

**ИССЛЕДОВАНИЯ
В ОБЛАСТИ
ПРИКЛАДНОЙ
ГЕОХИМИИ**

МОСКВА — 1976

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ИНСТИТУТ МИНЕРАЛОГИИ, ГЕОХИМИИ И КРИСТАЛЛОХИМИИ
РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР

550.4

ИССЛЕДОВАНИЯ
В ОБЛАСТИ
ПРИКЛАДНОЙ ГЕОХИМИИ

2306



МОСКВА — 1976



Ответственный редактор
доктор геол.-минерал. наук
Д. А. Минеев

© Институт минералогии, геохимии и
кристаллохимии редких элементов
(ИМГРЭ), 1976

Л. С. ДЕМИДОВА

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ПРИКЛАДНОЙ ГЕОХИМИИ БЕРИЛЛИЯ В ЭКЗОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ

Анализ литературных источников, относящихся к проблеме геохимии берилля в экзогенных процессах осадконакопления, эпигенеза, приводит к выводу, что условия миграции и концентрации этого элемента определяются не только магматическими факторами. При формировании некоторых кор выветривания, месторождений фосфоритов, углей и лигнитов, скоплений костных остатков он также способен накапливаться, образуя практически интересные концентрации. В настоящее время наряду с германием в золе углей ряда бассейнов мира выявлены повышенные (до промышленных) содержания окиси берилля, причем если первый извлекается, то возможности экономически эффективного извлечения берилля из зол каустобиолитов даже не изучались. Из-за сложившихся представлений об исключительной связи концентраций берилля с эндогенными рудными формациями, вопросам его геохимии в экзогенных процессах до сих пор не уделялось должного внимания. В настоящем сообщении приводятся данные, свидетельствующие об актуальности этой важной проблемы и в ее прикладном аспекте.

Различны пути и формы миграции и концентрации берилля в поверхностных условиях. Он может мигрировать не только в кластической форме, но и в состоянии коллоидных и истинных растворов, образовывать стабильные металлоорганические комплексы с гуминовыми и фульвокислотами (Манская, Дроздова, 1965). Одним из главных факторов, определяющих миграционные свойства берилля в зоне гипергенеза, является его высокий ионный потенциал (5,88), выражющий значительную энергию силового поля иона Be^{2+} и его активную способность связываться с тонкодисперсными осадками. Адсорбционная роль коллоидных и тонкодисперсных систем в процессе осаждения берилля из водных растворов общеизвестна; в частности, адсорбция берилля в глинах является важнейшим фактором, определяющим быстрое осаждение его из растворов и ограниченную подвижность в поверхностных водотоках. В глинах и особенно в каолинах коэффициент концентрации берилля по сравнению с его средним кларком достигает 100, при этом наиболее высокие его содержания (до десятых долей %) обнаруживаются в глинах вблизи бериллиевых месторождений. Другими словами, подвижность берилля в экзогенных процессах не следует переоценивать и возможности образования крупных самостоятельных концентраций его, по-видимому, ограничены¹.

Известно, что в гипергенных условиях бериллий: 1—сорбируется глинами и другими тонкодисперсными и коллоидными системами; 2—осаждается органическим веществом и накапливается в углях и угле-

¹ Исследования содержания берилля в сухих остатках пресной воды из временных и постоянных водотоков, рапе, илах и солевых осадках соляных озер показали практическое отсутствие или наличие в ничтожно малых количествах (Беус, 1960). Однако при определенных условиях (близость области питания) бериллий может накапливаться, например, в илах оз. Ильма — области сноса Ловозерского массива нефелиновых сиенитов — содержание берилля достигает $36 \cdot 10^{-4}\%$.

носных отложениях; 3—систематически устанавливается в фосфоритах и ископаемых костных остатках, где его содержание в десятки и сотни раз превышает среднее содержание в осадочных породах; 4—химически осаждается фосфором, мышьяком, углекислотой, гидроокислами железа и марганца и др., образуя гипергенные фосфаты, арсенаты, в частности, создавая концентрации вторичных бериллиевых фосфатов в корах выветривания бериллоносных слюдисто-флюоритовых апокарбонатных грейзенов или накапливаясь в фосфатах других элементов-крандаллите, штаффелите (карбонатапатите), вавеллите, гидроокислах железа и марганца—тодороките (Григорьев, 1963, 1964, 1965; Покровский, Григорьев и др., 1963, 1965 и др.), а также карбонатах—родохрозите (Григорьев, 1967) и сидерите, которые иногда образуют в природе крупные скопления¹; 5—осаждается при испарении вод². Таким образом, бериллий способен мигрировать, осаждаться химическим путем и накапливаться, образуя экзогенные концентрации. Вопрос о перспективах их возможного практического использования заключается, собственно, в масштабности проявления указанных процессов в зоне гипергенеза, то есть достаточна ли для формирования промышленных концентраций бериллия та его часть, которая переходит в водно-растворимое состояние, не связываясь в составе глинистых минералов при процессах выветривания.

В зарубежной литературе высказывались предположения о возможности промышленного использования гипергенных концентраций бериллия, в частности «бериллиеносных» углей (Headlee, 1953; Jedwab, 1960₁; 2; 3; Stadnichenko a. o., 1961; Duel, Annell, 1956) как комплексных руд на бериллий и сопутствующие ему элементы (германий, уран и др.).

С этой точки зрения наиболее интересна тенденция бериллия к накоплению в зольных отходах некоторых каустобиолитов—бурых и каменных углей, лигнитов, сапропелитов, торфов, из которых его целесообразно извлекать. Это впервые было установлено для углей Германии и Англии В. М. Гольдшмидтом (1935), который отнес бериллий к числу элементов с максимальным коэффициентом концентрации более 100 (относительно кларка) при среднем коэффициенте обогащения 50. В 1953 г. Хидли (Headlee)ставил вопрос о возможности промышленного извлечения из углей, помимо германия и галлия, других редких элементов, в том числе бериллия, лития и рубидия.

Содержание бериллия в золах каустобиолитов обычно составляет десятитысячные—первые тысячные, реже—сотые доли процента, в исключительных случаях достигая десятых долей процента и даже 1% (табл. 1).

На фоне общего довольно низкого (0,0001—0,001%) фонового содержания бериллия в угленосных бассейнах встречаются участки и в целом угольные месторождения с относительно высоким (0,003% и выше) средним содержанием его. При этом зола подобных угленосных отложений часто содержит стабильные и высокие концентрации этого металла. Опробование на бериллий угленосных отложений США (Stadnichenko, a. o., 1961) показало, что даже при содержании бериллия в углях в количестве десятитысячных (на уровне кларка для литосферы)—первых тысячных долей процента среднее содержание его в зольных отходах может составлять сотые и первые десятые доли процента (см. фигуру).

¹ Известны марганецсодержащие сидеритовые руды со средним содержанием BeO—0,004% (Наборщиков, Кропачев, 1964).

² Соленосные отложения и морские воды бедны бериллием за исключением единичных месторождений калийных солей (Зайцева, 1967). Осаждение его известно также в составе сульфатов магния, железа и никеля, в частности в никельтексагидрите, содержащем до 0,001% водно-растворимого бериллия (Григорьев, 1969).

Таблица 1

Содержание бериллия в углях зарубежных месторождений и их золах

Зольность, %	Содер- жание в угле Be. 10^{-4} %	Содержание бериллия в золе углей, %		Месторождение	Литературный источник
		среднее	максималь- ное		
2,85	31,0	0,11	0,24	Кентукки, США	Stadnichenko, Zubovic, Sheffey, 1961
6,46	19,0	0,081	0,18	Колорадо, США	То же
4,95	31,0	0,062	0,062	Индиана, США	" "
4,71	6,8	0,018	0,033	Миссури, США	" "
6,14	10,4	0,017	0,10	Иллинойс, США	" "
4,35	5,7	0,017	0,03	Алабама, США	" "
1,71	2,6	0,015	0,03	Огайо, США	" "
3,02	4,2	0,014	0,04	Индиана, США	" "
8,12	5,1	0,013	0,10	Кентукки, США	" "
1,91	2,4	0,013	0,03	Алабама, США	" "
3,64	4,4	0,012	0,029	Индиана, США	" "
7,15	3,7	0,012	0,02	Индiana, США	" "
7,40	4,0	0,012	0,029	Индiana, США	" "
2,72	3,0	0,011	0,02	Оклахома, Вайоминг, США	" "
4,54	2,3	0,010	0,02	Кентукки, США	Goldschmidt, 1935
4,3—1,6	—	0,03	0,10—1,0	Силезия, Германия, Англия	
—	—	0,01—0,1 0,02	0,10—1,0	Северная Дакота, США	Duel, Annell, 1956
1,54—9,86	—		0,05 до 0,10—0,40	Ламбузар, Бельгия	Jedwab, 1960 _{1,2,3}

В целом, в «бериллиеносных» углях (на примере месторождений США, Англии, Бельгии и др.) среднее содержание бериллия составляет сотые доли процента, обычно не превышая 0,1%. Так, в углях шахты «Добрая Надежда» из Ламбузара (Jedwab, 1960₃, табл. 2) оно равно 0,0198% при максимальных значениях 0,05% (в исключительных случаях достигая 0,1—0,4%).

Таблица 2

Бериллий в углях Ламбузара, Бельгия (Jedwab, 1960₃)

Зольность, %	Содержание бериллия, %	Зольность, %	Содержание бериллия, %	Зольность, %	Содержание бериллия, %
1,92	0,0518	4,86	0,0238	7,79	0,0088
3,00	0,0400	1,74	0,0460	9,86	0,0039
3,00	0,0400	3,63	0,0114	2,97	0,0191
4,58	0,0225	1,80	0,0260	7,90	0,0044
14,74	0,0022	2,68	0,0120	3,61	0,0127
2,26	0,0276	7,05	0,0027	9,13	0,0031
1,54	0,0331			2,36	0,0397

В бурых углях, лигнитах, углистых и сапропелитовых глинах некоторых третичных угленосных бассейнов СССР (табл. 3) содержание бериллия колеблется в пределах 0,001—0,01%, нигде не опускаясь ниже кларка для литосферы ($3,5 \cdot 10^{-4}$ по Беусу), а максимальные значения

Таблица 3

Бериллий в третичных угленосных бассейнах СССР (Данчев и др., 1969)

Угли и углистые породы	Максимальные значения коэффициента концентрации бериллия ¹	Содержание бериллия, %		Сопутствующие элементы-примеси
		от — до (85% проб — 0,01% и выше)	максимальные в зонах окисления	
Бурые угли, лигниты	350 (1—350)	0,00035—0,12	Десятые доли %, до 0,5%	Ge, U, Mo, W, Zn, V
Углистые глины	220 (10—220)	0,00035—0,08	"	
Сапропелитовые глины	400 (20—400)	0,006—0,15	"	
Сидеритовые конкреции (в туффитах и туфоглинах)	57 (29—57)	0,01—0,02	"	
Торф	230 (2—230)	0,0007—0,08	"	

¹ Относительно кларка в литосфере — $3,5 \cdot 10^{-4}$ (по А. А. Беусу); в скобках — пределы значений коэффициента.

достигают 0,1—0,5%. Наибольшее обогащение (в 400 раз) характерно для сапропелитовых глин.

Наиболее высокие содержания бериллия (см. табл. 1) известны в золе углей Восточного Кентукки, Северной Дакоты и Силезии — до 1,0% (при средних 0,01—0,1%).

Аномально высокие концентрации бериллия в углях, превышающие 0,1%, обычно связаны с окисленными разностями пород угленосных горизонтов и, следовательно, обусловлены эпигенетическими процессами. Однако пласти, обогащенные бериллием, редки и составляют не более нескольких процентов от их общего числа. Так, в некоторых угольных месторождениях Бельгии, обследуемых на германий (Jedwab, 1960), подобные пласти составили 4,8%. То же характерно для отечественных месторождений. Это указывает, по-видимому, на незначительную в целом роль позднего перераспределения и эпигенетического привноса бериллия в угленосные пласти. Тем не менее, образование вторичных эпигенетических концентраций бериллия представляет большой интерес для решения общей проблемы геохимии бериллия в экзогенных процессах и не исключает возможности их практического использования. С этой точки зрения наиболее интересны вторичные концентрации бериллия в малозольных углях и лигнитах в зонах окисления краевых частей угольных бассейнов. При этом повсеместно наблюдается связь повышенных содержаний бериллия с продуктивными пластами, обладающими относительно низкой степенью углефикации, и малозольными фракциями углей (Jedwab, 1960; Stadnichenko а. о., 1961), т. е. степень концентрации бериллия обратно пропорциональна степени метаморфизма и зольности углей (фигура). Аналогичные результаты были получены В. И. Данчевым и Т. А. Лапинской (1968) при фракционировании углей из некоторых третичных палеобассейнов СССР.

Большинство исследователей связывает накопление бериллия в углях с сорбцией из природных вод с дальнейшим преобразованием на стадии углефикации органического вещества сорбционных связей в химические. Вопрос о форме нахождения бериллия недостаточно ясен. Обычно его связывают с неокисленными компонентами органической (витреновой) части углей. Предполагают, что он находится в виде стабильных металлоорганических соединений (Манская, Дроздова, 1964), аналогично германию (Ершов, 1958; Гордон и др., 1958).

Источником бериллия, по-видимому, во всех случаях являются кислые магматические породы. Обогащенные бериллием угленосные от-

ложении СССР встречаются вблизи выветривающихся гранитных массивов, пегматитов и т. п. То же характерно для углей пласта «Иосиф» в Чехословакии, где максимальное содержание окиси берилля достигает 0,065% (Macháček a. o., 1966). Михачек считает, что источником берилля, обогатившим угли Соколовского бассейна, были граниты и гнейсы. Наибольшая концентрация BeO (0,027%) в торфах установлена вблизи одного из бериллиевых месторождений (Григорьев, 1970) и т. д.

Приведенные данные о повышенных содержаниях берилля в угленосных отложениях свидетельствуют о возможности, если учесть обычное присутствие вместе с бериллием германия, урана и других сопутствующих элементов, их комплексного использования, а способность берилля концентрироваться в золах каустобиолитов наряду с германием создает новый дополнительный источник этого дефицитного сырья.

Основные закономерности в распределении берилля характерны и для германия (Ломашов, 1961; Волков, 1958). Отсюда, повышенная германиеносность угленосных отложений уже сама по себе является положительным фактором, указывающим на их возможную бериллиеносность. Помимо германия в «бериллиеносных» углях обычно отмечаются повышенные содержания урана и молибдена с сопутствующими редкими и малыми элементами — бором, стронцием, галлием, скандием, иттрием, иттербием, лантаном, цирконием, ниобием и др. В зарубежной литературе (Breger, Schopf, 1955; Vine, 1958 и др.) неоднократно отмечалась корреляционная зависимость содержаний германия, урана, и молибдена и высказывались предположения (Vine, 1958 и др.) о их геохимическом родстве и возможной генетической общности в углях. По-видимому, сюда следует прибавить и бериллий, геохимическое поведение которого в угленосных бассейнах во многом аналогично германию и сопутствующим ему редким и рассеянным элементам.

При специализированных ревизионно-оценочных работах в пределах угленосных площадей следует учитывать, что далеко не все бассейны бериллиеносны. Для угленосных бассейнов с повышенными содержаниями берилля (на примере отечественных месторождений) характерна вполне определенная геотектоническая позиция — глыбовые зоны активизации блокового строения в древних структурах типа срединных массивов, прорванных гранитоидными комплексами, в пределах которых они приурочены к тектоническим и эрозионным впадинам. Это угленосные бассейны, пространственно тяготеющие к гранитоидным массивам с длительно формирующейся корой выветривания, являющимися их областью питания. В пределах этих угленосных площадей повышенные концентрации берилля связаны: 1 — с породами, наиболее обогащенными углефицированным растительным веществом с невысокой степенью углефикации (лигнитами, сапропелитами и т. п.); 2 — с малсольными фракциями углей; 3 — с окисленными разностями углей в краевых частях угленосных бассейнов, где возможно образование вторичных эпигенетических концентраций берилля.

Вопрос о возможности использования в качестве сырьевого источника некоторых типов кор выветривания пока во многом проблематичен, и прежде всего не ясны масштабы процессов, приводящих к образованию вторичных концентраций берилля в виде фосфатов, арсенатов, обогащенных бериллием марганецодержащих карбонатов, гидроокислов и другие, а также условия образования гипергенных минералов берилля, которые, разумеется, многообразны и не исчерпываются приводимыми в литературе единичными примерами. Во всяком случае вполне очевидно, что в обычных условиях даже при формировании кор выветривания наиболее обогащенных бериллием гранитоидов едва ли возможно образование практически интересных его концентраций.

Изучение поведения берилля в корах выветривания гранитоидов¹ на примере Узбекистана (Подпорина, 1970), Средней Азии и Забайкалья (Беус, 1960, 1964) привело к следующим выводам.

1— в современных корах выветривания гранитоидов, где преобладает физическое выветривание, вынос берилля не происходит; в некоторых случаях наблюдается накопление его в глинистых новообразованиях, причем количество сорбированного берилля увеличивается пропорционально содержанию глинистой фракции;

2— в древних корах химического выветривания, образованных в гумидных климатических условиях, большая часть берилля выносится и лишь незначительная часть сорбируется тонкодисперсным глинистым материалом.

Известны единичные примеры накопления берилля в продуктах выветривания слюдисто-флюоритовых апокарбонатных грейзенов, которые свидетельствуют о возможности образования экзогенных концентраций его в корах выветривания, в частности в зонах окисления и вторичного обогащения вблизи коренных месторождений. В гипергенных условиях существует целый ряд осадителей берилля. С открытием беарсита — мышьякового аналога мораэзита (Копченова, Сидоренко, 1962) в зоне окисления одного из гидротермальных редкометальных рудопроявлений Казахстана — стало очевидно, что этот элемент может осаждаться мышьяком, а установление гипергенных бериллиевых фосфатов в коре выветривания одного из месторождений слюдисто-флюоритовых метасоматитов (мусковит-флюорит-берилловый тип) Урала (Покровский, Григорьев и др., 1963; Григорьев, 1963, 1964, 1970; Покровский, Григорьев, Поташко, 1965; Гинзбург, Шацкая, 1964, 1966) показало, что и фосфор является одним из активных осадителей берилля в зоне гипергенеза. Открытие бабеффита-бариево-бериллиевого фторида-фосфата (Назарова и др., 1966) в элювиальных отложениях над флюоритовыми метасоматическими залежами в известняках одного из месторождений полевошпат-флюорит-фенакит-берtrandитовых руд также свидетельствует в пользу предположения о возможности образования в гипергенных условиях вторичных концентраций берилля, осаждаемого в виде бериллиевых фосфатов, а при определенных условиях, возможно, и арсенатов, равно как и широкое развитие вторичных ореолов рассеяния на гидротермальных месторождениях, обогащенных флюоритом и сульфидами.

Пока известны единичные случаи формирования гидрослюдисто-каолинитовой, метагаллуазитовой и монтмориллонитовой линейной коры выветривания на одном из слюдисто-флюорит-берилловых месторождений с широким развитием в верхних горизонтах гидрогетитов и псиломеланов, гипергенного флюорита, алунита, бериллиевого карбонатапатита-штаффелита ($0,28\text{--}0,65\%$ BeO) (Григорьев, 1969) и локальным распространением крандаллита $\text{CaAl}_4(\text{PO}_4)_2(\text{OH})_8 \cdot \text{H}_2\text{O}$ — $0,0\text{n}\%$ BeO и гипергенных водных фосфатов берилля-мораэзита $\text{Be}_2\text{PO}_4(\text{OH}) \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ (Покровский, Григорьев, 1963; Покровский и др., 1963), глюцина $\text{CaBe}_4(\text{PO}_4)_2(\text{OH})_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$ (Григорьев, 1963), уралолита $\text{CaBe}_3(\text{PO}_4)_2(\text{OH})_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ (Григорьев, 1964), обогащенных бериллием родохрозита ($0,0\text{p}\text{--}0,1\text{p}\%$, до $0,23\%$ BeO), тодорокита — до $0,26\%$ BeO (Григорьев, 1965). Водные фосфаты берилля развиваются в том случае, когда линейная кора выветривания пересекает рудную зону, включающую горизонты песчаников, обогащенных апатитом, и известняки. Они встречены в участках дробления руд, либо входя в состав цемента

¹ Данные о геохимии берилля в корах выветривания в литературе фактически отсутствуют, а между тем целый ряд вопросов, таких как интенсивность выноса берилля, зависящая от многих факторов, я. т. п. представляют интерес для решения общей проблемы геохимии берилля в экзогенных процессах именно в ее прикладном аспекте.

брекчий мусковит-флюоритовых грейзенов и гидромусковитовых образований (крандаллит), либо образуя почти мономинеральные стяжения и желваки (глюцин, мораэзит, уралолит, штаффелит). Появление водных фосфатов является результатом частичного растворения берилла и апатита в условиях образования серной и фтористо-водородной кислот при разложении пирита и флюорита и последующей нейтрализации растворов. Последнее предопределяет, как отмечает Н. А. Григорьев (1970), накопление его в относительно глубоких горизонтах кор выветривания, по-видимому, вблизи уровня грунтовых вод; непосредственно в почвенном и подпочвенном слое концентрация этого элемента за счет химического осаждения из вод возможна в случае выхода на поверхность карбонатных пород или пород, обогащенных фосфором. Источником фосфора, вероятно, являлся фторапатит, присутствующий в песчаниках в количестве до 1%.

Все вышеизложенное свидетельствует о реальной возможности накопления берилля в зоне гипергенеза в участках нейтрализации кислых растворов, содержащих бериллий и фосфор, при благоприятных условиях аккумуляции вблизи коренных источников.

В этой связи известный интерес представляют латеритные фосфатные коры выветривания, для которых характерна повышенная устойчивость фосфора, берилля, фтора и кальция и установлено некоторое накопление берилля (урана, иттрия, лантана) относительно неизмененных фосфоритов¹. В целом, для бериллиеносных кор выветривания характерно (по данным Покровского и др., 1969) повышенное содержание в породах берилля при содержании фосфора, соизмеримом со средним кларком в земной коре, т. е. бериллиеносные коры выветривания образуются по породам, обогащенным бериллием (например, слюдисто-флюорит-берилловым апокарбонатным грейзенам) и относительно бедным фосфором. В этих случаях образуются концентрации вторичных водных фосфатов берилля. Способность карбонатапатита-штаффелита, крандалита и других гипергенных фосфатов к захвату значительных количеств берилля делает маловероятным обнаружение собственно бериллиевых фосфатов непосредственно в фосфоритах, не затронутых вторичными процессами изменения. Вместе с тем возможность выпадения бериллиевых фосфатов на ранних стадиях нейтрализации приповерхностных вод позволяет предполагать, что эти минералы могут быть встречены вблизи скоплений фосфоритов, в их корах выветривания и особенно в корах выветривания пород, относительно бедных фосфором и богатых бериллием.

Накопление берилля в гипергенных карбонатах в коре выветривания одного из месторождений слюдисто-флюорит-берилловых руд, по-видимому, не исчерпывается этим примером в условиях формирования кор выветривания, тем более, что известны марганецсодержащие сидеритовые руды со средним содержанием берилля 0,0015% (Наборщиков, Кропачев, 1964). С этой точки зрения несомненно заслуживают внимания вопросы соосаждения берилля с марганцем и железом в связи с возможностью образования его экзогенных концентраций в осадочных марганцевых, железо-марганцевых и железорудных месторождениях и их корах выветривания, формирующихся в условиях бериллиеносных провинций или вблизи них при наличии источников питания — кислых магматических пород. В этих условиях в присутствии активных осадителей берилля процессы диагенетического и эпигенети-

¹ В зонах латеритного выветривания фосфоритов сохраняется в значительных количествах фосфор, присутствует фтор, накапливается калий, в некоторых случаях натрий. В этих корах наблюдается несколько повышенная (относительно фосфоритов) концентрация берилля и в некоторых зарубежных месторождениях — урана (Зинин, 1969).

ческого преобразования руд могут способствовать концентрации берилля, особенно в зонах окисления.

Изучение ряда железорудных месторождений, в частности в пределах Глазовской синеклизы, показало, что среднее содержание BeO в сидеритах (в которых около 1% марганца) составляет 0,004%, т. е. в три раза превышает кларк в гранитах ($5 \cdot 10^{-4}$ по А. А. Беусу, 1960). Согласно В. М. Григорьеву и Г. С. Момджи (1966), все изученные ими железорудные месторождения в осадочных морских отложениях мезокайнозоя обогащены бериллием, причем его содержание иногда в 5—10 раз превышает среднее для осадочных пород. При этом относительно обогащены им (до 10 кларков) морские железные руды, представленные бурьими железняками гидрогетитового состава, в меньшей степени гидрогетит-лептохлорит-сидеритовые и мангано-радохрозитовые (от 2 до 5 кларков). В рудах подобных месторождений обычно присутствует фосфор ($0,5$ — 1% P_2O_5) и марганец (от десятков долей до целых процентов MnO). Однако когда речь касается малых, особенно редких литофильных элементов, в экзогенных месторождениях ограничиваются в лучшем случае приведением единичных анализов, видимо, считая по традиции, что промышленные концентрации такого элемента, как бериллий, могут быть связаны исключительно с эндогенными рудными формациями.

Между тем подобные месторождения с относительно высоким средним содержанием берилля заслуживают самого пристального внимания и детального изучения, так как при его общем «фоновом» содержании в целом по месторождению или в главном рудном минерале — $0,000n\%$ — $0,00n\%$ могут встречаться обогащенные бериллием пласти или отдельные участки (локальные концентрации), аналогично угленосным бассейнам, тем более, что обычное присутствие фосфора и марганца в рудах этих месторождений не исключает возможности образования в окисленных зонах вторичных концентраций бериллиевых фосфатов и обогащенных этим элементом марганецодержащих карбонатов, гидроокислов и др. Соосаждение берилля с карбонатами и гидроокислами железа и марганца, по-видимому, является одной из главных причин обогащения этим элементом некоторых осадочных марганцево-железорудных месторождений.

В этой связи при изучении марганцево-железорудных месторождений, формирующихся в экзогенных условиях, с относительно высоким средним содержанием берилля, представляется важным обратить внимание на распределение берилля по типам руд — первичноосадочным, измененным в процессе диагенеза, эпигенеза, залегающим в различной литолого-фациальной среде и т. п. Так, в железорудных сидеритовых месторождениях диагенетического происхождения весьма важным является установление зависимости концентрации берилля от морфологических типов руд, залегающих в разных породах — конкремионных сидеритовых песках, пластовых сидеритовых в глинистых слоях, обогащенных глинистым материалом или сидеритом, так как содержание фосфора, который в гипергенных условиях является активным осадителем берилля, контролируется пелитовым материалом (с увеличением глинистого разреза возрастает содержание фосфора в рудах¹). Следует учитывать и повышенную сорбционную способность тонкодисперсных осадков (в данном случае глин). Существует ли зависимость концентрации берилля от фациально-литологического типа вмещающих пород (от этого, в частности, зависит структура сидерита — для глинистых и песчанистых разрезов рудных толщ), отличаются ли по содержанию берилля сидеритовые руды, связанные с глинистыми

¹ Содержание P_2O_5 в железных рудах одного из месторождений Глазовской синеклизы $0,21$ — $0,3\%$; MnO $2,03$ — $3,09\%$ (Наборщиков, Кропачев, 1964).

песками озерной и русловой фаций, каково содержание берилля в окисленных гидрогетит-гидролепидокрокитовых и прочих рудах зон окисления — эти и многие другие вопросы, от решения которых зависит конечная цель — выяснение возможности образования в экзогенных месторождениях указанного типа промышленно интересных концентраций берилля, остаются неосвещенными даже для месторождений с относительно высоким средним содержанием этого элемента в основном рудном минерале.

Изложенный фактический материал, относящийся к проблеме образования экзогенных концентраций берилля и возможности их промышленного использования, свидетельствует о том, что обогащение экзогенных рудных формаций бериллием тесно связано с металлогенической специализацией рудных провинций. Для таких элементов, как бериллий, с относительно низким кларком концентрация даже при самых благоприятных физико-химических условиях осаждения, невозможна, если вблизи нет локального богатого источника, обеспечивающего определенный минимум концентрации этого элемента в поверхностных водах. Это уже само по себе ограничивает число перспективных месторождений и площадей. Кроме того, нельзя выделять определенные типы «бериллиеносных» экзогенных месторождений; накопление берилля, по-видимому, возможно в различных гипергенных образованиях (повышенные содержания берилля известны, правда в единичных случаях, даже в соленосных отложениях; Зайцева, 1967) вблизи коренных источников, при наличии благоприятных физико-химических условий аккумуляции.

В условиях экзогенного процесса факторами, способствующими концентрации берилля, являются: 1 — благоприятное пространственное расположение областей развития первичных источников питания и осаждающих (сорбирующих) бериллий природных образований; 2 — достаточная степень выветрелости пород питающих провинций, в частности, наличие древних длительно формирующихся кор химического выветривания пород с повышенной бериллиеносностью и локальными эндогенными концентрациями этого элемента; 3 — наличие физико-химических условий, способствующих максимальной сорбции берилля из вод в стадию формирования экзогенных месторождений, в частности угленосных отложений в углеседиментационном бассейне, и при последующих процессах их эпигенетического преобразования.

Среди экзогенных месторождений, в которых установлены повышенные концентрации берилля, наибольший интерес представляют месторождения ископаемых углей, с высокими содержаниями германия, урана и молибдена, марганцево-железорудные и железорудные осадочные и осадочно-метаморфизованные и некоторые типы кор выветривания. Разумеется, эти месторождения далеко не исчерпывают возможные экзогенные источники берилля. Совершенно не изучено геохимическое поведение этого элемента в месторождениях, связанных с эфузивно-осадочными процессами, хотя можно предполагать, что эти процессы могут играть определенную роль в образовании экзогенных концентраций берилля.

ЛИТЕРАТУРА

Беус А. А. Бериллий. В кн. «Минералогия, геохимия и генетические типы месторождений редких элементов», т. 1. Изд-во «Наука», 1964.

Беус А. А. Геохимия берилля и генетические типы бериллиевых месторождений. Изд-во АН СССР, 1960.

Волков К. Ю. О закономерностях распределения германия в углях Подмосковного бассейна. В кн. «Материалы по геологии и полезным ископаемым центральных районов Европейской части СССР», вып. 1. М., 1958.

Гинзбург А. И., Шацкая В. Т. Некоторые данные о миграции берилля в зоне гипергенеза флюорит-бериллиевого месторождения.—Докл. АН СССР, 1964, т. 159, № 5.

