопление связано с марганцево- и железомарганцеворудными формациями, характеризующимися различными геотектоническими и вещественными особенностями, распространенностью и практической значимостью.

Марганцево- и железомарганцеворудной (рудной) формацией названо естественное сообщество марганцево- и железомарганцеворудных минеральных ассоциаций и сингенетичных им вмещающих пород, являющихся продуктом определенного сочетания седиментационных, петрологических и тектоно-магматических процессов. В основу этого понятия положены представления В.А.Кузнецова [1], А.Д.Щеглова [4] о рудных формациях. Наименование конкретной формации определяют главные марганцевые и ассоциирующие с ними железорудные минералы, слагающие основу рудных концентратов, а также вмещающие их непосредственно породы. Марганцево- и железомарганцевые формации являются составной частью геологических (рудноосных) формаций, которые могут включать в себя одну или несколько разновидностей марганцеворудных и других рудных формаций.

В пределах дальневосточной континентальной окраины нами выделяются следующие классы формаций: вулканогенно-осадочные и осадочные, гипергенные, эндогенные и метаморфогенные.

Гаусманит-браунит-родохрозитовая яшмово-кремнистосланцевая формация является наиболее распространенной на Востоке СССР. Она локализуется среди разновозрастных (от протерозоя до палеогена) геосинклинальных образований, которые по некоторым признакам сопоставимы как с марганцевыми формациями францисканского, так и уральского типов [3]. Эта рудная формация характерна для толщ раннегеосинклинальных прогибов (Монголо-Охотской, Сихотэ-Алиньской, Охотско-Корякской, Курило-Восточно-Камчатской и Хоккайдо-Сахалинской складчатых систем), развивающихся на коре преимущественно океанического типа. Описываемая формация размещается в различных частях фациальных профилей марганцевосных вулканогенно-осадочных комплексов. Максимальные концентрации марганца приурочены к зонам развития хемогенно-терригенных и хемогенных фаций вул-

каногенно-осадочных толщ на некотором удалении (до  $n \times 10$  км) от зон активного вулканизма, тяготея к несколько приподнятым участкам пелагических частей морского бассейна. Среди этих вулканоогенно-осадочных толщ иногда встречаются продуктивные залежи железорудной и фосфаторудной формаций. Марганцеворудная формация представлена кремнистыми браунитовыми, браунит-гаусманитовыми, гаусманит-родохрозит-родонитовыми, гаусманитовыми, родонит-родохрозитовыми и родохрозитовыми рудами, в которых иногда присутствует пепловый материал, реже обломки эффузивов. Текстура руд массивная, линзовидно-слоистая, шпировая, иногда полосчатая. Руды высококремнистые, содержания марганца в них варьирует от нескольких до 56%. Для руд характерны высокие концентрации бария (до 10% BaO) и вышекларковые Cu, B, Sr, Ni, Zn. Рудные концентрации парагенетически связаны с кремнистыми хемогенными осадками и локализуются в ящиках, кремнистых сланцах, реже в кремнистых туфосланцах, кремнисто-глинистых сланцах и еще реже в эффузивах. Рудные тела небольших размеров (мощностью от 1-3 до 8-10 м, протяженностью до первых сотен метров), преимущественно линзовидной или неправильной формы, размещаются в различных частях кремнистых толщ в виде прерывистых цепочек, образуя рудные горизонты. Формация представлена преимущественно рудопоявлениями. Только в Монголо-Охотской и Сихотэ-Алиньской складчатых системах известно по одному непромышленному месторождению (Ир-Нимийское и Венданское), запасы которых невелики.

Родохрозит-браунит-магнетит-гематитовая кварцитосланцевая формация локализуется в средней части терригенно-карбонатных толщ рифейско-кембрийского возраста, которые в общих чертах сопоставимы с марганцевоносными формациями атасуйского типа (Соколова, 1981; и др.), но некоторые характерные отличия обусловили выделение их в особый формационный тип - малохинганский [2]. Формация и вмещающие ее марганцевоносные терригенно-карбонатные толщи залегают в вложенных протяженных прогибах парагесинклинального типа на жестком протерозойском складчатом основании (Бурейнский и Ханкайский массивы). Вулканы не характерны для рудоносных толщ, накопление которых происходило в условиях внутренних морских бассейнов вложенных впадин, образовавшихся, по-видимому, на месте протяженных грабенов. Фундамент бассейнов был разбит на отдельные блоки, испытывающие перемещения по ограничивающим их разломам. На опущенных блоках развились впадины, к которым приурочены максимумы накопления железа, на склонах приподнятых участков формировались марганцевые руды, максимальная концентрация которых происходила в полосе сочленения хемогенного и терригенного материала формации. По разломам глубокого заложения рудоносные термы поступали в бассейн седиментации [2].

Описываемая рудная формация представлена пластовыми и линзовидно-пластообразными залежами железных, железомарганцевых и марганцевых руд типа джеспилитов и марганцовистых пород. Марганцево-железисто-крем-

нистые образования, заключенные в кремнистые и кремнисто-глинистые ассоциации, залегают в виде горизонта, в основании которого развита пачка марганцевистых пород и руд (3-20 м). Последние вверх по разрезу постепенно через железомарганцевые разности замещаются железистыми кварцитами (10-220 м), которые представлены преимущественно гематитовыми и гематит-магнетитовыми разностями. Протяженность железорудных тел до 6,0 км, среднее содержание железа в рудах 32-34%. Железомарганцевые и марганцевые руды распространены локально на сравнительно небольших участках площадью 10-40 км<sup>2</sup> (Теплоозерское, Биджанское, Южно-Хинганское месторождения). Протяженность марганцеворудных залежей от нескольких сот метров до первых километров. Руды по простиранию и в краст его обычно замещаются марганецсодержащими сланцами, которые переходят в безрудные глинисто-кремнистые сланцы. Наиболее распространенными являются браунитовые, гематит-браунитовые и гаусманит-родохрозитовые руды. Среднее содержание марганца в них 17,42-21,58%, железа 8,05-11,73%, кремнезема 26,00-39,39%, фосфора 0,054-0,11%. Руды характеризуются тесной ассоциацией рудного вещества и хемогенного кремнезема, постоянным присутствием в них в варьирующих количествах железа, вышкларковыми содержаниями  $Va$ ,  $Ni$ ,  $Co$ ,  $Si$  и др.

Манганит-браунит-родохрозитовая туфогенно-кремнисто-глинистая формация локализуется в позднегеосинклинальных прогибах (Восточно-Камчатский прогиб) флишoidного и кремнисто-терригенного типов на значительном удалении от активных вулканических зон. Накопление осадков иногда сопровождалось спорадическим проявлением вулканической деятельности, что обусловило локальное развитие вулканических основного и среднего составов. Формация представлена линзовидными, реже пластообразными залежами марганцевых руд, которые состоят из манганита, псиломелана, пиролюзита, браунита, родохрозита, тесно ассоциирующих с кремнисто-глинистым и туфогенным материалом. Марганцеворудные тела залегают в пачке переслаивания кремней и аргиллитов или кремнистых сланцев, аргиллитов и песчаников. Мощность рудных залежей от нескольких сантиметров до 10-12 м (зоны гипергенного омарганцевания до 35 м), протяженность их незначительная, иногда до 1 км. Содержание марганца в рудах 7,99-43,51%. Масштаб марганцеворудных проявлений описываемой формации незначительный, перспективность неясная, так как рудная формация представлена только рудопроявлениями, которые слабо изучены. В районах локализации этой формации, по-видимому, могут быть найдены небольшие по размерам рудные тела. Не исключено, что некоторые из них в совокупности с рудами других марганцеворудных формаций могут иметь промышленное значение.

Манганит-пиролюзит-марганцево-карбонатная песчано-глинистая формация локализуется среди морских терригенно-карбонатных и терригенных толщ протерозойского и кембрийского возрастов в краевых погружениях Сибирской платформы (Олекминский прогиб, Сетте-Дабанский перикратон-

ный прогиб, Оленекское, Восточно-Сибирское и Учуро-Майское платформенное погружение), реже в прогибах миогеосинклинального типа на жестком складчатом основании (Малохинганский геосинклинальный прогиб Бураинского массива). Формация представлена окисно-карбонатными рудами и марганецсодержащими породами, имеющими пластообразную или линзовидную форму рудных тел, мощность их от нескольких сантиметров до 4-5 м, протяженность до нескольких десятков метров (тогда как рудного горизонта первые километры при мощности до 20 км). Руды имеют массивную, чаще желваковую и конкреционную текстуры. Рудные желваковые и конкреционные стяжения тесно ассоциируют с песчано-глинистыми образованиями, вмещающими их. Марганцевые минералы представлены манганитом, пиролюзитом, марганцевыми карбонатами. Содержание марганца в рудах по единичным пробам до 15,22%. В терригенно-карбонатных и терригенных толщах, вмещающих описываемую формацию, часто отмечаются залежи железных руд, обогащенных марганцем (до 4,21%) и относящихся к гетит-лимонитовой, гематитовой и сидеритовой формациям. Обогащенные марганцем карбонатные толщи иногда ассоциируют со стратиформными проявлениями и месторождениями полиметаллов. Описываемая формация представлена пока только рудопоявлениями, однако, по-видимому, с ней могут быть связаны не только мелкие, но и более крупные промышленные залежи марганцевых руд никопольского типа, а также значительные скопления марганцевистых известняков и доломитов. Проявления марганца в известняках и доломитах терригенно-карбонатной формации являются поисковым признаком на стратиформные полиметаллические месторождения в карбонатных толщах.

Лимонит-пиролюзит-псиломелановая галечниково-песчано-глинистая формация локализуется в терригенных толщах лимнического типа, развитых преимущественно в краевых частях Сибирской платформы (Амгинское платформенное погружение) и реже в молодых депрессиях среди кайнозойских покровных образований. Формация в краевых частях платформы имеет широкое площадное развитие и представлена небольшими линзовидными или быстро выклинивающимися пластообразными телами лимонит-пиролюзит-псиломелановых руд. В рудах марганцевые минералы (пиролюзит и псиломелан) совместно с лимонитом цементируют терригенный материал. Мощность оруденелых пород и руд не более 3 м, в среднем около 0,7 м, протяженность их не известна, (по-видимому, несколько десятков метров), протяженность рудоносного горизонта по делювиальным свалам до нескольких километров. Содержание марганца в рудах до 15,33%, в единичных случаях до 40%. В рудах обычно присутствует железо, иногда повышены содержания Ni, Co, Pb. Описываемая формация тесно ассоциирует с железорудной гетит-лимонитовой (бурожелезняковой), руды которой часто содержат в повышенных количествах марганец (до 8,5%), иногда золото.

Опал-тодорокит-пиролюзитовая песчано-глинисто-туфогенная формация характерна для современных вулканических областей (Курильские о-ва и

п-ов Камчатка). Она представлена гидроокислами марганца, парагенетически ассоциирующими с опалом. Последние формируют небольшие линзовидные тела и неправильной формы агрегатные скопления, которые локализируются среди рыхлых четвертичных отложений. Оруденение связано с наземным излиянием в море базальтовой магмы и осаждением туфогенного материала с высоким содержанием кремнезема. Формация распространена локально и не содержит промышленных концентраций марганцевых руд.

Лимонит-вернадит-пирролюзит-псиломелановая инфильтрационная формация представлена гидроокисными соединениями марганца и железа, которые развиваются по трещинам в породе, плоскостям наложения пород, а также цементируют пористые, рыхлые и обломочные породы. Минерализованные трещины имеют различное происхождение, ориентировку и масштабы. Совокупность их образует омарганцованные зоны, имеющие мощность до нескольких метров и протяженность первые сотни метров. Мощность рудных прожилков колеблется от нескольких миллиметров до десятков сантиметров, редко до 2-3 м. Формация локализуется среди самых разнообразных и разновозрастных толщ, обычно содержащих повышенный кларк марганца, или на территории марганцеворудных районов. Она хотя и широко распространена, но не имеет самостоятельного практического значения.

Манганосидерит-лимонит-псиломелановая песчано-глинистая формация залегает в корях выветривания морских терригенно-карбонатных толщ (палеозоя и мезозоя), развитых преимущественно в платформенных погружениях и реже наложенных прогибах миогеосинклинального типа. Известняки и песчаники фундамента, на которых развиты коры выветривания, обычно имеют вышекларковые содержания марганца, среди них иногда отмечаются линзовидные тела марганцовистых карбонатов (манганит-пирролюзит-марганцево-карбонатной формации) и проявления полиметаллов. Формация представлена бедными рудами, состоящими из рыхлых масс глинистых минералов, включающих обломки кварца, мелкие стяжения и шпировую вкрапленность манганосидерита, лимонита, псиломелана, пирролюзита. Насыщенность пород рудными минералами различна и неравномерна. Содержание  $MnO$  в рудах до 16,67-21,95%, а в карстовых воронках до 35,26%. Рудные тела имеют обычно пластообразную или неправильную форму, локализируются в коре выветривания пониженных участков фундамента, представленного известняками и песчаниками, или в карстовых воронках и межкарстовых участках известняков. Формация отмечается в Восточно-Сибирском платформенном погружении и Мэлехинганском геосинклинальном прогибе. Перспективными являются древние коры выветривания Вилюйского платформенного погружения и Предверхоанского прогиба.

Кварц-родонит-пирролюзит-родохрозитовая гидротермальная формация представлена жильными образованиями (мощностью до 5 м) или же зонами минерализации (мощностью до 10-40 м) протяженностью до первых сотен метров. Содержание марганца в рудах до 37,5%, обычно же 5-10%.

Спессартин-оливин-родонитовая формация марганцевых скарнов отмечается

в районах распространения магнезиальных и известковых пород, локализуемых в толщах, включающих прослои пород, обогащенных марганцем. Формация является характерной для дальневосточной континентальной окраины.

К браунит-родонит-спессартиновой формации отнесены сильно метаморфизованные марганецсодержащие породы и руды типа гондитов, первичная природа которых не может быть определена однозначно. Эта формация имеет незначительное распространение.

Таким образом, в пределах дальневосточной континентальной окраины наиболее распространенной является гаусманит-браунит-родохрозитовая яшмово-кремнисто-сланцевая формация, которая характерна для раннегеосинклинальных прогибов складчатых систем и источник рудного вещества которой эндогенный. К числу перспективных в основном относятся формации краевых прогибов платформы и раннегеосинклинальных прогибов складчатых систем, а также древние коры выветривания. Формации инфильтрационного типа и эндогенные не имеют самостоятельного значения. Руды этих формаций могут использоваться попутно в совокупности с другими полезными ископаемыми или же, что более важно, рассматриваться как поисковый признак на руды марганцеворудных формаций других типов, а также золото, серебро, подметаллы и т.д.

#### Л и т е р а т у р а

1. Кузнецов В.А. Рудные формации. — Геология и геофизика, 1972, № 6, с.3-14.
2. Марганцево-железисто-кремнистая формация Дальнего Востока СССР /Е.А.Кулиш, Л.И.Кулиш, К.М.Меркурьев, Е.А.Панских. М.:Наука, 1981, с.208.
3. Соколова Е.А. Марганцевоносность вулканогенно-осадочных формаций. М.: Наука, 1982, с.195.
4. Щеглов А.Д. Основы металлогенического анализа. М.: Недра, 1976, с.294.

УДК 553.2:553.32

#### УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ МАРГАНЦЕВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА

А.Б.Веймарн, А.А.Рожнов

Московский государственный университет, г.Москва; Жайремская экспедиция Министерства геологии КазССР, г.Жайрем, СССР

Полнота геологической летописи, детальная изученность при хорошей обнаженности Центрального Казахстана позволяют подробно охарактеризовать историю его геологического развития и металлогению. Металлогения марганца тесно связана с металлогенией железа, но количество выделяемых нами в Центральном Казахстане марганценосных рудных формаций значительно меньше, чем железорудных.

В карельских (протерозойских) формациях железистых кварцитов в Центральном Казахстане марганец отсутствует. Самые ранние его концентрации содержит раннекаледонская железомарганцевая гидротермально (вулканогенно)-осадочная формация. Мелкие месторождения этой формации (Косагады-Тякская группа и Тоймасшоки) расположены непосредственно к востоку от Атасуйского района и приурочены к отложениям  $O_2$ . Тектонический режим во время их образования раннегеосинклиальный. На фоне интенсивного терригенного осадконакопления происходили редкие излияния толеитовых базальтов и образование незначительного количества кремнистых пород, иногда содержащих маломощные линзы железомарганцевых руд.

Практически все промышленные марганцевые месторождения принадлежат раннегерцинской гидротермально (вулканогенно)-осадочной железомарганцевой формации. Они часто связаны с барит-полиметаллическими, образуя известные объекты атасуйского типа [7]. Для этой рудной формации устанавливается четкий стратиграфический контроль оруденения - все месторождения залегают среди отложений фэменского яруса [1]. Ряд рудопроявлений установлен также в породах турнейского и ранневизейского возраста. Несмотря на большое разнообразие фациальных обстановок рудонакопления [5] выделяется 2 основных типа месторождений: джездинский (в терригенных породах), каражальский (в кремнисто-карбонатных породах). Месторождения джездинского типа (Джезды, Жаксыкотр, Найзатас), характерные для западной части региона, приурочены к конгломерат-песчаниковым отложениям нижнего фэмена, знаменующим начало трансгрессии. Рудомещающими являются фэции пляжей, дельт, приморских равнин. Особенность типа - сочетание пластовых рудных тел с цементным оруденением и жильобразных тел с массивными рудами. Спецификой вещественного состава является наличие в марганцевых рудах значительных количеств Вв, Рь, Zn, Тi, Тl, К, а в железных - Ва, Ge. Первичные руды состоят из трех основных минеральных ассоциаций: 1) браунит, титанисто-свинцовый голландит, коронадит; 2) гаусманит, ферроцинковый яacobсит, цинковый голландит, манганит; 3) гематит, барит.

Месторождения каражальского типа являются наиболее крупными и сосредоточены преимущественно в Атасуйском районе (Каражал, Ктай, Жумарт, Ушкатын). Почти все они приурочены к кремнисто-глинисто-карбонатному подтипу разреза застойных впадин морского дна. Вулканизм и связанные с ним процессы обеспечили поступление в бассейн рудного и кремнистого вещества, определяющего характер рудоотложения. Наблюдается циклическая повторяемость, выраженная в чередовании горизонтов флишеидного строения, слагающих основание крупных ритмов, с горизонтами узловатослоистых кремнистых известняков, содержащих железомарганцевые руды и залегающих в верхних частях ритмов [6]. Рудные пласты представляют тонкое чередование слоев рудных минералов - гематита, магнетита, стильбномелана, браунита, гаусманита, яacobсита и др. с

оруденелыми кремнистыми известняками и железистыми яшмами. Для комплексных месторождений собственно атесуйского типа выделяется три этапа рудообразования. Руды первого гидротермально-осадочного этапа М.М.Кеюпова [4] относит к кремнисто-карбонатной цинково-марганцево-железородной формации с шестью фациями. Во второй, гидротермально-метасоматический, и третий, гидротермальный, этапы образовались берит-свинцово-цинковые и медно-баритовые руды.

Фаменские базальтоиды, проявленные очень локально, но обнаруженные на большинстве рудных полей, обладают специфическими петрохимическими и геохимическими характеристиками, отличающими их от базальтов другого возраста и фаменских базальтов нерудных районов [3]. Это очень слабодифференцированные субщелочные оливиновые базальты с повышенным содержанием К. Характерен сопровождающий их калиевый метасоматоз. Детальные исследования, проведенные в пределах рудных полей [8,2], свидетельствуют о временной и пространственной близости процессов базальтоидного вулканизма, калиевого метасоматоза и рудообразования, составляющих, вероятно, единую гидротермально-магматическую систему. Обращает на себя внимание большое сходство своеобразных элементов-примесей в рудах месторождений различных удаленных друг от друга районов Центрального Казахстана. Это подтверждает глубинный характер источника рудного вещества описываемой формации.

Составление палеотектонических карт позволило установить, что железомарганцевые месторождения фамена приурочены к протяженному, широко ориентированному Успенско-Каракингирскому прогибу [2]. Выражение его как единой структуры подчеркивается локальным, но достаточно устойчивым проявлением в его пределах щелочных оливиновых базальтов, связанных с глубокопроникающими разломами, определяющими внутреннюю структуру и ограничения прогиба. Очень отчетливо читается прогиб и на картах литофациальных типов разрезов [1]. К его осевым частям приурочены фации застойных впадин морского дна. Одной из важнейших особенностей прогиба является его секущее положение по отношению к ранее существовавшим структурам. Поэтому различные части прогиба образовались на площадях, имевших различную предшествующую геологическую историю, испытавших различные складчатости. В разных частях прогиба образовались различные фациальные комплексы, различные формации. Это, в свою очередь, отразилось на различии условий, в которых происходило формирование фаменских железомарганцевых месторождений, и привело к образованию различных типов этих месторождений и к большей насыщенности месторождениями районов, где существовали условия, максимально благоприятные для концентрации промышленного оруденения. Тектонический режим в пределах всего прогиба, где формировались месторождения и рудопроявления рассматриваемой формации, — это режим геосинклинальной активизации (или регенерации геосинклинальных условий) после завершения на всей этой территории орогенного этапа развития.

На западе (Джезды - Сарысу-Тениз) Успенско-Каракингирский прогиб образовался на максимально стабилизированном к тому времени Казахстанско-Тяньшаньском эпикаледонском срединном массиве. Фаменский вулканизм и связанное с ним оруденение проявилось в основном в раннем фамене, оруденение приурочено к прибрежно-континентальному типу разреза. Рудоотложение могло происходить только в жильных зонах и локальных прогибах-ловушках. Вследствие этого масштабы железомарганцевых месторождений джездынского типа сравнительно невелики. Тектонический режим - миогеосинклинальная активизация (режим активизации срединного массива).

Наиболее благоприятными для концентрации оруденения оказались условия в пределах Атасуйского района, приуроченного к пересечению Успенско-Каракингирского прогиба с раннедевонским краевым вулканическим поясом. Эта область испытала предшествующие каледонские складчатости. В стабильных условиях застойных впадин морского дна, существовавших здесь как в раннем, так и в позднем фамене, устанавливается несколько периодов железомарганцевонакопления, происходящего на фоне образования карбонатной флишовой (кремнисто-углисто-глинисто-карбонатной) формации. Тектонический режим - миогеосинклинальная активизация.

Восточнее, в Джунгаро-Балхашской области (Успенский и западная часть Каркаралинского района), увеличение роли терригенного и туфогенного материала, интенсивность и контрастность движений не способствовали концентрации рудного материала. Здесь обнаружены лишь мелкие месторождения, хотя фиксируются и щелочные оливиновые базальты и сопровождавший их калиевый метасоматоз. Эта часть Успенско-Каракингирского прогиба образовалась на участке, испытывавшем тельбесскую складчатость; проявлен тут и предшествующий в течение живетско-франского веков вулканизм.

Далее область фаменского прогибания трассируется к северо-востоку, а затем, после резкого изгиба, уходит на юго-восток - Предчингизский прогиб, который к югу от озера Балхаш переходит в крупный Тастауский прогиб. Эти прогибы принадлежат герцинидам, не испытывавшим предшествующих каледонских складчатостей. Встречающиеся здесь фаменские базальтоиды относятся к породам ряда базальт-андезитобазальт-андезит; в них отсутствуют повышенные содержания К, преобладает Na. В Тастауском прогибе в фаменском веке накапливалась терригенно-кремнистая с яшмами и базальтами формация. Мелкие рудопроявления марганца, выявленные здесь, получили отрицательную оценку. Тектонический режим - раннегеосинклинальный (эпгеосинклинальный). В Предчингизском прогибе, режим которого определяется как зрелый (инверсионный), вулканогенно-осадочные концентрации марганца отсутствуют.

В раннегерциническое время на территории Центрального Казахстана большие площади характеризовались квазиplatformными условиями на территории эпикаледонского Казахстанско-Тяньшаньского срединного массива.

Однако лишь при наличии глубокопроникающих крупных конседиментационных разломов здесь фиксируются марганцепроявления, как правило, незначительные.

Таким образом, палеотектонический анализ для времени формирования раннегерцинской гидротермально(вулканогенно)-осадочной железомарганцевой формации показывает, что область проявления этой формации совпадала с областью геосинклинальной активизации (регенерации геосинклинальных условий) в районах, испытавших предшествующую складчатость и значительную консолидацию земной коры. Однако внутри этой области более благоприятные для концентрации оруденения условия существовали в западной части, где проявился режим миегеосинклинальной активизации. Общим для описанных гидротермально(вулканогенно)-осадочных формаций фактом является то, что в областях, характеризовавшихся раннегеосинклинальным режимом развития, крупные месторождения марганца не фиксируются.

В эпипалеозойский платформенный этап развития Центрального Казахстана сформировалась ассоциация инфильтрационно-остаточных железомарганцевых проявлений мезо-кайнозойского возраста. Своим происхождением они обязаны процессам образования кор выветривания по первоначально незначительно обогащенным марганцем породам. Практического значения эта ассоциация не имеет.

Установление и оценка эпох марганцеобразования, а также выявление условий образования месторождений позволяет обоснованно подходить к их поиску, оценке и прогнозам.

#### Л и т е р а т у р а

1. Веймарн А.Б., Мартынова М.В. О закономерностях размещения железомарганцевых месторождений в фазе Центрального Казахстана. - Литология и полез. ископаемые, 1975, № 5, с.81-92.
2. Веймарн А.Б., Капсамун В.И. Геологические условия образования фаменских железомарганцевых месторождений Центр. Казахстана. - В кн.: Проблемы геологии Центрального Казахстана. Т. XIX, кн. 2. М.: Изд-во МГУ, 1980, с. 180-198.
3. Веймарн А.Б., Капсамун В.И. Фаменский вулканизм Центрального Казахстана в связи с проблемой железомарганцевого оруденения. - В кн.: Вулканогенно-осадочный лито- и рудогенез. Алма-Ата: Наука, 1981, с.88-96.
4. Каяпова М.М. Минералогия железных и марганцевых руд Западного Атасу (Центральный Казахстан). Алма-Ата: Наука, 1974.
5. Новые данные о геологическом строении железомарганцевых месторождений Атасуйского района (Центральный Казахстан) /Рожнов А.А., Бузмаков Е.И., Середа В.Я., Лыткин В.А., Манухин Н.К., Щибрик В.И. В кн.: Новые данные по марганцевым месторождениям СССР. М.: Наука, 1980, с.158-170.
6. О флизоидной ритмичности рудовмещающих отложений Жайремского ме-

сторождения (Центральный Казахстан)/Таранушич Ф.Ф., Рожнов А.А., Литкин В.А., Щибрик В.И., Бузмаков Е.И.-Литология и полез. ископаемые, 1972, № 5, с.100-105.

7. Рожнов А.А. О геолого-генетических особенностях марганцевого оруденения в западной части Джайльминской мульды и месте марганцевого оруденения в ряду проявлений железа и полиметаллов района.-В кн.: Марганцевые месторождения СССР. М.: Наука, 1967, с.311-324.
8. Фаменские вулканиты Западно-Каражальского рудного поля и некоторые вопросы его структуры /Васюков Ю.А., Веймарн А.Б., Капсамун В.И., Гидаспов А.Д.-Геология руд. месторождений, 1980, XXII, № 5, с.53-64.

УДК 553.22 553.323+553.061.12/17

### МАРГАНЦЕВОРУДНЫЙ ПРОЦЕСС НА КОНТИНЕНТАХ И УСЛОВИЯ ЕГО РЕАЛИЗАЦИИ (НА ПРИМЕРЕ ОЛИГОЦЕНОВОГО МАРГАНЦЕВОРУДНОГО НАКОПЛЕНИЯ НА КМГ СССР)

М.М.Мстиславский

Министерство геологии СССР, г.Москва, СССР

Считается, что от протерозоя к кайнозой произошел "сдвиг" марганцево-рудного накопления из геосинклиналей на платформы. При этом отмечается, что вулканогенно-осадочный марганцеворудный процесс геосинклиналей эволюционно сменился собственно осадочным и нередко грандиозным накоплением марганца платформ, для которых в качестве примера указываются олигоценовые марганцевые месторождения юга СССР: Никопольское, Больше-токмакское и Чистурское. Интерес вызывают не только значительность запасов марганца названных месторождений [3], но и сам факт возникновения очень контрастной металлогенической раннеолигоценовой эпохи. Кроме Г.С.Дзюценидзе [6,7] и его последователей, большинство геологов и геохимиков считало эти месторождения классически осадочными [3,57].

В последнее время олигоценовый бассейн в целом стал рассматриваться в принципиально новом аспекте - как субокеаническая структура северной окраины океана Тетис, процесс образования которой обусловил формирование всех марганцеворудных месторождений в геологически единый и очень краткий момент времени [10]. На рубеже эоцен-олигоцен контрастно изменился тектонический режим. Даже на жестких структурах, как, например, на Скифской плите, резко возросли прогибания в олигоцене. На это указывает то, что за олигоценовый интервал времени в II млн.лет там накопилась глинистая формация 600-1200 м мощностью, тогда как за более длительную эоценовую эпоху в 23 млн.лет там же отложилось значительно менее мощная толща мергелей и известковых глин от десятков метров до 150-300 м, реже 500 м мощностью [9]. Это подтверждается также фактом резкого проседания глубоководной Черноморской котловины на 4-5 км в

самом начале олигоцена [12]. Все это свидетельствует о начавшемся в олигоцене этапе растяжения и деструкции коры. Субокеанический тип новообразованного олигоценового бассейна подчеркивается, с одной стороны, отсутствием "гранитно-метаморфического" слоя в Черноморской и Южно-Каспийской впадинах, а с другой - его специфической морфоструктурой с шельфами, материковыми склонами, островной дугой и ложем глубоководной центральной котловины. В осадках последней найдены остатки глубоководных светящихся рыб, а в участках апвеллинга - костные кладбища океанской икhtiофауны [9,10].

Марганцеворудные поля в этой морфоструктуре приурочены к узлам пересечения продольных, параллельных Нео-Тетису рифтоподобных зон с поперечными зонами глубинных разломов, активизированных в олигоцене. Выделены две рифтоподобные металлогенические зоны. Северная, Никопольско-Мангышлакская, тяготеет к планетарной структуре Днепровско-Тяньшаньского линеамента, где в доюрское время развивались зоны Днепровско-Донецкого, Кряжа Карпинского и Мангышлакского инверсированных авлакогенов. Южная, Варненско-Куринская, рифтоподобная зона разделяет Мизийско-Скифско-Туранскую плиту и Закавказский выступ Аравийской платформы. Она также трассируется главнейшими зонами глубинных разломов, обременяющих, по-видимому, с обеих сторон глубоководные Черноморскую и Южно-Каспийскую впадины, не имеющие "гранитного" слоя. Поперечные зоны глубинных разломов, активизированные в кайнозое, выделяются не менее надежно. Они также проходят именно через районы марганцеворудных полей. Тек, Больше-Криворожская полоса разломов строго ограничивает Никопольский рудный район и наследует меридиональную зону архейской эвгеосинклинали Большого Кривого Рога. Чиагурский рудный район входит в Бузгинско-Дзиркульскую полосу поперечных разломов.

Характерной особенностью локализации марганцеворудных полей является приуроченность указанных узлов пересечения продольных и поперечных разломов к структурам типа сводов, а в их пределах к приразломным депрессиям (Никопольско-Большетокмакская, Чиагурская), расчлененным, в свою очередь, на ряд мелких блоков. Последние определяли наибольшую "архипелаговость" палеогеографической обстановки именно в марганцеворудных районах [10].

Олигоценовые месторождения относятся к монометалльному типу [2,3,5] с содержаниями марганца в карбонатных рудах округленно 15-30%, железа 0,5-3%, а в окисно-окисленных рудах 31-59%  $\alpha$  и 0,3-2% Fe при колебаниях содержаний фосфора от нуля до десятых долей процента (редко более) и при наличии роя сопутствующих малых элементов: никеля, кобальта, меди, ванадия, цинка, вольфрама и других, а также бария и бора, особенно в Чиагурском месторождении. Установлена изначальная локализация огромных рудных накоплений марганца в районах самих месторождений [11], которая не сопровождается повышенной марганцевой специализацией вмещающих пород и никоим образом не связана с обычным кларковым геохимическим процессом в олигоценовом бассейне.

В осадках последнего на кларковом уровне, как и обычно, железо заведомо подавляет марганец, тогда как в самих месторождениях, на-против, марганец резко подавляет железо. При этом роль диагенеза как рудообразующего фактора полностью отсутствует [5]. В месторождениях отчетливо виден и процесс значительной концентрации никеля, кобальта, в меньшей степени меди, цинка, молибдена. Набор микроэлементов на всех месторождениях одинаков, а их содержания сопоставимы независимо от разнообразия пород субстрата в областях сноса и различной интенсивности процессов палеовыветривания. Столь же аномальным и локальным на марганцерудных площадях является мощное аутигенное минералообразование. Так, например, сами по себе карбонаты (все марганценозные) Больше-токмакского месторождения афециальны и во все стороны латерально сменяются терригенными породами. Аномален и процесс хемогенного и связанного с ним биогенного кремнезема в Чистурском районе, откуда опаловые породы, опёки, спонголиты латерально быстро сменяются монотонными глинами. Состав последних на месторождениях марганца также аномален и представлен монтмориллонитом, часто в сростании с клиноптилолитом, хотя, например, для Южно-Украинского (Никопольского) бассейна, казалось, должен был бы преобладать каолинит, который слегка в во многих местах марганцеворудного района сохранившуюся каолинитовую кору выветривания на кристаллическом ложе [5]. Следовательно, громадное аномальное и одновременное (раннеолигоценовое) рудное накопление марганца с микрокомпонентами было локальным процессом, происходившим в районе локализации самих месторождений, который являлся центром или головной частью первичного многокомпонентного ореола [10].

Но таким же аналогичным центром первичного ореола для рудоносных осадков, например Красного моря, являются впадина Атлантик-П, а внутри нее локальные участки выхода металлоносных гидротерм. Последние обусловили формирование современного гидротермально-осадочного комплексного рудного месторождения с соответствующим аутигенным минералообразованием [1]. Ранее уже обращалось внимание [7] на сходство химического и минерального состава олигоценовых руд и металлоносных осадков некоторых пеллагических депрессий океана и впадин Красного моря. В придонных участках последних, куда под влиянием гидротермальных эксгалляций обильно поступают кремнезем и железо, образуются слои железистого монтмориллонита, глауконита, гидроокислов и сульфидов железа. В краткие моменты, когда прерывался этот процесс, в глубоководные впадины (глубже 2000 м) снизу с растворами поступал марганец, образовавший прослойки манганитовой фации и мангеносидерита. Встречаются сфалерит и барит [1]. Для олигоценовых месторождений также характерен тесный парагенез окиснокарбонатной марганцевой руды с железистым монтмориллонитом (нонтронитом), глауконитом (селадонитом), кремнистыми образованиями, цеолитом-клиноптилолитом и баритом [5]. Различие в преобладающем металле (марганец или железо) не может затуманивать удивительного сходст-

ва олигоценых руд и металлонесных осадков Касноморской рифтовой зоны. Это различие, с нашей точки зрения, обусловлено различным расположением месторождений в рифтовых зонах. Преимущественно железорудные осадки локализованы в Касноморском щелеобразном межконтинентальном рифте, раскрывшем океаническую кору, а марганцевые руды в олигоценых рифтоподобных зонах приурочены к конседиментационным сводовым "вздутиям" Южно-Украинского и Дзирульского массивов с корой континентального типа. Но и для этих массивов характерна деструкция коры по разломам, проникающим в мантию. Предполагаем, что к названному своду в процессе эндогенной дифференциации мигрировал марганец в составе щелочных или слабощелочных флюидов, а железо локализовалось среди производных толеитовой магмы.