- Гинзбург А. И., Шацкая В. Т. Гипергенные фосфаты берилля и условия их образования. Геол. месторожд. редких элементов. «Недра», вып. 30. ВИМС, 1966.
- Гордон С. А., Волков К. Ю., Менковский М. А. О формах содержания германия в угле.—Геохимия, 1958, № 4.
- Григорьев Н. А. Глюцин — новый минерал берилля.—Зап. Всес. минерал. об-ва, сер. П, ч. 92, 1963, № 6.
- Григорьев Н. А. Уралолит — новый минерал берилля.—Зап. Всес. минерал. об-ва, сер. П, ч. 93, 1964, № 2.
- Григорьев Н. А. Тодорокит из гидротермально-пневматолитовой зоны на Урале.—Труды ин-та геол. УФАН СССР, 1965, вып. 70.
- Григорьев В. М., Момджи Г. С. Редкие элементы в железных рудах.—Геология месторожд. редких элементов, 1966, вып. 29.
- Григорьев Н. А. О соосаждении берилля с марганцем при образовании родохрозита в гипергенных условиях.—Докл. АН СССР, 1967, 173, № 6.
- Григорьев Н. А. Берилль в карбонатапатите.—Геохимия, 1969, № 6.
- Григорьев Н. А. Поведение берилля при выветривании полевых шпатов и мусковита.—Докл. АН СССР, 1970, т. 191, № 5.
- Данчев В. И., Лапинская Т. А. Некоторые вопросы геохимии берилля в осадочных породах. В кн. «Физические и химич. процессы и фации». «Наука», 1968.
- Данчев В. И., Стрелянов Н. П., Васильева Г. Л., Некрасова Л. П. Берилль в угленосных отложениях и сидеритовых конкрециях третичного возраста.—Литология и полезн. ископаемые, 1969, № 5.
- Ершов В. М. О характере связи германия с органическим веществом в ископаемых углях.—Геохимия, 1958, № 6.
- Зайцева Н. В. О распределении микроэлементов в галопелитах и мергелях Старобинского месторождения калийных солей.—Докл. АН БССР, т. 11, № 9, 1967.
- Зинин Ю. Н. Геохимия латеритных фосфатных кор выветривания. Материалы семинара по геохимии гипергенеза и коры выветривания. Минск, 1969.
- Копченова Е. В., Сидоренко Г. А. Беарсит-мышьяковый аналог мараэзита.—Зап. Всес. минерал. об-ва, ч. 91, 1962, вып. 4.
- Ломашов И. П. К вопросу о формах миграции германия при литогенезе.—Докл. АН СССР, 1961, 140, № 5.
- Манская С. М., Дроздова Т. В. Геохимия органического вещества. Изд-во «Наука», 1964.
- Наборщиков В. П., Кропачев А. М. Вещественный состав железных руд Глазковской синеклизы.—Геология рудных месторождений, 1964, № 2.
- Назарова А. С., Кузнецова Н. Н., Шашкин Д. П. Бабеффит-бариево-бериллиевый фторид-фосфат.—Докл. АН СССР, 1966, т. 167, № 4.
- Подпорина Е. К. К геохимии берилля в корах выветривания гранитондов. В сб. «Геохимические исследования», вып. 1. Изд. ИМГРЭ, 1970.
- Покровский П. В., Григорьев Н. А. Крандаллит из гидротермально-пневматолитовой зоны на Среднем Урале.—Зап. Всес. мин. об-ва, сер. П, 1963, ч. 92, № 5.
- Покровский П. В., Григорьев Н. А., Поташко К. А., Айзикович А. Н. Мораэзит с Урала.—Зап. Всес. минер. об-ва, сер. П, 1963, ч. 92, № 2.
- Покровский П. В., Григорьев Н. А., Поташко К. А. Вторичные фосфаты берилля и их распределение в коре выветривания слюдисто-флюоритовых грейзенов.—Труды ин-та геологии УФАН СССР, 1965, вып. 70.
- Покровский П. В., Шеина З. Г., Григорьев Н. А. О миграции берилля в коре выветривания слюдисто-флюоритовых грейзенов. В сб. «Коры выветривания Урала». Материалы межведомственного совещания. Саратов, 1969.
- Bregger I. A., Schopf J. M. Germanium and uranium in coalfield wood from upper Devonian black shale.—Geochim. et cosmochim. acta, 1955, 7, N 5/6.
- Duel M., Appell C. The occurrence of minor elements in ash of Low-rank coal from Texas, Colorado, North Dakota and South Dakota.—V. S. Geol. Surv. Bull., 1956, 1036—H.
- Headlee A. S. W. Germanium and other elements in coal and possibility of recovery.—Mining Eng. 1953, N 5, 10 1011—1014.
- Goldschmidt V. M. Rare elements in coal ashes.—Indus. Eng. Chem., 1935, p. 1100—1102.
- Stadnichenko T., Libovic P., Sheffey N.—Beryllium Content of American Goals.—Geol. Surv. Bull., 1961, 1084—K.
- Jedwab J.₁—Le carbon comme source de beryllium.—Bull. Soc. belge géol., paleontol. et hydrol., 1960, 69, N 1.
- Jedwab J.₂—Présence de beryllium dans certains charbons bitumineux.—Bull. Soc. belge géol., paleontol. et hydrol., 1960, 69, N 1.
- Jedwab J.₃—Distribution du beryllium dans quelques couches de charbon de Bonne-Espérance à Lambusart.—Bull. Soc. belge géol. paleo'ntol et hydrol. 1960, 69, N 2.
- Vine J. D. Geology and uranium deposits in carbonaceous rocks of the Fall Creek area, Bonneville county, Idaho.—Bull. Geol. Surv. America, 1958, N 1055—1.
- Machaček V., Suicek S., Vacík J.—Geochemical beryllia v Sokolovské pánvi. —Sborn. geol. věd. technol. geochemic rada, 1966, t. Sv. 7.

Л. С. ДЕМИДОВА

РЕДКИЕ ЩЕЛОЧНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ В МЕСТОРОЖДЕНИЯХ БЕРИЛЛИЯ

Расширение сырьевой базы редких щелочных металлов должно осуществляться не только за счет открытия, изучения и освоения цезиевых месторождений в поллуцитоносных микроклин-альбитовых пегматитах, но и путем выявления совершенно новых видов минерального сырья, в частности разнообразных литий-, рубидий- и цезийсодержащих слюд, получаемых попутно при разработке других промышленных типов редкометальных месторождений¹. В настоящее время проблема всестороннего комплексного использования редкометального сырья решается положительно пока в основном применительно к халькофильным редким элементам в сульфидных и железорудных месторождениях. Но определенный экономический эффект может быть получен и при извлечении редких щелочных металлов из слюдистых типов руд пневматолито-грейзеновых и гидротермальных месторождений бериллия, в практике эксплуатации которых до сих пор учитываются только основные компоненты.

Поскольку редкие щелочные металлы из руд разрабатываемых бериллиевых месторождений при известных условиях могут рентабельно извлекаться только попутно из слюдистых отходов флотации, изучение содержаний их в слюдах тесно связано с вопросами улучшения комплексности использования редкометального сырья при утилизации флотационных хвостов как части общей проблемы промышленного использования различных отходов бериллиевого производства. Отсюда вытекают две основные задачи: 1—получение нового дешевого источника рубидий-цезиевого сырья и 2—увеличение комплексности использования бериллиевых руд с целью повышения рентабельности действующих предприятий, снижения себестоимости бериллиевых концентратов и вовлечения в сферу промышленного освоения разведанных месторождений бедных руд с большими запасами и освоенной технологией.

Подобные месторождения представлены слюдистыми типами руд (табл. I), где основными носителями и концентраторами редких щелочей являются разнообразные породообразующие слюды, количество которых в руде достигает 30—60%. При их переработке остаются слюдяные хвосты, обогащенные литием, рубидием и цезием. Известны типы разрабатываемых месторождений бериллия, в слюдяных продуктах обогащения которых суммарное содержание Li_2O , Rb_2O и Cs_2O составляет 1—1,5% и более. Хотя слюды этого типа месторождений характеризуются относительно низкими содержаниями цезия, однако ввиду высокой валовой концентрации слюд и больших масштабов месторождений суммарные запасы редких щелочных металлов в них значительны и составляют многие десятки тысяч тонн, в том числе тысячи тонн окиси цезия.

Ниже излагается фактический материал по содержанию редких щелочных элементов в рудах бериллиевых месторождений различных

¹ Возможности практического использования цезийсодержащих слюд в редкометальных месторождениях неоднократно подчеркивались в работах Н. А. Солодова (1968, 1970, 1971).

формационно-генетических групп (исключая пегматиты), выделяются их слюдистые типы (см. табл. 1) с разнообразными литий-рубидий-це-зийсодержащими слюдами и дается предварительная оценка перспек-тива их практического использования.

СЛЮДИСТО-ФЛЮОРИТОВЫЕ МЕТАСОМАТИТЫ (АПОКАРБОНАТНЫЕ ГРЕЙЗЕНЫ)

Во всех парагенетических типах месторождений берилля (табл. 1) фиксируются заметные концентрации редких щелочных металлов, особенно лития и рубидия, причем в слюдисто-флюорит-фенакитовых рудах они в десятки раз превышают кларковые величины. Повышенные содержа-ния их связаны со слюдами, которые слагают 20—50% от общего объема руд, местами образуя мономинеральные обособления. Наиболь-шие валовые концентрации слюд характерны для слюдисто-флюорит-фенакитовых и слюдисто-эфесит-турмалин-хризоберилловых руд (35—50%) с литийсодержащим мусковитом (слагающим основные промыш-ленные типы руд), натрово-литиевым маргаритом-эфеситом, циннваль-дитом, протолитионитом, редко лепидолитом, парагонитом. Основная масса хрупких щелочных слюд (согласно И. Н. Говорову, 1960) развива-ется в фестончато-полосчатых участках слюдисто-флюорит-фенакитовых и хризоберилловых руд, образуя иногда флюорит — эфеситовый тип со значительными суммарными концентрациями (50%) мусковита и (40%) эфесита.

Основным носителем и концентратором рубидия и цезия является литиевый мусковит, который по содержанию цезия сопоставим с литиевыми слюдами — циннвальдитом, криофиллитом, лепидолитом из руд танталоносных апогранитов и мусковитом из бериллоносных мусковит-альбитовых апогранитов. Хрупкие слюды представлены почти чистой натро-литиевой разновидностью маргарита — эфеситом, содержа-щим незначительные количества рубидия и цезия. Поэтому руды с высокими концентрациями эфесита характеризуются более низкими со-держаниями цезия, чем мусковитовые. То же, по-видимому, относится к литиевым слюдам¹.

В полном соответствии с содержанием слюд и их вещественным составом находится и содержание редких щелочных элементов, отно-сительно более высокое — в слюдисто-флюорит-фенакитовых рудах и более низкое — в существенно турмалиновых фенакит-кассiterитовых. Среднее содержание цезия в бериллиевых рудах в несколько раз пре-вышает таковое в материнских гранитах. В отличие от рубидия, со-держание которого в верхних горизонтах грейзенизированных аляскитовых гранитов достигает максимума (0,25—0,3%; Луговской, 1970) с даль-нейшим уменьшением более чем в 2 раза в апокарбонатных грейзенах бериллиеносной кровли, для цезия характерно относительное накопле-ние (в 7—10 раз) в последних; то есть для рубидия наблюдается убы-вание содержания по мере удаления от рудоносного интрузива, а для цезия — вынос во вмещающие породы бериллиеносной карбонатной кровли и накопление в них (что хорошо иллюстрируется на примере одного из рудных полей). Поэтому потенциально перспективны на ред-

¹ Сравнение с литиевыми слюдами грейзенизированных материнских протолитио-нитовых гранитов (данные анализов М. Г. Руб и др., 1971) показывает, что здесь они яв-ляются, помимо микроклина, основными концентраторами рубидия и цезия, причем, если содержание рубидия последовательно увеличивается от протолитионита к заме-щающим его циннвальдиту и более позднему лепидолиту, то содержание цезия законо-мерно уменьшается, достигая минимальных значений в лепидолитах, т. е. в более поздних генерациях литиевых слюд, где оно в 1,5—1,7 раза выше, чем в мусковитах бериллиеносных слюдисто-флюоритовых метасоматитов, залегающих в карбонатной кровле.

кие щелочные элементы все бериллиевые месторождения в слюдисто-флюоритовых метасоматитах, генетически связанные с цезиеносными фациями лейкократовых гранитов повышенной щелочности и формирующиеся в карбонатных породах при участии большого количества фтора (флюорит, топаз, селлант, турмалин).

Хотя слюды в грейзеновых месторождениях берилля характеризуются невысокими содержаниями редких щелочных металлов, особенно цезия (первые сотые доли процента), однако большие валовые концентрации слюд ввиду их высокого содержания и крупных масштабов месторождений обусловливают значительные суммарные запасы редких щелочей, которые могут достигать сотен тысяч тонн (в окислах) и выше. Запасы окиси рубидия в подобных месторождениях исчисляются десятками тысяч тонн. По запасам они превосходят месторождения плагиоклаз-маргарит-флогопитовых слюдитов и не уступают tantalоносным апогранитам, но отличаются, помимо более сложной технологии обогащения, и более низким качеством слюдяных концентратов ввиду более высокого содержания цезия во флогопитах слюдитовых жил и лития и рубидия в литиевых слюдах лепидолит-микроклин-альбитовых и криофиллит-амазонит-альбитовых апогранитов.

Получаемые в процессе обогащения флюорит-бериллиевых руд слюдистые флотации, представляющие смесь мусковита, эфесита, циннвалльдита, протолитионита, со стабильным содержанием лития, рубидия и цезия, могут явиться сырьем для непосредственного гидрометаллургического передела на соли редких щелочных металлов (Соловьев, 1968).

При эксплуатации подобных месторождений из слюд могут добываться ежегодно тысячи тонн редких щелочных металлов (в окислах), в том числе многие десятки тонн Cs_2O .

Промышленное освоение этого нового вида минерального сырья даст возможность выпускать дешевую продукцию лития, рубидия, цезия, позволит снизить оптовые цены на этот вид продукции и расширить сферу их потребления в народном хозяйстве.

Аналогичные или сходные слюдистые типы бериллиевых руд обнаружены за последние годы в различных регионах Союза. Слюды широко развиты во всех рудных ассоциациях месторождений сульфидно-флюорит-фенакит-берtrandитовых руд, где они представлены рядом мусковит-селадонита и изменяют состав от мусковита в более ранних высокотемпературных мусковит-флюоритовых и кварц-мусковит-флюоритовых с бериллом парагенезисах до фенгита — в флюорит-серицит (фенгит)-берtrandитовых, где содержание фенгита составляет 40—60% (Гетманская, 1970).

В отношении перспектив цезиеносности наибольший интерес представляют хлорит-серицит-флюорит-берtrandитовые и слюдисто-турмалин-флюорит-фенакитовые руды, являющиеся основными промышленными типами соответственно на верхних и средних горизонтах месторождений, где они образуются по гранит-порфирам дайковой фации и в их экзоконтактовых зонах на участках переслаивания кварц-слюдяных сланцев, известняков и доломитов (Гетманская, 1970; Гетманская и др., 1970). Особенностью химического состава серицитовых слюд является повышенное содержание Si, Mg, Fe при дефиците Al, что позволяет их классифицировать как фенгиты. Для них характерно постоянное присутствие рубидия (0,22—0,35% Rb_2O) и цезия (0,003—0,025% Cs_2O) при низком (не более 0,1%) содержании окиси лития, в отличие от грейзеновых мусковитов с более высоким содержанием лития и практически полным отсутствием цезия. Анализ распределения рубидия и цезия показывает: 1) прямую зависимость содержания редких щелочных элементов в рудах от валовых концентраций кремнистых серицитовых слюд; 2) обогащение фенгитов низ-

Рубидий и цезий в слюдистых типах руд месторождений берилля

Парагенетические типы месторождений берилля	Минералы берилля: основные, второстепенные (редкие)	Сопутствующие рудные компоненты	Слюды	
			пордообразующие второстепенные (редкие)	минерал-концентратор рубидия и цезия, %
Редкометальные апограниты и грейзены				
Мусковит-альбитовый	<u>Берилл</u>	Be, Ta	<u>Мусковит</u> (фенгит)	Мусковит — 0,35% Rb ₂ O; 0,020% Cs ₂ O
Слюдисто-кварцевый грейзеновый (по мусковит-альбитовым апогранитам)	<u>Берилл</u>	W, Be	<u>Мусковит</u>	Мусковит — 0,19% Rb ₂ O; 0,023% Cs ₂ O
Бериллиеносные слюдисто-флюоритовые метасоматиты и гидротермалиты				
Слюдисто-флюорит-фенакитовый	<u>Фенакит</u> , хризоберилл, эвклаз, берилл	Be, CaF ₂ , Li, Rb, Cs (Sn)	Литиевый <u>мусковит</u> эфесит, циннвальдит, протолитионит (парагонит, фенгит)	Мусковит — до 0,74% Rb ₂ O; 0,02—0,03% Cs ₂ O; циннвальдит — до 0,5% Rb ₂ O
Слюдисто-турмалин-флюорит-хризоберилловый (апокарбонатно-гнейзеновый)	<u>Хризоберилл</u> , фенакит, эвклаз, берилл	Be, CaF ₂ , Li, Rb, Cs, Sn	<u>Мусковит</u> , эфесит (протолитионит, лепидолит)	Мусковит — до 0,6% — 0,7% Rb ₂ O; 0,02% Cs ₂ O
Турмалин-флюорит-фенакит-кассiterитовый (в том числе кварцево-слюдисто-турмалин-флюорит-фенакитовый)	<u>Фенакит</u> , берилл, хризоберилл	Sn, Be, CaF ₂	Мусковит, циннвальдит (протолитионит)	Мусковит — до 0,1% Rb ₂ O; 0,02% Cs ₂ O
Сульфидно-флюорит-фенакит-бер-	<u>Бертрандит</u> , эвклаз	Be, CaF ₂	<u>Фенгит</u>	Фенгит — до 0,35% Rb ₂ O; 0,025% Cs ₂ O

2			2306	
Зак.	трандитовый; хлорит-флюорит-серпентит (фенгит)-бертрандитовый			
325	Плагиоклаз-флогопит-берилловый (магнит-флогопит-берилловый слюдитовый и кварц-полевошпат-берилловый) в основных и ультраосновных породах	<u>Берилл</u> , изумруд, фенакит, хризоберилл, Ве-магнит, бавенит (бертрандит, миларит, броммелит)	Be, Li, Rb, Cs	<u>Флогопит</u> , маргарит (мусковит)
	Слюдисто-флюорит-берилловый (в гранитоидах повышенной основности)	<u>Берилл</u> (фенакит, бертрандит, бавенит)	Be, CaF ₂ , Li (?)	Биотит — от 0,11% Rb ₂ O; 0,015—0,016% Cs ₂ O. Мусковит — до 0,3% Rb ₂ O
	Мусковит-флюорит-берилловый (в силикатно-известковистых породах)	<u>Берилл</u> , фенакит (глюцин, уралолит, мораэзит)	Be, CaF ₂	Мусковит, серпентит, флогопит, биотит
	Редкометальные щелочные метасоматиты			
	Кварц-цидерофиллит-полевошпат-гентельвиновый (в гранитах)	Гентельвин, фенакит, бериллийсодержащий виллемит	Be, Sn, Ta, Nb, TR (Y), W (Zn, Pb)	Сидерофиллит — аннит — до 0,6% Rb ₂ O; 0,02% Cs ₂ O; ферримусковит — до 0,1% Rb ₂ O
	Амфибол (рибекит-гастингсит)-альбит-лейкофановый (в габбро-диабазах)	Лейкофан, даналит, бертрандит, фенакит, гельвин	Be, TR (Ce)	Биотит — 0,01% Rb ₂ O; ниже 0,001% Cs ₂ O
	Бериллиеносные скарны			
	Слюдисто-флюорит-магнетит-хризоберилловый (в известняках)	Хризоберилл, берилл, фенакит, бавенит (бертрандит, миларит, гельвин)	Be, CaF ₂ , W, B	Протолитионит, биотит-флогопит, мусковит, циннвальдит, маргарит-эфесит
				Протолитионит — до 0,13% Rb ₂ O; 0,0051% Cs ₂ O



котемпературных берtrandитовых парагенезисов рубидием и цезием со стабильным содержанием последних в количестве соответственно—десятых и первых сотых долей процента. Учитывая большие валовые концентрации слюд и относительно высокое устойчивое содержание в них цезия, аналогичное таковому в мусковитах перспективных на цезий месторождений слюдисто-флюоритовых метасоматитов, можно считать, что при больших масштабах флюорит-серидит-берtrandитового оруденения, развитого в данном случае локально в верхних горизонтах, подобные месторождения можно рассматривать как возможный источник цезия.

ПНЕВМАТОЛИТО-ГРЕЙЗЕНОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ С БЕРИЛЛОВЫМ ТИПОМ РУД

Плагиоклаз-флогопит-берилловый (в основных и ультраосновных породах)

Среди разнообразных метасоматических пород существенно слюдяного состава, сопровождающих и включающих бериллиевое оруденение, выделяются два основных типа руд, играющих различную роль в сырьевом балансе берилля и редких щелочных элементов: а) маргарит-флогопитовые слюдитовые зоны, обогащенные цезием с высокими валовыми концентрациями флогопита (70—80%) и б) бериллоносные кварц-плагиоклазовые жилы, в которых содержание редких щелочей несколько меньше ввиду более низкой концентрации слюд. Руды подобных месторождений при содержании Cs_2O 0,04—0,05% в два, а учитывая только цезиеносные маргарит-флогопитовые зоны, в три раза богаче цезием, чем слюдисто-флюоритовые метасоматиты (относительно высокие содержания цезия сохраняются и в бериллоносных слюдисто-кварц-плагиоклазовых жилах). Это обусловлено высокими концентрациями цезия во флогопитах (0,03—0,05% Cs_2O) и мусковитах. Благодаря этому маргарит-флогопитовые хвосты берилловой флотации представляют перспективное исходное сырье для непосредственного гидрометаллургического передела на соли редких щелочных металлов. В добываемом за год флогопитовом продукте содержатся сотни тонн окислов редких щелочей, в том числе многие десятки тонн Cs_2O (Соловов, 1968, 1970).

По суммарным запасам окислов редких щелочных элементов месторождения слюдитов значительно уступают слюдисто-флюоритовым метасоматитам, однако маргарит-флогопитовые концентраты выше по качеству, чем циннвальдит-эфесит-мусковитовые, ввиду более значительных содержаний цезия в триоктаэдрических слюдах.

Слюдисто-флюорит-берилловый (в гранодиоритах)

Все типы бериллоносных грейзенов в минерализованных зонах дробления (Заболотная и др., 1967): кварц-полевошпат-слюдянные с кварц-берилловым рудным парагенезисом, альбит-флюорит-слюдянные и флюорит-полевошпат-слюдянные с альбит-берилловым парагенезисом, флюорит-слюдянные и слюдянные — отличаются значительными валовыми концентрациями слюд, из которых наиболее широко распространен литийсодержащий биотит, образующий также самостоятельный биотит-фенакит-берилловый тип руд, и мусковит, основная масса которого сосредоточена в альбит-флюорит-слюдянных грейзенах, где он слагает

50—60% от общего объема. В качестве незначительной примеси присутствуют слюды группы циннвальдита-протолитионита.

Анализ распределения редких щелочных элементов по типам руд показывает, что рубидий и цезий не образуют заметных концентраций, присутствуя в количестве соответственно сотых и первых тысячных долей процента. Некоторое увеличение содержаний рубидия наблюдается в начальные стадии грейзенизации гранодиоритов, поэтому незначительное его накопление происходит в рудах приповерхностных горизонтов, где он концентрируется в биотите и мусковите, причем последний является единственным минералом, содержащим повышенное количество рубидия. Цезий фиксируется (первые сотые доли %) в поздних бистит-берилловых (прожилковых) рудах. Суммарное содержание рубидия и цезия обычно не превышает сотых долей процента.

В целом грейзеновые руды, формирующиеся в гранитоидах повышенной основности, характеризуются низкими содержаниями рубидия и цезия и практического интереса не представляют ввиду бедности слюдами этими элементами.

Мусковит-флюорит-берилловый (в переслаивающихся алюмосиликатных и карбонатных породах)

Типы бериллиевых руд с высокими концентрациями мусковита (50—70%) составляют около 20% от общей массы руд, причем наиболее обогащены им мусковит-флюоритовые и мусковитовые руды; в последних содержание мусковита достигает 70—80% (табл. 2).

Таблица 2

Средние содержания мусковита в бериллиевых рудах разных типов

Типы руд по данным И. И. Куприяновой (Заболотная и др., 1967)	Соотношение типов руд, в %		Распределение слюд по типам руд	Среднее содержа- ние мускови- та — сери- циата, %
	до глубины 100 м	на глубине от 100 до 200 м		
Флюорит-мусковитовый	14	13	Мусковит	50
Мусковитовый	4	3	Мусковит	70
Минерализованные углистые сланцы	22	20	Мусковит, серицит (фло- гопит)	20
Прожилковый: в алюмосиликатных породах	42	20	Серицит, биотит (фло- гопит)	10
в карбонатных породах	18	44	Мусковит (флогопит)	10

По данным Д. В. Рундквиста (1971), в мусковите содержится (среднее из 27 анализов): Li_2O —0,0075%; Rb_2O —0,33%, Cs_2O —0,0012%, т. е. в целом мусковиты характеризуются низкими содержаниями редких щелочных элементов при отношении $\text{Rb} : \text{Li} : \text{Cs}$ равном 270 : 6 : 1, что предопределяет низкое качество получаемых при обогащении подобных руд серицитовых концентратов.

ЩЕЛОЧНЫЕ МЕТАСОМАТИТЫ

Относятся к числу новых перспективных типов месторождений бериллия. Среди них слюдистые образования иногда играют значительную роль как в количественном отношении, так и по степени орудене-

ния. В отношении редких щелочных металлов наиболее интересны месторождения в зонах метасоматического изменения разногранитных калишпатизированных гранитов. В слюдисто-кварц-полевошпат-гентельвиновых рудах среднее содержание слюд 10—15%. В рудных полях щелочные метасоматиты сочетаются с кварц-ферримусковитовыми и альбит-сидерофиллитовыми грейзенами (до 20—30% слюд), развивающимися по альбит-калишпатовым метасоматитам.

Анализ распределения редких щелочных элементов в щелочных метасоматитах, развивающихся по гранитам, показывает следующее.

1. При образовании более ранних альбит-калишпатовых метасоматитов по гранитам редкие щелочи выносятся в связи с выщелачиванием слюд. Этот тип бериллиевых руд характеризуется низкими содержаниями лития и рубидия и практически полным отсутствием цезия ввиду его низкого содержания в сидерофиллите.

2. При образовании кварц-слюдисто-полевошпатовых метасоматитов по альбит-калишпатовым происходит значительный привнос редких щелочей в связи с процессами ослаждения с концентрацией цезия до 0,02% в железистых сидерофиллатах-аннитах поздних генераций.

3. В грейзенах, несмотря на большие валовые концентрации слюд, фиксируются аналогичные содержания рубидия и цезия в связи с обеднением редкими щелочами грейзеновых слюд, представленных в основном ферримусковитом.

Среднее содержание редких щелочных элементов в рудах подобных месторождений составляет (%): Li_2O —0,01—0,02, Rb_2O —0,1—0,15, Cs_2O —0,001—0,0015 при низких средних валовых концентрациях слюд (около 3—4%).

По сравнению с месторождениями слюдисто-флюоритовых метасоматитов, в которых валовые концентрации слюд в 10—14 раз превышают таковые в месторождениях кварц-сидерофиллит-полевошпат-гентельвиновых руд, в последних содержание цезия уменьшается в 13—14 раз, почти пропорционально слюдам, рубидия всего в 1,5 раза, а лития в десятки раз, т. е. в щелочных ассоциациях бериллиевые руды резко обеднены литием и очень незначительно цезием, если учесть количественное соотношение слюд. Ничтожно малые (первые тысячные доли процента) содержания цезия в продуктах обогащения обусловлены не столько низкими концентрациями его в сидерофиллатах, соизмеримыми в отдельных типах руд со средними содержаниями в мусковитах месторождений апокарбонатных грейзенов, сколько незначительными концентрациями самих слюд. Подобные существенно сидерофиллитовые руды при значительных масштабах ослаждения в зонах калишпатизированных гранитов могут представлять интерес и как возможный источник цезия, в отличие от щелочных метасоматитов преимущественно альбититового состава в основных породах, слюды которых практически не содержат цезий (см. табл. 1).

БЕРИЛЛИЕНОСНЫЕ СКАРНЫ

Эти породы вследствие невысоких (обычно меньше 1—3%) концентраций слюд в целом по месторождениям и в слюдистых типах руд (не более 10%) — слюдисто-флюорит-магнетит-хризоберилловых (протолитионит-флюорит-магнетитовых, маргарит (эфесит) — флюорит-магнетитовых, флогопит (биотит)-флюорит-магнетитовых и др.) в отношении редких щелочей никакого практического интереса не представляют, учитывая к тому же их низкие содержания в слюдах и современную промышленную оценку по основному компоненту. На юге КНР известны перспективные магнезиально-скарновые месторождения комплексных литиево-бериллиевых руд флюорит-шпинель-циннвальдит-таффеит-

хризобериллового типа в доломитах с широко распространенными литиевыми слюдами. Подобных формационных аналогов в Союзе пока нет. Известные слюдистые типы гидротермально-скарновых бериллиевых руд пользуются ограниченным распространением и ввиду низких содержаний цезия в литиевых слюдах и отсутствия освоенной технологии не могут рассматриваться даже как резервные источники цезия.

В бериллиеносных мусковит-альбитовых апогранитах главной породообразующей слюдой является мусковит. По содержанию лития и рубидия мусковиты этих руд уступают литиевым слюдам танталоносных апогранитов, но содержание цезия в них близко к его содержанию в литиевых слюдах и составляет (по данным Н. Е. Залашковой) 0,020—0,025 %. Cs_2O . Количество мусковита в апогранитах этого типа находится на уровне 10—15 %. Мусковит-альбитовые апограниты в ряде случаев в апикальных зонах переходят в кварц-слюдяные грейзены, в которых содержание мусковита достигает 70—80 %. Такие грейзены иногда являются вольфрамитовой рудой по основному рудному компоненту. При отработке месторождений этого типа гравитационные хвосты, по-видимому, могут представить интерес с точки зрения содержания в них цезия.

Основными минералами-концентраторами редких щелочных элементов в различных парагенетических типах месторождений бериллия, исключая бериллиеносные эфузивы, являются разнообразные слюды (см. табл. 1).

Наряду с калиевыми слюдами, изменяющими свой состав от мусковитов в грейзеновых парагенезисах до кремнистых серицитовых слюд типа фенгитов, широко распространены и триоктаэдрические магнезиально-железистые слюды, характерные для более высокотемпературных руд пневматолито-гнейзеновых месторождений в ультраосновных, основных породах и гранитоидах повышенной основности. Типичны слюды ряда сидерофиллит-биотит-флогопит, которые являются породообразующими минералами в месторождениях слюдисто-флюорит-берилловых, плагиоклаз-флогопит-берилловых и сидерофиллит-полевошпат-гентельвиновых руд.

Литиевые слюды для бериллиевых месторождений в целом не характерны, но распространены гораздо шире, чем представлялось раньше. За рубежом известны перспективные магнезиально-скарновые месторождения комплексных литиево-бериллиевых руд в доломитах, флюорит-шпинель-циннвалльдит-таффеит-хризобериллового типа, с широко распространенными литиевыми слюдами. В рудах отечественных месторождений также встречаются в ощутимых количествах протолитиит, циннвалльдит, эфесит, литийсодержащие мусковит и биотит, причем последний является основным литийсодержащим минералом в месторождениях слюдисто-флюорит-берилловых руд (в гранодиоритах). Литиевые слюды распространены в некоторых типах слюдисто-флюорит-магнетитовых скарнов.

При этом наибольшие валовые концентрации слюд характерны для месторождений плагиоклаз-флогопитовых (50—60 %, до 80—90 % — в маргарит-флогопитовых слюдитах), слюдисто-флюорит-фенакитовых и флюорит-эвклидов (20—30 %), эфесит-флюорит-фенакитовых (50 %) и некоторых типов слюдисто-берилловых (50—70 %) и сульфидно-флюорит-фенакит-берtrandитовых (40—60 %) руд. В последних они слагают верхние горизонты с низкотемпературными хлорит-флюорит-серицит-берtrandитовыми ассоциациями.

Концентрации цезия связаны: а) в месторождениях плагиоклаз-маргарит-флогопитовых слюдитов с флогопитом; б) в слюдисто-флюоритовых метасоматитах — с литиевым мусковитом, в меньшей степени циннвалльдитом, протолитионитом, эфеситом; в) в грейзенах слюдисто-флюорит-берилловых — с биотитом; г) в щелочных метасоматитах, раз-

вивающихся по калишпатизированным гранитам, — с железистым сидерофиллитом; д) в низкотемпературных гидротермальных — с кремнистыми серицитовыми слюдами типа фенгитов; е) в мусковит-альбитовых апогранитах — с мусковитом.

В целом, слюды промышленных типов месторождений берилля характеризуются невысокими, но стабильными содержаниями цезия, причем относительно обогащены им слюды месторождений следующих парагенетических типов: слюдисто-флюорит-фенакитового, плагиоклаз-флогопит-бериллового, хлорит-серицит-берtrandитового в месторождениях сульфидно-флюорит-фенакит-берtrandитовых руд. Содержание Rb_2O и Cs_2O в них составляет соответственно: 1 — в слюдах группы мусковита — первые десятые доли процента при максимальных 0,7—0,75% (слюдисто-флюорит-фенакитовый тип) и первые сотые доли процента при максимальных 0,025% — в фенгитах (Гетманская и др., 1970) и мусковитах из мусковит-альбитовых апогранитов; наиболее низкие содержания цезия характерны для мусковитов и ферримусковитов месторождений слюдисто-флюорит-берилловых (Заболотная и др., 1967) и кварц-сидерофиллит-полевошпат-гентельвиновых руд; 2 — в магнезиально-железистых слюдах содержание Rb_2O и Cs_2O составляет соответственно: первые десятые доли процента при максимальных 0,5—0,6% во флогопитах, биотитах и сидерофиллитах и первые сотые доли — 0,04—0,05% (Соловьев, 1968) — во флогопитах слюдитовых жил месторождений плагиоклаз-флогопит-берилловых руд. Более низкие содержания характерны для литиевых и хрупких слюд типа маргарита-эфесита. Наоборот, в танталоносных фациях материнских гранитов литиевые слюды, группы протолитионита-циннвальдита-лепидолита являются одними из главных концентрирователей цезия.

Следовательно, все три группы слюд: глиноземистые, магнезиально-железистые и литиевые, формирующиеся в метасоматических образованиях, связанных с гранитами нормального ряда и повышенной щелочности, характеризуются относительно повышенными устойчивыми концентрациями рубидия и цезия. При этом: 1 — наибольшие содержания цезия характерны для магнезиально-железистых слюд, меньшие — для глиноземистых и, по-видимому, литиевых и хрупких щелочных слюд; 2 — степень изоморфизма цезия увеличивается от ранних генераций к поздним. Как следствие этого, обычно слюды более поздних ассоциаций в рудных парагенезисах обогащены цезием относительно более ранних (например, мусковиты кварц-берилловых грейзеновых и фенгиты хлорит-берtrandитовых парагенезисов в некоторых сульфидно-бериллиевых месторождениях, сидерофиллиты более ранних генераций в альбит-калишпатовых и сидерофиллиты в более поздних слюдисто-калишпатовых метасоматитах месторождений полевошпат-гентельвиновых руд и т. п.). И, наоборот, в гранитах бериллиеносных массивов, где основными концентраторами цезия являются литиевые слюды, в вертикальном разрезе метасоматической колонки — от ранних протолитионитов к циннвальдитам и более поздним лепидолитам содержание цезия, в отличие от лития и рубидия, закономерно падает (Руб и др., 1971).

Слюды в щелочных ассоциациях относительно обеднены цезием, несмотря на то, что в месторождениях щелочных метасоматитов они представлены биотитом, сидерофиллитом, ферримусковитом. При этом наибольшие концентрации характерны для железистых сидерофиллитов-аннитов гентельвиновых руд, формирующихся в калишпатизированных гранитах, минимальные — для биотитов амфиболов (рибекит-гастингсит) — альбитовых метасоматитов в габбро-диабазах.

Хотя слюды в месторождениях берилля характеризуются невысокими содержаниями редких щелочных элементов, однако, учитывая специфику сырья и, следовательно, положительную экономическую

сторону вопроса¹, большие валовые концентрации слюд и крупные масштабы месторождений, и как следствие этого, значительные суммарные запасы редких щелочных металлов даже при содержаниях цезия в сеcтые доли процента могут представлять практический интерес.

В принципе все слюдистые типы бериллиевых руд можно рассматривать как потенциальное сырье на редкие щелочные элементы.

Возможность промышленного использования бериллиевых месторождений как источника цезиевого сырья не исчерпывается, по-видимому, слюдистыми типами руд. В зарубежной литературе (Mc Auliffe, Lewinson, 1964) упоминалось о высоких (до 0,15%) концентрациях цезия в минерализованных бериллиеносных третичных риолитовых кристалло-кластических туфах Хоней-Комб-Хилс (округ Джубаб, Юта, США) и о возможности их комплексного использования. Бериллиевая минерализация в Хоней-Комб-Хилс аналогична месторождениям кварц-монтмориллонит-флюорит-берtrandитовых руд в туфах риолитовых порфиров хр. Томас Рейндж, в которых также фиксируется аномально высокое содержание цезия.

В СССР в сходных типах берtrandитовой минерализации с аналогичной геотектонической позицией в районах молодого мезокайнозойского вулканализма тоже обнаружены (Коваленко и др., 1968) аномально высокие концентрации цезия в гидротермально измененных эфузивных пирокластических и экструзивных фациях кислого состава (липаритах, игнимбратах, обсидиановых лавах). Подобные месторождения бериллия с относительно высокими содержаниями цезия в контурах промышленных флюорит-берtrandитовых или кварц-адуляр-берtrandитовых руд смогут быть дополнительным источником цезия при условии разработки рентабельной технологии извлечения его из эфузивов.

Таким образом, проблема получения возможных дополнительных источников рубидий-цеziевого сырья за счет бериллиевых руд может решаться в трех направлениях. 1. Утилизация слюдистых отходов флотации флюорита и бериллиевых минералов. 2. Выявление рубидий—цеziйсодержащих слюд в перспективных на редкие щелочные элементы формационных типах месторождений бериллия. 3. Выявление практически интересных концентраций цезия в гидротермально измененных бериллиеносных эфузивах.

Потенциально перспективны на цезий все месторождения бериллиеносных слюдисто-флюоритовых метасоматитов, формирующиеся в карбогатной кровле (экзоконтактовых ореолах) массивов цезиеносных лейкократовых гранитов повышенной щелочности, а также различные редкометальные экзоконтактные слюдитовые зоны, сложенные триоктаэдрическими магнезиально-железистыми слюдами.

Из вышесказанного вытекает необходимость комплексной оценки с учетом редких щелочных металлов определенных формационных типов месторождений бериллия, а в области технологии — разработки рациональных и высокорентабельных схем извлечения цезия из всевозможных побочных продуктов обогащения слюдистых типов руд бериллиевых и флюорит-бериллиевых месторождений и отходов гидрометаллургического передела цезийсодержащих концентратов.

ЛИТЕРАТУРА

Гетманская Т. И. О влиянии вмещающих пород на характер бериллиевого оруденения. Сборник кратких сообщений по минералогии и геохимии за 1968 г., вып. 1, ВИМС, 1970.

¹ Слюдянные флотационные хвосты не требуют дополнительного обогащения и стоимость получения из них рубидия и цезия складывается фактически из расходов на химико-металлургический передел.

Гетманская Т. И., Заболотная Н. П., Новикова М. И., Пантелейев А. И. Бериллиевая минерализация в одном из полиметаллических рудных районов Сибири.—Геол. рудн. месторожд., 1970, 12, № 4.

Говоров И. Н. Грейзенизация карбонатных пород. В кн. «Доклады сов. геологов на XXI сессии МГК. Проблема 14. Гранитогнейсы». Изд-во АН СССР, 1960.

Гурвич С. И., Зубков Л. Б., Галецкий А. С. Геолого-минералогические особенности бериллиевого оруденения, связанного с гентельвином.—Сов. геология, 1965, № 2.

Заболотная Н. П., Куприянова И. И., Новикова М. И., Шацкая В. Т., Шпанов Е. П. Слюдисто-флюорит-берилловые месторождения — важный тип бериллиевого сырья.—Геол. месторожд. редк. элем., 1967, вып. 33.

Коваленко А. П., Журавлев В. Н., Коваленко Р. А. О берtrandитовой минерализации в молодых вулканогенных образованиях.—Геол. рудн. месторожд., 1968, № 5.

Коган Б. И., Названова В. А., Солодов Н. А. Рубидий и цезий. Изд-во «Наука», 1971.

Луговской Г. П. О двух этапах постмагматического преобразования tantalодержащих гранитов. В кн. «Сборник кратких сообщений по минералогии и геохимии за 1968», вып. 1, ВИМС, 1970.

Руб М. Г., Руб А. К., Лосева Т. И. Слюды как индикаторы рудоносности гранитоидов.—Изв. АН СССР, сер. геол., 1971, 10.

Рундквист Д. В. и др. Грейзеновые месторождения. Изд-во «Недра», 1971.

Солодов Н. А. О некоторых тенденциях в развитии минерально-сырьевой базы редких щелочных металлов. В сб. «Редкие элементы» (Сырье и экономика), 1968, № 1. Изд. ИМГРЭ.

Солодов Н. А. Парагенетические типы месторождений tantalа и цезия и их роль в минерально-сырьевой базе. В сб. «Научные собрания ИМГРЭ», 1970, вып. 5.

Солодов Н. А., Овчинников Л. Н. Генетические типы месторождений цезия.—Сов. геология, 1971, № 7.

Mc Auliffe W. N., Lewinson A. A. Rare Alkali and Beryllium Mineralization in Voleanic Tuffs, Honey Comb Hills, Juab County, Utah.—Economic Geology, v. 59, п. 5, 1964.

Л. Ф. БОРИСЕНКО, А. В. ЛАПИН, И. В. СТЕПАНОВ

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ЭЛЕМЕНТОВ-ПРИМЕСЕЙ В МАГНЕТИТЕ И ТИТАНОМАГНЕТИТЕ ИЗ ЭНДОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Магнетит и его разновидность — титаномагнетит являются главнейшими рудными минералами эндогенных железорудных месторождений. В качестве акцессорных минералов они также присутствуют почти во всех типах интрузивных и эфузивных пород.

Магнетит принадлежит к структурной группе шпинели, относится к типу инвертированной шпинели. Формула его: $\text{Fe}^{3+}(\text{Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+})\text{O}_4$; в четверной координации находится Fe^{3+} , а в шестерной — изоморфно Fe^{2+} и Fe^{3+} .

Природные магнетит и титаномагнетит обычно содержат значительное количество элементов-примесей (%): до 20Ti, до 8Al, до 6Mg, до 4,6Mp, до 4,9V, до 8,3Cr, до 0,9Zn, около 0,0n—0,000n% Ni, Co, Sc, Ga, Ta, Nb, Ge и других. Близость некоторых кристаллохимических констант указанных элементов и железа позволяет им находиться в изоморфных взаимоотношениях. Более высокими концентрациями элементов-примесей характеризуется титаномагнетит. Однако титаномагнетит, в котором концентрации титана, алюминия и магния достигают нескольких процентов, обычно не однороден и в нем наблюдаются распады твердых растворов. В качестве самостоятельной минеральной фазы могут присутствовать: шпинель, плеонаст, герцинит, ульвошинель, ильменит. Одной из важных причин, способствовавших образованию твердых растворов, являются инвертированные структурные взаимоотношения минералов группы шпинели (Борисенко и др., 1968).

Наиболее распространены следующие серии твердых растворов: 1) Fe_3O_4 — Fe_2TiO_4 (магнетит — ульвошинель), характеризующаяся непрерывной смесимостью компонентов и распадом твердого раствора при температуре ниже 600° С (Akimoto a. o., 1957); 2) Fe_3O_4 — FeTiO_3 (магнетит-ильменит) — в этой системе, вероятно, существует ограниченная растворимость ильменита (до 5%) в магнетите (Basta, 1960); 3) Fe_3O_4 — MgFe_2O_4 (магнетит-магнезиоферрит) — непрерывная серия твердых растворов; 4) Fe_3O_4 — FeAl_2O_4 (магнетит-герцинит) — непрерывная смесимость при температуре выше 858° С, ниже этой температуры взаимная растворимость компонентов ограничена (Tugnock, 1959); 5) Fe_3O_4 — MgAl_2O_4 (магнетит-шпинель) непрерывная серия твердых растворов.

Фазовая неоднородность наблюдается в большинстве случаев при микроскопическом изучении титаномагнетита магматических образований.

В титаномагнетите оливинитов, пироксенитов, верлитов и горнбледитов, являющихся производными нормальных по щелочности магм, в качестве второй фазы обычно преобладает шпинель и менее распространен ильменит. В габбро, ассоциирующих с этими же породами, титаномагнетит в большем количестве содержит пластинчатые вростки ильменита.

Титаномагнетит оливинитов, связанных с щелочно-ультраосновными комплексами, кажущийся однородным при увеличении до 1000 раз, также характеризуется фазовой неоднородностью, выявляющейся при

применении электронного микроскопа (Мясников, Боярская, 1965) и более совершенной световой оптики с увеличением до 2400 раз. Он состоит из двух фаз твердых растворов с соотношением их примерно 1 : 2: 1) магнетита (40%) и ульвошинели (60%), 2) ульвошинели (10%) и магнетита (90%). Фаза, представленная существенно ульвошинелевым твердым раствором, образует пластинчатые выделения, составляющие сетку, размер ячеек которой в ряде случаев выходит за пределы видимости световой оптики (Цветков и др., 1965).

Титаномагнетит габбро-сиенитовых и расслоенных габброидных массивов (в казанскитах, коссвитах, оливинитах, рудном габбро), часто ассоциирующий с апатитом, содержит пластинчатые вrostки ильменита и иногда включения плеонаста (Лебедев, Богатиков, 1965).

Магнетит гидротермальных и контактово-метасоматических месторождений при увеличениях до 1500 раз в большинстве случаев выглядит однородным. Однако в гидротермально — метасоматических месторождениях апатит-форстерит-магнетитовых пород из щелочно-ультраосновных комплексов магнезиальный магнетит постоянно содержит закономерные включения зеленошпинели — плеонаста, имеющие изометрическую, октаэдрическую, иглообразную или веретенообразную форму. Характерны также скелетные формы включений в виде шестиугольных звездочек, лучи которых ориентированы в магнетите параллельно ребрам куба (Римская-Корсакова, 1950). Титанистые магнетиты поздней генерации в этих же месторождениях содержат закономерные пластинчатые вrostки ильменита.

На некоторых железорудных контактово-метасоматических месторождениях иногда также отмечались отдельные зерна (или незначительные их скопления) титаномагнетита, содержащие пластиночки ильменита (Онтоев, 1958; Соколов, Дымкин, 1967). Но вообще титаномагнетит со структурами распада не характерен для этого типа месторождений (Борисенко и др., 1968).

Концентрации элементов-примесей в титаномагнетите и магнетите в значительной степени связаны со спецификой генезиса железорудных месторождений. Оказывает влияние на распределение этих элементов и формационная принадлежность эндогенных месторождений.

В табл. 1 приведены результаты наших исследований, а также литературные данные по элементам-примесям, содержащимся в титаномагнетите и магнетите железорудных месторождений различных магматических формаций: габбро-диорит-диабазовой, габбро-пироксенит-дунитовой, габбро-сиенитовой, дифференцированных габбровых и норитовых интрузий, мигматитов амфиболитовой фации и связанных с ними андезититов, аортозитовой, щелочно-ультраосновной, андезитовой, трапповой, габбро-плагиогранитной, габбро-диорит-гранодиоритовой (формации выделены по Ю. А. Кузнецовой). Именно к этим формациям приурочены все крупнейшие эндогенные железорудные месторождения мира. Одной из главных задач настоящей статьи является сопоставление концентраций элементов-примесей в магнетите и титаномагнетите из эндогенных месторождений различной формационной принадлежности. Для этого наиболее целесообразно оперировать среднеарифметическими значениями, так как они являются несмещанными оценками истинных средних в условиях достаточно широкого класса распределений (Крамер, 1948). Если элемент установлен менее чем в пятидесяти процентах анализированных проб, то среднее его содержание не вычислялось. Все количественные определения элементов-примесей в образцах магнетита и титаномагнетита, собранных авторами, выполнены в спектральной и химической лабораториях ИМГРЭ Л. И. Сердобовой, Н. А. Коровиной, С. И. Неволиной, Б. И. Волковым, А. М. Кисловым и другими аналитиками.

Титан является важнейшим компонентом магнетита во многих типах эндогенных железорудных месторождений, в особенности магматического генезиса (см. табл. 1). В подавляющем большинстве магматических месторождений содержание титана в магнетите составляет от 3 до 13%, а в среднем для различных типов месторождений колеблется от 5 до 9%. Исключение составляют лишь месторождения, генетически связанные с массивами габбро-пироксенит-дунитовой формации, в которых содержание титана в магнетите в среднем значительно ниже 1,81%. Это обстоятельство на примере уральских месторождений титаномагнетита отмечалось также Д. С. Штейнбергом и В. Г. Фоминых (1963). Повышенные содержания титана в месторождениях магматического генезиса несомненно свидетельствуют о том, что в процессах магматической дифференциации ярко проявляется геохимическое родство титана и железа, концентрация которых определяется общими фактами.

Содержание титана в магнетите гидротермально-метасоматических и контактово-метасоматических месторождений существенно ниже, чем в собственно магматических месторождениях и обычно не превышает десятых долей процента. Выделяются высокими содержаниями этого элемента лишь титаномагнетит группы перовскит-титаномагнетитовых месторождений из щелочно-ультраосновных комплексов (в среднем 6,86% Ti).

При минимальных содержаниях титана в магнетите месторождений контактово-метасоматического генезиса (в среднем 0,146%) устанавливается зависимость его содержания в магнетите этих месторождений от состава рудовмещающих пород. По данным И. А. Киселевой и А. А. Матвеева (1967), в магнетитовых рудах Бурлукского скарнового месторождения (Восточный Саян), развившихся по алюмосиликатным породам, магнетит содержит в среднем 0,16% Ti, а в рудах, развивающихся по известнякам, это содержание существенно ниже (в среднем 0,012%). Подобная же зависимость установлена на Разданском (Армения) скарновом месторождении (Бояджян, Мкртчян, 1969). Характерным примером является также Евстюниинское месторождение на Урале, на котором магнетит только рудных тел, образовавшихся путем замещения габбро, характеризуется повышенной титаноносностью — до 0,79%.

Содержание титана в магнетите скарново-магнетитовых месторождений зависит также и от состава материнской интрузии. В месторождениях, связанных с породами повышенной основности, магнетиты обычно характеризуются более высокими его содержаниями.

Ванадий содержится в титаномагнетите и магнетите всех рассмотренных типов эндогенных месторождений (см. табл. 1). Титаномагнетит большинства магматических месторождений, как правило, содержит в 3—5 раз больше ванадия, чем титаномагнетит и магнетит гидротермальных и контактово — метасоматических месторождений. Однако титаномагнетит магматических месторождений щелочно-ультраосновной формации составляет исключение из этого правила (Бородин и др., 1966). Большое количество проанализированных образцов (293) позволило установить, что средние содержания ванадия в титаномагнетите магматических и гидротермально-метасоматических руд этих месторождений не превышают сотых долей процента. Другими словами, концентрации ванадия в титаномагнетите из месторождений щелочно-ультраосновной формации ближе к его средним содержаниям в магнетите гидротермальных и контактово-метасоматических железорудных месторождений. При относительно низких содержаниях ванадия в титаномагнетите из магматических месторождений щелочно-ультраосновной формации устанавливается определенная зависимость содержания ванадия от характера рудных пород. Она заключается в том, что титаномагне-

Содержание элементов-примесей (вес. %) в титаномагнетите и магнетите железорудных месторождений

Генетический тип месторождений	Магматическая формация (по Ю. А. Кузнецову)	Тип руд	Примеры месторождений
Магматические	Габбро-диорит-диабазовая	Массивные и вкрапленные в габбро и габбролитах	Кусинское, Медведевское, Копанское (Урал)
	Габбро-пироксенит-дунитовая	Шлирово-вкрапленные и массивные в пироксенитах, верлитах, габбро и горнблендитах	Гусевогорское, Качканарское, Висимское, Волковское, Первоуральское (Урал)
	Габбро-сиенитовая	Шлирово-вкрапленные и массивные в оливинитах, перидотитах, габбро, амфиболитах	Ельть-Озеро (Северная Карелия); Гремяха-Вырмерс (Кольский п-ов)
	Дифференцированных габбровых и норитовых интрузий	Массивные в норитах, аортозитах, габбро	Месторождения Бушевельского комплекса (ЮАР)
	Мигматитов амфиболовой фации и связанных с ними анатектитов	Вкрапленные в габбро-диабазах	Пудожгорское и Койкарское (Карелия)
	Аортозитовая	Вкрапленные и массивные в габбро, пироксенитах, оливинитах, аортозитах	Кручининское (Забайкалье), Чинейское (Восточная Сибирь), Цагинское (Кольский п-ов)
	Щелочно-ультраосновная	Шлирово-вкрапленные в оливинитах и пироксенитах	Ковдор, Африканда, Вуори-Ярви (Кольский п-ов); Кугда, Бор-Урях, Одихинча (Полярная Сибирь)
Гидротермально-метасоматические	То же	Массивные, полосчатые и вкрапленные комплексные руды (перовскит-титаномагнетитовые) в флогопитизированных и перекристаллизованных оливинитах и пироксенитах	Ковдор, Африканда, Вуори-Ярви (Кольский полуостров), Кугда, Бор-Урях, Одихинча (Полярная Сибирь)
	" "	Массивные и вкрапленные комплексные редкometальные апатит-магнетитовые руды с форстенитом и кальцитом (камафориты)	Ковдор (Кольский полуостров), Арбарастиах (Алдан)
	Андезитовая	Прожилково-вкрапленные в брекчированных андезитах	Абовянское (Армения)
Контактово-метасоматические	Трапповая (толеит-базальтовая)	Массивные, вкрапленные и оолитовые в ороговикованных породах, скарноподобных метасоматитах, иногда брекчированных (ангоро-илимский тип)	Камышевский Байкитик, Хакдасис (Красноярский край); Краснояровское, Кежемское, Коршуновское, Рудногорское (Иркутская обл.)
	Габбро-плагиогранитная, габбро-диорит-гра-нидиоритовая и другие	Массивные, вкрапленные, пятнистые, прожилково-вкрапленные, преимущественно в известковых скарнах	Осокино-Александровское, Евстюшинское, Гороблагодатское (Урал); Мульгинское, Бурлукское (Восточный Саян); Белорецкое (Горный Алтай); Разданское (Армения); Дашкесанская (Азербайджан) и др.

Минералы	Элементы-примеси								Исследователь
	Tl	V	Cr	Mn	Ni	Mg	Sc·10 ⁻⁴	Ga	
Титаномагнетит	3,36—12,78 ¹ 5,90 (121)	0,31—0,62 0,42 (41)	0,001—2,06 0,45 (42)	0,09—0,36 0,20 (44)	0,012—0,50 0,12 (30)	0,15—2,64 1,23 (44)	2,6—41,9 16,7 (36)	0,0016—0,0056 0,0032 (12)	Малышев и др. (1934); Борисенко и др. (1968); Фоминых (1968); данные Л. Ф. Борисенко
То же	0,61—4,32 1,81 (257)	0,05—0,84 0,35 (136)	0,007—0,29 0,066 (99)	0,03—0,42 0,19 (99)	0,010—0,09 0,026 (68)	0,27—3,90 1,59 (65)	4,6—39,0 14,9 (76)	0,0022—0,0069 0,0040 (49)	Латыш (1960); Воробьева и др. (1962); Фоминых (1962, 1963); Борисенко и др. (1968); данные Д. С. Штейнберга и других
" "	2,86—11,63 7,14 (20)	0,11—0,45 0,31 (17)	— 0,08 (9)	0,17—0,54 0,28 (35)	— —	0,27—1,84 0,92 (21)	6,5—22,8 20,0 (19)	0,0025—0,0035 0,0029 (4)	Богачев и др. (1963); Лебедев, Богатиков (1965); Полканов и др. (1967)
" "	7,24—9,48 8,27 (10)	0,20—0,98 0,56 (10)	0,006—0,25 0,082 (10)	0,06—0,25 0,18 (10)	— Сл. (10)	0,07—0,81 0,43 (10)	— —	— —	Coertze, 1966
" "	6,0—13,0 9,20 (29)	0,40—0,73 0,55 (68)	0,0007—0,014 — (22)	0,14—0,50 0,32 (67)	0,007—0,028 0,017 (19)	0,13—0,63 0,32 (67)	1,3—8,8 3,85 (68)	0,0010—0,0037 0,0020 (14)	Данные Л. Ф. Борисенко
" "	6,2—13,6 7,45 (19)	0,12—0,55 0,35 (20)	0,005—0,205 0,092 (18)	0,192—0,73 0,34 (19)	Не обн. — (14)	0,50—1,61 1,04 (19)	28,0—46,0 37,0 (9)	0,0030—0,0065 0,0046 (10)	Кавардин (1960); Лебедев (1962); данные А. В. Лапина
" "	1,00—12,15 5,46 (51)	0,010—0,274 0,081 (53)	0,031—3,6 0,66 (106)	0,06—0,62 0,30 (107)	0,012—0,36 0,126 (104)	1,31—7,74 3,50 (107)	1,0—58,0 19,2 (9)	0,0025—0,0060 0,0040 (15)	Бородин и др. (1966); данные А. В. Лапина
" "	0,75—20,0 6,86 (17)	0,033—0,160 0,055 (44)	0,003—0,36 0,088 (31)	0,09—0,63 0,41 (44)	0,004—0,10 0,037 (30)	0,42—5,64 2,85 (44)	3,0—62,0 43,0 (12)	0,0029—0,0042 0,0037 (4)	Бородин и др. (1966); данные А. В. Лапина
Магнетит и титаномагнетит	0,108—4,50 1,39 (126)	0,010—0,246 0,094 (196)	0,0007—0,0034 0,0011 (32)	0,12—1,16 0,57 (122)	0,001—0,006 — (71)	0,50—6,00 2,64 (102)	40,0—124,0 66,0 (2,9)	0,0025—0,0030 0,0027 (5)	Кухаренко и др. (1965); Бородин и др. (1966); данные А. В. Лапина, А. Г. Жабина
Магнетит	0,08—0,66 0,25 (19)	0,06—0,36 0,15 (19)	0,0007—0,013 — (37)	0,06—0,15 0,09 (7)	0,005—0,085 0,044 (19)	0,32—1,80 0,88 (19)	Не обн. — (19)	0,0011—0,0027 0,0020 (6)	Борисенко и др. (1968)
Магнитомагнетит	0,03—0,71 0,19 (26)	0,011—0,50 0,118 (46)	Не обн. — (24)	0,06—0,30 0,14 (53)	0,025—0,095 — (18)	0,48—7,50 3,12 (44)	2,6—22,6 7,9 (18)	0,0028—0,0045 0,0034 (9)	Иващенко, Карабельников (1960); Росляков, Антипов (1960); Павлов (1961); Синяков, Федосеева (1967); Л. Ф. Борисенко, Б. П. Золотарев (1969)
Магнетит	0,0012—0,84 0,146 (1151)	0,002—0,32 0,039 (1223)	0,001—0,075 0,007 (112)	0,008—4,04 0,14 (279)	0,0008—0,010 0,005 (173)	0,024—2,86 0,39 (237)	1,3—9,1 — (68)	0,0005—0,0048 0,0019 (77)	Онтоев (1958); Овчинников (1960); Дымкин, Васильева (1961); Вахрушев (1965); Дымкин (1966); Дымкин, Могилева (1967); Дымкин, Новожилов, Фитхутдинов (1967); Шешегов (1967); Киселева, Матвеев (1967); Борисенко и др. (1968); Бояджян, Мкртычян (1969); данные Л. Ф. Борисенко

¹ В числителе — пределы содержаний, в знаменателе — среднее содержание (в скобках — число анализированных проб).

тит из рудных пироксенитов, как правило, обогащен им по сравнению с титаномагнетитом из рудных оливинитов. Однако подобная закономерность для титаномагнетита габбро-пироксенит-дунитовой формации наблюдается не на всех массивах.

Содержания ванадия в титаномагнетите магматических месторождений колеблются в пределах нескольких десятых процента (исключение составляют руды месторождений щелочно-ультраосновной формации), а в магнетите гидротермально-метасоматических месторождений—от $\leq 0,00n\%$ до $0,n\%$. На некоторых участках таких скарновых месторождений, как Осокино-Александровское, Евстюниинское и Качарское (Урал), содержания ванадия такого же порядка, что и в титаномагнетите магматических месторождений. Характерной особенностью скарновых месторождений является довольно широкий диапазон колебаний его концентраций в магнетите из различных частей рудных тел или типов руд, что существенно отличает их от титаномагнетита большинства магматических месторождений. Вероятнее всего, эти колебания связаны с различным составом замещаемых в процессе рудообразования вмещающих пород (Овчинников, 1960). Особенno ярким примером являются железные руды Евстюниинского месторождения: те из них, которые образовались в результате замещения габбро, содержат до $0,29\% V$, тогда как в других обнаружено $0,04—0,09\%$.

Подобная же картина неравномерного распределения этого элемента установлена на примере многочисленных месторождений трапповой формации (ангело-илимский тип руд). О влиянии вмещающих пород на повышение ванадиеносности только части магнетита Бурлукского (Восточный Саян) и Разданского (Армения) kontaktово-метасоматических месторождений писали и другие исследователи (Киселева, Матвеев, 1967; Бояджян, Мкртчян, 1969).

Немаловажное влияние на ванадиеносность какой-либо группы железорудных месторождений оказывает состав материнской интрузии. Наиболее четко эта особенность в распределении ванадия прослеживается на скарново-магнетитовых месторождениях. На примере многих месторождений этого типа Алтае-Саянской области В. А. Вахрушев (1965) показал, что магнетит месторождений, сформировавшихся под воздействием гранитоидов, генетически связанных с габбро, содержит по крайней мере на порядок больше ванадия, чем магнетит месторождений, генезис которых связан с гранитами интрузий «батолитового типа».

Титаномагнетит является одним из главных видов сырья в мировом производстве ванадия и его соединений; в течение последних двадцати лет оно непрерывно возрастает (Борисенко, 1972). Главную роль играют титаномагнетитовые и ильменит-магнетитовые руды магматических месторождений, в особенности габбро-пироксенит-дунитовой, габбродиорит-диабазовой формаций и дифференцированных габбровых и норитовых интрузий. Среднее содержание ванадия в титаномагнетите составляет обычно $0,3—0,6\%$, иногда более. Более низкие его содержания в титаномагнетите, магнетите, магномагнетите месторождений других формаций позволяют отнести их руды к природно-легированным ванадием, что повышает качество изготовленного из них чугуна. В настоящее время в Финляндии и ЮАР работают два крупных завода, производящие из титаномагнетита ежегодно около 6000 т V_2O_5 . В Норвегии производят около 1500 т V_2O_5 .

Магний. Содержание магния в магнетите и титаномагнетите варьирует в широких пределах и во многих типах месторождений достигает нескольких процентов (см. табл. 1). Повышенные содержания элемента отмечаются не только в собственно магматических месторождениях магнетита, но характерны также и для некоторых типов гидротермально-метасоматических месторождений. Среди месторождений

магматического генезиса наиболее высокие содержания магния в титаномагнетите устанавливаются в месторождениях, связанных с массивами щелочно-ультраосновной формации, причем они максимальны в титаномагнетите из рудных оливинитов (в среднем 4,0% Mg) и несколько ниже в титаномагнетите из рудных пироксенитов (в среднем 2,51% Mg). Минимальные содержания магния отмечаются в титаномагнетите из магматических месторождений, связанных с дифференцированными габбро-норитовыми интрузиями, а также с габбро-диабазами.

Магнетит из различных типов месторождений гидротермально-метасоматического генезиса также существенно различается по содержанию магния. Наиболее высокие его концентрации характерны для магногематита (в среднем 3,12% Mg) из месторождений ангаро-илимского типа, связанных с траппами Сибирской платформы, а также из камафоритовых и перовскит-титаномагнетитовых месторождений в щелочно-ультраосновных комплексах. Магнетиты скарновых контактово-метасоматических месторождений характеризуются, как правило, низкими содержаниями магния (в среднем 0,39% Mg).

Марганец. Содержание марганца в титаномагнетите месторождений магматического генезиса сравнительно постоянно. В различных их типах оно в среднем меняется в пределах 0,18—0,34% (см. табл. 1). Лишь в отдельных месторождениях, связанных с габбро-анортозитовой и щелочно-ультраосновной формациями, отмечаются несколько повышенные его содержания (до 0,73%). Так, в титаномагнетите из Кручининского месторождения (Забайкалье) содержится в среднем 0,61, а в титаномагнетите из пироксенитов Буориярви — 0,43% Mn.

В месторождениях гидротермально-метасоматического генезиса содержания марганца в магнетите меняются в более широких пределах, но в большинстве случаев также не превышают десятых долей процента (в среднем для различных типов от 0,09 до 0,57%). Максимальные содержания марганца (до 13,7%) отмечены в магнетите некоторых рудных скарнов Бурятии. Особенно высокие концентрации его установлены на Магнетитовом месторождении, где минимальные содержания в магнетите не опускаются ниже 1,39% (Колесников, Румянцев, 1965). Относительно высокими содержаниями марганца характеризуется также магнетит редкометальных апатит-магнетитовых руд (камафоритов), связанных с щелочно-ультраосновными комплексами (в среднем 0,57%). В отдельных месторождениях этого типа, например в Арбаратхе, содержание марганца в магнетите нередко превышает 1%, а в среднем составляет 0,81%.

Хром и никель. Титаномагнетит и магнетит различных генетических типов железорудных месторождений существенно различаются по содержанию хрома и никеля; при этом для титаномагнетита собственно магматического генезиса в целом характерны значительно более высокие содержания этих элементов (см. табл. 1). Наиболее высокие содержания хрома и никеля в титаномагнетите магматического генезиса отмечаются для месторождений, связанных с щелочно-ультраосновной и габбро-диорит-диабазовой формациями. В этих месторождениях, в свою очередь, можно отметить относительное обогащение этими элементами титаномагнетита из наиболее ранних магматических дифференциатов — рудных оливинитов. Если титаномагнетит из рудных пироксенитов щелочно-ультраосновных комплексов содержит в среднем 0,21% Cr и 0,081% Ni, то в титаномагнетите из рудных оливинитов содержание этих элементов составляет соответственно 0,88 и 0,17%.

В группе месторождений гидротермально-метасоматического генезиса повышенные содержания никеля и хрома характерны для тех типов месторождений, которые формируются в породах, первично обогащенных этими элементами, что свидетельствует о заимствовании последних из вмещающих пород. Например, титаномагнетит из перовскит-титано-

магнетитовых руд в флогопитизированных и перекристаллизованных оливинитах содержит в среднем 0,065 % Ni и 0,08 % Cr, а титаномагнетит аналогичных руд в флогопитизированных и перекристаллизованных пироксенитах с первично более низкими по сравнению с оливинитами содержаниями хрома и никеля содержит в среднем для различных месторождений от 0,00п до 0,017% Ni и от 0,00п до 0,024% Cr.

В месторождениях контактово-метасоматического генезиса, в целом характеризующихся низкими содержаниями этих элементов в магнетите (в среднем 0,007% Cr и 0,005% Ni), также наблюдается определенная зависимость в их содержании от типа вмещающих пород. По данным М. Т. Бояджяна и Г. М. Мкртчяна (1969), в Разданском скарново-магнетитовом месторождении магнетит из апоизвестняковых скарнов содержит в среднем 0,0128% Cr, а этот же минерал из руд, развившихся по габбро-диоритам, — 0,152%. Вместе с тем, содержание хрома и никеля в магнетите из скарново-магнетитовых месторождений зависит также и от состава и характера материнских интрузий. Месторождения, связанные с интрузивными породами повышенной основности, как правило, отличаются более высокими содержаниями этих элементов. Наиболее низкие их содержания, напротив, характерны для скарновых месторождений, связанных с гранитными интрузиями, в особенности с интрузиями «батолитового» типа.