Эти раздробленные пересекающимися разломами своды примыкали к глубоководным эпиплатформенным субокеаническим впадинам, которые на этапе деструкции и проседания коры ничем по существу не отличались от лептогеосинклинальных прогибов с некомпенсированным осадконакоплением. В лептогеосинклиналях, по их сводообразной периферии на древних кратонах формировались крупные железомарганцевые нижнепротерозойские месторождения доломитокремнистой или итабиритовой формации, яркими представителями которой являются месторождения Калахари и Постмасбург. Для последнего уже давно предполагался гипогенный характер оруденения [8]. Наиболее отчетливо на гидротермально-осадочный генезис указывали Ж. Буладон и Г. Журавский [2] для платформенных месторождений марганца Марокко. Подобный генезис можно предполагать и для ряда других крупных месторождений марганца, например таких, как Моэнда в Габоне (с латеритным обогащением руд), в штатах Минс-Жерзис и Мату-Гросу, Бразилии и т. д., которым были посвящены сообщения Ф. Вебера, Дж. В. Н. Дорра, П. В. Скарпелли [4].

Подчеркнем, что упомянутые месторождения формировались на древних кратонах в этапы отраженной активизации и рифтогенеза, связанные с начальной (деструктивной) геосинклинальной стадией развития океанической коры. С эпохой планетарного рифтогенеза и тафрогенеза в олигоцене связаны и вышерассмотренные месторождения марганца юга СССР, локализованные в олигоценом чехле на древнем кратоне Украинского щита и эпиплатформенном выступе Дзирульского массива.

Таким образом, марганцеворудный процесс осуществлялся в эпохи деструкции как на океанической коре в начальные стадии геосинклинальных циклов, так и в начальные фазы рифтогенеза на коре континентального типа. На фоне отмирания фанерозойских геосинклинальных поясов все более проступал процесс марганцеворудного накопления на платформах. Но локализованное накопление марганца в виде крупных месторождений не претерпело во времени изменения ("сдвига") геотектонической позиции, так как и в протерозое оно реализовалось в основном на древних кратонах на этапах тафрогенеза.

## Л и т е р а т у р а

1. Бишофф Дж. Осадки геотермальных рассолов Красного моря (минералогия, химия и генезис). - В кн.: Современное гидротермальное рудоотложение. М.: Мир, 1974.
2. Варенцов И.М., Формозова Л.Н. Осадочные руды железа и марганца. М.: Наука, 1962. (Тр. Геол.ин-та АН СССР; Вып. 70.)
3. Варенцов И.М., Рахманов В.П. Месторождения марганца. - В кн.: Рудные месторождения СССР. Т.1. М.: Недра, 1978.
4. Геология и генезис докембрийских железисто-кремнистых и марганцевых формаций мира. Киев: Наук. думка, 1972.
5. Геохимия марганцеворудного процесса /Страхов Н.М., Штеренберг Л.Б., Келинченко В.В., Тихомирова Е.С. М.: Наука, 1968.
6. Дзюценидзе Г.С. Влияние вулканизма на образование осадков. М.: Недра, 1965.
7. Дзюценидзе Г.С. Геологические условия формирования марганцевых месторождений Чиатуры и Квирильской депрессии. - В кн.: Новые данные по марганцевым месторождениям СССР. М.: Наука, 1980.
8. Дю Тойт А. Геология Южной Африки /Пер. с англ. М.: Изд-во Иностран. лит., 1957.
9. Мстиславский М.М. О происхождении и морфологическом типе майкопского бассейна Юга СССР. - Докл. АН СССР, 1972, т. 202, № 5.
10. Мстиславский М.М. Палеотектонические особенности локализации олигоценовых марганцеворудных месторождений Юга СССР. - Докл. АН СССР, 1981, т. 260, № 5.
11. Никопольский марганцеворудный бассейн. М.: Недра, 1964.
12. Новые данные о времени образования глубоководной Черноморской впадины /Ливин А.А., Басенцян Ш.А., Пилипенко А.И., Шлезингер А.Е. - Докл. АН СССР, 1980, т. 253, № 1.

УДК 553.32

### НИКОПОЛЬСКИЕ МАРГАНЦЕВОРУДНЫЕ КУСКОВЫЕ СТЯЖЕНИЯ И ИХ ГЕНЕЗИС

И.С. Данилов

Днепропетровский государственный университет, г. Днепропетровск, СССР

Никопольское (Украина, СССР) марганцевое месторождение представлено окисными (манганит, пиролюзит, минералы полиперманганитовой группы) и карбонатными (манганокальцит, кальциевый родохрозит) рудами, закономерное распределение которых на площади составляет горизонтальную зональность. Помимо горизонтальной зональности, на месторождении существует вертикальная рудная зональность, обусловленная процессами гипергенеза: верхние части рудного пласта сложены окисленными, нижние - первичными марганцевыми рудами [1].

Для раскрытия генезиса руд определенный интерес представляют первичные окисные руды. Они слагаются немногочисленными текстурными типами рудных выделений — конкрециями и кусковыми стяжениями (кусками), которые включены в алевритовую глину. Генезис конкреций рассматривался нами ранее [2, 3]. В отношении генезиса кусковых стяжений в настоящее время существует общепризнанное мнение о их диагенетическом происхождении. Однако имеющийся в нашем распоряжении фактический материал свидетельствует о более сложном генезисе кусковых стяжений.

Среди кусковых стяжений выделяются два структурно-текстурных типа, которые различаются вещественным составом и сложением. Одни кусковые стяжения состоят из рудных пизолитов, сцементированных марганцевистым алевритоглинистым материалом, в других марганцевые пизолиты отсутствуют.

Объектом исследования являются куски первого текстурного типа. В них марганцевые пизолиты и цементирующий материал генетически различны и сформировались в разные стадии образования руд. Подтверждением этого являются следующие признаки.

1. Марганцевые пизолиты зацементированы в кусковых стяжениях. Такое взаимоотношение структурных элементов бесспорно указывает на более ранние стадии формирования пизолитов и более поздние цементирующей массы кусков.

2. Марганцевые пизолиты слагаются манганитом с примесью пиролюзита, тогда как марганцевый материал цементирующей массы кусков слагается минералами полиперманганитовой группы, гидропиролюзитом (вернадитом) и вторичным микрокристаллическим манганитом.

3. Существует различие и в структурах марганцевых минералов. Манганит в пизолитах скрытокристаллический с тонкой микроагрегатной поляризацией. Структуры марганцевых минералов в цементирующей массе кусков — ступчатые и коллоидные, возникающие обычно при диагенетическом перераспределении коллоидного материала.

4. Содержание нерудного алевритового кластического материала неодинаково в пизолитах и цементирующей массе кусков: в пизолитах доли процента, в цементирующей массе 15–25%.

5. Марганцевые пизолиты имеют первичную шаровидную форму. Форма кусковых стяжений неправильная и не поддается геометризации.

Стадии формирования марганцевых пизолитов раскрываются следующими генетическими признаками.

1. Пизолиты имеют концентрически-слоистое сложение. Слойки толщиной 0,02–0,05 мм слагаются комковатыми глинистыми агрегатами, содержащими тонкоалевритовую примесь терригенного кварца. К таким слоикам приурочена примесь пиролюзита, отмечаемая рентгеновским и термическим анализами в материале пизолитов. Обогащенные алевритоглинистым материалом слоики разделяются слоиками, состоящими из скрытокристаллического манганита.

2. В пизолитах распространены концентрические [47] и радиальные трещинки дегидратации. Концентрические трещинки обычно приурочены к глинистым слоям, представляющим собой ослабленные зоны в пизолитах. Подавляющее большинство тончайших (менее 0,01 мм) концентрических и радиальных трещинок дегидратации заполнено глинистым материалом, более крупных — глинистым материалом с примесью (5–20%) тонкообломочных зерен кварца. Объем первичных полостей трещинок дегидратации невелик и по отношению к объему пизолитов составляет доли процента.

3. Широкое распространение в пизолитах имеют полости выщелачивания разнообразной формы и размеров, но чаще микроскопические. Полости пространственно тяготеют к трещинкам дегидратации, с которыми они образуют системы каналов и полостей, пронизывающих пизолиты и имеющих выходы на поверхность. Одни полости заполнены алевритоглинистым материалом, в различной степени замещаемым микрокристаллическим манганитом, другие — пустотелые или частично или полностью залеченные микрокристаллическими агрегатами манганита. Некоторые пизолиты корродированы на верхней поверхности с образованием заливообразных полостей с волнистыми и сглаженно-ступенчатыми стенками. В таких местах концентрические слои упираются в коррозионные срезы.

4. К наружной поверхности пизолитов примыкает диагенетическая "рубашка" (0,25–2,5 мм). Состав и структура ее резко отличны от состава и сложения пизолитов. Диагенетическая "рубашка" состоит из микрокристаллическими и колломорфными агрегатами манганита и полиперманганитов, среди которых залегают корродированные зерна кварца (15–25%) и редкие микроскопические реликтовые участки глинистого материала. К диагенетической "рубашке" примыкает зона, обедненная марганцевыми выделениями и состоящая из алевритовой глины.

Марганцеворудная масса кусковых стяжений, цементирующая пизолиты, имеет совершенно иной состав и сложение составляющих ее компонентов. Она представлена алевритовой монтмориллонит-гидрослюдистой глиной, в которую включены следующие формы марганцевых выделений.

1. Мельчайшие (0,0002–0,0008 мм) коллоидальные включения полиперманганитов, образующих в глинистом материале сгустки, которые вытянуты извилистыми цепочками, сливающимися, переплетающимися, образующими неправильную сетку, в ячейках которой расположено чистое глинистое вещество.

2. Отдельные скопления сгустков оконтуриваются тонкими (0,002–0,008 мм) извилистыми колломорфными каймами, состоящими из полиперманганитов и создающими сложный рисунок.

3. Микроскопические агрегаты манганита, имеющие вид микросеток толщиной 0,02–0,1 мм, покрывающих стенки многочисленных (25–30%) микропор и канальцев.

4. Локальные скопления короткостолбчатых кристалликов и единичные

кристаллики мanganита размером 0,01-0,02 мм по удлинению среди глинистого материала алевроитовой глины часто в контактовых зонах глинистого материала с алевроитовыми зернами кварца (более ослабленные зоны).

В настоящее время существует мнение, что никопольские марганцевые кусковые стяжения являются диагенетическими образованиями [4]. Однако полученные нами данные позволяют высказать суждение о разновременности и различии генетических условий образования компонентов описанных кусковых стяжений. По нашему мнению, марганцевые пизолиты формировались в стадию седиментогенеза на поверхности осадка; цементирующая их масса является диагенетической. Этот вывод находит свое подтверждение в наличии в пизолитах правильной концентрической слоистости, практическом отсутствии в них обломочного материала, наличии трещинок дегидратации, заполненных веществом осадка, наличии диагенетической "рубашки", отличной по составу и отложению от массы пизолитов, цементации пизолитов марганцевистой алевроитовой глиной, отличающейся структурами, текстурами и вещественным составом и являющейся диагенетической. Все эти признаки свидетельствуют о том, что пизолиты не могли формироваться в алевроитопелитовом или в стадию диагенеза и имеют более ранний седиментационный генезис.

Нам представляется возможным проследить этапы образования кусковых стяжений рассматриваемого типа. Формирование пизолитов происходило на поверхности осадка в морских заливах с относительно слабым гидродинамическим режимом (отсутствие в пизолитах терригенных компонентов осадка). Исходным материалом для растущих пизолитов являлся гидроманганит, который в пизолитах испытывал дегидратацию и преобразовался в мanganит. Процесс дегидратации сопровождался сравнительно небольшим изменением объема пизолитов (немногочисленные трещинки сокращения объема в пизолитах).

Периодические волнения вызывали взмучивание алевропелитового материала илов, осаждавшегося слоями на поверхности растущих пизолитов. Волнения приводили к обогащению водной массы бассейна кислородом, который способствовал образованию гидропиролюзита и осадению его в смеси с гидроманганитом (в глинистых слоях пизолитов отмечена примесь пиролюзита). Гидрогеохимическая неустойчивость надонных вод периодически обуславливала коррозию пизолитов и выщелачивание марганца с образованием полостей как на поверхности пизолитов, так и внутри них. Первичными путями циркуляции более кислых растворов являлись трещинки дегидратации, к которым тяготеют поровые полости.

Одновременно алевроитоглинистый осадок обогащался рассеянным коллоидальным марганцевым материалом гидроманганитового и полиперманганитового состава.

По мере погружения пизолитов в насыщенный водой и подвижный осадок имело место заполнение алевроитоглинистым материалом осадка ранее сформированных трещинок дегидратации и полостей выщелачивания первых

генераций. В самом осадке рассеянное марганцевородное вещество испытывало диагенетическое перераспределение. В зонах, прилегающих к пизолитам, формировались диагенетическая "рубашка" и рядом с ней обедненная марганцем кайма. В остальной массе осадка марганцевородный материал концентрировался в сгустки и колломорфные каемки. Диагенетическое перераспределение марганцевого материала в осадке обусловило формирование цементирующей массы кусковых стяжений.

На более позднем этапе диагенеза в условиях уже малоподвижного осадка вследствие изменения кислотно-щелочной реакции среды в сторону более кислой среды имели место локальное растворение марганца в пизолитах и цементирующей массе и возникновение полостей выщелачивания более поздних генераций, не заполненных веществом осадка. Одновременно с растворением или несколько позже при благоприятных условиях (более щелочная среда) происходили осаждение марганца из циркулировавших водных растворов и образование агрегатов кристаллического манганита по стенкам полостей в виде микрозеток в пизолитах и цементирующей массе и скоплений кристалликов манганита в ослабленных зонах цементирующей массы на контактах глинистого вещества с обломочными зернами кварца.

Приведенная последовательность процессов формирования никопольских марганцевородных кусковых стяжений представляет собой естественно упрощенную схему, которая, однако, отвечает особенностям их вещественного состава и сложения.

#### Л и т е р а т у р а

1. Грязнов В.И., Данилов И.С. Окисленные марганцевые руды Никопольского месторождения Украинской ССР. Изд-во АН ВНР, 1961.
2. Данилов И.С. Геохимическая эволюция рудных конкреций в Никопольском марганцевом месторождении.- В кн.: Конкреции и конкреционный анализ. М.: Наука, 1977.
3. Данилов И.С. К вопросу о природе никопольских марганцевородных конкреций.- В кн.: Новые данные по марганцевым месторождениям СССР. М.: Наука, 1980.
4. Геохимия осадочного марганцевородного процесса /Страхов Н.М., Штеренберг Л.Е., Калиненко В.В., Тихомирова Е.С. М.: Наука, 1968.

## МАРГАНЕЦ КАРБОНАТИТОВ КАК ВОЗМОЖНЫЙ ИСТОЧНИК РУД ЮЖНО-УКРАИНСКОГО БАССЕЙНА

В.Т.Погребной

Днепропетровское отделение института минеральных ресурсов,  
г.Днепропетровск, СССР

Сопоставление показателей по марганценосности кристаллических пород Украинского щита, масштабов выветривания фундамента и разрушения элювиальной толщи, с одной стороны, и объемов рудных накоплений, с другой,— приводит к предположению, что лишь процессы выветривания и размыва алюмосиликатных пород не были в состоянии обеспечить грандиозное марганцеворудное накопление в течение относительно короткого времени в олигоценовом Южно-Украинском бассейне. До последнего времени отсутствовал, однако, какой-либо новый фактический материал по геологии и рудоносности региона, на основе которого можно было бы конкретизировать отдельные звенья в широкоизвестной модели осадочного накопления руд Больше-Токмакского и Никопольского месторождений, и в частности в вопросе об источнике металла и путях поступления его в бассейн седиментации. Такая возможность, как нам представляется, появилась в связи с обнаружением на Украинском щите совершенно нового для региона карбонатитового комплекса пород. Пространственное и структурное положение, вещественный состав и ряд других особенностей этих образований позволяют рассматривать карбонатиты в качестве возможного источника марганца для руд Южно-Украинского бассейна.

Характеристика карбонатитов и ультраосновных щелочных пород приведена в ряде работ [1,4]. Среди пород комплекса наиболее распространены карбонатиты и фениты. Карбонатиты образуют систему секущих жидкообразных тел, залегающих среди сиенитов, нефелиновых сиенитов и пироксенитов, и приурочены к мощной и протяженной зоне разломов. Широко распространены два главных типа карбонатитов — бефорситы (доломит-кальцитовые, кальцитовые, доломитовые с оливином и флогопитом) и севиты (кальцитовые биотит-амфибол-клинопироксеновые, биотит-амфиболовые, биотитовые). Образования карбонатитового комплекса и сформировавшаяся по ним кора выветривания перекрыты толщей мезо-кайнозойских осадков. Мощность осадочного чехла достигает 130-160 м. Возраст наиболее древних пород кровли раннемеловой и, возможно, юрский.

Количество марганца в ультраосновных щелочных породах и карбонатитах как по отдельным пробам, так и по средним данным существенно выше, чем в любых иных кристаллических алюмосиликатных породах Украинского щита (табл.1).

Данные по распределению марганца в коре выветривания на примере исследования отдельных колонок показывают, что валовые значения этого компонента в элювиальных образованиях превышают количества его в исход-

Таблица I

Содержание марганца в породах карбонатитового комплекса Украинского щита

П о р о д а	Содержание MnO		Количество анализов
	от - до	среднее	
Карбонатиты	0,20-1,50	0,50	72
Ультрасиенитовые щелочные породы	0,20-1,80	0,60	31
Щелочные сиениты	0,07-0,65	0,20	29

ных карбонатитах в 1,5-2 раза. Создается впечатление, что поведение марганца в процессе выветривания карбонатитов характеризуется определенной инертностью, обеспечивающей некоторое обогащение элювиальной толщи. Однако именно на примере карбонатитов, как ни на каком ином типе кристаллических пород, отчетливо иллюстрируется необходимость применения метода изообъемных содержаний для оценки динамики химических компонентов в процессе формирования коры выветривания. При выветривании карбонатитов (объемный вес пород 2,76-2,95 г/см<sup>3</sup>) кальцит, составляющий 50% и более объема исходной породы, нацело выщелачивается. Происходит, таким образом, колоссальная потеря первоначальной массы породы. Тем не менее объемный вес пород коры выветривания составляет 2,07-2,84 г/см<sup>3</sup>. Эти величины плотностей пород элювия, как показали расчеты, сформировались в результате 2-5-кратного сокращения объемов исходных карбонатитов в процессе полного выветривания. Иными словами, формирование единицы объема (мощности) коры выветривания осуществлялось в результате переработки 2-5 объемов (мощностей) и более свежих карбонатитов.

Расчеты, выполненные на основе изложенных выше положений, показывают, что марганец в процессе выветривания карбонатитов характеризуется интенсивным выносом. Масштабы выноса марганца, рассчитанные по отдельным геологическим колонкам, составляют 20-90% по отношению к содержанию его в исходном карбонатите, принятому за 100%. Однако, как показывает общая оценка геологических объемов коры выветривания, количество марганца, вынесенного при формировании элювия карбонатитов, не было значительным, т.е. не было достаточным для образования сколько-нибудь масштабных масс металла, сопоставимых с заключенными в рудных залежах олигоценового бассейна.

На фоне общего уменьшения абсолютных количеств марганца в процессе гипергенного разрушения карбонатитов и формирования элювия в коре выветривания, а также на участках дробления и окремнения карбонатитов в отдельных колонках иногда фиксируются небольшие по мощности зоны марганцеворудных концентраций [5,6]. Содержание марганца в таких зонах

составляет около 10% и выше, вплоть до формирования плотных анхимоно-минеральных марганцевых руд. Породы коры выветривания, вмещающие оруденелые участки, характеризуются высокой степенью проницаемости — величина пористости равна 30–40%. В непосредственной близости от рудного горизонта элювиальные образования обладают заметно меньшими значениями пористости (17–25%) как вследствие уплотнения рыхлой породы привнесенными минеральными компонентами, так и, возможно, в результате физического сжатия. В приконтактных с корой выветривания участках фиксируется пористо-ячеистая разновидность руды. Наличие сотоподобных пустот, трубчатая и изогнуто-трубчатая морфология каналов являются, вероятно, отражением условий кристаллизации рудного вещества. В зонах марганцеворудных концентраций часто фиксируются мономинеральные выделения мелкокристаллического барита в виде плотных скоплений (включений) и прожилков толщиной 1–3 мм. Баритовая минерализация предположительно более интенсивно развита в рудах ячеистой текстуры, т.е. приурочена к контакту марганцевых руд с вмещающими породами коры выветривания. Содержание реликтовых минералов коры выветривания в марганцевой руде в общем незначительно. При этом в колонке наблюдается отчетливая картина уменьшения количества минеральных включений в рудном интервале от периферических участков рудной зоны к центральной ее части.

Кроме реакционного характера контакта руд и вмещающих их пород коры выветривания, важным моментом в плане расшифровки деталей процесса рудообразования представляется факт присутствия в характеризуемой колонке конкреционных образований. В одной из рудоносных колонок, например, конкреции фиксируются только в той части элювиального разреза, которая располагается непосредственно ниже лежащего бока рудной залежи. Количество конкреционных образований в направлении от контакта с рудным телом на глубину постепенно уменьшается, охватывая в общем 25–30-метровый интервал мощности подрудной коры выветривания. В более глубоких горизонтах элювиальной толщи конкреции не встречены. Форма конкреций овальная, близкая к шарообразной и шаровидная. Размеры 3–5 мм, реже 7–10 мм. По минеральному составу рентгенометрически диагностированы баритовые, анкеритовые и доломитовые разновидности конкреций. В качестве примесей фиксируются гематит, гетит, апатит и др. Местоположение конкреций в нижней части разреза коры выветривания, их минеральный состав и соотношение с марганцеворудным горизонтом служат аргументацией для предположения о сингенетичности процессов марганцевого оруденения и конкрециеобразования.

Положение оруденелых зон в разрезе, приуроченность к линейным тектоническим нарушениям и узлам пересечения разломов, реакционный характер контакта руд с вмещающими их породами коры выветривания, предполагаемая жильная или линзовидная форма залежей, окисный состав руд, наличие конкреционных образований, ассоциация манганита с баритом и некоторые другие особенности рудопроявлений марганца указывают на вторич-

ную эпигенетическую по отношению к процессам выветривания природу марганцеворудных концентраций. С учетом этих данных и основных положений ряда работ по проблемам рудообразования [3, 7, 9] приходим к выводу, что вторичное обогащение зон дробления карбонатитов, коры выветривания, а также, возможно, и пород осадочного комплекса в зоне развития карбонатитового комплекса имеет, очевидно, вадозно-гидротермальный генезис. Источником выщелачивания марганца служили, вероятно, породы карбонатитового комплекса, и прежде всего непосредственно карбонатиты.

Эти материалы в сочетании с информацией о тектонической обстановке и истории развития структур, вмещающих тела карбонатитов, а также другими факторами позволяют, как нам представляется, рассматривать карбонатиты в качестве возможного источника марганца для формирования руд Больше-Токмакского, Никопольского и других месторождений Южно-Украинского олигоценового бассейна.

При этом следует учитывать, что этап формирования руд бассейна значительно оторван во времени от периода гипергенного разрушения карбонатитов. Кора выветривания пород карбонатитового комплекса перекрыта мезозойскими осадками. Время ее формирования по аналогии с возрастом элювиальных образований в расположенной рядом Ново-Михайловской депрессии определяется как позднетриассовое - раннеюрское. Следовательно, и непосредственно в процессе корообразования, и при возможном последующем размыве элювиальная толща карбонатитов не служила поставщиком марганца в морской олигоценовый бассейн. Марганец из карбонатитов и, вероятно, из коры выветривания выносился значительно позднее, обусловив формирование рудных накоплений в олигоценовом бассейне. Предполагается, что марганец выщелачивался из ультраосновных щелочных пород и карбонатитов термальными водами и выносился за пределы разломной зоны, вмещающей образования карбонатитового комплекса.

В самом общем виде модель извлечения марганца и подачи последнего в бассейн разгрузки могла бы выглядеть, вероятно, так: нисходящие метеорные воды по каналам тектонических нарушений просачиваются на значительные глубины в карбонатиты; на большой глубине эти воды попадают в зоны термических аномалий и разогреваются до высоких температур, т.е. нисходящие воды трансформируются в термальные [10]; термальные воды, выщелачивая марганец, по ослабленным зонам тектонических нарушений и легкопроницаемым литологическим разностям пород конвективно поднимаются, смещаясь при этом на значительные расстояния по горизонтали; постепенно остывающие гидротермальные или фригидно-гидротермальные растворы попадают в зону гипергенезиса и отдают в окружающую среду марганец и ассоциирующие компоненты. Породы коры выветривания, обладающие высокой проницаемостью, в сочетании ее с линейным глубоко врезанным в кристаллический фундамент морфологическим типом служили благоприятными участками - "ловушками", представляющими собой углубления в фундаменте,

в которые высачивались гидротермальные растворы. Если следовать приведенной модели, можно предположить, что поставщиком марганца для руд Южно-Украинского бассейна могли быть внемагматические вадозно-гидротермальные растворы, выносившие металл из кристаллических пород Украинского щита и в особенности из обогащенных марганцем карбонатитов [6], перекрытых осадочной толщей мезозоя.

Кратко остановимся на характеристике тектонической обстановки в районах развития карбонатитов и вопросах о термических аномалиях, времени и масштабах массовой мобилизации и выноса марганца в области разгрузки.

Непосредственно в области развития полосы докембрийских карбонатитов структурная зона разбита серией субширотных разломов на отдельные блоки, смещенные один относительно другого до 100 м и более. На юге блоковая карбонатитовая полоса сопряжена с крупным Токмакским разломом. Проявившаяся в мезо-кайнозой разломная тектоника обусловила амплитуду смещения блоков в отдельных зонах Украинского щита до 500-600 м [2]. Вместе с тем в кайнозой проявились небольшие локальные разломы. Таким образом, структурный план района развития карбонатитов можно, вероятно, оценивать как благоприятный для мобилизации марганца и транспортировки его в области разгрузки.

Термические аномалии, источником тепла для которых могли служить эндогенные факторы, в кристаллическом фундаменте региона известны. Так, например, в одной из скважин термической аномалии Северного Криворожья температура на глубине 110 м от земной поверхности достигает 360° [8]. Будет, вероятно, реальным допущение о наличии аналогичных высокотемпературных очагов и в других районах щита.

Объемы марганца, вынесенного из пород карбонатитового комплекса, учитывая распространение последних на большие глубины, сопоставимы, вероятно, с массами металла Южно-Украинского бассейна. Период времени, в течение которого осуществлялись мобилизация марганца и транспортировка его в области разгрузки, можно, вероятно, считать олигоценным, а также, возможно, и пастоллигоценным.

Таким образом, в предполагаемой модели источника марганца для руд Южно-Украинского бассейна имеются все основные звенья: исходные породы с повышенным содержанием металла, термические аномалии для разогрева нисходящих метеорных вод и благоприятный структурный план, обеспечивший пути миграции вадозно-гидротермальных марганценосных растворов.

#### Л и т е р а т у р а

1. Глевасский Б.Б., Кривдик С.Г. Докембрийский карбонатитовый комплекс Приазовья. Киев: Наукова думка, 1981, с.127.
2. Гойжевский А.А., Науменко В.В., Скаржинский В.И. Тектоно-магматическая активизация регионов Украины. Киев: Наукова думка, 1977, с.118.
3. Жабин А.Г. Особенности рудных тел гидротермально-осадочной фации рудоотложения. - Геология руд. месторождений, №1, 1971, с.51-69.

4. Карбонатитовая зона Украинского щита /Капустин Ю.Л., Лапичкий Э.М., Погребной В.Т., Сторчак Н.П.-Сов.геология, № 9, 1977, с.80-92.
5. Погребной В.Т. Новый генетический тип марганцевых руд на Украинском щите.-Докл. АН СССР, 1978, т.241, №3, с.670-673.
6. Погребной В.Т. Карбонатиты Украинского щита как возможный источник марганца руд Никопольского бассейна.-Докл. АН СССР, 1981, т. 260, №1, с.205-210.
7. Соколова Е.А. К вопросу о генезисе стратиформных месторождений (на примере марганцевых месторождений Кубы).-Литология и полез.ископаемые -1982, №2, с.99-117.
8. Тимофеев П.П., Шербаков А.В. Проблема энергетики осадочного процесса.-Литология и полез.ископаемые, 1979, №1, с.3-22.
9. Чухров Ф.В. О внемагматической природе вещества некоторых руд.-В кн.: Источники рудного вещества эндогенных месторождений. М.: Наука, 1976, с. 85-99.
10. Чухров Ф.В. О конвергенции некоторых гипергенных и гипогенных процессов минералообразования.-Геология руд.месторождений, 1979, №4, с.3-15.

УДК 553.3.078.2:551.242.4

ТЕКТОНО-ГИДРОТЕРМАЛЬНАЯ АКТИВИЗАЦИЯ ОБЛАСТЕЙ НАКОПЛЕНИЯ  
КРЕМНИСТО-МАРГАНЦЕВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ГРУЗИИ В ОЛИГОЦЕНОВОЕ ВРЕМЯ

Н.И.Хамхадзе

Кавказский институт минерального сырья им. А.А.Твалчрелидзе  
Министерства геологии СССР, г.Тбилиси, СССР

Олигоценый марганценосный бассейн Грузии, занимающий значительную часть Закавказского срединного массива, в дорудный период представлял грабенообразное ложе, в котором самый высокий гипсометрический уровень занимал Дзирульский блок с Чигатурским, а самый нижний - Квирильский блок с одноименным месторождением. В олигоценовом морском бассейне осадкоотложение осуществлялось благодаря резким восходящим движениям питающего субстрата (Картлийская, Сацаликская, Аджаро-Триалетская и Северная суши) и нисходящим Шкмерского, Рачинско-Лечхумского, Дзирульского и Квирильского блоков морского дна, что вызвало концентрацию грубозернистого и галечного материала в тарригенной толще под первым рудным слоем бассейна.

Диаметрально противоположные вертикальные перемещения суши и моря осуществлялись благодаря разрывным нарушениям глубинного заложения. Постоянное передвижение блоков в течение длительного периода обусловливало выпадение из разреза различных стратиграфических уровней. В пределах Грузинской глыбы выделяется ряд структурных ярусов, сложен-

ных разноориентированными складками и нарушениями, связанными с различными фазами тектогенеза. В числе таких нарушений выделяются долгоживущие разломы, ограничивающие с севера и юга Грузинскую глыбу от геосинклинали Южного склона Большого Кавказа и Аджаро-Триалетской зоны, а также Дзирульский долгоживущий разлом, разделяющий Глыбу на Сацалике-Шкмерский и Дзирульский блоки [8]. Кроме перечисленных, следует отметить Чиатурский Главный разлом, Пощхревский и Мравалдзальский нарушения, не имеющие столь широкого площадного распространения, однако играющие немаловажную роль в формировании марганцевых месторождений Грузии.

На северной периферии Грузинской глыбы воздымание питающего субстрата и погружение Рача-Лечхумской полосы и Шкмерского блока регистрируется присутствием в основании рудного горизонта гравелитов, конгломератов и грубозернистых песчаников и песков. В Рача-Лечхумской синклинали на данном уровне встречаются крупные стяжения фосфоритов. Эти отложения сцементированы кальцитом, мангенокальцитом, баритом, гидроокислами марганца и железа, монтмориллонитом, опалом, глауконитом. Грубозернистый материал самый разнообразный и представлен обломками известняка, порфиритов, кислых эффузивных пород, кварцитов, гранитов, диоритов и др. Распределение терригенных комплексов на площади бассейна указывает на разный петрохимический состав и местоположение питающего субстрата. В Чиатурском бассейне грубозернистый материал также расположен в подошве рудного горизонта, в отличие от Шкмерского здесь гравелиты и конгломераты отсутствуют, грубозернистые терригенные отложения обогащены желваками фосфорита, сложенными аутигенным франколитом и курскиком. В большинстве случаев в фосфоритовых желваках колломорфной текстуры сосредоточен алевропсаммитовый материал. Размеры желваков немного превышают зерна Терригенного материала, что указывает на их диагенетическую природу. Цемент околорудных терригенных отложений сложен кальцитом, баритом, гипсом, минералами фосфора, карбонатами марганца, гидроокислами железа и марганца, монтмориллонитом, опалом, глауконитом.

В Квирильской депрессии, в которой осадкообразование осуществлялось в основном непрерывно от позднего эоцена до олигоцена-раннего миоцена, грубозернистый материал встречается лишь на ее бортах. Он в основном сложен обломками кварца, эффузивных пород, известняка и кремния. Среди них отмечается идентичный по составу алевропсаммитовый терригенный материал, обогащенный стяжениями курскита и франколита, халцедона, а также остатками фосфоритизированной ихтиофауны. Весь этот комплекс терригенно-аутигенных отложений сцементирован карбонатами кальция, магния и марганца, опалом, баритом, курскиком, гипсом, монтмориллонитом и глауконитом, реже цеолитом. Особо следует отметить состав и строение стратиграфических аналогов околорудных отложений центральной части депрессии, где, как было выше отмечено, осадко-

накопление шло без каких-либо перерывов и несогласий, Здесь по определенным линейным направлениям развит так называемый микроконгломерат, выраженный только аутигенной минеральной ассоциацией. Эти отложения состоят из мелких стяжений курскита, кремнезема, сульфидов и карбонатов марганца и связаны тонкодисперсным пиритом и марказитом, мелкочешуйчатым монтмориллонитом. Вся порода переполнена остатками фосфоритизированной ихтиофауны и по своему строению вполне соответствует широко известному в геологической литературе "рыбному пластику".

Фосфориты Квирильской депрессии наподобие чиатурских и рачинско-лечхумских [5] образованы из коллоидного раствора. На это указывают однозначно морфологические и минералогические особенности самих желваков и их вмещающих отложений. Что касается последних, при седиментогенезе в резконебалансовой обстановке происходило выпадение карбонат-сульфидного осадка из резкопересыщенного по основным компонентам природного рассола, образовавшегося в результате смешивания гидротермальных растворов с морской водой. Преобразование этих осадков в рудные тела происходило в термостатированных условиях диagenеза. Обогащение остатками ихтиофауны вышеотмеченных отложений объясняется ее катастрофическим вымиранием, видимо, вызванным изменением физико-химических условий среды при поступлении гидротерм в морской бассейн. Околорудные грубозернистые отложения и аутигенные минералы цемента и стяжений имеют парагенетическую связь. Они образованы одновременно и являются продуктом одного тектоно-гидротермального процесса.