Кобальт, по данным качественного спектрального анализа, содержится в титаномагнетите большинства магматических месторождений железа, а также в магнетите многих гидротермальных и контактово-метасоматических месторождений. Однако число количественных определений кобальта в этих минералах довольно ограничено, а для железорудных месторождений некоторых формаций вообще отсутствует. Наиболее высокие его концентрации установлены в титаномагнетите уральских месторождений железа из габбро-пироксенит-дуниевой формации (в среднем 0,02%), а также в титаномагнетите из ультрабазитов щелочно-ультраосновной (в среднем 0,03%). Титаномагнетит из Ельзозерского месторождения габбро-сиенитовой формации, по данным А. И. Богачева и др. (1963), содержит от 0,0015 до 0,012%, а в среднем 0,008% Co.

В магнетите контактово-метасоматических месторождений среднее содержание кобальта ниже и составляет 0,0033% для многочисленной группы месторождений Алтай-Саянской области, Закавказья и Бурятии (всего 152 образца). Характерно, как отмечал В. А. Вахрушев (1965), что повышенные содержания кобальта (до 0,04%) устанавливаются только в образцах магнетита, в которых обнаружены мельчайшие включения кобальтсодержащего пирротина. На примере высокогорского месторождения (Урал) предполагается, что присутствие кобальта в магнетите связано с вростками цинксодержащей шпинели, которая содержит 0,2% кобальта. (Сумин, 1951; Овчинников, 1960). Таким образом, можно сделать допущения, что повышенные концентрации кобальта ($\geq 0,01\%$) в магнетите контактово-метасоматических месторождений связаны с наличием в нем включений кобальтсодержащих минералов. Вероятно, это справедливо и для магнетита некоторых гидротермально-метасоматических месторождений, в частности апатит-форстерит-магнетитовых в щелочно-ультраосновных комплексах. В этих месторождениях магнетит, в котором присутствуют включения цинксодержащей шпинели, характеризуется повышенной концентрацией кобальта (в среднем 0,012%). При его концентрациях 0,00п—0,000п% в магнетите этих же месторождений кобальт, вероятнее всего, содержится в виде изоморфной примеси.

Если обратиться к примеру Разданского месторождения (Армения), то видно, что состав вмещающих пород существенно не влияет на содержание кобальта в магнетите. Так, в магнетите, образовавшем-

ся по габбро-диоритам, содержится в среднем 0,0034% Co, а в магнетите, развившемся в результате замещения известняков — 0,003% (Бояджян, Мкртчян, 1969). Однако это лишь один из примеров многочисленной группы железорудных контактово-метасоматических месторождений. Вполне возможно, что дальнейшие более детальные исследования магнетита укажут на наличие зависимости степени концентрации кобальта в этом минерале от состава замещаемых пород.

Следует отметить и такой факт, характеризующий распределение этого элемента в титаномагнетите и магнетите, — акцессорный титаномагнетит из более основных эфузивных пород содержит больше кобальта (0,01%), чем из более кислых — 0,0063% (Мнацаканян, 1965). Та же тенденция установлена В. А. Вахрушевым (1965) на примере акцессорных титаномагнетита и магнетита из интрузивных пород.

Скандий обнаружен во всех образцах титаномагнетита в магматических месторождениях (см. табл. 1). Средние содержания скандия в титаномагнетите габбро-пироксенит-дунитовой, габбро-диорит-диабазовой, габбро-сиенитовой, щелочно-ультраосновной формаций близки (0,0015—0,0020%). Более низкие его концентрации установлены в титаномагнетите из вкрапленных руд в габбро-диабазах Карелии (0,0004%), а наиболее высокие — 0,0037% в титаномагнетите Кручининского месторождения (анортозитовая формация).

Магнетит и титаномагнетит гидротермально-метасоматических месторождений характеризуются контрастными концентрациями скандия. Если в большинстве образцов магнетита контактово-метасоматических железорудных месторождений скандий совсем не был обнаружен, то магнетит гидротермально-метасоматических образований щелочно-ультраосновной формации (камафоритов) содержит максимальные его количества (до 0,0124%), которые вообще были установлены в минералах этой группы (Борисенко, 1964). Решающее значение для накопления скандия в титаномагнетите метасоматически измененных ультрабазитов щелочно-ультраосновных комплексов имели, вероятнее всего, повышенные его содержания (0,01—0,02%) в первичных пироксенах.

В процессе доменной плавки скандий, содержащийся в рудном концентрате, переходит в шлаки. Принципиальная схема извлечения скандия из шлаков разработана (Комиссарова и др., 1965). Однако предложенный метод дорог и требует совершенствования.

Цинк установлен в большинстве образцов титаномагнетита и магнетита. Его концентрации в титаномагнетите, как правило, не превышают 0,001%. В магнетите контактово-метасоматических месторождений содержания цинка выше и достигают 0,9%, но обычно составляют 0,01%; для магнетита Алтая — Саянской области среднее его содержание равно 0,021% (Вахрушев, 1965), группы Еравнинских месторождений в Бурятии — 0,21% (Колесников, Румянцев, 1965), Разданского месторождения в Армении — 0,014% (Бояджян, Мкртчян, 1969). В отличие от многих других элементов-примесей (Ti, V, Cr, Co) цинк характеризуется иным распределением в магнетите, образовавшемся в результате замещения различных пород. Например, магнетит, образовавшийся по известняку, содержит примерно в два раза больше цинка, чем магнетит, развившийся по габбро-диоритам (Бояджян, Мкртчян, 1969). В этом отношении цинк стоит ближе к Mn, Ni и Cu, хотя у последних эта тенденция распределения в магнетите выражена не столь четко. Однако в настоящее время, кроме Разданского месторождения железа, подобная тенденция распределения цинка не отмечена на других месторождениях.

Содержание цинка в магнетите из гидротермально-метасоматических апатит-форстерит-магнетитовых руд (камафоритов) в щелочно-ультраосновных комплексах имеет тот же порядок, что и в магнетите из

скарновых месторождений: оно варьирует от 0,016 до 0,032% и в среднем составляет 0,025%.

О распространении этого элемента в акцессорных титаномагнетите и магнетите имеются отрывочные данные, полученные преимущественно методом качественного или полуколичественного спектрального анализа. На основании имеющихся данных можно отметить, что акцессорные титаномагнетит и магнетит из более кислых разностей изверженных пород иногда несколько обогащены цинком по сравнению с теми же минералами из более основных пород (Джрабашян, 1965).

Галлий. Согласно имеющимся данным, хотя и недостаточно полным, геохимическая связь галлия с трехвалентным железом находит отражение в относительной его концентрации в магнетите (Борисенко, 1966). По данным авторов, средние содержания элемента в магнетите различных типов месторождений магматического генезиса колеблются от 0,0010 до 0,0069%. Максимальные содержания соответствуют магнетиту из месторождений, связанных с формациями аортозитов и платформенных дифференцированных основных-ультраосновных интрузий, а минимальные — магнетиту из габбро-диабазов формации мигматитов амфиболитовой фации и связанных с ними анатектитов. В гидротермально-метасоматических и контактово-метасоматических месторождениях содержание галлия в магнетите в среднем немного ниже, чем в собственно магматических. В этой группе месторождений более высокие содержания галлия характерны для магногиббитита из месторождений ангоро-илимского типа (в среднем 0,0034%) и магнетита из камафоритовых руд в щелочно-ультраосновных комплексах¹ (в среднем 0,0027%), а наиболее низкие — для магнетита из скарново-магнетитовых месторождений (в среднем 0,0019%).

Германий. Известна склонность германия концентрироваться в осадочно-метаморфических железных рудах (Момджи, Григорьев, 1959). Содержание германия в магнетите эндогенных железорудных месторождений характеризуется существенно более низкими значениями. Имеющихся данных однако недостаточно, чтобы получить полное представление о закономерностях его распределения в магнетите из различных типов магматических и гидротермально-метасоматических месторождений.

По данным А. И. Карапетяна и Г. М. Мкртчяна (1966), магнетит гистеромагматических титаномагнетитовых и апатит-магнетитовых руд в ультраосновных и основных породах содержит от 0,00008 до 0,00012% Ge; в скарново-магнетитовых месторождениях содержание последнего в магнетите выше и колеблется от 0,00003 до 0,0022%. Среднее содержание германия в магнетите контактово-метасоматических месторождений Алтае-Саянской области составляет 0,00025%, а максимальные его содержания достигают 0,0026% (Вахрушев, Семенов, 1969). По данным авторов, концентрация германия в магнетите магматических и гидротермально-метасоматических месторождений, связанных с щелочно-ультраосновной формацией, не превышает 0,003%, а титаномагнетит месторождений габбро-пироксенит-дуниотовой формации содержит 0,0003—0,0007% Ge. Представляют определенный интерес данные А. И. Карапетяна и Г. М. Мкртчяна о содержании элемента в акцессорном магнетите из различных типов магматических пород (табл. 2), показывающие, что оно закономерно увеличивается с уменьшением основности пород.

Ниобий, tantal, цирконий. Данные о содержаниях этих элементов в титаномагнетите и магнетите различных типов эндогенных месторождений немногочисленны; наиболее полно может быть охарактеризован титаномагнетит из месторождений, относящихся к щелочно-ультраосновной формации. Известно, что с этой формацией связаны крупные месторождения Nb, Ta и Zr, приуроченные к карбонатитам, а

Таблица 2

Содержания германия (вес. %) в акцессорном магнетите
из различных типов пород Армянской ССР

Породы	Содержание германия	
	пределы	среднее
Граниты, плагиограниты гранодиориты (29) ¹	0,00018—0,00063	0,00031
Сиениты, граносиениты щелочные сиениты, кварцевые сиениты (6)	0,0001—0,00026	0,00018
Диориты, кварцевые диориты, монцониты (14)	0,00008—0,00063	0,00028
Габбро, габбро-диориты, габбро-нориты и другие (7)	0,00011—0,00019	0,00014
Перидотиты (верлиты), пироксениты, серпентиниты (7)	0,00002—0,00018	0,00006

¹ В скобках — количество проб.

также комплексные железорудные месторождения, в которых магнетит ассоциирует с первовскитом (перовскит-титаномагнетитовый тип месторождений) либо с апатитом, форстеритом и акцессорными редкометальными минералами — бадделеитом, пирохлором, гатчеттолитом, Nb-цирконолитом и другими (месторождения редкометальных камафоритов). Таким образом, интерес к характеру распределения ниobia, тантала и циркония в железорудных месторождениях этого типа, а в частности в магнетите из этих месторождений, неслучаен. Данные о содержаниях этих элементов в магнетите из различных типов железорудных месторождений в щелочно-ультраосновных комплексах сведены в табл. 3 (по А. В. Лапину). Магнетит из гидротермально-метасоматических месторождений этих комплексов характеризуется существенно повышенными содержаниями ниobia, тантала и циркония. Максимальные концентрации этих элементов отмечаются в магнетите из камафоритовых руд, которые нередко содержат собственные минералы ниobia, тантала и циркония и могут рассматриваться в качестве комплексных редкометальных руд.

О содержании редких элементов в магнетите из других типов месторождений имеются лишь единичные данные. По А. А. Полканову и др. (1967), в титаномагнетите и магнетите Гремяха-Вырмес (Кольский п-ов) содержится 0,0014—0,0028% Nb, титаномагнетит из Кручининского месторождения (Читинская область) содержит 0,0063% Nb. В титаномагнетите месторождений габбро-пироксенит-дунитовой формации ниобий не установлен; чувствительность определения 0,001% (Еськова, 1964; Борисенко, 1966).

Рассмотренные особенности распределения элементов-примесей в магнетите и титаномагнетите показывают, что состав этих минералов довольно различен за счет колебаний концентраций титана, алюминия, магния, а также ванадия, хрома, никеля, марганца, кобальта, галлия, цинка, ниobia, циркония, тантала, германия. Титаномагнетит, как правило, характеризуется повышенными содержаниями титана, ванадия, хрома, никеля, а магнетит, магнومагнетит и якосит могут содержать значительные количества магния, марганца (см. табл. 1). В магнетите отмечаются также повышенные концентрации цинка, кобальта, германия. Повышенные содержания в составе титаномагнетита элементов-примесей (в основном титана, алюминия, магния) оказывают влияние на внутреннее строение минерала, которое выражается в виде структур распада твердых растворов. Магнетит, как правило, однороден.

Таблица 3

Содержание ниобия, тантала и циркония (вес. %) в магнетитах из различных генетических типов железорудных месторождений в щелочно-ультраосновных комплексах

Генетический тип месторождений	Рудные породы	Примеры месторождений	Nb		Ta		Zr	
			пределы	среднее	пределы	среднее	пределы	среднее
Магматические	Рудные оливиниты и пироксениты с титаномагнетитом	Ковдор, Салма и др. (Кольский полуостров); Кугда, Бор-Урях и др. (Полярная Сибирь)	0,001—0,005 (7) ¹	0,0024	—	0,001 (7) ²	0,0015—0,005 (8)	0,0036
Гидро-термально-метасоматические	Комплексные перво-скит-титаномагнетитовые руды в флогопитизированных оливи-нитах и пироксенитах	Ковдор, Салма и др. (Кольский полуостров); Кугда, Бор-Урях и др. (Полярная Сибирь)	0,0021—0,017 (3)	0,0084	—	0,001 (3)	0,0041—0,013 (3)	0,0087
	Редкометальные ка-мафориты (апатит-форстерит-магнетито-вые породы)	Ковдор, Вуори-Ярви (Кольский полуостров); Арбаастах (Якутия)	0,002—0,048 (43)	0,017	0,001—0,016	0,006 (42)	0,005—0,037 (33)	0,016

¹ В скобках — количество проб.

² По данным А. А. Кухаренко и др. (1961), содержание Ta₂O₅ в среднем из трех определений составляет 0,00019%.

Степень концентрации элементов-примесей в титаномагнетите и магнетите тесно связана с генезисом рассмотренных железорудных месторождений. Титаномагнетит подавляющей части магматических месторождений содержит больше элементов-примесей, чем магнетит контактово-метасоматических и гидротермальных месторождений. Содержание таких элементов-примесей, как титан, ванадий, хром, никель, скандий, в магнетите контактово-метасоматических месторождений по крайней мере на порядок меньше, чем в титаномагнетите магматических месторождений железа. На примере железорудных месторождений Урала контактово-метасоматического и магматического генезиса было показано при помощи обработки данных методами математической статистики существенное различие средних содержаний элементов-примесей в титаномагнетите и магнетите (Борисенко, 1968). Подобное несоответствие в распределении элементов-примесей в рассматриваемых рудных минералах является отражением условий образования магнетита и титаномагнетита. Для эндогенных месторождений Алтая-Саянской области это же было доказано В. А. Вахрушевым (1965).

Концентрации элементов-примесей в титаномагнетите магматических месторождений из руд одного типа отличаются относительной устойчивостью. В магнетите контактово-метасоматических месторождений железа эти же элементы (особенно титан и ванадий) распределены неравномерно даже на ограниченных участках рудного тела (Карасик, 1955; Овчинников, 1960; Вахрушев, 1965; Борисенко, 1968). Наблюдаются также различия в распределении элементов-примесей в отдельных типах руд — вкрапленных и массивных. Как показал Л. Н. Овчинников (1960), магнетит бедных вкрапленных руд контактово-метасоматических месторождений содержит примерно в два раза больше титана и ванадия, чем магнетит массивных руд. В титаномагнетите магматических железорудных месторождений наблюдается прямо противоположная зависимость. В качестве примера распределения элементов — примесей в титаномагнетите магматических месторождений в табл. 4 приведены результаты, полученные для различных типов руд Первоуральского месторождения (по В. Г. Фоминых).

Таблица 4

Среднее содержание (вес. %) элементов-примесей
в титаномагнетите Первоуральского месторождения

Руда, порода	Ti	V	Cr
Массивная титаномагнетитовая руда (5) ¹	2,42	0,49	0,14
Горнблендит с густой рудной вкрапленностью титаномагнетита (8)	1,96	0,46	0,15 ²
Горнблендит с бедной вкрапленностью титаномагнетита (II)	1,08	0,36	0,19 ³

¹ В скобках число проб.

² Из 6 проб.

³ Из 10 проб.

На магматических месторождениях возможны колебания средних содержаний элементов-примесей в титаномагнетите в зависимости от минерального состава вмещающих пород, к которым приурочено оруденение. На примере Гусевогорского месторождения видно, что минимальные содержания титана и ванадия, а максимальные хрома и никеля установлены в титаномагнетите оливиновых пироксенитов (табл.

Таблица 5

Содержание элементов-примесей (вес. %) в титаномагнетите из различных типов пород Гусевогорского месторождения¹

Порода	Ti		V		Cr		Ni	
	пределы	среднее	пределы	среднее	пределы	среднее	пределы	среднее
Оливиновый пироксенит	0,87— 1,83 (5)	1,32	0,13— 0,31 (5)	0,20	0,144— 2,04 (5)	0,89	0,033— 0,038 (2)	0,036
Диаллаговый пироксенит	1,32— 2,52 (14)	1,77	0,20— 0,48 (14)	0,33	0,007— 0,103 (14)	0,042	0,011— 0,028 (10)	0,015
Роговообманковый пироксенит	1,68— 2,25 (8)	1,85	0,31— 0,44 (9)	0,37	0,007— 0,026 (7)	0,017	0,014— 0,022 (5)	0,018

В скобках — число проб.

5 данные Л. Ф. Борисенко) тогда как в диаллаговых и роговообманковых пироксенитах все наоборот.

В группе контактово-метасоматических месторождений на концентрацию элементов-примесей в магнетите наиболее значительное влияние оказывают: а) состав вмещающих пород, по которым развиваются рудные скарны, б) состав материнских интрузивных пород, с которыми генетически связано скарновое оруденение. На примере целого ряда месторождений доказано, что при замещении известняков образуется магнетит бедный элементами-примесями (Киселева, Матвеев, 1967; Бояджян, Мкртчян, 1969). Наоборот, магнетит, образовавшийся при замещении пород основного состава, обогащен этими же элементами. Так, на Евстюнинском железорудном месторождении (Урал) повышенная ванадиеносность (до 0,29% V) и титаноносность (до 0,79% Ti) отмечена в магнетите, образовавшемся за счет замещения пород основного состава.

Генетическая связь железорудных контактово-метасоматических месторождений с гранитоидами гранитного и габброидного ряда также влияет на общий уровень содержаний второстепенных элементов в магнетите. Предполагается, что значительная часть кислых и средних пород, с которыми генетически связано оруденение этих месторождений, относится к габброидному ряду (Вахрушев, 1965). В качестве одного из признаков, указывающих на наличие генетической связи железооруденения с комплексами совершенно определенных изверженных пород, служит состав акцессорного магнетита. Как было показано, акцессорный магнетит гранитоидов габброидного ряда Алтай-Саянской области содержит больше титана, ванадия, хрома, марганца, кобальта, никеля, чем магнетит гранитоидов гранитного ряда (табл. 6; по В. А. Вахрушеву). Все эти же элементы содержатся в повышенном количестве в магнетите контактово-метасоматических месторождений, генетически связанных с гранитоидами габброидного ряда этой же области.

Другими словами, совершенно определенная тенденция распределения элементов-примесей фиксируется в магнетите контактово-метасоматических месторождений, связанных с гранитоидами различного генезиса.

На состав магнетита гидротермальных и контактово-метасоматических месторождений могут влиять комплексы пород, вмещающие материнские интрузии гранитоидов. Как было показано Г. В. Поляковым (1967), указанные месторождения тяготеют к областям развитиямагматогенных комплексов базальтоидного ряда, хотя прямая связь с габ-

Таблица 6

Средние содержания (вес. %) элементов-примесей
в акцессорном магнетите интрузивных пород Алтае-Саянской области

Тип интрузии ¹	Ti	V	Cr	Mn	Co	Ni	Pb
Гранитоиды интрузий „батолитового“ типа (19)	0,37	0,07	0,05	0,26	0,001	0,002	0,018
Гранитоиды габброидного ряда (21)	1,55	0,17	0,08	0,49	0,003	0,017	0,012
Габбродифференцированное — массив Б. Культайга (3)	4,48	0,14	0,01	0,35	0,003	—	H/o
Габбро дифференцированное — Харловский массив (6)	4,34	0,26	0,06	0,34	0,007	0,007	H/o

¹ В скобках — число анализов.

бройдами зачастую и не наблюдается. Но за счет осветления значительных объемов фемических пород под воздействием восходящих эманаций и растворов происходили вынос, а затем отложение железа kontaktово-метасоматических месторождений. Наличие в толще вмещающих пород определенного набора элементов оказало воздействие на состав и концентрацию элементов-примесей в магнетите этих месторождений.

Помимо рассмотренных факторов, влияющих на распределение элементов-примесей в магнетите и титаномагнетите, важную роль играет формационная принадлежность железорудных месторождений. Так, максимальные содержания титана (до 13,6%) и ванадия (до 0,98%) установлены в титаномагнетите магматических месторождений, приуроченных к основным породам габбро-диорит-диабазовой формации геосинклинальных областей, а также к формации дифференцированных габбровых и норитовых интрузий, к габбро-диабазам формации мигматитов амфиболитовой фации, габбро-сиенитовой формации и анортозитовой формации древних щитов и платформ. Магнетит ультраосновной-щелочной формации в целом характеризуется очень высоким содержанием титана, повышенными концентрациями магния, ниobia, тантала, циркония и пониженным содержанием ванадия. Магнетит трапповой формации отличается высокими содержаниями магния.

Таким образом, к числу наиболее важных факторов, оказавших влияние на уровень концентраций и характер распределения элементов-примесей в магнетите и титаномагнетите эндогенных железорудных месторождений, относятся следующие: 1) особенности состава и структуры минерала, принадлежащего к группе шпинели, способного улавливать значительное количество элементов-примесей; 2) принадлежность железорудных месторождений к одному из генетических типов — магматическому, гидротермально-метасоматическому или kontaktово-метасоматическому; 3) приуроченность этих месторождений к совершенно определенным магматическим формациям геосинклинальных областей и платформ; 4) состав материнских вмещающих интрузивных пород для железных руд магматических месторождений и состав и строение замещаемых пород для скарново-магнетитовых месторождений; 5) генетическая связь kontaktово-метасоматических месторождений железа с гранитоидами габброидного или гранитного ряда; 6) состав вмещающих толщ целых областей, из которых в процессе становления гидротермально-метасоматических месторождений железа могло извлекаться рудное вещество под воздействием восходящих растворов и эманаций.

В заключение можно отметить, что магнетит и титаномагнетит эндогенных железорудных месторождений различных генетических типов

существенно различаются по содержанию элементов-примесей. Титаномагнетит магматического генезиса характеризуется повышенными концентрациями титана, хрома, никеля, ванадия, скандия. На основании анализа большого количества оригинальных и литературных данных устанавливаются закономерные вариации содержаний элементов-примесей в титаномагнетите в зависимости от формационной принадлежности месторождений, а в пределах определенных формаций — от петрографического состава рудных пород.

Содержания элементов-примесей (титана, хрома, никеля, ванадия, скандия) в магнетите гидротермально-метасоматических и скарновых месторождений, отличаясь более низкими значениями, также обнаруживают специфические вариации в зависимости от генетического типа и формационной принадлежности месторождений и, кроме того, существенно зависят и от характера материнских интрузий и состава замещаемых пород. Особенностью гидротермально-метасоматических месторождений щелочно-ультраосновной формации является повышенное содержание редких элементов (Nb , Ta , Zr) в магнетите и присутствие в рудах собственных минералов редких элементов; последнее обстоятельство наряду с высоким содержанием апатита определяет комплексный характер этих руд.

Рассмотренные элементы-примеси магнетита могут иметь большое практическое значение. Многие из них (V , Cr , Ni , Co , Ti и др.) являются легирующими примесями железных руд, а некоторые (V , Ti) в ряде случаев могут попутно извлекаться при их переработке. Однако возможности комплексного использования железных руд еще далеко не исчерпаны.

Выявленные закономерности в распределении элементов-примесей в магнетите различных генетических типов эндогенных месторождений позволяют более обоснованно подходить к их комплексной оценке; они могут быть также использованы при решении вопросов о генетической связи железорудных месторождений с теми или иными комплексами и формациями изверженных пород.

ЛИТЕРАТУРА

Богачев А. И., Зак С. И., Сафонова Г. П., Инина Г. А. Геология и петрология Ельзозерского массива габброндных пород Карелии. Изд-во АН СССР, 1963.

Борисенко Л. Ф. Скандий. В кн. «Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов», т. 1. Изд-во «Наука», 1964.

Борисенко Л. Ф. Редкие и малые элементы в гипербазитах Урала. Изд-во «Наука», 1966.

Борисенко Л. Ф. О некоторых закономерностях распределения элементов-примесей в титаномагнетите и магнетите. — Геохимия, 1968, № 7.

Борисенко Л. Ф. О перспективных типах ванадийсодержащих руд. — Редкие элементы. Сырье и экономика. Вып. 6. Изд. ИМГРЭ, М., 1972.

Борисенко Л. Ф., Лебедева С. И., Сердобова Л. И. О титаномагнетите и магнетите из железорудных месторождений различного генезиса. — Геология рудн. месторождений, 1968, том 10, 4.

Борисенко Л. Ф., Золотарев Б. П. Элементы-примеси в титаномагнетите траппов и магнومагнетите месторождений Тунгусской синеклизы. — Геохимия, 1969, № 12.

Бородин Л. С., Золотарев Б. П., Сердобова Л. И. Особенности химического состава и распределение титаномагнетита в комплексных массивах ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1966, № 5.

Бояджян М. Т., Мкртчян Г. М. Некоторые особенности распределения элементов-примесей в магнетите Разданского месторождения. — Геология рудн. месторождений, 1969, т. 11, 2.

Вахрушев В. А. Минералогия, геохимия и генетические группы kontaktово-метасоматических железорудных месторождений Алтая-Саянской области. Изд-во «Наука», 1965.

Вахрушев В. А., Семенов В. Н. Закономерности распределения германия в магнетите железорудных месторождений (на примере Алтая-Саянской области и Енисейского кряжа). — Геохимия, 1969, № 6.

Джрабашян Р. Т. Аксессорные элементы и минералы эфузивных образований Базумского хребта как индикаторы их металлогенической специализации. В кн. «Аксессорные минералы и элементы как критерий комагматичности и металлогенической специализации магматических комплексов». Изд-во «Наука», 1965.

Дымкин А. М., Васильева А. И. Некоторые особенности распределения элементов-примесей в главных рудных минералах Алешинского магнетитового месторождения (Тургайский прогиб).—Геология и геофизика, 1961, № 8.

Дымкин А. М. Петрология и генезис магнетитовых месторождений Тургая. Изд-во «Недра», 1966.

Дымкин А. М., Могилева М. П. Особенности дашкесанитовой минерализации в магнетитовом месторождении Табрат (Восточный Саян). В кн. «Геология и генезис магнетитовых месторождений Сибири». Изд-во «Наука», 1967.

Дымкин А. М., Новожилов В. И., Фатхутдинов Д. Х. Некоторые особенности строения скарновых зон Сорского магнетитового месторождения (Тургайский прогиб). В кн. «Геология и генезис магнетитовых месторождений Сибири». Изд-во «Наука», 1967.

Еськова Е. М. Ниобий. В кн. «Геохимия редких элементов», т. I. Изд-во «Наука», 1964.

Иващенко М. А., Карабельникова В. В. Коршуновское месторождение. В кн. «Ангаро-Илимские железорудные месторождения трапповой формации южной части Сибирской платформы». Госгеолтехиздат, 1960.

Кавардин Г. И. К минералогии сплошных титаномагнетитовых руд Чагинского месторождения. В сб. «Вопросы геологии и минералогии Кольского полуострова», вып. 2. Изд-во АН СССР, 1960.

Карапетян А. И., Мкртчян Г. М. К вопросу о германиеносности магнетитов различного происхождения.—Изв. АН Арм. ССР. Науки о земле, 1966, XIX, 6.

Карасик М. А. О чертах сходства и качественных различиях между магматическими и kontaktово-метасоматическими железорудными месторождениями.—Зап. Всес. минер. об-ва, 1955, ч. 84, вып. 1.

Киселева И. А., Матвеев А. А. Некоторые закономерности распределения элементов-примесей в магнетитах kontaktово-метасоматических месторождений (Восточный Саян).—Геология рудн. месторождений, 1967, т. IX, № 6.

Колесников Л. В., Румянцев Г. С. Термомагнитный анализ промежуточных членов изоморфного ряда магнетит—якосит из Еравинских железорудных месторождений в Бурятской АССР.—Доклады АН СССР, 1965, т. 161, № 5.

Комиссарова Л. Н., Борисенко Л. Ф., Шацкий В. М. О возможности выделения скандия из пироксенитов.—Ж. прикл. химии, 1965, № 8.

Крамер Г. Математические методы статистики. Изд-во «ИЛ», 1948.

Кухаренко А. А., Скрижанская В. И., Вайштейн Э. Е., Кахана М. М. К геохимии ниobia и tantala в комплексах щелочно-ультраосновных пород.—Зап. Всес. мин. об-ва, 1961, ч. 90, вып. 2.

Кухаренко А. А., Орлова М. П., Булак А. Г. и др. Каледонский комплекс ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова и Северной Карелии. Изд-во «Недра», 1965.

Латыш И. К. Минеральный состав и условия локализации титано-магнетитовых руд Висимского месторождения на Среднем Урале.—Труды горно-геол. ин-та, УФАН, 1960, вып. 50.

Лебедев А. П. Соотношение магматизма и рудообразования в Чинейском габбро-анортозитовом plutone (Вост. Сибирь).—Труды ИГЕМ АН СССР, 1962, вып. 77.

Лебедев А. П., Богатиков О. А. Fe—Ti—окисные минералы Кизириского таббро-сиенитового plutона (Восточная Сибирь) и условия их образования. В кн. «Особенности формирования базитов и связанный с ними минерализации». Изд-во «Наука», 1965.

Малышев И. И., Пантелеев П. Г., Пэк А. В. Титаномагнетитовые месторождения Урала. Изд-во АН СССР, 1934.

Мнацаканян А. Х. Аксессорно-минералогические и геохимические особенности меловых вулканических серий Северной Армении как индикаторы комагматичности и металлогенической специализации вулканических комплексов. В кн. «Аксессорные минералы и элементы как критерий комагматичности и металлогенической специализации магматических комплексов». Изд-во «Наука», 1965.

Момджи Г. С., Григорьев В. М. Геология месторождений редких элементов, вып. 5. Изд-во «Недра», 1959.

Мясников В. С., Боярская Р. В. Некоторые особенности титано-магнетитов и электронно-микроскопическое их исследование.—Геология рудн. месторождений, 1965, т. 7, № 5.

Овчинников Л. Н. Kontaktovo-метасоматические месторождения Среднего и Северного Урала, Свердловск, 1960.

Онтоев Д. О. Описание руд магнетитовых месторождений. В кн. «Магнетитовые руды Кустанайской области». Изд-во АН СССР, 1958.

Павлов Н. В. Магномагнетитовые месторождения района Тунгусской синеклизы Сибирской платформы.—Труды ИГЕМ, вып. 52. Изд-во АН СССР, 1961.

- Полканов А. А., Елисеев Н. А., Елисеев Э. Н., Кавардин Г. Н. Массив Гремяха—Вырмес на Колымском полуострове. Изд-во «Наука», М—Л, 1967.
- Поляков Г. В. О закономерностях размещения и формирования магнетитовых месторождений в связи с магматизмом (на примере центральных районов Алтая-Саянской складчатой области). В сб. «Геология и генезис магнетитовых месторождений Сибири». Изд-во «Наука», 1967.
- Римская-Корсакова О. М. К вопросу о закономерных срастаниях шпинели с магнетитом.—Зап. Всес. мин. об-ва, 1950, ч. 79, № 3.
- Росляков Г. В., Антипов Г. И. Рудногорское месторождение. В кн. «Ангаро-Илимские железорудные месторождения трапповой формации южной части Сибирской платформы». Госгеотехиздат, 1960.
- Синяков В. И., Федосеева М. М. Особенности микротвердости магнетита железорудных месторождений Сибирской платформы. В сб. «Геология и генезис магнетитовых месторождений Сибири». Изд-во «Наука», 1967.
- Соколов Г. А., Дымкин А. М. К вопросу о классификации kontaktово-метасоматических месторождений. В сб. «Геология и генезис магнетитовых месторождений Сибири». Изд-во «Наука», 1967.
- Сумин Н. Г. О типоморфных шпинелях железорудных месторождений скарнового типа.—Труды Мин. музея, вып. 3. Изд-во АН СССР, 1951.
- Фоминых В. Г. Распределение титана в Первоуральском титаномагнетитовом месторождении.—Геохимия, 1962, 8.
- Фоминых В. Г. Распределение титана в Качканарском титаномагнетитовом месторождении.—Геохимия, 1963, 10.
- Фоминых В. Г. Титаномагнетиты пород Кусинской габбро-диабазовой интрузии. В сб. «Минералы месторождений полезных ископаемых Урала», Мин. сборник № 8, Свердловск, 1968.
- Цветков А. И., Мясников В. С., Щепочкина Н. И., Матвеев Н. А. О природе пластинчатых образований в титаномагнетите.—Известия АН СССР, сер. геол., 1965, № 2.
- Шешегов Ф. Н. Хабалыкское скарново-магнетитовое месторождение (Восточный Саян). В кн. «Геология и генезис магнетитовых месторождений Сибири». Изд-во «Наука», 1967.
- Штейнберг Д. С., Фоминых В. Г. Титаномагнетиты изверженных пород Урала и связанных с ними титаномагнетитовых месторождений. В кн. «Магматизм, метаморфизм, металлогенезия Урала», т. 1, Свердловск, 1963.
- Akimoto S., Nagata T., Katsura T. The $TiFe_2O_5$ — Ti_2FeO_5 solid solution series.—Nature, 1957, 179, 37.
- Basta E. Z. Natural and synthetic titanomagnetites (the system Fe_3O_4 — $FeTiO$ — $FeTiO_3$).—Neues Jahrb. Mineral. Abhandl., 1960, 94, N 2.
- Coertze F. J. The genesis and geological environment of the Bushveld magnetite in the area southwest of the Leolo mountains. Republic of South Africa. Dep. of mines.—Geological Survey. 1966, Byll. 47.
- Тигноск А. С. Spinels.—Ann. Rept. Dir Geophys. Lab., Carnegie Inst. Washington, 1959, Yr. Bk. 58.