На северной периферии Грузинской глыбы разрез олигоценых хемогенных кремнисто-марганцевых отложений сформирован в непосредственной близости с тектоническим нарушением. Так, в юго-западной части Шкмерской синклинали марганцевистые опоки, а затем и спонголиты расположены на измененных меловых известняках, в которых развито Мравдзальское нарушение [6]. K/Ar возраст измененных пород определен 30-34 млн. лет, что соответствует олигоцену - возрасту вышележащих кремнисто-марганцевых пород.

Синхронность и пространственная близость нарушений, метасоматитов и кремнисто-марганцевых отложений подтверждает их взаимосвязь. Видимо, гидротермальные растворы поднимались через ослабленные зоны и изливались на дне, сбрасывая там же рудное вещество, не включаясь в общую гидродинамику бассейна. На то, что кремнистые породы приурочены к областям разгрузки растворов, однозначно указывает и локальность развития спонголитов. В пределах Шкмерской синклинали нигде, кроме отмеченного, фациальных аналогов кремнистых пород не наблюдается. Этот факт подтверждает наше мнение о том, что тепло и кремнезем с марганцем поступали из глубин через тектонические нарушения и в неравновесном состоянии отлагались.

Результаты исследований последних лет несколько переоценили значение Чиатурского Главного разлома как структуры рудоподводящей и ру-

доконтролирующей [7]. Он и действительно является рудоподводящим и долгоживущим, по нему происходило неоднократное перемещение в Чиатурском бассейне и в дорудный и в пострудный периоды [1]. Вдоль разлома меловые известняки изменены — метасоматически замещены доломитом, марганцем, кремнеземом и более поздним низкотемпературным кристаллическим кальцитом. Последний широко развит по мел-палеогеновым отложениям, в том числе и по рудам, образуя мощную закальцитизированную стену. Видимо, кальцитизацией затуманены синхронные рудоотложению изменения боковых пород. Вдоль этого разлома на западном фланге месторождения рудный горизонт тесно связан с омарганцеванными крутопадающими известняками верхнего мела. На восточном фланге, вдоль нарушения, в олигоцене внедрено базальтовое тело. Все вышеотмеченное говорит о тектоно-магматической и тектоно-гидротермальной активизации Чиатурского блока, четко выраженной в его западной части.

Распределение руд и кремнистых пород на площади Чиатурского месторождения указывает на то, что поступление основной массы вещества происходило из его центральной осевой части. Если рассмотреть фациальные карты рудного, под- и надрудного горизонтов Чиатурского месторождения, то обнаруживается определенная закономерность: самые высокие концентрации марганцевых руд и с ними связанных аутигенных образований сосредоточены в центральной и прицентральной частях месторождения.

По периферийным частям месторождения как мощности, так и содержания рудных и аутигенных компонентов постепенно занижаются, переходя в безрудные фации горизонта.

Что касается силицитов надрудного уровня, точнее пород, состоящих из минералов кремнезема, клиноптилолита и монтмориллонита, то они редко встречаются без нижележащего рудного горизонта и также приурочены к центральной части месторождения. Специфические условия образования кремнистых пород косвенно указывают на нахождение источника тепла и вещества в центральной части бассейна, естественно из тектонических нарушений. К числу тектовых относятся нарушения, которые позже послужили благоприятными структурами для гидросети р. Квирилы.

Геоморфологическое развитие р. Квирилы в пределах Чиатуры и Квирильской депрессии, а также за их пределами указывает на то, что срезы ущелий формировались не постепенно, с образованием террас, а мгновенно, что, естественно, было связано с непрерывным воздыманием суши. То, что р. Квирила от устья до слияния с р. Риони во многих местах занимает тектонически ослабленные части региона, подтверждается и геоморфологическими исследованиями, проведенными С.М. Неманишвили [3], Д.И. Маруашвили [2], З.К. Тинтиловым [4]. На разных местах ущелий р. Квирилы четко приурочены к тектоническим нарушениям типа Теделетского, Гвизгского, Гебурского сбросов и других.

Материалы аэрофотоснимков, любезно дешифрованные сотрудником КИМС Г.А. Садуквадзе, а также геологические и геофизические наблюдения

подтверждают высказанное мнение о тектонической природе гидросети Чиа-турского и Квирильского блоков. Ущелье р. Квирилы и ее притоков контролируется глубинными разломами. Тектоническое расчленение фундамента на ряд микроблоков способствовало просачиванию гидротермальных растворов из глубин.

Все вышесказанное дает основание полагать, что источник марганца и сопутствующих компонентов находился под областями их высокой концентрации (отложений). Вывос же происходил гидротермальными растворами по разломам, возникшим или обновленным в связи с процессами тектономагматической и тектоно-гидротермальной активизации, проявленной на рубеже эоцена - олигоцена.

#### Л и т е р а т у р а

1. Икошвили Д.В. Распределение марганца, железа, фосфора и микроэлементов в олигоценых осадках Чиатурского месторождения. - Тр./КИМС, вып. УШ (10). 1970, с.161-181.
2. Маруашвили Л.И. Современный рельеф и геоморфологическая история Верхне-Имеретинского плато. - Тр./Ин-т географии им. Вахушти АН СССР, 1959, т.Х, с.49-72.
3. Неманишвили С.Н. Некоторые вопросы формирования современной долины р. Квирилы. - В кн.: Вопросы геоморфологии Грузии. Тбилиси: Мецниереба, 1966, с.5-22.
4. Тинтилозов З. Влияние тектонических структур на рельеф Квирильского бассейна. - Тр./ Географическое общество Грузии, 1959, т.5, с.119-127 (на груз. языке).
5. Хамхадзе Н.И. К вопросу генезиса олигоценых глауконитов и фосфоритов Рачинско-Лечхумской синклинали. - Сообщ. АН СССР, 1969, 54, с.629-631.
6. Хамхадзе Н.И. Об источнике Mn и Si в Шкмерском олигоценом бассейне. - Тр./ КИМС, вып. УШ (10). 1969, с.155-160.
7. Хамхадзе Н.И. О связи кремне- и рудообразований в марганцевых месторождениях Грузии. - В кн.: Вулканизм и литогенез. Тбилиси: Мецниереба, 1981, с.141-146.
8. Эдилашвили В.Я., Леквинадзе В.Д., Гогиберидзе В.В. Влияние тектоники на марганценонакопление в Грузии. - Сов. геология, № 4, 1973, с.106-114.

## СПЕЦИФИКА СЕДИМЕНТО- И ДИАГЕНЕЗА ОЛИГОЦЕНОВЫХ МАРГАНЦЕНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ГРУЗИИ

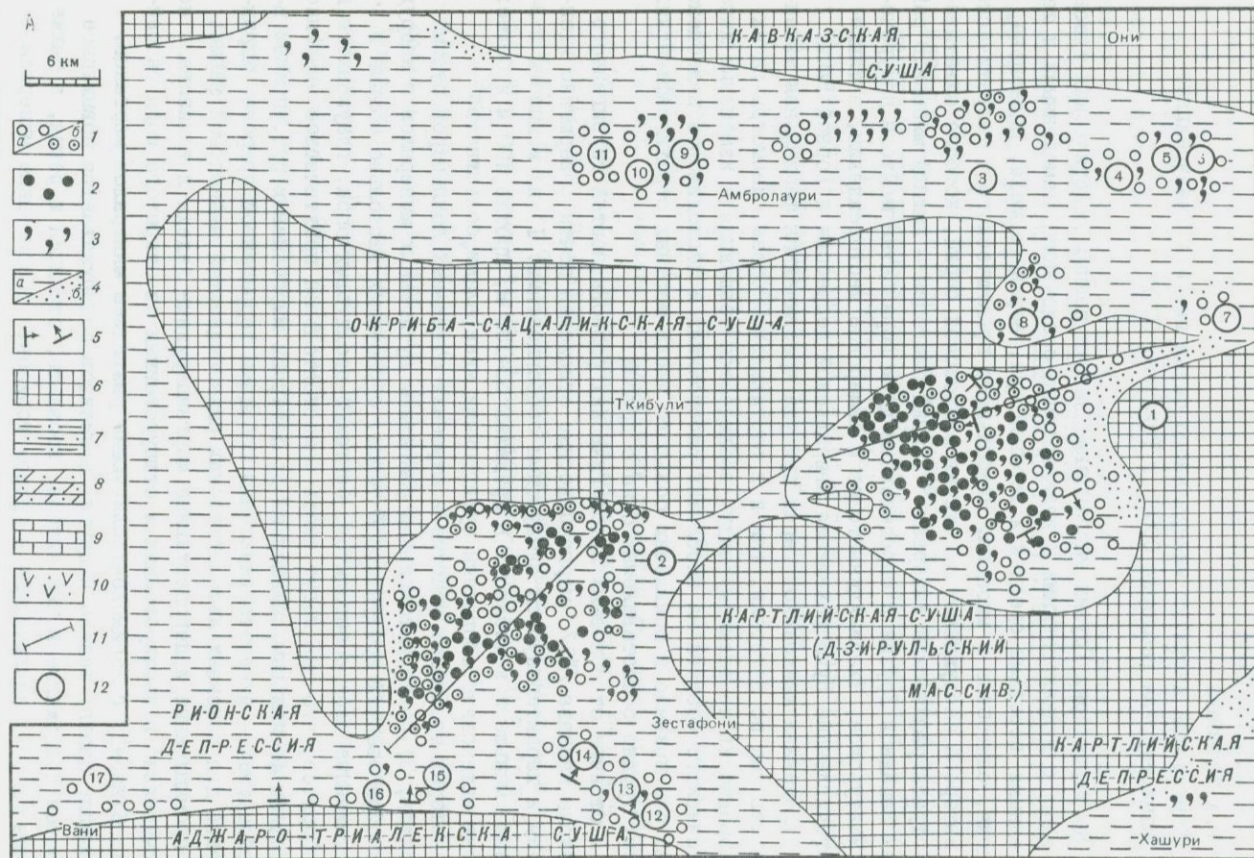
Г.А.Мачабели

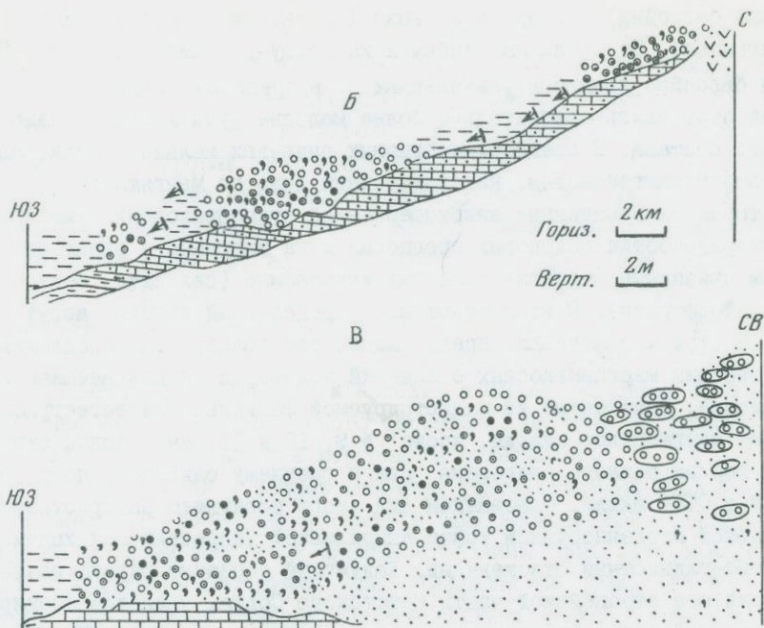
Кавказский институт минерального сырья им. А.А.Твалчрелидзе  
Министерства геологии СССР, г.Тбилиси, СССР

На территории Грузии марганцевые залежи разных генетических типов связаны с вулканогенными и вулканогенно-осадочными, хемогенными и терригенными породами средней и верхней юры, верхнего мела, палеоцена, эоцена, олигоцена и миоцена. Наибольшего практического и теоретического интереса заслуживают отложения майкопской серии, которые охватывают стратиграфический интервал нижний олигоцен – нижний миоцен. В районах Западной Грузии к определенным двум горизонтам майкопа приурочены Чиатурское, Чхари-Аджаметское и Шкмерское месторождения, а также многочисленные рудопроявления Квирильской депрессии и Горной Рачи.

Отложениям майкопской серии присуща чрезвычайная фациальная изменчивость как по латерали, так и в вертикальном срезе. Несмотря на их однородность по внешнему виду, наблюдается тенденция к изменению литологического состава на небольших расстояниях и несходимость палеоценозов; это привело к появлению большого числа местных стратиграфических схем, трудно сопоставляемых одна с другой.

В отличие от основных литологических разновидностей терригенного майкопа Кавказа [12] марганценосные отложения почти совершенно идентичны и характеризуются следующими особенностями: 1) их мощности в 3–7 раз меньше и колеблются в пределах 50–180 м, против 400 м и более; 2) они интенсивно обогащены аутигенными минералами, большинство из которых принимает участие в строении отдельных концентров рудных оолитов; 3) более интенсивным развитием аутигенных минералов в надрудных образованиях продуктивной толщи, образующих настолько мощные и протяженные слои спонголитов, бентонит-цеолитовых опок, глауконитов и фосфоритов, что они могут иметь самостоятельное практическое значение; 4) резким фациальным замещением по латерали марганцевых руд, причем и карбонатных, алевритоглинистыми породами терригенной природы, характерной для основных литологических разновидностей майкопской фации; 5) промышленные и перспективные марганцерудные залежи локализованы исключительно в изолированных и отшнурованных от открытого моря бассейнах; 6) наряду с взаимоконтролирующим развитием минералов марганца, кремния, бария, железа и других элементов обнаруживается повышенное фоновое содержание в них никеля, кобальта, стронция и рения, а также талая [17]; 7) заключенные в рудном горизонте терригенные минералы, в том числе такие податливые к изменению, какими являются биотит, мусковит и основные плагиоклазы, сохранились почти в первоначальном виде; 8) в пределах Квирильской депрессии имеет место определенная пропорци-





Фациально-палеогеографическая схема времени образования олигоценовых марганцевых руд Западной Грузии (А) и разрезы через Квирильский (Б) и Чиатурский (В) бассейны

I - области развития карбонатных (а) и смешанных (б) руд; 2 - области преобладающего развития марганитовых руд; 3 - опал, Fe - монтмориллонит, клиноптиллолит и другие диагенетические минералы, находящиеся в парагенезисе с марганцевыми; 4 - терригенные глины (а) и полевошпатово-кварцевые пески (б); 5 - подводные синдиагенетические оползни; 6 - суша; 7 - хадумские известковистые глины; 8 - верхнеэоценовые мергели; 9 - меловые известняки; 10 - юрские вулканыты, аркозовые песчаники и туффиты; II - линии разрезов; I2 - марганцевые бассейны и мелкие залежи (цифры в кружках): I - Чиатурский, 2 - Квирильский, 3 - Шкмерский, 4 - Мелешурская, 5 - Черобская, 6 - Пипилетская, 7 - Перевская, 8 - Кверетская, 9 - Кедисубанская, 10 - Задашаврская, II - Гвардийская, I2 - Табакинская, I3 - Джлоурская, I4 - Свирская, I5 - Димская, I6 - Персатская, I7 - Ванская

ональная зависимость между содержанием марганца и железа наподобие океанских.

Отложения майкопской фации широко развиты в других районах Кавказа, на юге европейской части СССР и Средней Азии, тогда как их марганценозные разновидности имеют весьма локальное распространение в Закавказье (только Западная Грузия), на Украине (Никопольский и Ток-

маковский бассейн), Северном Кавказе (Лабинская площадь) и Казахстане (Мангышлак). По своим масштабам и качеству руд Никопольский и Чиатурский бассейны являются уникальными, а в пределах остальных площадей отлагались сравнительно более молодые руды исключительно карбонатного состава. В среднеолигоценовых разрезах мелкие залежи, аналогичные верхнеолигоценовым, констатированы лишь на Мангышлаке.

Некоторые из отмеченных закономерностей рудообразования уже легли в основу разработки поисковых предпосылок на марганец и парагенетически с ним связанные нерудные полезные ископаемые (силициты, бентониты, цеолиты, фосфориты). В этом отношении определенный интерес могут представить и стратиграфические предпосылки, тем более, если предложенная нами датировка марганценосных отложений подтвердится дальнейшими исследованиями. Нанесенные на иллюстрируемой фациально-палеогеографической схеме марганцевые залежи, кроме № 9, 10 и 11, мы склонны относить к самым верхам раннего олигоцена или к среднему олигоцену по ранее принятой в СССР шкале. Основанием для этого послужило распространение продуктивной марганцерудной толщи Квирильской депрессии над хадумскими известково-глинистыми отложениями. Хадумский горизонт широко развит на территории юга европейской части Советского Союза, является маркирующим и с полной достоверностью датирован нижним олигоценом. Марганценосные отложения Западной Грузии А.В.Ульянов [22] тоже относит к среднему олигоцену, А.Г.Лалиев [12], Д.В.Табагари [21] и некоторые другие — к верхнему эоцену, а преобладающее большинство исследователей [1, 3, 5, 8, 9, 10, 11, 15, 17, 20, 23, 26, 27] — к нижнему олигоцену.