ЭЛЕМЕНТЫ — ПРИМЕСИ МОНОКВАРЦЕВЫХ
ОБРАЗОВАНИЙ В ПОРОДАХ И РУДАХ
КОЛЧЕДАННО — ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ
КАК ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ИНФОРМАЦИЯ ИХ ГЕНЕЗИСА
(на примере Белоусовского месторождения
на Рудном Алтае)

При изучении минералого-геохимических особенностей руд колчеданно-полиметаллических месторождений, расположенных в пределах Иртышской зоны смятия, и вмещающих пород, представленных сильно метаморфизованными эфузивно-осадочными образованиями, постоянно фиксируется присутствие как в первых, так и во вторых практически монокварцевых или кварц-карбонатных обособлений. Во вмещающих породах эти обособления вытягиваются согласно сланцеватости или секут ее; морфологически представлены линзами или кулисообразными прожилками. Выделения одного кварца или кварца в тесной ассоциации с карбонатом повсеместно сопровождают зальбанды рудных тел (главным образом в участках выклинивания рудных залежей вверх по восстанию или вниз по падению) или концентрируются непосредственно в контурах последних.

Автор в течение ряда лет занимался геохимическими исследованиями на Белоусовском колчеданно-полиметаллическом месторождении. При этом, в частности, была предпринята попытка установить геохимическое различие кварцевых новообразований, связанных с процессом рудообразований и с метаморфизмом пород. Ниже излагаются полученные результаты.

Белоусовское месторождение расположено в Северо-Восточной подзоне Иртышской зоны смятия. Рудные тела лентовидной формы приурочиваются к контакту шипулинской свиты (известковистые туфы, мраморизованные известняки, туффоиды, дациты и пр.) и глубочанской подсвиты (туфы и туфо-лавы кварцевых порфиров, порфироиды), а также к контакту последней с отложениями белоусовской свиты (известково-хлоритовые сланцы). Все породы месторождения разбиты на серию блоков-пластин крутопадающими разрывными нарушениями (фигура).

Структурные исследования, проведенные на Белоусовском месторождении (Гармаш, Стучевский, Рубо и др., 1970), показали, что лентовидные рудные тела по падению и восстанию ограничиваются крутопадающими разрывными нарушениями, секущими слоистость и сланцеватость вмещающих пород. Было также установлено, что вдоль этих дизъюнктивов интенсивно развиваются эндогенные геохимические ореолы, сопровождающиеся иногда окварцеванием пород или просто выделением монокварца. В ряде случаев затушеванные общим региональным рассланцеванием пород разрывные нарушения фиксируются по резкому увеличению количества кварцевых и кварц-карбонатных образований. Эти же образования довольно равномерно распределены (без очевидных связей с разрывными дислокациями пород) как в отложениях белоусовской и шипулинской свит, «подстилающих» рудный горизонт, так и в «надрудных» отложениях глубочанской подсвиты.

Несомненно, что кварц-карбонатные и монокварцевые обособления, расположенные в контурах рудных тел или следующие вдоль их зальбандов, а также разрывных нарушений, тесно связаны с процессом ру-

дообразования, о чём свидетельствует определенная минералого-геохимическая информация, полученная при анализе этих новообразований.

При проведении типизации руд на месторождении (Гармаш, Рубо, Курбанова, 1970) неоднократно отмечалась приуроченность крупно-кристаллических сульфидов (продукты остаточной кристаллизации) к периферии гнезд кварц-карбонатного или монокварцевого состава. При этом в медноколчеданных или медно-цинковых рудах ассоциация сульфидов, связанных с подобными новообразованиями, соответствовала типичной полиметаллической руде, а в полиметаллических рудах к ним приурочены светлоокрашенный сфалерит, халькопирит в ассоциации с галенитом и блеклой рудой из группы тетраэдрита. Здесь же часто отмечались скопления теллуридов и других редких минералов. Таким образом, ассоциации сульфидов, приуроченные к кварц-карбонатным или монокварцевым образованиям, расположенным в контурах того или иного типа руд, несут некоторую минералогическую информацию о «вышележащем» по зональной колонне типе оруденения.

По мере удаления от рудных тел в кварц-карбонатных и кварцевых новообразованиях количество сульфидов и размеры их выделений постепенно падают. Так, в 30—35 м от рудного тела вверх по его восстанию (квершлаг 109) в узкой гидротермально измененной зоне туффоидов шипулинской свиты, следующей вдоль разрывного нарушения, кварцевые желваки и линзы содержат лишь микроскопические (0,5 мм и мельче) выделения сульфидов. Как правило, последние приурочиваются к границам кварцевых зерен, что, по всей вероятности, может свидетельствовать о существовании некоторого временного разрыва в процессе кристаллизации кварца и сульфидов. Образование самых кварцевых, кварц-карбонатных линз и окварцевание вмещающих пород предшествовало рудоотложению и связывается с процессами околоврудного метасоматоза (Воробьев, 1963).

Обилие кварцевых гнезд и окварцевание вмещающих пород призальбандовых участков рудного тела, а также расположение этих новообразований непосредственно в контуре рудных залежей указывают на высокую активность двуокиси кремния в воздействующих на породы растворах. Понижение растворимости кремнезема в растворах (имеется в виду истинный раствор или раствор аморфного кремнезема) и развитие за счет этого окварцевания пород может являться следствием повышения кислотности растворов и понижения их температуры (Alexander a. o., 1954; Morey a. o., 1962). Это обстоятельство является одной из причин, обусловивших выделение подавляющего количества кварца в виде окварцевания пород или кварцевых обособлений главным образом со стороны висячего бока рудных тел или вдоль разрывных нарушений выше рудовмещающего горизонта. При этом не исключено, что при опережающей кристаллизации кварца, «осаждение» сульфидов на нем обуславливается процессом хемосорбции (Голубев, Гарбянц, 1968).

Следует отметить, что «гидротермальный» и «метаморфический» кварцы макроскопически практически не различимы. Единственное, что можно констатировать, это повсеместное увеличение количества кварцевых и кварц-карбонатных обособлений по мере приближения к контактам рудных тел или рудоконтролирующими разрывным нарушениям.

Вполне естественно, что наличие или отсутствие сульфидных минералов, связанных с кварцевыми обособлениями, даже при их микроскопическом изучении не может считаться надежным критерием их генетического различия, ибо сульфиды вполне могли «наложить» на кварцы любого происхождения. Исходя из этого, на месторождении была предпринята попытка получить геохимическую характеристику кварцев из различных участков околоврудного пространства с явно различным генезисом. С этой целью производился отбор проб кварца, расположенных

ного в контуре рудного тела, его призальбандовых участков, в рудоконтролирующих разрывных нарушениях, а также кварца из вмещающих пород на значительном удалении от рудных тел или рудоконтролирующих разрывов. Весь материал проб тщательно просматривался под стереоскопическим микроскопом и очищался от сульфидных включений. Определение микропримесей в кварце проводилось при помощи спектрального приближенно-количественного метода анализа на комплекс элементов (Cu, Pb, Zn, Mo, Co, Ni, As, Bi, V, Sb, Ag). Результаты геохимических работ показали, что для кварца, расположенного непосредственно в контуре рудного тела или его призальбандовых частях, а также в участках развития рудоконтролирующих нарушений повсеместно фиксируется систематическое повышение содержаний Pb и Ag (реже Zn), иногда Cu, Bi, Ni. Кварц из вмещающих пород вдали от участков локализации рудных тел или разрывных нарушений характеризуется крайне низкими (на пороге чувствительности метода анализа) содержаниями всех определяемых элементов (см. таблицу). При этом содержания Co, Ni, As, Mo, Bi зачастую находятся за порогом чувствительности.

Таблица

Среднее содержание микропримесей (%) в кварцевых обособлениях
Белоусовского месторождения

Место отбора проб (см. фигуру)	Cu 10^{-3}	Pb 10^{-1}	Mo 10^{-4}	Co 10^{-4}	Ni 10^{-4}	As 10^{-2}	Bi 10^{-1}	V 10^{-4}	Ag 10^{-4}	Zn 10^{-2}
Белоусовская свита										
Ia, исходная порода (10) ¹	3	2	0,3	—	1	—	0,5	3	1	0,2
I, разрывное нарушение (7)	4	10	0,3	—	—	—	0,5	2	3,5	0,8
Глубочанская п/свита										
IIa, исходная порода (12)	2,7	5	0,3	—	—	0,4	3	1	0,5	
II, разрывное нарушение (6)	7 ²	60	0,3	—	—	0,7	1,0	4	9	0,5
Шипулинская свита										
IIIa, исходная порода (10)	4	1	0,3	—	—	—	—	2	1	0,3
III, разрывное нарушение (9)	4	50	—	5	—	—	1	1	1	0,4
Рудное тело										
IVa, висячий бок (5)	3	30	—	3	—	0,4	0,7	4	6	0,4
IV, лежачий бок (7)	9	40	0,4	20	10	0,7	3	3	8	4,5

¹ В скобках указано количество проб.

² Подчеркнута выборка (среднее), отличающаяся от вышестоящей по критерию Вилкоксона с уровнем значимости 5%.

Кварцевые и кварц-карбонатные обособления, приуроченные к разрывным нарушениям в известково-хлоритовых сланцах белоусовской свиты (см. таблицу), характеризуются повышением концентраций Pb и Ag, а также незначительным увеличением содержаний Zn по отношению к содержаниям этих элементов в кварце вмещающих пород. Кварцы из нарушений, расположенных в порфириоидах глубочанской толщи пород, наряду с повышенными содержаниями Pb и Ag содержат некоторое количество Cu, а в туффоидах шипулинской свиты для кварца отмечается повышение концентраций Co и Bi. В кварце рудного тела, расположенного в непосредственной близости со стороны лежачего

бока, возрастают содержания Cu, Zn, Ni, Bi по отношению к концентрациям этих элементов в кварцевых новообразованиях висячего бока залежей (см. таблицу).

Таким образом, повсеместно достаточно четко устанавливается различие в микропримесях к монокварцу в зависимости от положения последнего относительно участка локализации оруденения. Для «надрудного» кварца устанавливаются повышенные концентрации Pb и Ag, а для «подрудного» к этим элементам добавляются Co, Bi, Cu, реже As и Bi (см. фигуру).

Систематическое повышение содержаний Pb, Ag, Zn и некоторых других элементов в кварце и их вариации несомненно свидетельствуют об определенном, меняющемся в пространстве составе гидротермальных растворов. Прямые определения состава газово-жидких включений в кварце с помощью современных методов анализа, основанного на нейтронной активизации, установили в них для ряда месторождений концентрации Cu, Zn и других элементов, превышающие 100 г/т (Стратанске а. о., 1963). Переменный состав газово-жидких включений в кварце, по всей вероятности, и обусловил вариации валовых содержаний некоторых рудных элементов.

Часто, несмотря на фоновые содержания всех элементов-индикаторов во вмещающих породах, иногда кварцевым обособлениям бывают свойственные повышенные концентрации некоторых элементов. Как правило, подобные явления отмечались нами в связи с наличием малорельефных зон повышенного рассланцевания, разрывных нарушений и прочих участков, несущих признаки гидротермального изменения в виде окварцевания или кварц-альбитового изменения вмещающих пород. Еще раз следует подчеркнуть, что когда речь идет о повышенных концентрациях элементов в кварце, то за «начало отсчета» принимаются содержания микропримесей к кварцу, отобранному из вмещающих пород не затронутых процессами рудообразования. При этом как правило, повышенные концентрации элементов-примесей в кварце по абсолютным содержаниям не превышают (а зачастую бывают ниже) их содержания в окружающих породах.

Итак, определенные вариации элементного состава и уровни концентраций их в кварцевых обособлениях несомненно могут служить своего рода геохимической информацией их происхождения. Переменный набор элементов-примесей к кварцу, по всей вероятности, обусловлен эволюцией в пространстве и времени рудоносного гидротермального раствора. Причем все это находится в полном соответствии с составом зон эндогенных геохимических ореолов.

Наблюдения над микропримесями к кварцевым новообразованиям заслуживают всяческого внимания, поскольку во внешних зонах гидротермально-слабоизмененных пород вполне возможно их использование для рационального направления поисков скрытого оруденения (Смирнов, 1967).

ЛИТЕРАТУРА

Воробьев Ю. Ю. Геолого-генетические особенности и зональность Иртышского полиметаллического месторождения на Алтае. Госгеолтехиздат, 1963.

Гармаш А. А., Рубо Г. Л., Курбанова Н. З. Минералого-геохимические особенности руд и первичных ореолов рассеяния Глубочанских залежей Белоусовского месторождения (Рудный Алтай). В сб. «Геология и геохимия некоторых рудных месторождений». Изд-во «Наука», 1970.

Гармаш А. А., Стучевский Н. И., Рубо Г. Л., Кондратов А. И., Дубов В. Г. Условия локализации лентовидных залежей полиметаллических руд в Иртышской зоне смятия (на примере Белоусовского месторождения).—Изв. АН СССР, сер. геол., 1970, № 12.

Голубев В. С., Гарифянц А. А. Гетерогенные процессы геохимической миграции. Изд-во «Недра», 1968.

Смирнов Б. В. О некоторых путях повышения эффективности геохимических поисков медноколчеданных руд в условиях Южного и Среднего Урала. Материалы к Всесоюезному семинару: «Эффективность геохимических методов поисков рудных месторождений и широкое внедрение их в практику геологической службы СССР». Москва, 1967.

Alexander I. B., Heston W. M., Iler R. K. The solubility of amorphous silica in water. — J. Phys. Chem., 1954, 58, N 6.

Czamanske I. K., Racdder E. Burus E. C. Neutron activation analysis of inclusions for copper, manganese, and zinc, Seins, 1963, 140, N 3565.

Morey I. W., Fournier R. O., Rowe I. I. The solubility of quartz in water in the temperature interval from 25° to 300° C. — Geochim. et Cosmochim. acta, 1962, 26.

С. Д. ТАЛИЕВ, Е. И. ФЛЕГОНТОВА

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ СВЯЗЬ И УСЛОВИЯ РАЗДЕЛЕНИЯ РТУТИ И БИТУМОВ В ГОРНЫХ ПОРОДАХ ФЕРГАНЫ

Многочисленные наблюдения свидетельствуют о существовании парагенетической связи между ртутью и углеводородами. Эта связь проявляется в систематических пространственных ассоциациях ртути с различными нефтяными битумами и частом контроле их скоплений единими тектоническими структурами (Кудрявцев, 1959; Поярков, 1966; и др.).

В отдельных случаях прослежена связь между содержанием ртути и битумов в породах (Церцадзе, Меняйлова, 1966), обнаружены минералогические и геохимические доказательства участия нефтяных битумов при формировании многих ртутных месторождений (Балицкий, 1966; Озерова и др., 1967; Талиев, 1968 и др.). Тем не менее, очевидна и территориальная разобщенность, «антагонизм» промышленных залежей ртути и нефти, также как разобщены обычно крупнейшие скопления бесспорно парагенетических серы и нефти, нефти и газа.

Данные, которыми мы располагаем, показывают, что разобщение промышленных залежей киновари и нефти в рамках локальных тектонических структур определяется не только степенью изоляции недр, как это принято объяснять, но и особенностями их геохимии, а именно, раздельной мобилизацией ртути и углеводородов из вмещающих отложений, в которых ранее эманациями или флюидами были сформированы единые ртутно-битумные первичные геохимические аномалии.

Нами были проведены параллельные определения содержания ртути, битумоидов и Сорг по образцам мезо-кайнозойских и палеозойских пород, отобранным при полевых исследованиях из нефтепоисковых скважин и обнажений в пределах Ферганской депрессии и предгорий Южного борта впадины. Битумоиды, выделяемые экстракцией хлороформом (ХБ) и спирто-бензолом (СБ), позволяют оценивать содержание в породах наиболее подвижных углеводородных, а также асфальто-смолистых соединений. Содержание Сорг характеризует общее количество углерода в породе, являющегося, как известно, основным элементом сингенетического породам органического вещества, а также различных твердых битумов-нафтидов ранних генераций, потерявших свою углеводородную часть вследствие метаморфизма (или иных процессов) и представленных карбоидами (кериты, оксикирты, антраксолиты). Определение ртути производилось на приборе КС-55 с чувствительностью $1 \cdot 10^{-6}\%$ и точностью до 10%; содержание битумоидов определено люминесцентным методом¹. Выполненный анализ показал значительное содержание ртути во всех образцах, во многих случаях выше кларка для соответствующих типов пород, причем концентрации ртути в мезо-кайнозойских нефтеносных отложениях (среднее $3,2 \cdot 10^{-5}\%$) и палеозойских породах, вмещающих киноварное оруденение Южной Ферганы (среднее $7,2 \cdot 10^{-5}\%$), вполне соизмеримы и по абсолютным

¹ Определение содержания ртути проведено в спектральной лаборатории ВНИГРИ Е. И. Флегонтовой; битуминологический анализ пород выполнен в люминесцентной лаборатории Н. С. Соловьевой; элементарный состав битумондов определен Н. Н. Поляковой.

значениям перекрываются. Результаты определений приведены на графиках.

В настоящей статье рассматривается зависимость содержания ртути в породах от некоторых геохимических и геологических параметров—содержания битумоидов и Сорг, места отбора образцов, возраста и глубины залегания отложений. Для двух более подробно охарактеризованных обнажений палеозойских пород—Гузанского и Араванского (второе приурочено к современному выходу нефти) по 87% образцов устанавливается четкая прямая зависимость между содержанием ртути и битумоидов в породах (фиг. 1—а). Для 45% из этого числа образцов имеет место также прямая связь между содержанием ртути и Сорг пород (фиг. 1—в), но эта связь обусловлена наличием прямой связи между Сорг и битумоидами (фиг. 1—б), действительной только для этих образцов. По-видимому, ртуть в породах связана именно с битумоидной частью, содержащей наиболее подвижные углеводородные соединения. В обнажениях при окислении частицы битумоидов могут облекаться оболочкой неэкстрагируемых битумов, типа оксикиеритов, обеспечивающих пропорциональный прирост содержания Сорг.

Если содержание других углеродистых веществ в породе незначительно, это приводит к проявлению связи ртути с содержанием Сорг. В случае наличия в породах других углеродистых соединений (метаморфизованного органического вещества или керитов ранних генераций), не «обеспечивающих» прирост содержания ртути, эта связь искается. Для образцов, отобранных на участках ртутного оруденения и скоплений керитов-дериватов палеозойских нефлей, — прямая связь в содержании ртути и битумоидов отсутствует; более того — обнаруживается обратная связь между концентрацией ртути и углерода карбоидной фракции твердых битумов (фиг. 2). При переходе от рассеянных форм углеводородов (битумоиды) к концентрированным (нефти, кериты) геохимическая связь между ртутью и битумами нарушается. Противоречивый, двойственный характер связи ртути и битумоидов проявляется при сопоставлении их концентраций в отложениях чехла и фундамента (фиг. 3). Известно, что нефтяные залежи содержат обычно лишь незначительную примесь ртути, а киноварная минерализация также не сопровождается эквивалентным количеством углеводородов в залежах. Ртуть и углеводороды, по-видимому, совместно мигрируют в рассеянном состоянии и образуют совместные первичные геохимические аномалии в породах, но в дальнейшем локализуются в разобщенные залежи: формирование киноварных и нефтяных месторождений происходит раздельно, в различной геологической обстановке.

Изучение геохимии дисперсных битумоидов осадочных пород показывает, что при погружении отложений на глубину свыше 1,5—2,5 км, из битумоидов постепенно мигрирует их углеводородная часть (Неручев, 1968), тогда как более тяжелые, гетероорганические и циклические соединения задерживаются породами.

Данные, которыми мы располагаем, позволяют сопоставить изменения в содержании ртути и битумоидов по стратиграфическому разрезу отложений и в зависимости от глубины погружения одновозрастных толщ (фиг. 4). Как видно на графике (фиг. 4—а), содержание ртути нарастает вниз по разрезу мезо-кайнозойских отложений, достигая максимума у подошвы юры. По одновозрастным горизонтам содержание ртути увеличивается и с глубиной погружения отложений (фиг. 4—а, б) — в породах, погруженных на большую глубину, содержится большее количество ртути. В условном стратиграфическом разрезе, построенном с учетом средних мощностей отложений и средних концентраций ртути на соответствующих глубинах (фиг. 4в), наибольшее содержание ртути ($1-6 \cdot 10^{-4}\%$) определяется в основании осадочной толщи (кровле фундамента — подошве юры), на глубине 2,5—3 км.

Плавное нарастание концентраций ртути с глубиной и по стратиграфическому разрезу свидетельствует в пользу миграционного способа привнесения ее в породы. Относительно свободное перемещение флюидов и эманаций в трещиноватых породах фундамента задерживается пластичными отложениями чехла и в низах осадочной толщи происходит накопление ртути, стимулирующееся, возможно, сменой геохимической обстановки пород. Не исключена, однако, и возможность сквозной миграции ртути по разрывам нарушенных структур. Аномально высокие по сравнению с фоном содержания ртути встречены совместно с серной, кальцитовой и др., минерализацией в алайских (Рг) известняках Шорсу, ляканских (Сг) известняках Гузанской антиклинали, в юрских аргиллитах Майли — Су. Характерно, что содержание битумоидов в этих образцах незначительно, т. е. миграция ртути и битумов здесь происходила уже раздельно.

Иначе изменяется содержание битумоидов и при погружении отложений (фиг. 5—б): наряду с тенденцией нарастания концентраций с глубиной, имеет место инверсия — снижение содержания битумоидов в юрских отложениях, на глубине 2—3 км и вторичное накопление их в палеогене, на глубине менее 1 км. В стратифицированной осадочной толще ртути и битумы разделяются и как бы меняются местами, тогда как в породах фундамента их содержание согласованно нарастает с глубиной; отражая, по-видимому, совместную их миграцию (фиг. 5—а, б).

Снижение содержания битумоидов на глубине обусловлено миграцией легких углеводородов при погружении отложений. Этот процесс, прослеженный нами на более обширном битуминологическом материале Ферганы и других районов, представляет собой закономерную «отгонку» углеводородной части эпигенетических битумоидов, накопленных ранее в низах осадочной толщи, подобно тому, как это явление мыслится для синбитумоидов (Неручев, 1968). Температурная отгонка углеводородов из битумоидов и вертикальная их миграция по разломам приводят к систематическому перемещению нефти и газа под флюидоупоры верхних структурных этажей, к формированию залежей и ореолов вторжения углеводородов в палеогене. При миграции углеводородов в битумоидах происходит остаточное накопление гетероэлементов (О, S, N), а во вмещающих породах — ртути, некогда сопровождавшейся пропорциональным количеством исходных битумоидов. После «расслоения» первичных ртутно-битумных ореолов рассеяния, ртуть, накопленная в горизонтах первичной аккумуляции, может быть в дальнейшем переотложена движением восходящих или нисходящих растворов, активизирующимся после нарушения флюидоупоров¹, что приводит, в свою очередь, к разрушению нефтяных залежей. Вторичная ртутная минерализация может происходить на месте разрушенных залежей нефти совместно с остаточными дериватами нефти, как мы видим это в палеозое Южной Ферганы (Талиев, 1968) и во многих других районах (Балицкий, 1966 и др.). Если переотложения ртути не произошло, реально обнаружение повышенных ее концентраций в основании осадочного чехла, на структурах, несущих признаки миграции углеводородов. Отдельные рудопроявления в юрских отложениях и на контакте с палеозоем в пределах Ферганы и соседних районов, где киноварь встречена в качестве примеси или основного рудного минерала, уже известны (Луйк, 1960; Розинов, 1970 и др.).

Возможность вторичного накопления ртути в составе углеводородных флюидов контролируется прежде всего соотношением ртути и битумов в разных этажах разреза ($\frac{\text{Hg}}{\text{ХБ} + \text{СБ}} \cdot 100\%$); фиг. 6). Для группы

¹ Разумеется, при соответствующих физико-химических условиях, рассмотрение которых не входит в задачи данной статьи.

образцов, в которых содержание битумоидов и ртути связано прямой зависимостью, справедливо говорить о содержании ртути в битумах, изменяющемся в пределах 0,08—0,4%. Для остальных образцов можно судить лишь о случайном соотношении присутствующих раздельно ртути и битумов.

Содержание ртути в битумоидах фундамента снижается с глубиной (фиг. 6, лин. I—I), а в отложениях палеогена — постепенно нарастает (линия II—II). По-видимому, при погружении кровли фундамента происходит постепенное переотложение ртути все более нагретыми растворами в подошву юрских отложений в отрыве от битумоидов (линия III—III); в то же время углеводороды, выделившиеся из исходных битумоидов, мигрируют вверх по разрезу, освобождаясь при этом от ртути (после IV).

Можно предполагать, что неглубоко залегающие нефтяные залежи верхнего структурного этажа будут обеднены ртутью. В залежах нижних стратиграфических горизонтов концентрация ее может возрастать. Наиболее благоприятны для накопления ртути длительно существующие залежи нижнего структурного этажа, непосредственно улавливающие обогащенные ртутью рассеянные углеводороды. Такие залежи могут быть в той или иной мере обогащены специфическими глубинными компонентами (гелием, углекислотой, азотом, непредельными углеводородами и т. д.). Тем не менее, благоприятное соотношение ртути и битумоидов в породах еще не определяет возможности нахождения ртути в нефтях. Нам не известно, в составе каких химических соединений может находиться ртуть в углеводородных залежах. Для тех образцов, в которых ртуть и битумоиды связаны количественно, повышение содержания ртути в битумоиде ($\frac{\text{Hg \%}}{\text{ХБ \%}} \cdot 100\%$) сопряжено с увеличением содержания гетероэлементов ($O + N + S$) в его элементарном составе (фиг. 7, линия 1); однако высокое содержание гетероэлементов не во всех образцах сопровождается повышением содержания ртути. Для разных типов битумоидов, с различным отношением $\frac{C}{H}$ ¹ в их элементарном составе, связь между содержанием гетероэлементов и ртути проявляется по-разному (фиг. 7, линии II, III, IV).

По-видимому, это объясняется вторичным обогащением битумоидов ароматическими соединениями и гетероэлементами, захваченными в процессе миграции или вследствие окисления. Возможно, что ртуть находится в форме каких-то металлоорганических соединений в составе асфальтово-смолистых компонентов, ответственных за содержание гетероатомов в битумоиде.

В процессе миграции смолистые и асфальтеновые фракции битумоидов постепенно сорбируются породами, но могут быть вновь увлечены более мощными струями углеводородов или десорбироваться при метаморфизме. Вторичная мобилизация ртути нефтью или газом принципиально возможна, однако это предположение необходимо проверить специальным изучением ее нахождения во фракциях нефтей. Не исключено, что сорбция соединений ртути на породах необратима, т. е. приводит к образованию устойчивых химических связей ртути с породами, которые могут быть нарушены только деятельностью гидротермальных растворов, обеспечивающих мобилизацию и переотложение ртути. Последний фактор, по-видимому, является все же решающим в образовании промышленных концентраций ртути в породах.

Таким образом, парагенетические связи ртути и нефтяных битумов оказываются более тесными, чем это представлялось до сих пор. Обна-

¹ Отношение $\frac{C}{H}$ в элементарном составе битумонда является показателем содержания в нем ароматических структур.

руженная возможность совместной миграции и накопления ртути и битумоидов является предпосылкой для совместных поисков этих полезных ископаемых, использования битумной съемки как поискового метода при работах на ртуть, решения вопросов формирования ртутных месторождений и т. п. Для рассмотренных районов Ферганской депрессии уже сейчас представляется возможным обнаружение промышленных концентраций ртути в основании мезозойского осадочного чехла (юрских и меловых отложениях) на антиклинальных структурах, содержащих следы разрушенных залежей углеводородов. Перспективными на ртуть могут оказаться и другие нефтегазоносные районы, в особенности те из них, в которых проявилась альпийская тектоническая активизация и обнаружены признаки наложенных гидротермальных процессов.

ЛИТЕРАТУРА

- Балицкий В. С. О нахождении битумов в ртутно-сурьмянных месторождениях Северо-Западного Кавказа.—Сов. геология, 1966, № 3.
- Кудрявцев Н. А. Нефть, газ и твердые битумы в изверженных и метаморфических породах. Гостоптехиздат, Л., 1959.
- Луйк А. А. Наиболее молодые свинцовые месторождения Центрального Тянь-Шаня.—Геология рудн. месторождений, 1960, № 3.
- Неручев С. Г. Нефтепроизводящие свиты и миграция нефти. Изд-во «Недра», Л., 1968.
- Озерова Н. А. и др. Изотопный состав серы ртутных месторождений. В кн. «Изотопный состав серы рудных месторождений». Изд-во «Наука», 1967.
- Поярков В. Э. О некоторых общих закономерностях распространения ртути.—Вестник АН Каз. ССР, 1966, № 2.
- Розинов М. И. К вопросу о возрасте сурьмяно-ртутной минерализации Зеравшано-Гиссарского рудного пояса (Тянь-Шань).—Геология рудн. месторождений, 1970, № 1.
- Талиев С. Д. Свидетельства миграции и аккумуляции палеозойской нефти в Южной Фергане.—Докл. АН СССР, 1968, т. 183, № 3.
- Церцвадзе З. Я., Меняйлова Р. А. Некоторые петрографические и геохимические особенности Ахейского месторождения (участок Шура).—Вестник МГУ, 1966, № 5.

Л. Я. КРАПИВА, О. В. ВЕРШКОВСКАЯ, А. С. КАНДАУРОВ

ЭНДОГЕННЫЕ ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОРЕОЛЫ РТУТНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ДАЛЬНЕГО (СЕВЕРО—ЗАПАДНЫЙ КАВКАЗ)

Ртутное месторождение Дальнее находится в пределах Кубанского ртутно-рудного района Северо-Западного Кавказа. Породы района представлены геосинклинальными формациями: морской сероцветной (терригенно — флишевой), нижнемелового возраста и карбонатно-флишевой — верхнемелового. Согласно последним представлениям, регион является сложным покровно-шарьяжным сооружением альпийского тектогенеза (Нетреба и др., 1971). Проявления ртути контролируются региональными продольными разломами (надвигами) общекавказского направления в сочетании с антиклинальными структурами. Рудоподводящими каналами служили поперечные дислокации, осложняющие антиклинальные складки.

Геологическое строение месторождения Дальнего определяется его положением в пределах наиболее выраженного поперечного поднятия на западном периклинальном замыкании Дербиевской антиклинали, осложненной на крыльях продольными разломами — Безепским и Навагинским. Рудовмещающими являются субширотные разрывы взбросо-сдвигового характера, оперяющие поперечный Дербиевский разрыв и определяющие блоковую структуру месторождений (фиг. 1). Они имеют, в общем, согласное простирание с вмещающими породами, но секут последние под различными углами по падению. Разрывы хорошо проявлены в грубозернистых терригенных породах свиты дерби (валанжин) и затухают в перекрывающих глинистых породах свиты чепсой (нижний гортерив). В связи с погружением осложняемой ими толщи трубозернистых пород к западу разрывы приобретают склонение в том же направлении. Изгибы разрывов играют решающую роль в контроле сруденения и определяют основные морфологические особенности и условия залегания рудных тел. Последние представляют собой уплощенные столбы, волнообразно склоняющиеся к западу под углами 30—70°.

Минеральный состав руд месторождения очень прост. Главным рудным минералом является киноварь, кроме того, встречаются пирит, антимонит, очень редко — реальгар, аурипигмент, галенит и сфалерит. Жильные минералы представлены главным образом диккитом и кальцитом, реже кварцем. По минеральному составу месторождение относится к монометальному типу диккит-киноварной формации.