Рудопроявления Горной Рачи (№ 9, 10 и 11 на схеме) и Лабинской площади мы вслед за В.И.Табагари, Л.С.Тер-Григорянц, Е.А.Соколовой и Е.И.Коваленко относим к самым верхам олигоцена — низам миоцена. Молодые карбонатные руды марганца маломощны и содержат несравненно меньшее количество аутигенных минералов по сравнению с Чиатурским и Квирильским бассейнами. Однако первые иногда фациально замещаются опоками, диатомитами, фосфоритами и глинами глауконит-сметтитового сложения.

Таким образом, в Западной Грузии и в сопредельных с ней регионах четко выделяются две эпохи марганцевого рудообразования; в связи с этими из-за литологической индивидуальности марганценосных отложений они могут рассматриваться в качестве реперных.

В местах отсутствия хадумских слоев в Квирильской депрессии марганцерудная толща с угловым несогласием ложится на мергели позднего эоцена (рис.Б). В Чиатурском бассейне (восточная часть) синхронными по возрасту с хадумскими с некоторой условностью могут рассматриваться подрудные полевошпатово-кварцевые пески. Они, в свою очередь, осаждались на эродированной поверхности известняков позднего и среднего мела и вулканитов средней юры. В западной же части, где мощность этих аркозов минимальна, рудная толща через фосфоритовый горизонт и внутриформационные конгломераты (0,1–0,3 м) располагается на известняках позднего мела.

Иллюстрированная здесь фашиально-палеогеографическая схема времени образования олигоценых марганценосных отложений Западной Грузии несколько отличается от ранее предложенной нами [4]; фактический материал позволяет допустить, что в олигоцене и, возможно, эоцене Чиатурский бассейн был изолирован от Квирильского. Сделана попытка воспроизвести синхронность условий накопления основных типов марганцевых руд с акцентом на их окисно-карбонатную природу, синдиогенетические подводные оползни и некоторые другие особенности (см. разрезы к схеме). По всей видимости, среднеолигоценовая трансгрессия в Чиатуре была обусловлена воздыманием, а в Квириле опусканием континентального шельфа. Тем самым в восточной части региона интенсивной абразией размты меловые известняки, среднеюрские вулканиты и аркозы, а также частично гранитоиды (восточная периферия Чиатурского бассейна). По этой же причине в позднеэоценовое время в Чиатуре мергели не отлагались.

Шкмерский бассейн и районы развития рудопроявлений Горной Рачи (севернее Чиатуры), по-видимому, были в определенной мере изолированы от Чиатурского. Трансгрессия в среднем олигоцене была обусловлена, очевидно, поднятием в это время Окрибо-Сапаликской суши. Эта водосборная площадь была сложена главным образом юрскими вулканогенно-осадочными образованиями, в том числе их аркозовыми литологическими разновидностями.

Схематизированные разрезы по Квирильскому (Б) и Чиатурскому (В) бассейнам приведены с целью возможного воспроизведения фашиальных взаимоотношений руд и их вмещающих пород, терригенного материала и аутигенных образований, а также условий их образования в зависимости от относительной глубины бассейна. Эти идеализированные построения соответствуют искусственному срезу уровня воды примерно ниже 50 м. Из-за схематического характера рисунка и его мелкого масштаба фактическая картина, естественно, искажена; на крупномасштабных руднолитологических разрезах [14] хорошо видно линзовидное строение продуктивной толщи с четко выраженной цикличностью рудогенеза. Вертикальная последовательность марганцеворудных циклов в Чиатуре, а их около 26, связывается с колебаниями базиса эрозии местного значения и вариациями приливной (латеральной) деятельности; в юго-восточной части имеет место непрерывный разрез литологически однородного безрудного олигоцена майкопской фаши. Тенденция к увеличению циклов, или ритмов, как известно, проявляется в стабильных в тектоническом отношении областях. В относительно глубоководных условиях, как, например, в центральной части Квирильской депрессии и на крайнем западе Чиатуры, продуктивная толща монолитная и редко содержит междурудные пропластки. Вертикально повторяющиеся слои обусловили образование разных фашиальных зон, представленных то карбонатными, то смешанными (манганит, родохрозит, манганокальцит), реже манганитовыми рудами. Кстати, в местах развития смешанных и манганитовых руд процесс начинался и венчался образованием карбонатных

минералов и гидроксидов железа. Маломощные пропластки гетит-гидрогематитового состава возникали, вероятно, и за счет раннедиагенетических сульфидов железа [10].

Совместное нахождение в руде манганита и карбонатов марганца, в том числе и в отдельных концентратах оолитов, позволяет сделать вывод вопреки мнениям [1, 3, 13, 20] о близких физико-химических гидродинамических условиях их формирования. Так что промышленное рудообразование не всегда определяется глубиной бассейнового седименто- и диагенеза. Наглядным примером такого допущения служит и развитие линз карбонатных марганцевых руд в крайней восточной части Чиатурского бассейна (нагорье Сареки), где именно палеоквирилла сливалась в лагуну, а мощность подрудных песков максимальна (более 50 м).

Наличие пирита и марказита в карбонатных рудах может служить указанием на восстановительные условия диагенеза. Нами также допускается формирование манганита и родохрозита в аналогичных условиях.

Карбонатные руды марганца Шкмерского месторождения и мелких марганцевых залежей (№ 4, 5, 6 и 7 на схеме) формировались в более глубоководных условиях, дополнительным подтверждением чего может служить полиминеральный состав рудовмещающих глин и другие литологические особенности. Лишь в Кверетском бассейне (№ 8 на схеме) происходило накопление богатых смешанных руд, но большая их часть смыта чокракской трансгрессией, как и в западной и северной частях Чиатуры.

Сопоставление руднолитологических разрезов показывает, что марганцевые руды перемещались на начальной и промежуточной стадиях литогенеза подводными оползнями в зависимости от уклона рельефа дна олигоценового бассейна и трансформации глауконита в смектиты. В результате имело место, с одной стороны, уничтожение еще нелигифицированного рудного материала и, с другой стороны, увеличение его мощности против первоначального, как например, в окрестностях г. Зестафони.

Мы не имеем возможности детально остановиться на характеристике отдельных типов марганцевых руд и ограничимся ссылкой на "Путеводитель экскурсии VI Симпозиума МАГРМ" [14].

Следует лишь отметить, что первичные руды манганит-родохрозит-манганокальцитового сложения нередко интенсивно трансформированы наложенным гипергенным (вблизи от дневной поверхности), гидротермальными (в восточной и северной частях Чиатуры у Главного сброса и северного разрывного нарушения) и контактно-метаморфическими процессами (у выходов миоценовых базальтов на нагорье Перевиса) в пиролюзит, рансьейт, вернадит, браунит и другие минералы марганца. В глубоких пересечениях продуктивного горизонта Квирилы начиная от 50 до 700 м манганит и карбонатные минералы сохранились в первоначальном виде. Здесь процессы седименто- и диагенеза протекали на больших глубинах (50 м и более), чем в Чиатуре.

По вопросу генезиса залежей чиатурского типа высказаны противоречи-

вые гипотезы: 1) типично осадочная с привнесом марганца с водосборных площадей [1,2,5,13,17,26,27]; 2) то же, но с мобилизацией в доолигоценовых корях выветривания марганца с его содержанием чуть выше кларка [20]; 3) о сероводородном заражении иловых осадков [18]; 4) осадочная с поставкой в бассейны седиментации рудослагающих элементов водозными водами [24]; 5) гидротермально-осадочная, связанная с эоценовым вулканизмом [9,10,11,15,23]; 6) то же, но связанная с синхронным и по возрасту марганценосными отложениями-продуктами вулканизма [8,23]; 7) эксталяционно-осадочная с подкоровым источником марганца [16]; 8) космическая (В.Р.Надирадзе). За последние годы наметилась тенденция некоторого пренебрежения к главенствующей роли чисто осадочного механизма мобилизации и перераспределения рудослагающих и литофильных элементов.

Наиболее спорной является проблема источника марганца; более логичными нам представляются модели марганцерудного образования, предложенные Г.С. Дзоценидзе [9], Ф.В.Чухровым [24] и Д.Г.Сапожниковым [18]. Однако механизм и направление процессов, способствующих перераспределению рудослагающих и литофильных элементов и формирование марганцевых минералов в парагенезисе с другими аутигенными новообразованиями расшифрованы в недостаточной степени. И на данном этапе изучения не представляется возможным воспроизвести истинную картину рудо- и породообразования, но мы считаем целесообразным еще раз возвратиться к анализу фактического материала.

Отсутствие связи марганца, кремния, железа, фосфора, бария и других элементов с продуктами разрушения доолигоценовых кор выветривания мы видим: 1) в свежести полевых шпатов, слюд и других терригенных минералов, заключенных в продуктивной марганцерудной толще; 2) в несовпадении баланса отмеченных выше элементов в рудной толще и во всех тех породах, которыми были сложены области сноса; 3) в малых размерах бассейнов седиментации и водосборных площадей, не способных переработать соответственно терригенный материал для накопления примерно 2 млрд.т марганца, 1,0 млрд.т железа, 15 млрд.т кремния, 0,5 млрд.т фосфора, бария, стронция, никеля, кобальта и других элементов; 4) в отсутствии останцев кор выветривания на водосборах и каолинита в марганценосных отложениях; 5) в наличии интерметаллических соединений и самородного свинца в клинофиллитах, содержащихся в рудном и надрудном горизонтах [25].

Сравнительное литолого-фашиальное изучение майкопских отложений Закавказья и Краснодарского края показало нам, что в тех горизонтах, в пределах которых хорошо воспроизводится сероводородное брожение, марганец находится почти на кларковом уровне. В Чиатурском и Квирильском бассейнах пирит и марказит являются постоянными спутниками марганцевых руд, но их содержание не превышает 1,5%. Количество сульфидов достигает своего максимума (12%) лишь в западной части Квирилы, но здесь марганцевая минерализация подавлена. Правда, материнские для марганцевых руд бассейны, очевидно, часто имели застойный ха-

раक्टर, но, судя по составу микрофлоры и микрофауны, аэробные условия в них не были подавлены.

Основываясь на вышеизложенном и укоренившихся в литературе теоретических разработках [9, 19, 20], в том числе на актуалистических сопоставлениях, мы придерживаемся генетической модели мобилизации и перераспределения рудообразующих и литофильных элементов на стадии диагенеза в начальном формационном цикле с глубинным источником марганца и отмеченных выше элементов. Хотя мы не располагаем достаточным фактическим материалом для суждения того, что глубинный источник металлов водозной или вулканогенно-осадочной природы, но более совершенным нам представляется механизм марганцевого рудного процесса, предложенный Г.С. Дзоенцидзе [9]. Однако прямая связь с вулканизмом, который синхронен с марганценосными отложениями [8, 15, 23], пока не установлена. Соображения, высказанные в [8, 15, 23], мы считаем недостаточно корректными, поскольку пепловые туфы в продуктивной толще Чиатуры отсутствуют. В этой связи возникает вопрос: почему в Ахалцихской депрессии и в Приереванском районе, где в основном и констатированы продукты олигоценового вулканизма, марганцевая минерализация отсутствует вовсе?

Некоторые сторонники гидротермально-осадочной гипотез в разгрузке флюидов и мобилизации металлов главенствующую роль придадут долгоживущим синседиментационным разрывным нарушениям [8, 16]. Нам кажется особенно недостаточно аргументированным мнение о воспроизведении этих гипотетических нарушений в местах ураганного содержания марганца, а также их выделения только на основании космических и аэрофотоснимков, которые фиксируют, как известно, обычно современные структуры. Если даже допустить наличие синседиментационных разрывов, то трудно представить, что циркулирующие по ним термы могли проникать в уже литифицированные марганцевые руды ранних циклов и их вмещающие бентонитоподобные породы. Кроме сравнительно слабой пористости основных литологических разновидностей продуктивного горизонта, экранирующие свойства этих марганцево-кремнистых образований усиливались также разбухающими и другими кристаллохимическими особенностями смектитов. Следы движения флюидов снизу вверх отсутствуют не только в продуктах рудо- и литогенеза начальных циклов, но и в их подстилающих песках, а также меловых и эоценовых карбонатных отложениях. Примесь опала, клиноптиллолита, Fe-монтмориллонита, доломита и некоторых других аутигенных минералов в верхнеэоценовых мергелях Квирилы формировалась не в олигоценовое время [8, 23], а в позднеэоценовое.

Что же касается омарганцевания верхнемеловых известняков (до I м) в присоборовой части нагорий Ргани и Перевиси можно отнести лишь к продуктам инфильтрации.

Следует отметить, что гидротермальные процессы четко воспроизводятся лишь в крайней северо-западной и северной частях Чиатурского месторождения, вдоль так называемого Главного сброса и северного сбрососдвига. Одна-

ко эти тектонические нарушения явно пострудные (миоцен), а циркулирующие по ним горячие растворы обусловили: 1) формирование кальцитовых жил (до 1,7 м); 2) существенную переработку первичных, главным образом манганитовых, руд в уникальные по содержанию марганца пероксиды и руды типа Мшвари (местное название, что в переводе обозначает обожженный); 3) раздробление не только рудных оолитов, но и терригенного кварца; 4) доломитизацию меловых известняков.

Нельзя, очевидно, игнорировать известный с давних пор механизм оолитообразования. Ведь слагающие их отдельные концентры, представленные окисными и карбонатными минералами марганца и другими аутигенными образованиями, не могли формироваться за счет разгрузки гидротерм непосредственно в синседиментационной стадии; для этого необходимо было перераспределение вещества во времени, соответственно охватывающее периоды становления отдельных циклов рудообразования. Кстати, оолитовые руды широко развиты и в шве Главного сброса.

Роль тектоники в образовании олигоценых руд мы не отрицаем, но воспроизводим другой, по сравнению с отмеченным выше, механизм. Во-первых, тектоникой обусловлены олигоценая трансгрессия и формирование отшнурованных бассейнов. Во-вторых, в активной стадии тектогенеза привнос флюидов должен иметь, очевидно, моноактный характер. Именно в коротком промежутке времени в олигоценое море были принесены основные элементы. В открытом море они, естественно, интенсивно разбавлялись солеными и атмосферными водами, а в замкнутых бассейнах концентрировались наиболее интенсивнее, примерно на 5-10 порядков больше по отношению к морским и 10-15 порядков - кларковым.

Для марганцевых руд, разного состава опок, фосфоритов и гетит-гидрогетитовых прослоев характерно линзовидное строение и они в восходящем разрезе располагаются строго параллельно один другому и дну палеобассейна; плоскости напластования и кливажа почти везде совпадают.

Прогрессивному течению диагенетических процессов в олигоценых бассейнах способствовали также неровности донного рельефа, вершины которых были расположены ниже базиса волнения и температурных скачков.

Как известно, в олигоценых марганцевых залежах СССР и НРБ существенно преобладающими являются карбонатные руды, наиболее простой и общепризнанной моделью образования которых является биохимическая садка *in situ* с низкой гидродинамической энергией. Кроме того, процессы карбонатообразования прогрессивно и однонаправленно протекают лишь в пассивных в тектоническом отношении регионах.

Известные в отдельных пунктах Западной Грузии мелкие марганцевые залежи, связанные с байосскими, туронскими и среднеэоценовыми разрезами возникли, по нашему мнению, на соответствующих им синвулканических стадиях и марганцевое оруденение не является одновозрастным - олигоценным, как это считают в [8]. Дополнительным подтверждением отмеченного

может служить факт отсутствия марганцевой минерализации в мощных под-рудных песках Чиатуры, которые можно рассматривать в качестве наиболее благоприятных концентратов (ловушек) марганца и др. элементов.

Таким образом, основной механизм взаимосвязанного марганцеворудного процесса и специфичного литогенеза заключается в направлении диагенеза с одноактным формированием манганокальцита, манганита, родохрозита, опала, смешаннослойных глауконит-монтмориллонитовых образований, Fe-монтмориллонита, клиноптилолита вслед за глауконитом, пиритом, гетитом, баритом, франколитом на каждом самостоятельном этапе (цикле) становления рудных слоев.

#### Л и т е р а т у р а

1. Авалиани Г.А. Марганцевые месторождения Грузии. М.: Наука, 1982. 169с.
2. Бетехтин В.Г. О генетических типах марганцевых месторождений. - Изв. АН СССР. Сер.геол. 1944, №4, с. 3-46.
3. Бетехтин А.Г., Авалиани Г.А., Долидзе Д.П. Чиатурское месторождение марганца. М.: Недра, 1964. 284с.
4. Бузма Е.И., Кулиш Л.И., Мачабели Г.А. и др. Особенности осадко-накопления в некоторых марганцеворудных бассейнах СССР. - В кн.: Литология на новом этапе развития геологических знаний. М.: Наука, 1981, с.146-158.
5. Бурджанадзе Д.С., Леквинадзе Р.Д., Эдилашвили В.Я. Марганценоность олигоцен-нижнемиоценовых отложений центральной части Грузинской глыбы. - В кн.: Геология и геохимия марганца. М.: Наука, 1982, с.147-151.
6. Варенцов И.М., Рахманов В.П. Месторождения марганца. - В кн.: Рудные месторождения СССР. М., 1974, т.1, с.109-167.
7. Воскресенская Н.Т. Геохимия галлия в Чиатурском марганцеворудном бассейне. - Литология и полез. ископаемые, 1972, №5, с.75-88.
8. Гогишвили В.Г., Хамхадзе Н.И., Гуниава В.Д., Генетические типы кремнистомарганцево<sup>й</sup> минерализации Закавказья - В кн.: Геология и геохимия марганца. М.: Наука, 1982, с.140 - 147.
9. Дзодендзе Г.С. Роль вулканизма в образовании осадочных пород и руд. М.: Недра, 1969. 407 с.
10. Долидзе Д.П., Мачабели Г.А. и др. Литогенез олигоценовых марганценосных отложений Квирильской депрессии и направление дальнейших работ. - В кн.: Новые данные по марганцевым месторождениям СССР. М.: Наука, 1980, с.75-86.
11. Икошвили Д.В. К литологии олигоценовых отложений Чиатурского марганцевого месторождения. - Тр. КИМС, 1971, вып. IX (II), с.189-193.
12. Лалиев А.Г. Майкопская серия Грузии. М.: Недра, 1964. 308 с.
13. Леквинадзе Р.Д., Эдилашвили В.Я., Хучуа М.С. О геологических условиях формирования марганцевых образований Грузии. - В кн.: Марганцевые месторождения СССР. М.: Наука, 1967, с.214-224.

14. Мачабели Г.А. Чиатурское месторождение марганца.-Путеводитель экскурсии УІ Симпозиума МАГРМ. Тбилиси: Мецниереба, 1982, с.113-119.
15. Махарадзе А.И. Об источниках и путях привноса Mn, Si, Fe и P в нижнеолигоценых отложениях Западной Грузии.- Докл.АН СССР, 1972, т.202, №4, с.929-931.
16. Мстиславский М.М. Марганцеворудное накопление в олигоцене на юге СССР и океанизация.-В кн.:Геология и геохимия марганца. М.: Наука, 1982, с. 59-65.
17. Рахманов В.П., Чайковский В.К. Генетические типы осадочных марганцевосных формаций. - Сов. геология, 1972, № 6, с.22-32.
18. Сапожников Д.Г. Некоторые геологические условия образования марганцевых месторождений.-В кн.:Марганцевые месторождения СССР. М.: Наука, 1967, с.11-33.
19. Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. М.: Наука, 1960, т.1.212 с.
20. Страхов Н.М., Штеренберг Л.Е., Калинин В.В. и др. Геохимия осадочного марганцеворудного процесса. М.: Наука, 1968. 494 с.
21. Табагари Д.В. Некоторые особенности строения и формирования марганцевых руд Чиатурского месторождения. В кн.:Тез.докл. III Всесоюзного совещания по марганцевым рудам в г.Караджала. М., 1982, с.41-42.
22. Ульянов А.В. Геологическая история Западной Грузии в третичное время. М.: Изд-во АН СССР, 1954. 107с.
23. Хамхадзе Н.И. Поведение железа и марганца в процессе образования Чиатурского марганцевого месторождения.-В кн.:Проблемы геологии и металлогении Кавказа. Тбилиси, 1976, с.213-218.
24. Чухров Ф.В. О рудообразовании из вадозных растворов.-Геология руд. месторождений, 1974, № 3, с.3-14.
25. Хчеидзе Р.Г., Домуховский В.Г., Гогишвили В.Г. Самородные металлы и интерметаллические соединения в высококремнистых цеолитах Грузии.-Сообщ.АН ГССР, 1980, т.97, №2, с.381-384.
26. Штеренберг Л.С., Степанова К.А. и др. Карбонатные руды Чиатурского месторождения и возможный путь их образования.-Геология руд. месторождений, 1971, №4, с.68-77.
27. О геологических условиях марганценакопления в Грузии.  
/Эдлашвили В.Я., Леквинадзе Р.Л., Гогиберидзе В.В., Бурджанадзе Д.В.Тбилиси, 1973, с. 135-142.(Тр. КИМС; Вып. X(12).)

## О МАРГАНЦЕНОСТИ КРЕМНИСТО-ВУЛКАНОГЕННОЙ ФОРМАЦИИ ОФИОЛИТОВЫХ ЗОН АРМЯНСКОЙ ССР

Л.П.Яшвили, М.А.Сатиан

Институт геологических наук, г.Ереван, СССР

В строении Малого Кавказа выделены три офиолитовые зоны: Севанская, Зангезурская и Вединская (рис. I).

В Севанской офиолитовой зоне наиболее крупные поля пород офиолитовой ассоциации закартированы на Севанском хребте. Видимая мощность формации здесь достигает 900-1200 м. Контакт вулканитов и радиоларитов с габбро-гипербазитовым массивом тектонически маркируется прерывистой полосой хлоритовых сланцев и рассланцеванных серпентинитов.

В кровле кремнисто-вулканогенной формации развита ассоциация брекчированных радиоларитов, пелитовых туффигов, спилитовых порфиритов с отдельными пачками туфов, дацитов, кератофигов. Здесь же отмечаются мелкие проявления марганцевых руд и пачек марганцевистых радиоларитов. В средней и нижней частях разреза формации сложно сочетаются потоки шаровых спилитов, спилитовых порфиритов и кремнистых пород, среди которых преобладают железисто-кремнистые радиолариты.

У юго-западного подножья Севанского хребта в разрезе формации отсутствуют мощные горизонты силицитов; преобладают миндалекаменные порфириты, вмещающие линзы радиоларитов и микрозернистых известняков, в кровле отмечаются кератофиры и туфы дацитов.

В западной части офиолитовой зоны развиты диабазы, базальтовые порфириты, вулканические брекчии. Радиолариты слагают несколько прерывистых линз, подчиненных двум горизонтам вулканитов, марганцевые радиолариты крайне редки. Отмечаются линзы и пачки мраморовидных известняков, внутриформационных конгломератов, офиокальцитов; в кровле наблюдаются туфы дацитового состава.

Зангезурская офиолитовая зона трассируется прерывистыми выходами пород офиолитовой ассоциации. Вдоль южного склона Безумского хребта они представляют собой тектонический меланж. В строении наиболее крупного южного блока отмечается чередование диабазов, гематитовых яшм, бурых и сургучных радиоларитов. В красных яшмах местами находятся марганцевые радиолариты и линзовидные тела марганцевых руд. Промежутки между блоками выполнены серпентинизированными гипербазитами. Восточнее, на северном берегу оз.Севан, породы офиолитовой ассоциации обнажены, далее вскрыты скважиной на южном берегу, а по данным комплексной геофизической интерпретации зона глубинного разлома прослеживается к югу до бассейна р. Воротан [3]. Здесь, в верховье р. Агандзугет, выявлены спилитовые порфириты, спилиты, а также андезитовые и трахиандезитовые порфириты, включающие редкие линзы спонголит-радиоларитов и микрозернистых кремнистых туффигов. Породы катаклазированы, развальцованы

ны и местами представляют тектоническую брекчию. Верхняя часть разреза складывается туфами, розовыми известняками с линзами радиоляритов и марганцевых руд.

Анализ микрофундаментальных (радиолярии, фораминиферы) и радиологических определений выявляет альб-раннековьякский возраст пород кремнисто-вулканогенных формаций всех трех офиолитовых зон региона [2,4].

Рассмотрение типов формации и их рядов приводит к выводу о стабильности в развитии офиолитовых прогибов. Пароксизмальный вулканизм обозначает вовлечение офиолитовых прогибов в главную вулканическую стадию, с которой связано марганцевое оруденение.

В разрезе кремнисто-вулканогенной формаций выделяются два типа концентраций марганца: марганцевистые радиоляриты, развитые на больших площадях, и локальные рудные скопления. Среди последних наиболее интересны Саринарское, Чах-Чахское и Сваранцское проявления (рис.1)

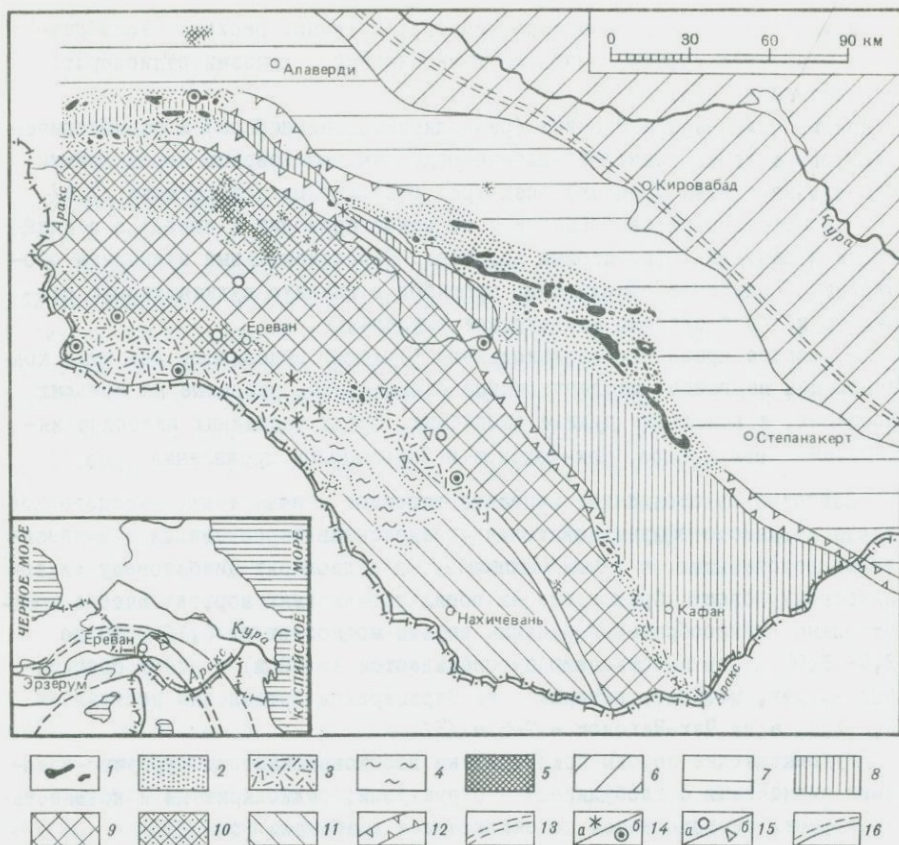
Саринарское проявление марганца тяготеет к зоне тектонического контакта кремнисто-эффузивной толщи с сенонскими терригенными и карбонатными отложениями, а Чах-Чахское - к радиолярит-диабазовому тектоническому блоку. Оруденение на обоих проявлениях морфологически представлено линзообразными рудными телами мощностью от 0,30-0,40 до 2,5-3,00 м (по простиранию прослеживаются до 60 м) и зоной брекчиевидных руд, мощность которых на Саринарском проявлении составляет 1,2-1,5, а на Чах-Чахском - 7-8 м [5].

Рудовмещающие породы представлены высококремнистыми сургучно-красными силицитами с глобулярной структурой, радиоляритами и кремнистыми туфами, чередующимися со спилитами и диабазами (рис.2).

На Сваранцском проявлении линзообразные тела марганцевых руд приурочены к радиоляритам, слагающим линзы среди эффузивных и вулканических пород основного состава.

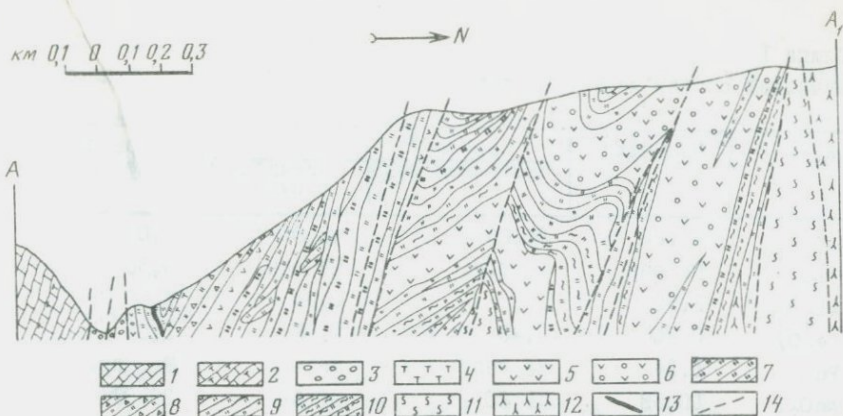
Марганцевые руды на всех этих проявлениях очень схожи между собой как макроскопически, так и по составу: представлены темно-серым до черного цвета тонкозернистым агрегатом с полуметаллическим блеском. Руды довольно плотные, массивные, местами образуют прожилково-вкрапленный тип среди радиоляритов. Оруденение представлено окисными соединениями марганца - преимущественно блаунитом, гаусманитом; марганцевыми силикатами - родонитом, пьомонитом, бустамитом и др. Подчиненную роль играют биксбит, яacobсит, криптомелан, манганит и рансэнит. В небольшом количестве встречается гематит. Часто наблюдаются метаморфозы браунита по манганиту. Широко развиты также кварц, барит, кальцит. Содержание марганца в богатых рудах достигает 49,5, а в брекчиевидных - 34,6 % (табл.1).

Более широкое развитие в разрезе формации имеют марганцевистые радиоляриты, содержащие марганец в рассеянной форме в виде тонкодисперсной фазы. Цвет их темно-коричневый до черного, блеск на выветрелой по-



Р и с. 1. Схема палеотектонической зональности Малого Кавказа в меловое время

Офиолитовые зоны (Севанская, Зангезурская, Вединская с СВ на ЮЗ): 1 - выходы ультрабазитов, 2 - распространение офиолитовой ассоциации, 3 - офиолитокластические отложения в надофиолитовом "чехле"; 4 - средний - верхний палеозой и триас; 5 - древний метаморфический комплекс; межофиолитовые зоны (6-11): 6 - Предмалокавказская, 7 - Сомхето-Карабахская, 8 - Базумо-Кафанская, 9 - Анкаван-Мегринская, 10 - приподнятое положение древнего фундамента (по геофизическим данным), 11 - Урц-Джультинская; 12 - глубинные разломы (по геофизическим данным); 13 - предполагаемая зона глубинного разлома; 14 - вскрытые скважинами породы полной офиолитовой ассоциации (а) и габбро-гипербазитовый комплекс (б); 15 - вскрытый скважинами домезозойский комплекс без признаков офиолитовой ассоциации в разрезе мела-палеогена (а) и выходы терригенно-карбонатных отложений верхнего мела - палеогена (б); 16 - региональное распространение офиолитовых поясов



Р и с. 2. Геологический разрез южного склона Севанского хребта

I - известняки верхнего сенона; 2 - известковистые туффиты; 3 - конгломераты раннего сенона; 4 - кремнистые туффиты; 5 - спилиты, диабазы; 6 - шаровые спилиты; 7 - марганцевистые радиоляриты; 8 - брекчиевидные кремни и туффиты; 9 - железисто-кремнистые радиоляриты; 10 - рассланцованные силициты, II - сланцы; филлиты; 12 - сланцевые серпентиниты; 13 - марганцевые руды; 14 - разломы

поверхности металлический. Размеры пачек марганцевистых радиоляритов достигают 20-30 м мощности. Содержание марганца колеблется в пределах 1-33%, в среднем составляет 1,68% (табл.2). Марганец пигментирует микрокристаллическую кварцевую массу породы. Здесь же встречаются маломощные прожилки, корочки и пленки, сложенные гидроокисными и окисными соединениями марганца.

Ритмическое чередование марганценосных осадков в пачках силицитов, а также частое завершение ритмопачки эффузивным потоком могут в совокупности рассматриваться как результат эксгляциянного подтока. В фациальном отношении главные массы металлов выносились и осаждались в наиболее глубоководном центральном трого.

В пользу эндогенного привноса металлов говорят особенности распределения марганца, железа и малых элементов группы железа. На это указывает также большое сходство металлоносных осадков с вулканитами по содержанию ряда элементов (см.табл.2).

В глубоководной фации соотношение Mn : Fe сильно варьирует, а в тех породах, где содержание марганца близко к рудным, количество железа сильно уменьшается. Помимо химической дифференциации в эксгляциянном подтоке, дальнейший отрыв марганца от железа происходил на стадии диагенетического перераспределения вещества.

Металлоносные осадки офиолитовых серий принципиально отличаются по

Таблица I  
Химический состав марганцевых руд

Компонент	Чах-Чах*	Саринар*		Сваранц /1/
		Массивная руда	Брекчиевая руда	
SiO <sub>2</sub>	41,80	22,26	42,90	23,09
TiO <sub>2</sub>	Не опр.	Не обн.	Не обн.	0,36
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,50	0,57	0,94	1,55
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,60	0,48	0,56	1,06
FeO	1,24	Не опр.	Не опр.	Не опр.
MnO <sub>2</sub>	10,58	31,60	20,60	26,82
MnO	36,54	40,03	29,60	32,21
MgO	0,30	Не обн.	Не обн.	2,54
CaO	2,10	"	"	8,92
Na <sub>2</sub> O	0,13	Не опр.	Не опр.	0,12
K <sub>2</sub> O	0,60	"	"	0,07
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,60	1,25	0,59	0,11
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	Не опр.	Не опр.	Не опр.	2,35
F <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Не обн.	" "	"	Не обн.
NiO	Не опр.	" "	"	0,002
CoO	"	" "	"	0,008
CO <sub>2</sub>	"	" "	"	0,30
CuO	"	" "	"	0,12
BaO	"	" "	"	0,1
П.п.п.	"	5,02	3,97	Не опр.
С у м м а	96,89	101,21	99,16	99,73

\* Анализы выполнены в химической лаборатории ИГН АН АрмССР.

компонентной основе, или "матрица". Наиболее пригодна модель Красноморского рифта [6], где происходит выпадение металлов из быстро охлажденных растворов, проникающих в наддонные воды.

Марганцевые силициты и сопутствующие им рудные концентрации известны в ряде других районов распространения офиолитовой серии: на Кипре в массиве Троодос [8], в Загросе — на месторождении Аб-Банд [9], в Анатолии [7].

Металлоносные отложения, специализированные только на марганец, нередко ассоциируют с железными охрами (массив Троодос).