Особенности строения эндогенных геохимических ореолов ртути и ее элементов-спутников изучались на трех разведочных профилях (IV, V и VI — с запада на восток), пересекающих рудное тело, локализованное в разрыве Главном (см. фиг. I). На этих профилях были вскрыты надрудная, оклорудная и подрудная части эндогенных ореолов. Геохимические пробы отбирались из керна буровых скважин методом «пунктирной» борозды с интервалом опробования 5—10 м, который сокращался до 1—3 м в рудных зонах и зонах дробления. Литологически различающиеся разновидности пород опробовались раздельно. На удалении от месторождения, но в пределах рудного поля для определения геохимического фона были взяты пробы из рудовмещающей сви-

ты дерби. В геохимических пробах приближенно-количественным спектральным анализом определялись Hg, Sb, As, Cu, Pb, Zn, Ni, Co, Sn, Ti, V, Ba, Sr и Ag. Комплекс элементов был выбран на основе ранее проведенных работ по изучению эндогенных геохимических ореолов ртутных месторождений Северо-Западного Кавказа в 1964—67 гг. (Е. Г. Гиряев, С. Е. Ермашкевич, Д. И. Смирнов, А. Г. Соловьев и другие). Чувствительность метода определения содержания Sb, As, Ba оказалась недостаточной, чтобы можно было установить их фоновые содержания, поэтому для этих элементов за минимально-аномальные содержания условно принят предел чувствительности метода. Для большинства элементов (Hg, Cu, Pb, Zn, Co, Sn, Sr и Ag) эндогенные геохимические ореолы оконтуривались по величине минимально-аномального содержания, вычисленного с 15%-ным уровнем значимости (Руководство по математической обработке геохимической информации, 1965). Ореолы Ni, Ti и V отстроены в изолиниях содержаний без учета полученных минимально-аномальных содержаний. Кроме того, для Ag и Sr были выявлены «отрицательные» эндогенные ореолы, представляющие собой участки с содержаниями этих элементов ниже фоновых. Эндогенные геохимические ореолы по одному из профилей (VI) приведены на фиг. 2.

Анализ формы, размеров и особенностей строения ореолов вышеупомянутых элементов позволил разбить их на четыре группы.

Элементы первой группы — Hg, As, Sb и Zn — образуют ореолы сложной конфигурации, полностью оконтуренные, шириной от 150—250 м для Hg и до 20—30 м для Zn. Ореолы этих элементов являются наиболее контрастными. Коэффициент контрастности среднеореольных содержаний для Hg составляет до 1600, а для Zn — до 4 единиц геохимического фона. Эндогенные ореолы Hg, Sb, As и Zn пространственно совмещены. Форма и размеры их частично контролируются разрывами нарушениями. Выклинивания ореолов этой группы вверх по восстанию и вниз по падению рудного тела не отмечается. Максимальные концентрации содержаний Hg (0,0п—0,п%), As (0,008—0,01%), Sb (0,02—0,06%) и Zn (0,02—0,06%) преимущественно приурочены к рудному телу или находятся в непосредственной близости от него. Коэффициент парной корреляции, рассчитанный на ЭВМ, с 0,5%-ным уровнем значимости для пар ртуть — мышьяк, ртуть — сурьма и ртуть — цинк в подавляющем большинстве случаев значимый положительный. Cu, Co, Sn и Pb, входящие во вторую группу, образуют ореолы более сложной формы, чем у первой группы. Единый контур ореола шириной 50—70 м для Cu и в несколько метров для Pb отмечается лишь на профиле VI, где размеры рудного тела максимальные. На остальных профилях это линзовидные пятна шириной до нескольких метров, разделенные участками пустых пород, вытянутые параллельно рудному телу на 30—50 м и сближенные в околоврудном пространстве. Ореольные содержания Cu, Co, Sn и реже Pb на значительном удалении от рудного тела (50—80 м) приурочены, как правило, к прослоям глинистых пород. Коэффициент контрастности меняется от 3,5 для Cu до 1,5 для Pb. На профилях V и VI отмечается выклинивание ореолов с глубиной, вниз по падению рудного тела, тогда как на профиле IV отчетливо заметна тенденция к выклиниванию по восстанию, несмотря на общее увеличение размеров ореолов этих элементов. Максимальные содержания Cu (0,02—0,03%), Co (0,01—0,03%), Sn (0,0004—0,0005%) и Pb (0,003—0,004%) смешены преимущественно на 3—10 м от центральной части рудного тела в лежачий бок последнего.

Следующая группа элементов — Ni, Ti, V — имеет пониженные содержания в рудном теле, но образует слабые ореолы вокруг него, причем ореолы Ni и Ti смешены в лежачий бок, а V — в лежачий и висячий бок. Ширина ореолов, наблюдавшихся в виде сближенных линзовид-

ных кулисообразных пятен, разделенных участками пустых пород, возрастает от профиля VI к профилю IV вниз по склонению рудного тела. Расчеты парного коэффициента корреляции показали, что для Ni, Ti, V, а также элементов предыдущей группы — Cu, Pb, Co, Sn отсутствует корреляция со ртутью. Между собой перечисленные элементы для большинства выборок (каждая выборка объединяла пробы по одной скважине в пределах расчетной зоны) имеют значимую положительную связь. Возможно, это обстоятельство связано с тем, что названные семь элементов в процессе рудоотложения не привносились (особенно Ni, Ti и V), а всего лишь перераспределялись. На возможность извлечения Ni и V растворами из вмещающих оруденение пород указывалось и ранее (Сауков, 1966).

Элементы четвертой группы — Ag, Sr и Ba образуют эндогенные геохимические ореолы, которые по строению близки между собой. «Положительные» ореолы этих элементов находятся за пределами контура рудного тела на расстоянии от него 20 м (профиль IV) — 60 м (профиль VI), причем ореолы Ba смешены в лежачий бок, Sr — в висячий, а Ag — в обе стороны от рудного тела. Размеры этих ореолов невелики — от нескольких метров до 20—30 в ширину. Рудное тело находится на участке «отрицательного» ореола Ag, Sr и, видимо, Ba (во всех пробах содержания бария ниже чувствительности метода). Такие же зоны выноса фиксируются вслед за «положительными» ореолами по мере удаления от рудного тела. Ширина «отрицательных» ореолов составляет от 10 м на профиле IV до 50—60 м на профиле VI; для них заметна тенденция к выклиниванию вниз по падению и склонению рудного тела и к расширению «факелом» вверх по восстанию. «Положительные» ореолы, наоборот, расширяются вниз по падению рудного тела. Контрастность эндогенных геохимических ореолов Ag, Sr и Ba также очень низка и составляет 3—4 единицы геохимического фона для серебра. Максимальные содержания Ag (0,000020%), Sr (0,10—0,15%) и Ba (0,02—0,03%) приурочены к прослоям глинистых пород. Коэффициент корреляции при 0,5%-ном уровне значимости для пар ртуть-стронций, ртуть — серебро и ртуть — барий незначимый, в единичных случаях, значимый отрицательный.

Учитывая то обстоятельство, что все три изученных профиля пересекают одно и то же рудное тело, авторы предприняли попытку изучить зональность эндогенных ореолов в трехмерном пространстве: вертикальную, поперечную (в направлении висячий — лежачий бок рудного тела) и продольную.

Для выявления зональности были выделены на каждом профиле расчетные зоны шириной 60—80 м, включающие в себя рудовмещающую структуру (разрыв) и примерно равные участки пород в ее висячем и лежачем боку. Контуры расчетных зон приближаются к контурам ореолов ртути с содержаниями равными и более 0,0001%. По скважинам, в пределах расчетных зон, рассчитывались средние содержания (как средневзвешенные), линейные продуктивности, отношения средних содержаний и линейных производностей пар элементов, коэффициенты контрастности и зональности (Овчинников, Григорян, 1970). На основании полученных величин, а также анализа формы и размеров ореолов был выявлен следующий ряд вертикальной зональности (от надрудных сечений к подрудным): Hg — Sb — As — Zn — Co — Sn — Cu — Ni — Pb — Ag — Ba — Sr. Несмотря на упоминавшиеся ранее совмещения ореолов Sb и As, распределение этих элементов в ореольном пространстве заметно дифференцировано. Отмечается определенное накопление Sb относительно As в надрудной и верхнерудной и As относительно Sb — в подрудной части ореола, хотя максимальные содержания и Sb, и As наблюдаются в рудной части. Указанная закономерность хорошо иллюстрируется данными табл. 1, где показано изменение отношения

Таблица 1

Изменения величин отношения средних содержаний мышьяка к сурьме с глубиной

Части ореола	Профиль IV		Профиль V		Профиль VI	
	№ скв.	As/Sb	№ скв.	As/Sb	№ скв.	As/Sb
Надрудная	57	2,6	33	1,2	—	—
—	—	—	18	2,1	44	1,4
Околорудная	58	1,5	19	2,3	13	0,7
—	—	—	21	2,8	45	0,4
—	—	—	38	3,9	6,9	0,4
Подрудная	59	8,8	17	4,5	16	1,5
—	—	—	20	1,7	15	7,2
—	—	—	—	—	37	2,4

среднеореольных содержаний As и Sb на разных уровнях ореола. Особенности поведения крайних членов зонального ряда — Ba, Sr, Sb и As — отчетливо заметны на графике изменения средних содержаний с глубиной (фиг. 3).

Выявленная вертикальная зональность была использована для получения числовых величин, характеризующих надрудную, околорудную и подрудную части эндогенного геохимического ореола. Такой числовой величиной может быть коэффициент зональности — K_1 (Кравченко и др., 1972), величина, где числитель представляет собой произведение средних содержаний элементов-индикаторов верхней части ореола, знаменатель — произведение средних содержаний элементов-индикаторов нижней подрудной части ореола: $K_1 = \frac{\text{Ртуть} + \text{сурьма} + \text{мышьяк}}{\text{серебро} + \text{барий} + \text{стронций}}$. Значения коэффициента зональности — K_1 по отдельным разрезам и скважинам приведены в табл. 2. К использованию рекомендуется следующий рабо-

Таблица 2

Изменение коэффициентов зональности K_1 и K_2 с глубиной (в пределах расчетных зон)

Части ореола	Профиль IV			Профиль V			Профиль VI		
	№ скв.	K_1	K_2	№ скв.	K_1	K_2	№ скв.	K_1	K_2
Надрудная	—	—	—	33	27	42	—	—	—
—	—	—	—	18	10	—	44	115	55
Околоруд- ная	55	30	142	19	450	167	13	780	92
—	—	—	—	21	655	—	45	830	—
—	—	—	—	38	40	—	6,9	159	168
Подрудная	—	—	—	17	0,85	750	16	—	—
—	—	—	—	20	0,20	760	15	1,6	600
—	—	—	—	—	—	—	37	1,0	690

чий диапазон коэффициента зональности: надрудная часть ореола 10—115, околорудная 30—830, подрудная 0,2—1,6. Другим достаточно контрастным коэффициентом является отношение произведений средних содержаний бария и стронция к кобальту и олову (K_2), которые даны в табл. 2. Значения K_2 для различных уровней ореола следующие: надрудная часть ореола 0—60, околорудная 50—170 и подрудная 600—800. При

использовании этих величин необходимо иметь в виду, что геохимические показатели являются лишь одним из критериев оценки перспектив геохимических аномалий, рудопроявлений или флангов уже известных месторождений и могут лишь дополнять структурные, литологические и другие геологические критерии, а не заменять их.

Поперечная зональность проявляется в изменении среднеореольных содержаний элементов в висячем и лежачем боку рудного тела. Для ее оценки в пределах ранее выделенных расчетных зон определялась величина отношения содержаний элемента в висячем боку к содержанию в лежачем боку по каждой скважине, имеющей рудное пересечение (таких оказалось 8). В порядке убывания этих величин элементы располагаются в следующий ряд: As — Sr — Sb — Hg — Cu — Ag — Zn — Sn — Pb — Ni — Co — Ba. Полученный ряд отражает тенденцию к накоплению в висячем боку рудного тела As, Sr, Sb и Hg (величины отношений больше 1), и в лежачем боку — Sn, Pb, Ni, Co и Ba (величины отношений меньше 1 и равны 0,7 и ниже). Представляется возможным использовать выявленную тенденцию для определения висячего и лежачего бока рудного тела, т. е. направления падения последнего (Сафонов и др., 1970).

Элементы продольной зональности отмечались ранее при характеристике ореолов. Проявление ее выражается в сужении ореолов Hg, As, Sb и Zn, в увеличении размеров ореолов Co, Sn, Cu, Pb, Ni, Ti и V, в увеличении размеров «положительных» ореолов Ag и Sr вниз по склонению рудного тела (от профиля VI к профилю IV) и в расширении «отрицательных» ореолов последних двух элементов «факелом» вверх по восстанию рудного тела. Продольная зональность является отражением вертикальной. Возможное направление движения рудоносных растворов при таком характере продольной зональности — от профиля IV к профилю VI, т. е. в субширотном направлении с запада на восток, вверх по восстанию рудного тела.

Особенности строения эндогенных геохимических ореолов, их зональность, коэффициенты корреляции позволяют сделать вывод, что прямыми элементами-индикаторами ртутного оруденения являются ртуть, мышьяк, сурьма и цинк, косвенными — барий, стронций и серебро, которые и рекомендуются к использованию при поисках и разведке ртутного оруденения в пределах месторождения Дальнего. Мышьяк, сурьма и цинк к прямым элементам-индикаторам отнесены по следующим признакам: эти элементы присутствуют в повышенных содержаниях в рудах и ореолах, образуют значительные по размерам, пространственно совмещенные друг с другом и с рудным телом ореолы и имеют в подавляющем большинстве случаев положительную корреляционную связь с основным рудным компонентом — ртутью (Григорян, Янишевский, 1968). Мышьяк, сурьма и цинк несомненно генетически связаны с рудным процессом и привнесены, возможно одновременно со ртутью, гидротермальными растворами.

ЛИТЕРАТУРА

Григорян С. В., Янишевский Е. М. Эндогенные геохимические ореолы рудных месторождений. Изд-во «Недра», 1968.

Кравченко Э. С., Лахнюк В. С., Гинзбург Г. Ю., Еремин Н. Ф., Пальгуева М. Ф., Сюзев М. И., Терехин Ю. Д., Трефилова И. В., Шугина В. А. Определение эрозионного среза эндогенных ореолов рудных тел оловосульфидной формации. В кн. «Литогеохимические методы при поисках скрытого оруденения». Изд. ИМГРЭ, М., 1972.

Нетреба А. В., Хурик М. Л., Хомяков В. Б., Шишкунов М. Г. Геологическая позиция ртутного оруденения Северо-Западного Кавказа. — Сов. геология, 1971, № 5.

Овчинников Л. Н., Григорян С. В. Закономерности состава и строения первичных геохимических ореолов сульфидных месторождений. В кн. «Научные основы геохимических методов поисков глубокозалегающих рудных месторождений». Симпозиум. Часть I. Иркутск, 1970.

Руководство по предварительной математической обработке геохимической информации при поисковых работах. Изд-во «Недра», 1965.

Сауров А. А. Геохимия. М., Изд-во «Наука», 1966.

Сафонов Н. И., Лапп М. А., Мещеряков С. С. Научные основы поисков глубокозалегающих месторождений. В кн. «Научные основы геохимических методов поисков глубокозалегающих рудных месторождений». Симпозиум. Часть I. Иркутск, 1970.

В. Н. БОНДАРЕНКО

НЕКОТОРЫЕ НОВЫЕ СТАТИСТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ СРАВНИТЕЛЬНОГО ПЕТРОХИМИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ ИНТРУЗИВНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

Исследования последних лет показали, что статистические методы в сравнительных петрохимических исследованиях магматических образований позволяют существенно повысить обоснованность выводов. Это особенно важно в связи с формационным анализом магматизма в рамках металлогенических исследований.

До недавнего времени для целей петрохимических сопоставлений широко использовались статистические методы Рао-Уилкса, T^2 Хотеллинга, линейные дискриминантные функции. Лишь теперь стало очевидным, что все перечисленные методы не учитывают различий в степени дифференцированности сопоставляемых объектов и поэтому не совсем точно отражают сущность геологической задачи. Автором (Бондаренко, 1968, 1969) был предложен иной подход к сравнению петрохимических составов объектов. Сущность предложения заключается в замене случайной величины, используемой в качестве модели петрохимического состава объекта, на условную случайную величину, что позволяет проводить сравнения объектов или их частей, обладающих одинаковой степенью дифференцированности. Это достигается выбором в качестве условия, определяющего значения условной случайной величины, какого-либо признака, в определенной мере связанного с процессами дифференциации. В цитированных работах автора в качестве условия используется просто содержание кремнезема, вместо которого исследователь вправе подставить любой, более гибкий с его точки зрения, индекс (признак).

Таким образом, при петрохимических сопоставлениях вместо нулевой гипотезы

$$H_0 : MX_1^{(m+1)} = MX_2^{(m+1)} \quad (1)$$

с множеством альтернатив

$$H_1 : MX_1^{(m+1)} \neq MX_2^{(m+1)} \quad (2)$$

предлагается проверять нулевую гипотезу

$$\mathbb{P} H_0 : M(X_1^{(m)} / \delta_1 = d) = M(X_2^{(m)} / \delta_2 = d) \quad (3)$$

для всех $d \in U$

с альтернативой

$$\mathbb{P} H_1 : M(X_1^{(m)} / \delta_1 = d) \neq M(X_2^{(m)} / \delta_2 = d) \quad (4)$$

хотя бы для одного $d \in U$.

В выражениях (1)–(4) $X_1^{(m+1)}$ и $X_2^{(m+1)}$ — $(m+1)$ -мерные случайные величины — модели петрохимических составов первого и второго объекта; δ_1 и δ_2 — случайные величины — модели содержаний SiO_2 (или какого-либо другого признака) в объектах; $X_1^{(m)}$ и $X_2^{(m)}$ — m -мерные случайные величины — модели петрохимических составов объектов без содержания SiO_2 .

Известные в статистике методы проверки гипотезы (3) относятся (Айвазян, 1968), во-первых, только к двумерным случаям с очень сложными переходами к т-мерным и, во-вторых, требуют знания вида зависимости между условием и компонентами, что создает существенные трудности. Кроме этого и их трудоемкости, рассматриваемые методы предполагают выполнение еще некоторых условий относительно дисперсий, что также сужает круг возможных их применений.

В цитированных ранее работах автора (Бондаренко, 1968; 1969) были предложены два метода для проверки гипотезы (3). Не останавливаясь на детальном их рассмотрении, отметим лишь положительные качества и недостатки этих методов.

Сравнение многомерных условных средних графическим способом (Бондаренко, 1968) очень удобно при малом числе наблюдений (порядка 10—20) в сопоставляемых выборках и не требует определения вида зависимости между компонентами. При построении метода предполагалось, что между соседними по содержанию условия значениями компонент допустима линейная интерполяция и что замеры между двумя интерполяционными прямыми при заданных значениях условия можно считать независимыми выборочными значениями некоторой случайной величины. Эти требования, как правило, выполняются, а простота метода дает основание рекомендовать его для широкого применения в условиях малых выборок.

Метод проверки гипотезы (3) для выборок среднего и большого объема (20 и более) использует группирование данных и предложен в более поздней работе автора (Бондаренко, 1969). Однако рассмотренный в указанной работе метод не всегда удобен, так как при его применении необходимо выполнение ряда условий, которые в реальных ситуациях часто не могут быть выполнены. Так, во-первых, требуется двумерное нормальное распределение случайной величины и условия, т. е. моделей содержаний всех окислов и SiO_2 . Во-вторых, условные дисперсии в обеих сопоставляемых совокупностях должны быть равны и, в-третьих, однородны при всех значениях условия.

В настоящей работе впервые предлагаются еще три статистических метода сравнения многомерных средних, которые могут быть использованы в различных условиях, при различных предположениях.

Если выборочные значения в сопоставляемых совокупностях разбиты на g групп фиксированными значениями условия d (модель содержания SiO_2) и минимальное число проб в каждой из групп более 2, т. е. $n_i^{(\min)} \geq 2$, то не накладывая более никаких условий (даже о виде зависимости), проверку гипотезы (3) можно осуществить с помощью критерия

$$W = \sum_{j=1}^m \sum_{i=1}^g \frac{z_{ji}^2 \cdot n_{ji}^{(1)} \cdot n_{ji}^{(2)}}{n_{ji}^{(2)} \cdot S_{ji}^{(1)2} + n_{ji}^{(1)} \cdot S_{ji}^{(2)2}}. \quad (5)$$

В условиях нулевой гипотезы (3) величина W представляет собой значение случайной величины, распределенной асимптотически как χ^2 с mg степенями свободы. В выражении (5) $j=1, 2, \dots, m$ — отвечает номеру окисла, $i=1, 2, \dots, g$ — номеру группы; $z_{ji} = x_{ji}^{(1)} - x_{ji}^{(2)}$ — разность между групповыми средними: $n_{ji}^{(1)}$ и $n_{ji}^{(2)}$ — число наблюдений в i -й группе первой и второй совокупности; $S_{ji}^{(1)2}$ и $S_{ji}^{(2)2}$ — оценки групповых дисперсий.

Второй метод построен в предположении, что дисперсии в i -й группе обеих совокупностей равны. Поэтому в выражении (5) оценки $S_{ji}^{(1)2}$ и $S_{ji}^{(2)2}$ заменяются на величину оценки общей дисперсии для i -й

группы, т. е. на S^2_{ji} . Выражение для статистики в этом случае имеет вид:

$$W = \sum_{j=1}^m \sum_{i=1}^g \frac{z_{ji}^2 \cdot n_{ji}^{(1)} \cdot n_{ji}^{(2)}}{S_{ji}^2 (n_{ji}^{(1)} + n_{ji}^{(2)})}. \quad (6)$$

В условиях нулевой гипотезы о равенстве многомерных условных средних число (6) представляет собой значение случайной величины, распределенной асимптотически как χ^2 с mg степенями свободы.

И, наконец, третий метод предполагает равенство и однородность условных дисперсий в обеих совокупностях. В условиях нулевой гипотезы (3) величина

$$W = \sum_{j=1}^m \frac{1}{S_j^2} \sum_{i=1}^g \frac{z_{ji}^2 \cdot n_{ji}^{(1)} \cdot n_{ji}^{(2)}}{n_{ji}^{(1)} + n_{ji}^{(2)}} \quad (7)$$

представляет собой значение случайной величины, распределенной асимптотически по закону χ^2 с mg степенями свободы.

Некоторые замечания к трем последним методам. Во всех случаях при использовании предложенных методов не требуется знания вида зависимости между содержаниями окислов и SiO_2 . Кроме того, во всех трех методах предполагается, что распределение компонент в группах близко к нормальному закону. Это требование нельзя однако считать обременительным, так как оно почти всегда выполняется. Еще одно общее для этих методов допущение: значения условия в группах концентрируются в одной точке, соответствующей середине интервала, занимаемого группой.

Помимо ослабленных требований к совокупностям, преимущество предлагаемых впервые методов заключается в их простоте и эффективности. Эмпирическая проверка этих методов показала, что при равной эффективности с более строгими методами (например, с методом сравнения прямых регрессий, Айвазян, 1968) они значительно менее трудоемки.

Все рассмотренные в статье статистические методы сравнения многомерных условных средних реализованы на ЭВМ «Нири—М» Л. А. Верховской и В. В. Пащенко. Это обеспечивает возможность широкого их применения, особенно при петрохимическом обосновании информационного подразделения магматических образований.

ЛИТЕРАТУРА

- Айвазян С. А. Статистическое исследование зависимостей. «Металлургия», 1968.
- Бондаренко В. Н. Проблема генетического родства магматических тел и ее вероятностная постановка. В сб. «Математические методы в геологии». Изд-во «Наука», 1968.
- Бондаренко В. Н. Некоторые статистические методы сравнительного петрохимического изучения объектов. В сб. «Вопросы петрохимии», Ленинград, 1969.

В. С. ПОПОВ

МЕХАНИЗМ ВНЕДРЕНИЯ ДАЕК

Дайки, за редким исключением, образуются в результате активного механического внедрения магмы во вмещающие породы. В большинстве случаев процесс сводится к проникновению расплава в трещинные полости с минимальным раскрытием и к последующему расширению и удлинению этих полостей за счет внутреннего давления жидкой фазы, которое превосходит наименьшее сжимающее напряжение в боковых породах. По аналогии с гидравлическим разрывом пласта этот процесс назван А. А. Пэком (1968) магмаразрывом. Пассивное всасывание расплава в зияющие макротрешины самостоятельного значения при формировании даек не имеет. Этот вывод, идущий в разрез с распространенными интуитивными представлениями, обоснован расчетами, согласно которым хрупкий отрыв, а следовательно, и возникновение чистого раздвига возможно лишь в приповерхностной части земной коры. Ниже предельной глубины, которая в зависимости от механических свойств и напряженного состояния пород варьирует в пределах сотен метров — первых километров, разрушение происходит только путем скальвания и не сопровождается появлением открытых макротрещин. Анализ устойчивости полостей, ограниченных плоскими стенками, показывает, что их протяженность хотя бы по одному направлению не должна превышать десятков или первых сотен метров. При этом длительность устойчивого состояния определяется периодом релаксации напряжений в материале земной коры, который, как полагают, измеряется сотнями — тысячами лет (для однородной среды). Пассивное всасывание играет существенную роль лишь на начальной стадии магмаразрыва, когда расплав заполняет макротрешины с раскрытием не более миллиметра, а также может реализоваться в конце процесса, когда трещинные инъекции достигают приповерхностной зоны. Во всех случаях движение расплава по открытой трещине является нестационарным, что затрудняет его аналитическое описание. Для приближенной оценки соотношений между определяющими параметрами можно воспользоваться уравнением, характеризующим установившееся ламинарное течение вязкой жидкости вдоль плоской щели с гладкими стенками:

$$V = \frac{\omega^2}{12\mu} \frac{\partial P}{\partial l}, \quad (1)$$

где V — средняя скорость потока; 2ω — раскрытие трещины; μ — динамическая вязкость жидкости; dP/dl — градиент давления в направлении течения.

По аналогии с искусственным гидроразрывом можно полагать, что внедрение даек начинается с заполнения расплавом макротрещин, соприкасающихся с магматическим источником. В верхних частях земной коры это могут быть трещины с средним раскрытием 10—40 мк, характерные, например, для трещинных коллекторов (Ромм, 1966), а на больших глубинах — макротрешины, возникающие при кратковременных деформациях, в том числе и при неравномерном сжатии. В дальнейшем

отдельные зародышевые полости, обладающие максимальным раскрытием и минимальными гидравлическими сопротивлениями, расширяются за счет прилегающего трещинного пространства под воздействием избыточного давления расплава. После того, как возможности расширения заполненной расплавом трещины за счет смыкания соседних полостей оказываются исчерпанными, увеличение поперечного сечения канала и его удлинение может происходить несколькими способами.

При упругом сжатии вмещающих пород образуются линзообразные жильные тела, размеры которых определяются соотношениями (Желтов, 1966)

$$\frac{\omega_0}{l} = \frac{4(1-\nu^2)\Delta P}{E} \quad (2)$$

$$\frac{\omega_0}{R} = \frac{8(1-\nu^2)\Delta P}{\pi E}, \quad (3)$$

где ω_0 — максимальное раскрытие полости; $2l$ — длина; R — радиус; ν — коэффициент Пуассона; E — модуль Юнга; ΔP — избыточное давление расплава. Уравнение (2) характеризует трещину, имеющую форму полосы протяженностью l , шириной $2l$ и толщиной ω , причем $l \gg l \gg \omega$. Уравнение (3) относится к трещине с внешним контуром в виде окружности радиусом R . Уравнения (2) и (3) справедливы для небольших значений ΔP . Параметры хрупкого магмогразыва при таком механизме внедрения связаны зависимостями:

$$\frac{P_1(P_1 - P_0)^3}{P_0} = \frac{5,25E^2Q\mu}{(1-\nu^2)^2(V_0 + Qt)}; \quad (4)$$

$$\frac{(P_1 - P_0)^4}{P_1} = \frac{0,0463E^2Q\mu}{(1-\nu^2)^2(V + Qt)}, \quad (5)$$

где P_1 — давление расплава; P_0 — давление во вмещающей среде; Q — производительность магматического источника; V_0 — объем трещины, занятый расплавом до нагнетания; t — время. Уравнение (4) относится к полосовидной, а (5) — к дискообразной трещине. При анализе формул (2) — (5) необходимо учитывать возможность появления дополнительных «источников» давления в магматической колонне в связи с разностью плотностей между расплавом и вмещающими породами, а также возрастание вязкости расплава в процессе его перемещения.

Существенные искажения формы жильных тел могут быть вызваны механической анизотропией вмещающей среды. Горные породы, в которые внедряются дайки, обычно представляют собой совокупность блоков, ограниченных трещинами. При расширении полостей, занятых расплавом, блоки испытывают неравномерное перемещение. По данным Дж. Байерли (Byerlee, 1967), соотношение между касательными (τ) и нормальными (σ) напряжениями на поверхности трения между блоками горных пород в условиях всестороннего сжатия имеет вид¹

$$\tau = 0,5 + 0,6\sigma \quad (6)$$

независимо от степени шероховатости трущихся поверхностей, характера соприкосновения и состава пород. Если породы насыщены поровой влагой, находящейся под давлением P_n , то

$$\tau = 0,1 + 0,6(\sigma - P_n). \quad (7)$$

Уравнения (6) и (7) показывают, что для сдвижения блоков, разделенных трещинами, требуется относительно небольшие давления. Если вмещающие породы обладают высокой трещинной пористостью, то образование маломощных и редких даек, вероятно, происходит именно за счет дифференциальных подвижек отдельных блоков.

¹ Напряжения выражены в килобарах.

Если избыточное давление расплава превосходит предел текучести вмещающих пород по отношению к кратковременным нагрузкам, внедрение даек приводит к пластической деформации экзоконтактного пространства. Особенно велика роль этих деформаций при образовании штуков с более или менее изометричным поперечным сечением, а также при внедрении жильных тел в глинистые и карбонатные толщи. Изверженные породы обладают минимальной пластичностью и внедрение в них даек обычно сводится к хрупкому магмогразыву. Следует иметь в виду, что и весьма пластичные среды реагируют на кратковременные нагрузки как упругое тело. Подтверждением этому служат многочисленные примеры пересечения дайками не полностью затвердевших интрузивных массивов.

Внедрение пологих жильных тел в верхние части земной коры может сопровождаться деформацией дневной поверхности. В тех случаях, когда кровля жильного тела поднимается в виде блока, ограниченного разрывами, параметры процесса связаны уравнениями

$$P_1 = P_0 + \frac{H}{L} (0,5 + 0,6\alpha P_0); \quad (8)$$

$$P_1 = P_0 + \frac{H}{R} (1 + 1,2\alpha P_0), \quad (9)$$

где H — глубина залегания верхней кромки жильного тела; αP_0 — боковое давление во вмещающих породах. Уравнение (8) относится к бесконечной плите, а (9) — к уплощенному цилиндру с радиусом основания R . Зависимости (8) и (9) выведены с учетом (6); давления выражены в килобарах. При поперечном упругом изгибе связной кровли над жильным телом параметры процесса определяются зависимостями

$$\Delta P = \frac{2\omega_0 E H^3}{L^4 (1 - \nu^2)}; \quad (10)$$

$$\Delta P = \frac{16\omega_0 E H^3}{3R^4 (1 - \nu^2)}. \quad (11)$$

Кроме перечисленных способов внедрения даек, формирование магматических жильных тел может быть связано с эксплозивными явлениями, а также с процессами типа магматического замещения. Последние характерны, в частности, для инъекций гранитного расплава, находящегося под большим давлением и содержащего значительное количество летучих компонентов.

Зависимости (I) — (II) и ряд других аналитических выражений позволяют обосновать предельные количественные оценки некоторых параметров магмогразыва (давление, вязкость, скорость) и более строго охарактеризовать их взаимосвязь. Кроме того, имеется возможность решения некоторых частных задач (оценка глубины перехода вертикальных даек в пологие силлы, определения относительной вязкости расплавов по морфологии жильных тел и т. п.).

ЛИТЕРАТУРА

Желтов Ю. П. Деформации горных пород. Изд-во «Недра», 1966.

Пэк А. А. Об интрузивной способности магматических расплавов при дайкообразовании. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1968, № 7.

Ромм Е. С. Фильтрационные свойства трещиноватых горных пород. Изд-во «Недра», 1966.

Byerlee J. D. Friction characteristics of granite under high confining pressure. — J. Geophys. Res., 1967, 72, 14.