Для оценки перспектив марганценосности важно отметить сочленение Североанатолийской зоны с Севанской. Ведийская зона, практически не

Таблица 2

Среднее содержание химических элементов в металлоносных силицитах

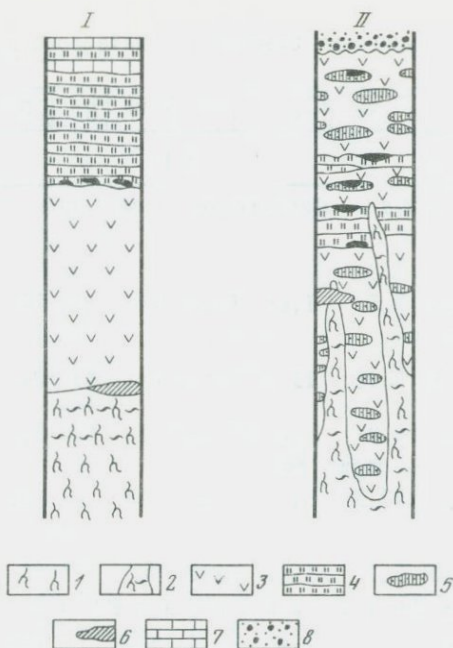
Породы	Al	Fe	Mn	Ti	V	Cr	Co	Ni	Cu
	%		п x 10 <sup>-4</sup>						
М а л ы й К а в к а з. Офиолитовая серия									
Силициты марганцевистые (радиоляриты, апорадиоляриты) (20)	2,5	5,5	1,68	0,09	60	24	24	138	122
То же, с рудным содержанием (2)	3,5	0,91	13,0	0,073	64	13	24	97	30
Железкремнистые силициты (13)	4,6	4,9	0,26	0,139	52	23	9,2	62	57
К и п р. Офиолитовая серия [8]									
Умбры	2,3	27,9	5,8	0,15	755		101	212	897
Радиоляриты и глинистые радиоляриты	5,0	5,1	1,05	0,27	98		40	71	142
В о с т о ч н о - Т и х о о к е а н с к о е п о д н я т и е									
Среднее	0,5	18,0	6,0	0,02	450		105	430	730

включающая концентрации марганца, продолжается на юго-запад вдоль южной границы Курдистанского массива [2].

Офиолиты Курдистанского хребта находятся скорее в торцевом сочленении с офиолитами Вединской зоны, которая трассируется на юго-восток, и, вероятно, южнее долины Аракса она смыкается с Зангезурской зоной, а еще южнее с Бафт-Наинским глубинным разломом.

Главный этап формирования марганценовых стратифицированных толщ офиолитовой серии Центрального Средиземноморья (поздняя юра) и Передней Азии (альб - поздний мел) разорван во времени. По строению выделяется два типа офиолитовой ассоциации: "обособленная" (апеннинский тип) и "смешанная" (малокавказский тип), характеризующие: первая - обширные и более глубоководные прогибы, вторая - ультракотловинные, узкие, сравнительно глубоководные прогибы [4] (рис.3).

Рудообразование марганца (а также железа) в прогибах малокавказского типа происходило на всем интервале накопления кремнисто-вулканоогенной формации; в прогибах апеннинского типа оно завершалось с началом накопления свиты силицитов, что было вызвано бронированием кремнистыми осадками дна бассейна и ограничением инфильтрации водных масс в массивы базитов.



Р и с. 3. Сводные схематизированные разрезы офиолитовой серии Центрального и Восточного Средиземноморья и Передней Азии

I - "обособленная"; II - "смешанная". I - габбро-гипербазитовый комплекс; 2 - серпентинизированные гипербазиты; 3 - основные вулканиды (с кератофирами); 4 - пакки силицитов (радиоляриты и др.); 5 - линзы силицитов в ассоциации с известняками; 6 - офиоальциты; 7 - известняки микритовые с кальционеллами; 8 - офиокластические отложения (конгломераты, песчаники и др.)

Офиолитовые прогибы по сравнению с мелководными вулканическими прогибами типа "островодужных" являются наиболее продуктивными по суммарным объемам скопившихся в них марганца, железа, кремнезема эндогенного (главным образом эксталяционно-осадочного) происхождения.

#### Л и т е р а т у р а

1. Андрущенко П.Ф., Суслов А.Т. Марганцевые месторождения юго-восточной части Армянской ССР. - В кн.: Марганцевые месторождения складчатых областей СССР. М.: Наука, 1978.
2. Асланян А.Т., Сатян М.А. К геологической характеристике офиолитовых поясов Закавказья. - Изв. АН АрмССР. Сер. Науки о Земле, 1977, № 4-5.

3. Назаретян С.Н., Казарян С.С. Опыт классификации глубинных разломов территории Армянской ССР, выявленных по данным геофизики. - Изв. АН АрмССР. Науки о Земле, 1976, № 3.
4. Сатян М.А. О соотношении осадочных и вулканогенных пород в разрезе офиолитовой ассоциации (на примере Передней Азии и прилегающих районов Средиземноморья). - Изв. АН АрмССР. Науки о Земле, 1979, № 4.
5. Яшвили Л.П. Минеральный состав и генезис марганцевых руд северо-восточного побережья оз. Севан. - Изв. АН АрмССР. Науки о Земле, 1978, № 4.
6. Bishoff J. Red sea geotherma brine deposits their mineralogy, geochemistry and genesis. - In: Hot brines and recent heavy metal deposits in the Red sea .E., 1969.
7. Brinkmann R. Geology of Turkey. Stuttgart, 1976.
8. Robertson A. Cyprus umbers: basalt-sediment relationships on a Mesozoic ocean rigde. - J. Geol. Soc., L., 1975, vol. 131.
9. Watters W.A., Etminan H. Manganese in Iran. - Geol. Surv. Iran, Rep., 1973, 21.

## СОДЕРЖАНИЕ /CONTENTS

Р а з д е л 6 . Р У Д О О Б Р А З У Ю Щ И Е Ф Л Ю И Д Ы В О В К Л Ю Ч Е Н И Я Х	
Бакуменко И.Т., Косухин О.Н., Чупин В.П.(СССР). Условия кристаллизации пегматитоносных и рудоносных гранитоидов (по данным изучения включений).....	421
Долгов Ю.А.(СССР). Миграция и локализация рудного вещества в рудных жилах и пегматитах.....	431
Учамайшвили Н.Е.(СССР). Физико-химические условия формирования неограниченных интрузий Большого Кавказа.....	437
Шняков Е.Ф., Калужный В.А., Ширица А.С., Теленко Л.Ф., Круглов А.С., Сворень И.М., Алуаи Г.Г.(СССР). Газовые флюиды контактовых базальтов дна Индийского океана (по реликтовым включениям).....	442
Мельников Ф.П., Куликов И.В., Громов А.В.(СССР). Физико-химические условия образования флюоритового оруденения Тырнауза.....	447
Вольф М.(ГДР). Парагенезисы флюорита и температуры их образования в месторождениях ГДР.....	45
Лазько Е.М., Колодий О.Н., Дяхов Ю.В., Мисник Ю.Ф., Попивняк И.В.(СССР). Опыт комплексного использования термобарогеохимических, фотоаэрокосмических и геолого-минералогических данных при прогнозировании постмагматического оруденения в Восточном Забайкалье.....	469
Walther J.(FRG). Fluid Inclusions in Apatites from the Kaiserstuhl Carbonatite, an Example of Fluid Trapping by Volume Controlled Conditions .....	479
Моисеенко В.Г., Миронюк А.Ф., Зайкин И.Д.(СССР). Эволюция рудообразующих флюидов (по данным термобарогеохимии).....	481
Шугурова Н.А., Проскуряков А.А.(СССР). Критерии оценки продуктивности рудоносных зон по РТХ параметрам и данным газового анализа включений на некоторых золоторудных месторождениях Средней Азии и Сибири.....	487
Norman D.L., Nguene F.R.(USA). Genesis of Sn-Granites and Sn-Deposits in Light of Rb-Sr Isotope, Fluid Inclusion, and Petrographic Studies .....	490
Суцевская Т.М.(СССР). Оценка рН и Е <sub>h</sub> рудоносных гидротермальных растворов по данным о составе включений.....	503
Béte E.(ВНР). О соотношении зональности оруденения и газожидких включений в горах Центральной Бёржёнъ.....	508
He Zhili (China). Discovery of Anomalous Inclusions and Pre-	

liminary Study of their Genesis in Gypsum from a Certain Antimony Ore Deposit of China.....	514
Попивняк И.В., Мязь И.И., Симкив Э.А., Кондрахин С.И., Демин Б.Г., Левицкий В.В., Кляфас М.О. (СССР). Некоторые возможности термобарогеохимии применительно к проблемам оценки и поисков кимберлитовых тел.....	530
Gatter I. (Hungary). Fluid Inclusion Examination of the Poly-metallic Ore Deposit in Gyöngyösoroszi (Northern Hungary): the Areal Localization of Ore-Forming Fluids and its Utilization in Field Research.....	536
Ли Чжао-лин, Чжан Кинь-чжан, У Ти-чжи, О-Чн Чжун-гун (КНР). Геолого-геохимические особенности одного из пегматитовых рудных полей провинции Фу-Цень.....	543

## Р а з д е л 7 . СКАРНОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Бариков В.А., Аксюк А.М., Зарайский Г.П. (СССР). Физико-химические условия скарнообразования.....	560
Пек А.А., Чернышев В.Ф. Структурно-гидродинамический контроль размещения известковых скарнов.....	583
Лисицин А.Е. (СССР). Роль скарнов в образовании и локализации оруденения.....	589
Вэймова М.И., Степанов Г.Н., Благодарева Н.С., Носенко Н.А. (СССР). Скарново-рудная минерализация Приморья и ее температурная позиция.....	592
Hiltunen A., Oу R. (Finland). Geology and Genesis of the Precambrian Skarn Iron Ores in Northwestern Finland.....	601
Иванова-Панайотова В. (НРБ). О миграционной активности $SiO_2$ в постмагматических процессах скарнообразования.....	608
Meinert L.D. (USA). Petrotectonic Setting of Skarn Deposits - Contrasts between Fe, W, Cu, Zn-Pb, Mo, and Sn-Bearing Skarns.....	609
Шабныин Л.И. (СССР). О характере флюидов, участвующих в скарно- и рудообразовании.....	614
Нечкин Г.С., Полтавец Ю.А. (СССР). Проблемы связи магматизма с рудообразованием на примере крупных скарново-магнетитовых месторождений фемических геосинклиналей.....	620
Хазов Р.А. (СССР). Минералого-генетическая реконструкция гидротермальной рудообразующей системы оловоскарновых месторождений Приладожья и Рудных гор.....	626
Рахманов А.М. (СССР). Эволюция состава и состояния минералообразующих растворов при формировании скарново-редкометалльных месторождений Центрального Таджикистана.....	632

## Раздел 8. ГЕНЕЗИС МЕСТОРОЖДЕНИЙ КАК ОСНОВА ПОИСКОВ

Лихачев А.П.(СССР). Генетические основы поисков медно-никелевых месторождений.....	636
Ручкин Г.В.(СССР). Геолого-генетические основы оценки перспектив докембрия на стратиформное полиметаллическое оруденение..	641
Szantner F., Knauer J., Mindszenty A. (Hungary). Decision-Making during the Early Stages of Prospecting for Bauxite .....	643
Константинов М.М.(СССР). Геолого-генетические основы поисков золотосеребряного оруденения в вулканических поясах.....	652
Prochazka Z., Pokorny J. (CSSR). Progress in Geochemical Data Processing for the Ore Exploration in the Bohemian Massif, Czechoslovakia .....	657
Родзянко Н.Г., Сафаров Ю.А., Векилов В.С.(СССР). Математико-статистические методы как дополнительные критерии поисков и оценки редкометалльных месторождений.....	662
Бакжанов Г.Р.(СССР).Глубинное прогнозирование с применением математических методов по геофизическим данным (на примере Джунгаро-Балхашской складчатой системы).....	670
Куйкин С.(НРБ). Геохимические данные о генезисе медно-колчеданных месторождений Панагюрского рудного района Болгарии.....	676
Шур В.И., Наумов Г.Г.(СССР). Тренд-анализ как метод региональной оценки оловорудных районов Верхояно-Колымской складчатой системы	677
Горляцкий Б.А.(СССР). Система "Регион-Щит" для информационного обеспечения задач среднemasштабного прогнозирования месторождений.....	681

## Раздел 9. ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНАЯ ПЕТРОЛОГИЯ ПРИ ВЫСОКИХ ТЕМПЕРАТУРАХ И ДАВЛЕНИЯХ

Сорокин В.И., Зотов А.В.(СССР). Формы переноса рудных компонентов низкотемпературных гидротермальных месторождений ртути, мышьяка и сурьмы с золотом и серебром и особенности их генезиса.....	687
Зарайский Г.И., Балашов В.Н.(СССР). Тепловое разуплотнение горных пород и его роль в формировании гидротермальных рудных систем.....	694
Некрасов И.А.(СССР). Условия образования месторождений редких металлов.....	701
Глюк Д.С.(СССР). Экспериментальные исследования по геохимии золота в магматическом и гидротермальном процессах.....	706

## Раздел 10. ЛИТОЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ МАРГАНЦЕНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ И МЕСТОРОЖДЕНИЯ МАРГАНЦА

Грамм-Осипов Л.М., Бычков А.С., Волкова Т.И., Тищенко П.И.,

Шульба Ю.М.(СССР). О седиментационно-диагенетическом формировании железомарганцевых конкреций.....	711
Soren R.K.(USA). Polymetallic Resource Estimates of East Equatorial Pacific Manganese Nodule Deposits.....	718
Cronan D.S.(UK). Manganese Nodules of the Indian Ocean .....	722
Батурин Г.Н., Савенко В.С.(СССР). О диагенетическом формировании пеллагических железомарганцевых конкреций.....	722
Шилкина О.В., Батурин Г.Н., Гордеев В.В.(СССР). Железо и марганец в иловых водах осадков океана.....	728
Блажичин А.И.(СССР). Распределение марганца и ассоциирующих металлов в осадках стагнированной зоны Балтийского моря (Готландский профиль).....	734
Варенцов И.М., Сахаров Б.А., Дриц В.А., Ципурский С.И., Чопоров Д.Я., Александрова В.А.(СССР). Гидротермальные отложения зоны Галапагосского рифта, 70-й рейс БС "Гломар Челленджер": аспекты минералогии и геохимии главных компонентов.....	741
Hariya Y., Miura H., Tsutsumi M.(Japan). Hydrogen Isotopic Composition and Minor Elements of Manganese Bog Ores in Recent Volcanic Area.....	748
Чернышев Л.В., Гелетий В.Ф.(СССР). Экспериментальные данные к характеристике роли марганца в гидротермальном рудообразовании.....	752
Янчук Э.А., Хмелевский В.А., Панченко Н.А.(СССР). Минералогия и геохимия процесса окисления марганцевых карбонатных руд (Никопольское и Бурштынское месторождения, УССР).....	757
Frakes L.A., Bolton B.R.(Australia). Sedimentary Manganese in Intra-Cratonic Basins... ..	765
Pouit G.(France). Submarine (Volcanogenic) Exhalative Proximal and Distal Manganese Ore Deposits .....	771
Lee J.S.(USA). Manganese Deposits and Plate Tectonics Olympic Peninsula, Washington .....	780
Roy S., Bandopadhyay P.C., Bose P.K.(India). Geology and Genesis of the Manganese Deposits of the Penganga Beds, Adilabad District, Andhra Pradesh, India.....	787
Михайлов Б.М.(СССР). Эволюция экзогенного рудообразования в истории Земли.....	792
Калинин В.В., Сапожников Д.Г.(СССР). Девонская эпоха марганцевого рудообразования на территории СССР.....	799
Рахманов В.П., Грибов Е.М., Гурвич Е.М., Борщевский Ю.А., Борисова С.Л., Ермилов В.В.(СССР). Генетические особенности окисных, силикатных и карбонатных марганцевых руд.....	805
Кулиш Л.И., Кулиш Е.А.(СССР). Марганцеворудные формации дальневосточной континентальной окраины СССР.....	810
Веймарн А.Б., Рожнов А.А.(СССР). Условия образования марганцевых месторождений Центрального Казахстана.....	815
Мстиславский М.М.(СССР). Марганцеворудный процесс на континентах	

и условия его реализации (на примере олигоценового марганцеворудного накопления на юге СССР).....	820
Данилов И.С.(СССР). Никопольские марганцеворудные кусковые стяжения и их генезис.....	824
Погребной В.Т.(СССР). Марганец карбонатитов как возможный источник Южно-Украинского бассейна.....	829
Хамхадзе Н.И.(СССР). Тектоно-гидротермальная активизация областей накопления кремнисто-марганцевых отложений Грузии в олигоценовое время.....	834
Мачабели Г.А.(СССР). Специфика седименто- и диагенеза олигоценых марганценосных отложений Грузии.....	839
Яшвили Л.П., Сатиан М.А.(СССР). О марганценосности кремнисто-вулканогенной формации офиолитовых зон Армянской ССР.....	850

Издание осуществлено с оригинала,  
подготовленного к печати  
Дальневосточным геологическим институтом  
ДВНЦ АН СССР  
и Кавказским институтом минерального сырья  
им. А.А. Гвалцрелидзе

**УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ  
РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ**

Труды VI Симпозиума МАГРМ

Т о м 2

*Утверждено к печати  
Дальневосточным геологическим институтом  
ДВНЦ АН СССР*

Редактор издательства

*Г.П. Осадчая*

Художник

*А.Г. Кобрин*

Художественный редактор

*М.Л. Храмов*

2p. 50c.

4758