В. С. ПОПОВ

РАСЧЕТ ГЛУБИНЫ ПЕРЕХОДА ВЕРТИКАЛЬНЫХ ДАЕК В ПОЛОГИЕ ЖИЛЬНЫЕ ТЕЛА

Ведущим механизмом внедрения даек является магморазрыв (Пэк, 1968), т. е. процесс, при котором расплав, проникая в трещинную полость с минимальным раскрытием, удлиняет и расширяет ее за счет избыточного давления жидкой фазы. Если внедрение происходит на достаточно большой глубине, то вмещающие породы испытывают при этом упругое сжатие. В изотропной среде вероятность возникновения вертикальных или горизонтальных жильных тел одинакова. В условиях механической анизотропии, характерной для верхних частей земной коры, для образования вертикальных даек требуется меньшее избыточное давление, чем для горизонтальных тел тех же размеров. Развитию крутопадающих инъекций способствует также движение фильтрующихся фаз, которые отделяясь от расплава, перемещаются преимущественно в вертикальном направлении. Эти факторы увеличивают вероятность появления крутопадающих даек. Поднимаясь к дневной поверхности по вертикальному каналу, расплав может достичь уровня, выше которого давление, необходимое для раздвигания стенок трещины путем упругого сжатия боковых пород, превысит давление, которое требуется для поперечного изгиба или блокового поднятия кровли над пологим жильным телом той же мощности. Если во вмещающей среде имеются пологие поверхности, благоприятные для проникновения расплава, например, поверхности напластования, то при достижении предельного уровня вертикальная инъекция начнет распространяться в горизонтальном направлении. Естественно, в зависимости от конкретных структурных условий возможны отклонения от этой идеальной схемы.

В качестве аналитических выражений, характеризующих максимальный нижний предел вероятного распространения горизонтальных жильных тел, можно использовать следующие соотношения:

$$H = (0,5 \div 0,9) R; \quad (1)$$

$$H = \frac{\sqrt{1 + \frac{0,6\pi\alpha\gamma E\omega_0}{1 - \nu^2}} - 1}{2,4\alpha\gamma} \div \frac{\sqrt{0,25 + \frac{0,6\alpha\gamma E\omega_0}{1 - \nu^2}} - 0,5}{1,2\alpha\gamma}, \quad (2)$$

где H — предельная глубина; $2R$ — горизонтальная протяженность; ω_0 — максимальная мощность жильных тел; E — модуль Юнга; ν — коэффициент Пуассона; γ — удельный вес вмещающих пород; $\alpha = P_b/P_v$; P_v — вертикальное, P_b — боковое давление во вмещающей среде¹. Формулы (1) и (2) представляют собой корни уравнений, составленных из условия, что избыточное давление, необходимое для образования горизонтального жильного тела путем сжатия боковых пород, равно давлению, которое требуется для упругого изгиба (1) или блокового подъема (2) кровли над таким же телом. Для минимальных значений H в формуле (1) геометрической моделью служит бесконечная (сильно вы-

¹ Здесь и ниже давления выражены в килобарах, а линейные размеры в километрах.

тянутая) пластина $2R$, а для максимальных — диск радиусом R . В формуле (2) первое выражение соответствует диску, а второе — бесконечной пластине. Для характеристики трения на границах блоков использованы зависимости, полученные Дж. Байерли (Byerlee, 1967). Следует подчеркнуть, что значения H , определяемые формулами (1) и (2) характеризуют именно максимальную глубину вероятного развития пологих магматических инъекций. Они получены, исходя из сравнения избыточного давления расплава при разных способах внедрения горизонтальных жильных тел. В анизотропной среде, в которой $\alpha < 1$, тенденция к преимущественному развитию вертикальных даек сохраняется и выше H . Другими словами, уравнения (1) и (2) дают наиболее точные оценки H при $\alpha = 1$. Чем меньше α , тем больше отличаются эти оценки от истинного предела глубины в сторону завышения. Если $\alpha \rightarrow 0$, формулы (1) и (2) вообще теряют свое значение, так как при этом и $H \rightarrow 0$. В табл. 1 приведены некоторые численные значения H , рассчи-

Таблица 1

Пределная глубина пологих жильных тел,
рассчитанная при различных значениях коэффициента α

Максимальная мощность жильных тел, ω_0 , М	Пределная глубина, H , км	
	$\alpha = 1$	$\alpha = 0,3$
1	0,217—0,250	0,389—0,267
10	1,38—1,83	1,72—2,22
100	6,60—7,95	10,5—12,6

танные по формуле (2) при $\gamma = 0,25$ кбар/км, $E = 5 \cdot 10^2$ кбар и $v = 0,25$.

Из уравнений (1) и (2) вытекает, что наиболее благоприятные условия для внедрения горизонтальных жильных тел мощностью до 10 м и протяженностью до 5 км следует ожидать в интервале глубин до 2,5 км. Чем меньше размеры жильных тел, тем ближе к поверхности располагается предельная глубина их наиболее вероятного распространения. С другой стороны, крупные пластовые интрузии могут формироваться в более широком диапазоне глубин. Результаты расчетов по формулам (1) и (2) хорошо согласуются с данными М. Маджа (Mudge, 1968), который, используя геологическую информацию о 54 горизонтальных силлах, развитых на западе США, пришел к выводу, что первичная глубина внедрений этих тел составляла 0,9—2,3 км.

Переход от упругого изгиба кровли к поднятию ее в виде блока, ограниченного разрывами¹, может произойти выше уровня H , где

$$H = \frac{0,3\pi\gamma(1-v^2)R^3}{2E\omega_0} + \sqrt{\frac{(1-v^2)R^3}{4E\omega_0}} \quad (3)$$

или

$$H = \frac{0,9\alpha\gamma(1-v^2)R^3}{8E\omega_0} + \sqrt{\frac{3(1-v^2)R^3}{16E\omega_0}}. \quad (4)$$

Уравнение (3) отвечает бесконечной пластине, а (4) — диску. Некоторые численные значения H , полученные из уравнения (4) при указанных выше величинах γ , E и v , приведены в табл. 2.

Выше этих предельных уровней можно ожидать формирование лакколитообразных тел, а ниже — силлов с более или менее плоской кровлей. С увеличением протяженности жильного тела зона вероятного

¹ Предполагается, что такие разрывы к моменту внедрения уже существовали.

Таблица 2

Предельная глубина лакколитообразных жильных тел,
рассчитанная при различной величине радиуса R

Максимальная мощность жильных тел, w_0 , м	Предельная глубина H , м		
	радиус, R , м		
	10	10^2	10^3
1	0,6	18,7	645
5	0,3	8,4	275
10	0,2	5,9	192
100	0,06	1,9	60

изгиба кровли быстро возрастает, а с увеличением мощности медленно убывает.

В заключение заметим, что при локальной разгрузке вертикальной составляющей всестороннего сжатия пологие жильные тела могут формироваться глубже, чем это следует из приведенных выше соотношений. В частности, такая разгрузка обычно имеет место в приконтактовых частях оставающих plutонов, куда устремляются остаточные расплавы, образующие пластовые залежи. В приведенных расчетах не учитывается влияние пластических деформаций, роль которых в ряде случаев может быть велика.

ЛИТЕРАТУРА

- Пэк А. А. Об интрузивной способности магматических расплавов при дайкообразовании.—Изв. АН СССР, сер. геол., 1968, № 7.
 Byerlee J. D. Friction characteristics of granite under high confining pressure. J. Geophys. Res., 72, 14 1967.
 Mudge M. R. Depth control of some concordant intrusions. Geol. Soc. Amer. Bull., 79, 3, 1968.

Р. И. КОГАН, О. В. МАТОРИНА, С. С. ГОРЧАКОВА

ОБЗОР ЗАРУБЕЖНОЙ ЛИТЕРАТУРЫ ПО МАТЕМАТИЧЕСКИМ МЕТОДАМ В ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ

В последние два-три десятилетия в геологической практике как в СССР, так и за рубежом широко применяются различные методы исследований. Ознакомление с опубликованной литературой показывает, что за рубежом наиболее широко в последние годы применяются методы, связанные с тренд-анализом, построением регрессивных поверхностей второго, третьего и более высокого порядков, а также описываются приемы, направленные на автоматизацию построения графических путей изоконцентраций полезных компонентов и других изолиний.

Среди решаемых задач, объединенных в общее название «тренд-анализ в геологических исследованиях», следует отметить:

- 1) построение линейных и квадратных тренд-поверхностей для кровли, подошвы изучаемых горизонтов осадочных пород, для поверхностей контактов изверженных, метаморфических и осадочных пород и т. д.;
- 2) построение полиномных тренд-поверхностей;
- 3) применение нелинейных моделей (степенных) моделей, двойных рядов Фурье) для тренд-анализа в геологии;
- 4) приложение канонической корреляции к тренд-анализу;
- 5) применение ступенчатой регрессии в тренд-анализе;
- 6) применение тренд-поверхностного анализа зашумленных данных.

Следует отметить, что в большинстве геологических задач, нуждающихся в привлечении тех или иных методов тренд-анализа на ЭВМ, само вычерчивание тренд — поверхностей может осуществляться автоматически. Напомним, что любые геологические данные, полученные как в результате непосредственного наблюдения или измерения в поле, так и при лабораторном анализе пробы, состоят из двух компонент: систематической и случайной, причем систематическая компонента представляет собой тренд.

Среди зарубежных работ, посвященных тренд-анализу в геологических исследованиях, хотелось бы отметить четыре нижеприводимые как типичные или очень важные для правильного понимания условий применения тренд-анализа: Good Donald J. «Программа тренд-анализа на языке FORTRAN 2 для вычислительной машины ЭВМ 1620». Программа позволяет аппроксимировать поверхность тренда полиномиальными поверхностями 1, 2 и 3-й степени. Sampson Robert J. Davis C. «Программа на языке FORTRAN 2 для определения поверхности тренда по неограниченному числу исходных данных для ЭВМ 1620». Для подбора поверхности аппроксимации применяется метод наименьших квадратов; при небольшой модификации программы можно получать поверхности 4, 5, 6-го порядка, кроме обычных 1, 2, 3-го порядка. Zee P. J., Middleton G. «Приложение канонической корреляции к тренд-анализу». В работе отмечается, что области применения и возможности тренд-анализа можно расширить, используя метод канонических корреляций между двумя группами переменных. Сущность метода состоит в отыскании коэффициентов, приводящих к максимальной корреляции между полиномами. Koch Geogge S, Zink Richard V. «Мо-

делирование признаков стратиграфии». В работе отмечается, что при неравномерном метаморфизме осадочных пород могут появиться признаки ложной стратификации, и как показано на теоретическом примере, формальное использование тренд — анализа в таких случаях приводит к ошибочным построениям.

Много работ посвящено рассмотрению наиболее общих или методологически важных проблем, связанных с применением различных статистических методов (и не только тренд-анализа) в геологических исследованиях или касающихся проблемы автоматизации расчетов, т. е. применения ЭВМ для оценки геологических данных.

Среди работ, касающихся указанной проблематики, хотелось бы отметить следующие: Krumbein W. C., «Введение в статистические модели в геологии» и Krumbein W. «Общая линейная модель при составлении и анализе карты». Marsal D. «Статистические методы для работающих в области наук о Земле». В книге дан обзор важнейших методов элементарной математической статистики, применяемых в естественных науках без использования высшей математики, приведено большое число поясняющих примеров. Dreyfuss «Соображения о применении математики в науках о Земле». Milovanovic Dejan, Skaraka Mirgana «Некоторые возможности применения математической статистики в экономической геологии».

Следует отметить ряд работ, касающихся применения ЭВМ в геологии: Hartmann Lothar «Применение электронно — счетных машин для оценки геологических данных». Кпаре Helmut, Woersching R. «Применение математических методов и машинной обработки данных при геологических исследованиях и разведочных работах в ГДР». Smith F. G. «Обработка геологических данных с использованием программы «FORTRAN 4». Книга содержит сведения по логике, математике и вычислительным операциям и рассчитана на широкий круг геологов. Schmidt Kuno «Математические методы для решения геологических проблем. Исторический обзор и перспективы развития». В работе излагаются различные математические теории и методы, которые могут быть применены и уже используются в геологии. Larilesco Dan «Применение математических методов для изучения геологических данных». Nemec Vaclav «Применение математической статистики в геологии». Дан обзор проблемы и задачи математизации геологии в ЧССР. Dimitriu Al, Cutra Z, Dumitru «Применение математической статистики при геологических исследованиях». Дан обзор по математизации геологии в Румынской Народной Республике. Marcak H, Siemek J. «Программа для решения геологических задач с помощью вычислительной машины Odra 1013, разработанная в лаборатории Кибернетического института нефти в Кракове». Schlegel Erast. «ЭВМ и геологическая информация». Немало работ в зарубежных изданиях посвящено применению разнообразных статистических методов при разведке генетически различных месторождений полезных ископаемых, при подсчете запасов, а также отмечается значительная группа работ в области структурной геологии. Среди первых можно отметить: Soukup Jiri. «Алгоритм для подсчета геологических запасов». Soukup B. «Динамическая модель для оценки минеральных запасов». Agterberg F. P. «Математические методы при оценке руд». В работе подробно анализируется модель «сигнал-помеха», заимствованная из уравнений статистической теории связи. Soukup B. «Корреляционный и регрессивный анализ при исследовании месторождений». Bandemer Hans. «Об оценке параметров месторождений полезных ископаемых». Juhasz Zoltan. «Роль статистического анализа в изучении минерального сырья». Moggi N. «Рациональное размещение разведочных скважин на основе статистического анализа». Fliegner Hans, Kocke Volk. «Об автоматической обработке данных по месторождениям полезных ископаемых».

Среди работ, посвященных применению различных статистических приемов в структурной геологии, нам представляется важным отметить следующие: Robinson J. «Пространственная фильтрация структурных карт». Применяя метод гармонического анализа, авторы каждый тип структур выражают в виде ограниченного ряда синусоидальных волн с амплитудами и фазами определенной длины. Cole J. «Алгоритм для построения контурных карт по изолированным точкам». Spitz Owen T., Mewiam D. F. «Классификация структурных карт» с привлечением тренд-анализа. Adler Rudolf E. «Обработка данных с использованием электронных устройств при постановке тектонических проблем в рудничной геологии». Howard James. «Моделирование соляных диапиров с использованием метода Монте-Карло». Whitten E. H., Timothy 2. «Последовательный мультивариационный обратимый метод и скаляры в исследовании изменчивости геометрических поверхностей складчатых форм». В работе мультивариационный подход применялся как попытка исследовать наличие связи между степенью метаморфизма и типом складки. Adler R. E., Pilger A. «Электронная статистика, как вспомогательный метод современной тектоники».

Меньшим общим объемом зарубежных публикаций характеризуются другие, не названные выше области геологии, где применяются отдельно, но чрезвычайно интересные и полезные статистические методы. В частности, в литологии, стратиграфии применяются обычный корреляционный и регрессивный анализы. Отметим лишь некоторые работы: Harbaugh J. «Программа FORTRAN 4 для математического моделирования морского осадконакопления с использованием машин ЭВМ 7040 или 7094». Sackin M. J. «Программа на языке ALGOL для определения взаимной связи последовательностей неколичественных данных на вычислительной машине средних размеров». Эта программа реализует вычисление автоассоциации и кроссассоциации (по аналогии с автокорреляцией и кросскорреляцией) для неколичественных данных, представленных в форме двух состояний (да — нет).

В геохимических исследованиях представляют интерес две работы с применением статистических методов. Miesch A. T. «Теория ошибок в геохимической информации». В работе отмечается, что в процессе геохимических исследований все типы ошибок необходимо опознавать и классифицировать по типам влияния на окончательные выводы. Williams X. K. «Математическая статистика в интерпретации геохимических данных». В работе описан простой математический метод нахождения двух или более законов распределения металлов в определенной группе образцов.

Ряд интересных работ касается применения дискриминантного анализа в петрологии, палеонтологии и других геологических областях. Отметим три из них: Peggy Kenneth Jr. «Приложение линейной алгебры к петрологическим проблемам. Ч. I. Минеральная классификация». Sattran V., Tosovsky «Применение линейного дискриминантного анализа в геологии». Burnady T. P. «Непараметрическая квадратная дискриминантная функция в палеонтологии».

Ряд работ посвящен применению факторного анализа и анализа главных компонентов для различных геологических областей. Отметим некоторые из них, ценные в методологическом отношении: Sampson R. J. «Программа на языке FORTRAN 2 для вычислительной машины ЭВМ 1620, осуществляющая факторный анализ R — методом». Kolovan J. E. «Выбор перспективных областей с помощью факторного анализа». Samgeon E. M. «Вычислительная программа для факторного анализа геохимических и других данных». Kolovan J. E. «Программа на языке FORTRAN 4 для малых вычислительных машин, осуществляющая факторный анализ Q — методом». Harbaugh J. W., Demirgen F. «Приложение факторного анализа к изучению нижнепермских известняков

Канзаса и Оклахомы». Toormey D. F. «Приложение факторного анализа к изучению известняков Ливенуэрт (пенсильваний, вергилий) на территории Канзаса и прилегающих площадей. Sammon R. B. «Анализ по главным компонентам и его применение в крупномасштабном корреляционном изучении». Напомним, что главными компонентами называется линейная комбинация переменных, составленная таким образом, что она имеет малую вариацию. Wahlstedt W. C., Davis J. C. «Программа на языке FORTRAN 4 для вычисления и вывода главных компонент».

В ряде работ, касающихся различных областей геологии, применяется частотный метод, спектральная функция и автокорреляционные функции. Отметим три работы такого направления, без которых не будет полным кругом описанных выше статистических и других математических приемов, широко применяемых в зарубежной методической литературе. Neidell N. S. «Частотный анализ для разрозненных и не тщательно отобранных данных в науках о Земле». Preston T. W., Nagbaugh J. W. «Программа на языке АЛГОЛ и применение в геологии одноадресных и двуадресных машин ЭВМ 7090/7094». Следует указать, что ряд Фурье успешно применяется в моделировании геологических свойств, изменяющихся более или менее циклически Carss B. W. «Использование приемов теории коммуникации для исследования геологических циклов».

В отдельных редких работах отмечается применение в геологических исследованиях цепей Маркова. Отметим работу Krumbein W. C. «Программа FORTRAN 4 для экспериментов с использованием цепей Маркова в геологии». Цепи Маркова представляют начало большого класса вероятностных способов анализа и могут оказаться полезными в геологии.

Отметим также работу «Программа на языке FORTRAN 2 для вычислительной машины ЭВМ 1620, осуществляющая расчет Δ —критерия Wilks» (т. е. критерия Уилкса — как мультивариантного дисперсионного анализа).

Заканчивая обзор применения статистических методов в геологии по иностранной литературе, отметим существование немалого количества работ, касающихся системы хранения, регистрации кодирования и перфорации, а также систем поиска геологической информации.

И. Н. РЕЗНИКОВ, Е. М. ЯНИШЕВСКИЙ

О ПРИМЕНЕНИИ ГЕОХИМИЧЕСКИХ МЕТОДОВ ПРИ ГЕОЛОГОСЪЕМОЧНЫХ РАБОТАХ

Основной задачей геологосъемочных работ, как известно, является изучение геологического строения картируемой территории и оценка перспектив ее рудоносности. Составляемая геологическая карта служит главной основой для выделения площадей и участков, перспективных для обнаружения различных полезных ископаемых и в том числе рудных месторождений.

Проведенные за последние годы методические работы по совершенствованию геохимических методов показали, что эти методы с успехом могут использоваться не только при поисках рудных месторождений, но также и для решения различных задач, возникающих при геологической съемке (Янишевский, 1968). Известно уже значительное количество примеров, показывающих, что на основе изучения закономерностей распределения в породах микроэлементов могут решаться различные геологические вопросы, а выявляемые при геологической съемке геохимические аномалии, приуроченные к различного типа потенциально рудоносным образованиям, повышают достоверность признаков рудоносности, а также глубинность прогнозирования. Таким образом, геохимическая информация, получаемая в результате использования геохимических методов, позволяет, в целом, значительно повысить достоверность самой геологической съемки и тем самым обеспечить увеличение эффективности последующих более детальных геолгосъемочных и поисковых работ.

Геохимические исследования осуществляются в процессе геологической съемки как неотъемлемая составная часть единого комплекса этих работ, причем вопрос об использовании геохимических методов, их месте и роли целесообразно рассмотреть по двум основным направлениям: а) при изучении геологического строения района; б) при оценке перспектив рудоносности картируемой площади.

При решении вопросов геологического строения района геохимические исследования имеют целью установление геохимической характеристики картируемых пород и выявление признаков их сходства и различия. Полученные при этом данные могут быть использованы при решении многочисленных задач, среди которых следует отметить:

- а) корреляцию однотипных магматических и метаморфических пород, развитых в различных геолого-структурных зонах;
- б) расчленение и сопоставление немых осадочных толщ с аналогами, возраст которых определен;
- в) установление маркирующих горизонтов;
- г) классификацию метаморфических образований по характеристике их первичного субстрата;
- д) установление комагматически аналогичных по составу фаций и другие.

При оценке перспектив рудоносности картируемой территории целью геохимических работ является выявление геохимических аномалий элементов-индикаторов рудоносности и установление геологических за-

кономерностей их формирования и размещения их на картируемой территории. Эта весьма важная задача решается на основе:

- а) оценки перспектив рудоносности зон тектонических нарушений и зон гидротермально-измененных пород (скарнирования, альбитизации, грейзенизации, окварцевания и т. д.);
- б) обнаружения потоков рассеяния рудных тел и месторождений;
- в) выявления гидрохимических признаков рудоносности.

МЕТОДИКА ГЕОХИМИЧЕСКИХ РАБОТ ПРИ ИЗУЧЕНИИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ КАРТИРУЕМОЙ ТЕРРИТОРИИ

Сбор полевой геохимической информации

Основным видом полевых работ, выполняемых для решения различных геологических вопросов с помощью геохимических методов исследования, является геохимическое опробование коренных горных пород с целью выявления закономерностей распределения в них различных микроэлементов.

В зависимости от обнаженности пород опробованию подвергаются естественные обнажения или керн картировочных скважин.

Количество проб, необходимое для получения представительной геохимической характеристики пород, принципы размещения точек про-
боотбора на площади и в пределах изучаемого разреза определяются рядом основных условий.

Прежде всего необходимо, чтобы представительность геохимической характеристики пород соответствовалаполноте выявления распределения в них геохимических элементов. При этом следует рассматривать два основных фактора, оказывающих равнозначное влияние на представительность геохимической характеристики пород — степень равномерности распределения химических элементов и необходимая точность определения их средних содержаний. Эти два параметра неразрывно связаны между собой, что математически отражается формулой $N = \frac{v^2}{s^2}$. где N — число анализируемых проб; v — коэффициент вариации содержаний химических элементов (показатель равномерности их распределения в изучаемых породах); s — заданная точность определения средней.

Приведенные нами исследования 17 тысяч проб, отобранных из самых различных по петрографическому составу пород в разных районах Советского Союза, показывают, что коэффициент вариации содержаний микроэлементов во всех типах пород по данным массовых спектральных анализов не превышает 120%. При условии, что среднее содержание химических элементов в породах достаточно определить с точностью не ниже 25—30%, необходимая представительность геохимической характеристики пород достигается при определении содержаний микроэлементов в 25—30 пробах по каждой изучаемой их разновидности. Представительность полученной геохимической информации будет обеспечиваться также в том случае, если пробы пород будут отражать имеющиеся изменения содержаний микроэлементов. Для этого необходимо, чтобы пробы были отобраны равномерно по всей площади развития пород. Соблюдение этого принципа очень важно, так как только при этом условии каждый интервал содержаний каждого химического элемента характеризуется в соответствии с его удельным весом в общей совокуп-

ности содержаний, свойственных изучаемой породе. Представляя значение числа проб в виде

$$N = \frac{L}{l}; \quad N = \frac{S}{s}; \quad N = m \cdot M \text{ и т. д.}$$

где N — минимально — необходимое для характеристики породы число проб; L — вскрытая мощность (по всем разрезам) опробуемой разновидности; l — интервал опробования керна скважин или обнажений; M — количество опробуемых скважин или обнажений; m — количество проб, отбираемых на каждом пункте; S — площадь развития изучаемой разновидности; s — элементарная площадь, характеризуемая одной пробой; можно достаточно обоснованно и надежно планировать размещение пунктов опробования, распределение геохимических проб в пределах контуров того или иного геологического образования, выбирать необходимый интервал опробования и т. д.

Геохимическое опробование коренных пород на открытых площадях ведется по естественным и искусственным обнажениям. При этом детальность (объем) работ зависит от масштаба геологической съемки, сложности геологического строения района и задач, для решения которых целесообразно привлечь геохимические данные. Опробование проводится по разновидностям пород, выделяемым на геологической карте соответствующего масштаба. По условиям геологической съемки мелкого масштаба ($1 : 200\,000$) — это крупные массивы и комплексы родственных по петрографическому составу пород. При более крупномасштабных работах ($1 : 50\,000$) изучаются обычно не только крупные массивы, но и отдельные разновидности пород, входящие в состав того или иного комплекса.

Опробованию могут подвергаться дифференцированные и стратифицированные породы, характеризующиеся в обнажениях линейно ориентированными пачками, слоями, свитами и т. п., и однородные по составу породы, обнажающиеся на относительно больших площадях.

Опробование однородных по составу пород, обнажающихся в разрезах и на площади (например, массивы интрузивных или эфузивных пород), целесообразно проводить точечным методом (метод конверта), который предусматривает отбор с определенной площади по углам «конверта» и в середине его пяти штуфиков (сколков), объединяемых в единую пробу.

Опробование обнажений неоднородных стратифицированных пород следует вести методом пунктирной борозды, предусматривающим отбор и объединение в одну пробу равномерно распределенных сколков по всему разрезу обнаженной части пород. При этом, с целью получения представительной геохимической характеристики таких образований, расстояние между отдельными сколками пунктирной борозды целесообразно выбирать равным половине мощности минимального слоя, пачки и т. п., развитых в опробуемом обнажении.

Вес пробы при опробовании обоими методами составляет 150—200 г.

Геохимическое опробование коренных пород в закрытых районах, особенно двухъярусного строения, характеризуется тем, что геохимическому опробованию подвергается керн картировочных и структурных скважин. Для выяснения сходств и различий пород геохимическое опробование необходимо проводить с таким расчетом, чтобы геохимическая характеристика вскрываемых скважинами пород была получена по каждому изучаемому типу. При опробовании структурных скважин обычно требуется получение характеристики всех разновидностей пород, вскрываемых по разрезу.

Отбор геохимических проб из керна скважин как по стратифицированным, так и по монотонным породам целесообразно проводить мето-

дом «пунктирной борозды». Интервал опробования определяется с учетом необходимости отбора 25—30 проб по каждой изучаемой разновидности.

Подготовка проб к анализу является промежуточным этапом между отбором проб и их анализом, имеющим большое значение для дальнейшей систематизации и организации работ лаборатории и камеральной обработки полевых материалов.

Для каждой партии проб в поле составляется отдельная ведомость, в которой указываются необходимые сведения для их геологической привязки и перечень элементов, которые следует определить в лаборатории. Пробы в ведомостях группируются по разновидностям опробованных пород (в выборки). Эти ведомости сопровождают пробы при их дальнейшем движении в проборазделочном цехе и в лаборатории.

Сопроводительные ведомости составляются в двух экземплярах, один из которых в последующее время должен возвращаться в партию вместе с результатами анализов; второй остается в лаборатории в качестве контрольного и отчетного документа. Скомплектованные по выборкам партии проб вместе с сопроводительными ведомостями упаковываются в отдельную тару (крафт, мешки, ящики и т. п.) и направляются в проборазделочный цех.

Дробление проб производится по общепринятой методике при тщательном соблюдении правил очистки оборудования.

Аналитические исследования геохимических проб

Проведение полевых геохимических работ сопровождается отбором за сезон полевых работ нескольких тысяч проб, которые, как правило, требуют анализа на широкий круг элементов.

Оперативность в проведении аналитической стадии обработки проб во многом предопределяет сроки получения необходимых результатов, ввиду чего должны быть учтены все факторы, способствующие минимальным затратам времени и средств на производство анализов. Весьма важное значение при этом имеет выбор круга анализируемых элементов. Определяя перечень химических элементов, на который необходимо анализировать геохимические пробы, отобранные для изучения характеристики пород, в первую очередь следует иметь в виду типовой состав микроэлементов, называемых также элементами — примесями, который характерен для различных типов пород.

Практика показывает, что изверженные породы кислого состава с достаточной надежностью могут характеризоваться главным образом по распределению лития, бериллия, бария, олова, свинца, тория, ванадия, стронция (?), молибдена, циркония (Аникеева, 1964). Следует также использовать данные о распределении иттрия, иттербия, меди, цинка, кобальта, никеля. Достаточно представительную характеристику пород среднего состава можно получить по распределению стронция, свинца, бериллия, циркония, титана. Весьма ценную информацию можно получить также на основе характеристики распределения бария, меди, цинка, кобальта, никеля, ванадия. Для основных пород типоморфными элементами являются медь, цинк, молибден (?), ванадий, скандий, стронций (?). Дополнительно следует использовать также данные о распределении бария, иттрия, иттербия, свинца, кобальта, никеля. Ультраосновные породы могут быть охарактеризованы в первую очередь распределением ванадия, хрома, кобальта, никеля и меди. В отдельных случаях следует использовать данные о распределении цинка, скандия, титана.

Для решения различных специальных вопросов используются также данные о распределении других химических элементов.

Камеральная обработка геохимической информации

Основной задачей камеральной обработки геохимических данных, полученных при опробовании горных пород, является получение их геохимической характеристики и на ее основе решение различных геологических вопросов.

Геохимическая характеристика породы определяется путем вычисления оценок параметров распределения микроэлементов и их дальнейшей интерпретации. Распределение микроэлементов в породе характеризуется двумя основными параметрами: средним содержанием и дисперсией, показывающей, с какой степенью равномерности распределены содержания в данной породе. Остальные параметры являются производными от основных и вычисляются в каждом конкретном случае по мере необходимости.

Параметры определяются приемами теории вероятностей, в результате чего выявляются не истинные значения их, а оценки.

Математическая обработка геохимической информации производится по общепринятым формулам, приведенным в многочисленных руководствах. Сравнение основных параметров распределения микроэлементов производится по критериям однородности. Наиболее простыми из них являются: критерий Фишера (при сравнении дисперсий)

$$F = \frac{S_1^2}{S_2^2}, \text{ где } S_1^2 > S_2^2;$$

и критерий Стьюдента при сравнении средних

$$x_1 - x_2$$

$$T = \sqrt{\frac{S_1^2}{N_1} + \frac{S_2^2}{N_2}}.$$

Параметры распределений микроэлементов сводятся в таблицы и приводятся в разделах геологического отчета, где дается описание той или иной разновидности пород.

Вычисленные параметры распределения микроэлементов используются для решения различных геологических вопросов, возникших при геологическом изучении картируемой территории и требующих для их более достоверного решения привлечения геохимических критериев. Количество примеров эффективного использования закономерностей распределения микроэлементов для этих целей за последнее время все более и более увеличивается. В литературе появилось указание (Буренков и др., 1972) о том, что они могут являться важными геохимическими критериями для прогнозирования и поисков месторождений полезных ископаемых осадочного генезиса.

Все расширяющаяся область применения закономерностей распределения микроэлементов в различных по составу и генезису горных породах для решения широкого круга вопросов и специфичность методики сбора и обработки геохимических данных позволяет присвоить этому прикладному геохимическому методу самостоятельное наименование — микроэлементный геохимический метод.

МЕТОДИКА ГЕОХИМИЧЕСКИХ РАБОТ ПРИ ИЗУЧЕНИИ ПЕРСПЕКТИВ РУДНОСНОСТИ КАРТИРУЕМОЙ ТЕРРИТОРИИ

При геологической съемке в качестве геохимических критериев оценки перспектив рудносности картируемой территории используются геохимические аномалии элементов-индикаторов рудообразования, рассматриваемые как признаки скрытого (или погребенного) оруденения.

ния. При этом основным методическим направлением работ является установление природы этих аномалий и геологических закономерностей их размещения. Эти данные позволяют существенно расширить информацию, получаемую на основе обнаружения выходящих на дневную поверхность рудопроявлений, и тем самым повысить достоверность прогноза (см. фигуру).

Сбор полевой геохимической информации

Для выявления признаков рудоносности, которые должны служить критериями прогнозирования оруденения и выделения перспективных участков, наряду с изучением и оценкой рудопроявлений, фиксируемых на картируемой площади, производится геохимическое опробование различных потенциально рудоносных образований — зон разломов, зон скарнирования, грязенизации, окварцевания, осветления и т. п. Особый интерес для геохимического опробования должны представлять такие потенциально рудоносные объекты, в пределах распространения которых и в особенности на глубине обнаружены геофизические аномалии, интерпретированные как вероятно рудоносные.

Кроме того, в зависимости от конкретных ландшафтно-геологических условий, опробуются и изучаются донные осадки различных водотоков, а также поверхностные и подземные воды.

Опробование потенциально рудоносных образований, обнажающихся на дневной поверхности — зон разломов, зон гидротермально измененных пород и т. п. производится по профилям. Длина профилей и интервал опробования при этом регламентируются размерами и геологическим строением опробуемых образований. Профиль располагается вкрест простирации изучаемых зон. При мелкомасштабной геологической съемке это могут быть единичные профили. В случае большой протяженности зон они должны опробоваться не менее чем тремя профилиями. При крупномасштабной съемке ($1 : 50\,000$ — $1 : 25\,000$) большинство зон опробуются не менее чем тремя профилиями и лишь малопротяженные из них — по единичным сечениям.

Профили располагаются на наиболее благоприятных в геологическом отношении интервалах этих зон (интервалы наибольшей мощности, наибольшей интенсивности проявления процессов метасоматоза, грязенизации, скарнирования и т. д.).

Геохимическому опробованию, как правило, подвергаются те потенциально рудоносные образования, которые выявляются визуально или на основе аэрофотосъемочных или геофизических работ. Эти образования картируются в заданном масштабе геологической съемки. Очевидно, что при геологической съемке в масштабе $1 : 50\,000$, по сравнению с масштабом $1 : 200\,000$, дополнительно геохимическому изучению подлежит значительно большее количество перспективных зон, а картируемые в этом масштабе зоны изучаются более детально (по большому количеству профилей).

Отбор геохимических проб коренных пород по профилям производится методом пунктирной борозды. При однотипном изменении пород в пределах каждого профиля вкрест зоны целесообразно отбирать 3—5 проб и по одной — две пробы из неизмененных разновидностей вмещающих пород.

Вес проб, как правило, должен составлять 150—200 г. В случае необходимости проведения специальных спектральных, химических, минералогических и других анализов вес проб для этих целей может быть соответственно увеличен.

Геохимическая информация для оценки потенциально рудоносных образований должна собираться не только для тех из них, которые обнажаются на дневной поверхности и выявляются визуально, но так-

же и для тех, которые фиксируются в результате аэрофотосъемочных или геофизических работ на участках, закрытых чехлом рыхлых отложений и почвами. В последнем случае геохимическому опробованию подвергаются почвы и рыхлые отложения в зоне распространения этих образований. Опробование производится также по профилям, расположеннымся вкрест простирации этих зон, по общепринятой методике.

Опробование донных осадков рекомендуется проводить в процессе геологической съемки в активно денудируемых районах. Выявленные потоки рассеяния рудных тел и их первичных (эндогенных) ореолов используются как важные критерии оценки перспектив рудоносности территории бассейна опробуемых водотоков. Опробование по потокам рассеяния ведется по общепринятой методике в соответствии с масштабом геологической съемки, попутно с шлиховым опробованием.

Гидрогеохимическое опробование в процессе геологической съемки, имеет основной задачей выявление гидрогеохимических аномалий элементов — индикаторов рудоносности. Такие аномалии являются важными признаками скрытого и перекрытого чехлом рыхлых отложений оруденения. Изучение геологических закономерностей их размещения и условий формирования позволяет использовать эти аномалии в качестве дополнительных геохимических критериев для оценки перспектив рудоносности картируемой территории.

Гидрогеохимическое опробование и соответствующий комплекс геологических и гидрогеологических наблюдений производится согласно «Инструкции по геохимическим методам поисков рудных месторождений».

Аналитические исследования геохимических проб

Геохимические пробы, отобранные с целью оценки рудоносности различных потенциально рудоносных образований, анализируются различными методами на элементы-индикаторы ожидаемых типов рудных месторождений. Так, например, основными индикаторами свинцово-цинковых месторождений являются свинец, цинк, серебро, медь, мышьяк, а иногда барий, сурьма, ртуть; для медноколчеданных — медь, свинец, цинк, барий, молибден, кобальт. Месторождения бериллиевых руд характеризуются наличием в составе их первичных геохимических ореолов лития, свинца, цинка, олова, фтора, иногда вольфрама и висмута.

Данные о составе элементов — индикаторов разных типов оруденения можно найти в ряде опубликованных работ (Янишевский и др., 1963; Муканов, 1966; Григорян, Янишевский, 1968 и др.).

Камеральная обработка геохимической информации

Основной задачей камеральной обработки геохимической информации, полученной с целью обнаружения геохимических признаков рудоносности, является в первую очередь выявление геохимических аномалий, обусловленных геохимическими ореолами рудных тел и рудных полей, и составление геохимической основы для карты прогноза рудоносности картируемой территории.

Выявление, разбраковка и оценка геохимической информации. В общем случае под геохимической аномалией понимается локальный участок горных пород, характеризующийся повышенным (относительно фонового) содержанием комплекса химических элементов. Это определение показывает, что «геохимическая аномалия» — понятие относительное, неразрывно связанное с понятием «геохимический фон».

Объективно существующий в природе геохимический фон часто характеризуется значительной неоднородностью. Эта неоднородность

практически учитывается определенными статистическими параметрами (дисперсией, средним квадратическим отклонением, коэффициентом вариации). При наличии таких явлений выделение аномальных концентраций из общей совокупности содержаний, получаемых исследователем для того или иного геологического образования, приобретает чисто вероятностный характер и возможно как путем использования методов математической статистики, так и другими методами.

При геологической съемке в закрытых районах, как правило, отсутствует возможность детального прослеживания распространения аномальных концентраций элементов-индикаторов рудоносности, так как коренные породы вскрываются единичными скважинами и скважинами, располагающимися по профилям с относительно значительным расстоянием последних друг от друга.

При работах в таких районах геохимические аномалии выявляются и оконтуриваются по величине минимально-аномального содержания, подобно тому, как оконтуриваются рудные тела по бортовому содержанию металла. Математически это выражается следующей формулой: $x_a = \bar{x} + ts$, где x_a — минимально-аномальные содержания элементов; \bar{x} — средние содержания элементов; s — среднее квадратическое отклонение (показатель неоднородности геохимического фона); t — нормированная функция Лапласа (показатель вероятной аномальности выделений пробы).

Все содержания элемента больше минимально-аномального рассматриваются как геохимические аномалии. Нетрудно заметить, что чем меньше величина минимально-аномального содержания, тем относительно меньшие концентрации попадают в категорию аномальных.

При такого рода исследованиях большое значение приобретает выявление малоконтрастных геохимических аномалий. Наличие таких аномалий как бы расширяет границы аномальных полей и значительно повышает вероятность выявления последних ограниченным количеством проб. С другой стороны, следует учитывать, что малоконтрастные аномалии сами по себе могут являться признаками глубоко залегающего скрытого оруденения.

Рассматривая приведенную выше формулу, нетрудно заметить, что величина минимально-аномального содержания уменьшается с уменьшением среднего содержания элемента, среднего квадратического отклонения и величины нормирования функции Лапласа. Уменьшение величины дисперсии (среднего квадратического отклонения) достигается путем использования количественных (более точных по сравнению с массовыми спектральными) анализов.

Более контрастные величины аномальных концентраций элементов-индикаторов рудоносности могут выявляться при использовании рациональных (фазовых) анализов, позволяющих из суммарных величин содержаний химических элементов исключать величины содержаний геохимического фона и фиксировать только долю концентрации химического элемента, привнесенную постмагматическими растворами (Григорян, Янишевский, 1968).

Установление оптимальной величины нормированной функции достигается за счет использования ее значений при различных уровнях значимости.

Установление оптимальной величины минимально-аномального среднего содержания, среднего квадратического отклонения, величины нормированной функции и выявление на этой основе малоконтрастных аномалий приобретает первостепенное значение при съемке закрытых районов.

В процессе геологической съемки в открытых районах аномальные концентрации элементов-индикаторов рудоносности при опробовании

потенциально рудоносных образований выявляются по единичным профилям с относительно небольшим интервалом отбора проб. В этом случае нет необходимости использовать методы математической статистики. Признаки рудоносности опробуемых образований могут выявляться по особенностям распределения элементов — индикаторов рудоносности по профилю. За минимально-аномальные концентрации условно могут приниматься содержания, установленные в породах, вмещающих потенциально рудоносные образования.

При анализе данных геохимического опробования следует также детально изучать закономерности распределения не только аномальных концентраций элементов, но и рядовых содержаний. Если по профилю (на открытых площадях) или разрезу скважины (в закрытом районе) наблюдается закономерное (упорядоченное) изменение рядовых содержаний, этот участок следует считать потенциально аномальным независимо от того, превышают данные содержания величину минимально-аномального или нет.

Выявляемые при геологической съемке геохимические аномалии могут быть разделены на два генетических типа.

1. Аномалии, обусловленные процессами рудообразования или по сути дела первичными (эндогенными) ореолами рудных тел, а также экзогенными их ореолами рассеяния.

2. Аномалии, сформированные вне связи с рудообразованием (обусловленные петрогенными особенностями выделения акцессорных минералов, климатическими и ландшафтно-геохимическими условиями, техногенным загрязнением, ошибкой анализа, ошибкой пробоотбора и т. п.).

Задача геолога состоит в том, чтобы среди общей массы аномалий распознать те, которые связаны с процессами рудообразования.

Для достоверной классификации аномалий, кроме статистического анализа, следует применять и другие эффективные методы, позволяющие производить разбраковку аномалий с определенной надежностью.

Разбраковка геохимических аномалий целесообразно предпослать контрольный анализ проб, в которых зафиксированы аномальные концентрации элементов-индикаторов.

Собственно разбраковку геохимических аномалий рекомендуется проводить в первую очередь на основе:

а) установления комплекса элементов-индикаторов, образующих аномалию, путем выявления надежных корреляционных связей между ними;

б) анализа геологической обстановки, к которой приурочена данная аномалия, путем установления генетической связи аномалий с различными тектоническими участками или с участками проявления постмагматических процессов.

Аномалии, для которых по этим данным устанавливается благоприятная геологическая обстановка, с достаточной вероятностью могут расцениваться как обусловленные процессами рудообразования.

Аномалии, для которых при прочих благоприятных условиях такой связи не устанавливается, на первом этапе следует отнести к категории «неясного генезиса». Дальнейшее их изучение может быть продолжено при производстве на участках аномалий детальных работ.

Оценка выявленных после разбраковки перспективных (рудогенных) геохимических аномалий проводится по двум основным критериям:

а) принадлежность аномалии к определенному типу оруденения, устанавливаемая на основе выявления характерных для того или иного комплекса элементов-индикаторов;

б) определение положения первичного геохимического ореола, обусловившего аномалию, по отношению к ожидаемому рудному телу,

производимое на основе особенностей зональности строения ореолов.

Для геохимических аномалий, обусловленных первичными ореолами скрытых рудных тел, концентрации элементов-индикаторов в аномалиях могут дополнительно указывать и на относительную удаленность ожидаемого рудного тела от среза первичного ореола, вскрытого буровой скважиной. Принцип оценки в этом случае общепринятый: более высокие концентрации указывают на меньшие глубины залегания рудного тела и наоборот.

В соответствии с проведенной разбраковкой и оценкой составляются каталог геохимических аномалий и геолога — геохимическая основа для карт прогноза.

Составление геохимической основы для прогнозных карт. Прежде всего, следует четко определить те критерии, на основе которых возможна объективная оценка рудоносности картируемой территории, то есть установить разрешающую способность геохимических методов при решении этой задачи.

Высказываются различные точки зрения на содержание и характер «геохимических карт», которые должны использоваться для прогноза. Появились работы, рассматривающие методику составления различных геохимических карт (Гинзбург, Муканов, 1959; Беус и др., 1965; Казмин, Орлов, 1966; Капков, Квятковский, 1966 и др.). Большинство упомянутых авторов геохимический прогноз обосновывает, как правило, интерпретацией параметров среднего содержания элементов коренных горных пород (кларка, концентрации, коэффициента минерализации и т. п.) по принципу: «где выше среднее содержание — та порода и более перспективна». Практика работ показывает, что такой критерий является недостаточным, а в ряде случаев использование его в качестве основного признака рудоносности приводит к ошибочным выводам. Особенно часто это наблюдается при рассмотрении элементов халькофильной группы.

Не вдаваясь в подробное обсуждение этого вопроса, отметим только, что прогнозирование на основе геохимической специализации пород (при возможности использования этого критерия), на наш взгляд, в лучшем случае возможно лишь при мелкомасштабных геологических съемках. В связи со слабой разработкой этого направления в настоящее время могут делаться попытки использовать указанные параметры для прогнозирования лишь по очень ограниченному кругу элементов, однако составлять такого рода специальные геохимические карты не следует.

Как показывает практика работ, при геологической съемке масштаба 1 : 200 000 и крупнее успешно выявляются геохимические аномалии, которые являются весьма достоверными признаками эндогенных геохимических ореолов скрытых рудных тел. В этом случае данные о геохимической специализации пород, естественно, могут играть лишь весьма подчиненную роль.

Наиболее надежными и объективными критериями геохимического прогнозирования следует считать выявленные в процессе геологической съемки аномалии комплекса элементов-индикаторов рудоносности, устанавливаемые при опробовании различных потенциально рудоносных образований.

При геологической съемке масштаба не крупнее 1 : 50 000 оконтурить и детально изучить аномалии не представляется возможным, так как они характеризуются или единичными профилями, или разобщенными пробами. Однако эта геохимическая информация будет иметь весьма большое значение, если особое внимание уделить отражению закономерностей формирования и распределения комплексных геохимических аномалий элементов — индикаторов рудоносности.

При прогнозировании на основе установления этих закономерностей, в зависимости от конкретных геологических условий, используются данные о литогеохимических и гидрогеохимических аномалиях. Методика составления геохимической основы с использованием того или иного типа аномалий принципиального различия не имеет. В общем случае на геохимическую основу выносятся «рудные» аномалии всех выявленных типов, для которых устанавливаются закономерности формирования и размещения на площади съемки.

Наш опыт показывает, что геохимическую основу для карты прогнозов следует составлять в масштабе, соответствующем масштабу геологической съемки. Она отстраивается с учетом геологической ситуации и включает главные геологические признаки, объясняющие местоположение и условия формирования геохимических аномалий. К числу таких признаков относятся закартированные зоны тектонических нарушений, участки развития наложенных постмагматических процессов, контуры положительных и отрицательных структур, местоположения ядер этих структур, апикальные части массивов, зоны эндо — и экзоконтактов, участки проявления локального метаморфизма и т. д.

Геологическую ситуацию целесообразно отображать черным краем. Тектонические зоны изображаются красным цветом; определенными знаками отмечаются участки эндогенного изменения пород (окварцевание, эпидотизация и т. п.). Выявляемая визуально рудная минерализация отмечается по ведущему элементу, символ которого берется в прямоугольный контур.

Основной геохимической нагрузкой карты являются аномалии, для которых в процессе разбраковки и интерпретации установлена их обусловленность процессами рудообразования. Они классифицируются на группы по характерному комплексу элементов — индикаторов. Каждой из выявленных групп присваивается свой условный знак, который и выносится на карту.

Для более полной характеристики геохимических аномалий в отдельной таблице группируются данные об их формировании. В таблице указываются названия пород, вмещающих аномалии, и характер тектонических и наложенных процессов, с которыми они связаны.

Количественная характеристика элемента в аномальной пробе, если это необходимо, изображается величиной соответствующего ему символа в единицах, кратных геохимическому фону.

При желании, по результатам интерпретации и на основе установленных закономерностей размещения и формирования геохимических аномалий могут быть выделены перспективные в отношении рудоносности площади и участки. Эти площади могут оконтуриваться на карте линиями различного типа в зависимости от группы металлов, характеризующих тот или иной тип оруденения, на который устанавливается перспектива рудоносности обозначенного участка. При этом на внешней стороне контура (вдоль него) указывается перечень ведущих элементов, являющихся индикаторами оруденения для данной площади. Оконтуривание площадей производится по принципу общепринятой интерпретации между профилями и между точками наблюдения. В случае, если какие-либо зоны гидротермально измененных пород и разломов в процессе проведения работ были опробованы по одному профилю и по этим данным в них зафиксированы геохимические аномалии (упорядоченное распределение), в качестве перспективной может выделяться и вся структура (зона).

Результаты геохимических исследований, проводимых с целью выявления перспектив рудоносности картируемой территории, целесообразно излагать в отдельном разделе геологического отчета по геологической съемке. Такой раздел должен включать две основные части. Первая из них посвящается описанию фактического материала (рас-

пределение содержаний элементов-индикаторов по геохимическим профилям, описание выявленных геологических закономерностей размещения и формирование аномалий и др.). В качестве текстового приложения составляется каталог выявленных геохимических аномалий. Во второй части приводится обоснование выделенных перспективных площадей и дается описание геохимической основы для прогнозной карты.

В качестве примера приводим описание геолога — геохимической карты, составленной при съемке преимущественно закрытой площади, где основная информация получена на основе изучения керна картировочных скважин (поэтому она является недостаточно полной).

На площади съемки развиты докембрийские образования, среди которых выделяются три основные группы:

а) породы осадочно-вулканогенной формации (гнейсовой и сланцевой серий) архейского возраста, слагающие в основном отрицательные структурные элементы района;

б) гранитоидные породы архейского и протерозойского возрастов (выделяются стратиграфической схемой раздельно), приуроченные, как правило, к положительным структурным элементам (купола, валы) и занимающие основную площадь района;

в) щелочные породы, представленные небольшим массивом в северо-восточной части.

В районе установлены многочисленные разновозрастные разрывные нарушения, некоторые из них, развиваясь длительное время, приобрели характер глубинных разломов, как правило, сопровождающихся малыми интрузиями и дайками ультрабазитов и диабазов.

Приводимая здесь геохимическая информация основана на результатах опробования всех имеющихся в районе естественных обнажений исследуемых пород и керна картировочных скважин, то есть на тех же источниках, которые использовались геологами — съемщиками при составлении геологической карты. Изученность отдельных участков района различная, поэтому в качестве геологической основы использованы новейшие геологические карты масштаба 1 : 200 000, 1 : 100 000 и 1 : 50 000, которые для наглядности трансформированы в масштаб 1 : 500 000.

В результате проведения геохимического опробования выявлены аномалии элементов — индикаторов рудоносности, которые по характерным ассоциациям могут быть разделены на три группы.

1. Группа аномалий комплекса элементов, характерных для месторождений цветных металлов.

2. Группа аномалий редких металлов и редких земель.

3. Аномалии радиоактивных элементов (гидрохимические аномалии урана).

В первую группу включены аномалии медно — молибденового, молибден-висмутового, свинцово-цинкового и медно-цинкового оруденения, а также аномальные проявления молибдена и цинка, для которых устанавливается геологическая закономерность их формирования.

Во вторую группу вошли аномалии бериллий-молибденового, бериллий — редкоземельного, собственно-редкоземельного и ниобиево-редкоземельного комплекса; сюда же условно отнесены аномальные проявления олова.

Аномальные концентрации названных выше ассоциаций элементов-индикаторов локализуются примерно на 11 разобщенных участках. На приводимой карте отображены аномалии, приуроченные к зонам окварцевания, кварцевым жилам, зонам грейзенизации, эпидотизации и др., а также к зонам разломов и катаклиза.

Устанавливается, что аномалии молибдена и медно-молибденового комплекса приурочены к зонам дробления и катаклиза, как правило, субмеридионального направления, и их положение не зависит от петро-

графического состава вмещающих пород. Аномалии этой группы практически не сопровождаются зонами эндогенного изменения пород.

Молибден-висмутовые аномалии фиксируются на участках разломов северного, восточного, северо-восточного направления, сопровождающихся развитием кварцевых жил.

Аномалии свинцово-цинкового состава тяготеют к субширотным разломам и контролируются проявлением процессов эпидотизации.

Медно — цинковые и цинковые аномалии связаны с зонами окварцевания, приуроченными к разломам и участкам катаклаза, развивающимся в метаморфогенных породах основного состава.

Группа аномалий редких металлов и редких земель зафиксирована на двух участках в восточной краевой части щита.

Комплексные аномалии берилля и молибдена приурочены к зонам дробления на участках развития процессов окварцевания, пространственно такие образования тяготеют к породам кислого состава.

Аномалии, в состав которых входят берилль, олово и редкие земли, выявлены в кварцевых жилах и на участках грейзенизации, развивающейся в апикальных частях гранитоидных массивов. На отдельных участках такие образования контролируются субширотными разломами.

Комплексные аномалии ниobia и редких земель, а также аномальные проявления олова приурочены к зонам катаклаза субмеридионального направления на участках развития флюоритизации и в щелочных породах.

Гидрогоехимические аномалии урана зафиксированы вблизи краевого разлома северо-восточного направления.

Выявлены отдельные признаки, указывающие на определенный литологический контроль размещения геохимических аномалий. Так в породах осадочно-вулканогенной формации аномалии высокой концентрации меди и цинка тяготеют к наиболее дифференцированной нижней части спилит — кератофировой свиты.

В породах гранитоидного состава выявленные геохимические аномалии по своему пространственному положению, контрастности, приуроченности к зонам различных постмагматических проявлений можно разделить на три подгруппы.

Концентрации комплекса элементов, образующие аномалии первой подгруппы, составляют для молибдена от 2 до 4,3 г. ф.; цинка — 2, 3; меди — до 5, 7 г. ф. Анализируя положение аномалий этой подгруппы относительно складчатых структур и разрывных нарушений, можно видеть, что они тяготеют к широтным разломам, причем такая их связь подчеркивается также наличием следов катаклаза, трещиноватости и продуктов гидротермальной деятельности (кварцевые прожилки и эпидотизация).

Ко второй подгруппе относятся медно-свинцовый и молибдено-висмутовый аномальные комплексы. Эти аномалии характеризуются высокой контрастностью (например, для молибдена — 100—265 г. ф., висмута — 35—200 г. ф., меди — 40—320 г. ф.). Обращает на себя внимание их пространственная приуроченность к зоне сочленения пород гранитоидного состава, слагающих крупную синклиналь, с породами вулканогенного и ультрабазитового состава.

Аномалии третьей подгруппы представлены медно-молибденовым, медно-цинковым и молибдено-висмутовым аномальными комплексами, по своей контрастности близкими к аномалиям второй подгруппы, и в целом характеризуются следующими показателями;

- a) высокая контрастность всех элементов, образующих аномалии;
- b) пространственная приуроченность аномалий к краевой части щита;
- в) связь аномалий с кварцевыми жилами и зонами окварцевания, широко проявленными на указанных участках;

г) наличие рассеянной сульфидной минерализации (халькопирит, молибденит, пирит).

Таким образом, в размещении на изученной площади геохимических аномалий (включая и рудную минерализацию) наблюдается определенная структурно-геологическая закономерность, выявление которой и составляло одну из основных задач для последующих прогнозных построений.

Как видно из приведенного, эта геохимическая информация, несмотря на ее недостаточную полноту, в сочетании с геолого-структурной картой является важной основой для составления металлогенических и прогнозных карт, по которой может быть определено направление более детальных картировочных, а в отдельных случаях поисковых буровых работ.

ЛИТЕРАТУРА

Аникеева Н. Ф. Роль различных ассоциаций химических элементов в геохимической и магматической специализации магм. В кн. «Металлогеническая специализация магматических комплексов». Изд-во «Недра», 1964.

Беляевский Н. А., Петровская Н. В. и др. Комплексы методов, применяемых при металлогеническом изучении закрытых территорий и при поисках оруденения, не выходящего на поверхность. В кн. «Вопросы изучения и методы поисков скрытого оруденения». Госгеолтехиздат, 1963.

Беус С. А., Рогожин С. П. и др. Методические указания по геохимическому картированию при геологосъемочных работах масштаба 1:200 000, 1:50 000. Ротапринт, Москва, 1965.

Быховер Н. А. О взаимосвязи геологической съемки и поисков месторождений полезных ископаемых.—Разведка и охрана недр, 1966, № 2.

Буренков Э. К., Шейнин И. С. и др. Закономерности распределения микроэлементов как критерий поисков осадочных месторождений. В сб. «Литогеохимические методы при поисках скрытого оруденения». Изд. ИМГРЭ, 1972.

Гinzбург И. И. Опыт разработки теоретических основ геохимических методов поисков. Госгеолтехиздат, 1957.

Гinzбург И. И., Муканов К. М. Основные принципы составления геохимических карт рудных районов при металлогенических исследованиях. В кн. «Металлогенические и прогнозные карты». Алма-Ата, 1959.

Григорян С. В., Янишевский Е. М. Эндогенные геохимические ореолы рудных месторождений. Изд-во «Недра», 1968.

Иванов Г. В. Определение содержания мусковита по керну колонкового бурения.—Разведка и охрана недр, 1963, № 12.

Казмин В. Н., Орлов И. В. К вопросу о принципах составления геохимических карт при геологической съемке.—Советская геология, 1966, № 6.

Резников И. Н., Козлов Е. И. Использование результатов опробования кор выветривания при картировании материнских пород в закрытых районах (в печати).

Резников И. Н. Геохимическая основа для металлогенических и прогнозных карт. В сб. «Вопросы прикладной геохимии», вып. 2. Изд-во «Недра», 1971.

Янишевский Е. М. О геохимических исследованиях при геологосъемочных работах.—Разведка и охрана недр, 1968, № 8.

Янишевский Е. М., Григорян С. В., Баранов Э. Н. и др. Эндогенные ореолы некоторых пидротермальных месторождений. Госгеолтехиздат, 1963.

СОДЕРЖАНИЕ

Л. С. Демидова. Некоторые вопросы прикладной геохимии берилля в экзогенных месторождениях	3
Л. С. Демидова. Редкие щелочные элементы в месторождениях берилля	13
Л. Ф. Борисенко, А. В. Лапин, И. В. Степанов. Распределение элементов-примесей в магнетите и титаномагнетите из эндогенных месторождений	25
Г. Л. Рубо. Элементы-примеси монокварцевых образований в породах и рудах колчеданно-полиметаллических месторождений как геохимическая информация их генезиса (на примере Белоусовского месторождения на Рудном Алтае)	45
С. Д. Талиев, Е. И. Флегонтова. Геохимическая связь и условия разделения ртути и битумов в горных породах Ферганы	50
Л. Я. Крапива, О. В. Вершковская, А. С. Кандуров. Эндогенные геохимические ореолы ртутного месторождения Дальнего (Северо-Западный Кавказ)	55
В. Н. Бондаренко. Некоторые новые статистические методы сравнительного петрохимического изучения интрузивных образований	61
В. С. Попов. Механизм внедрения даек	64
В. С. Попов. Расчет глубины перехода вертикальных даек в пологие жильные тела	67
Р. И. Коган, О. В. Маторина, С. С. Горчакова. Обзор зарубежной литературы по математическим методам в геологических исследованиях	70
И. Н. Резников, Е. М. Янишевский. О применении геохимических методов при геологосъемочных работах	74

Исследования в области прикладной геохимии

Утверждено к печати Институтом минералогии, геохимии
и кристаллохимии редких элементов

Редакторы: Т. И. Нефелова, О. А. Новиков

Т-21158.

Формат 70×108¹/₁₆.

Заказ 325.

Подписано к печати 29/XI 1976 г.

Тираж 300.

Цена 38 к.

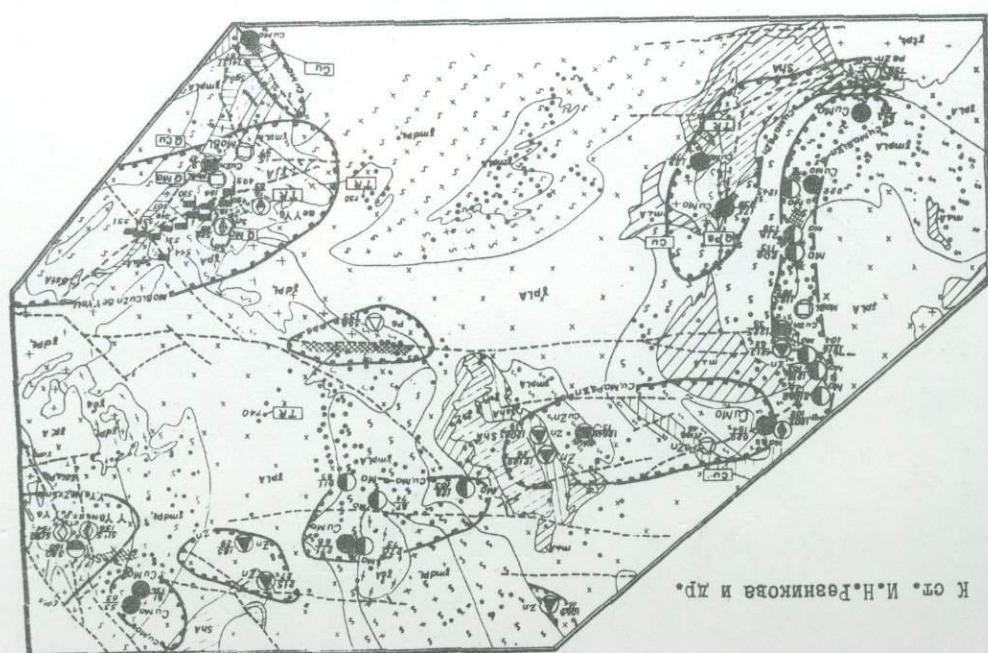
Ленинградская картографическая фабрика объединения «Аэрогеология»

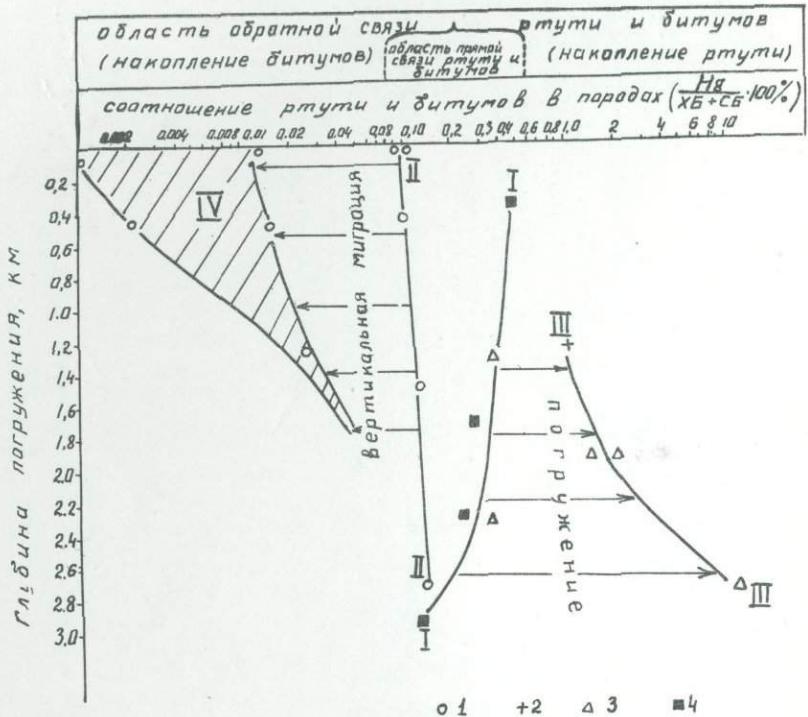
the ha meitaihe metaihui; 48 - yzactra n negeurtertne ha peaktne metaihui
- 45 - 70 leoxumneoknx phohe; 46 - carme 10 leoxumneoknx phohe; 47 - yzactra n negeurtertne
kono u hehia pahu n e kene n kato o b - nha n ka tao o b: 44 - 25 leoxumneoknx fo-
nindin-peaktneoknx koumherca; 45 - lnygoleoxumneoknx shonzhin yphas. A hong a pah
nindin-peaktneoknx koumherca; 46 - okoto-peaktneoknx koumherca; 47 - otora; 48 - peaktne 36
metaihui koumherca; 49 - okoto-peaktneoknx koumherca; 40 - otora; 41 - peaktne 36
n deauku x e a n e i p: 37 - depunktne - montgardenboho koumherca; 38 - depunktne-peaktne
kohoro cootbar; 36 - unika. B - lpyunn e a h o n u n d e a k n x m e x a j o o s
koumherca; 33 - montgarden-pancytobolo koumherca; 34 - ornhogao-unikohoro cootbar; 35 - neanho-un
koumherca; 32 - montgarden-pancytobolo koumherca; 31 - neanho-montgardenohoro koumherca; 30 -
e h o u a n n u h e t a n n o b: 31 - e p y u n a
p y a h o o c o t , b m b m h m o o o p y o o b a h n n . A -
h m p e a k s e n e r t n o n h i n g p a s s a s u n . A h o n a x n n s a n e e h x o b - n h a n k a t o o p o e
28 - krapudne krapudne krapudne krapudne krapudne krapudne krapudne krapudne
hinepauun; 26 - krapudne krapudne krapudne krapudne krapudne krapudne krapudne
okapudne; 22 - amnotauun; 23 - indehpintauun; 24 - fmoodpnauun; 25 - rpebasinauun;
fikondipayata leoxumneoknx shonzhin). 3 h a o l e h n n e n s e n e n n a n o p o a : 21
med orjekhui, shanhetax - horep shonzhin to kavatoly; ha kavatoly evnneghn tojark to crejekhui, ho-
nogao (hyndppatoq tip yctatohernond mingenauun); 20 - krapudne krapudne krapudne krapudne
reoxumneoknx lepanhui; 18 - rektonehne krapudne krapudne krapudne krapudne krapudne
amnochimhui, arpont-krapudn - lepanhui amnochimhui krapudne krapudne krapudne krapudne;
17 - amnochimhui, amnochimhui, amnochimhui, amnochimhui, amnochimhui, amnochimhui, amnochimhui,
16 - amnochimhui, amnochimhui, amnochimhui, amnochimhui, amnochimhui, amnochimhui, amnochimhui,
15 - amnochimhui, amnochimhui, amnochimhui, amnochimhui, amnochimhui, amnochimhui, amnochimhui,
14 - amnochimhui, amnochimhui, amnochimhui, amnochimhui, amnochimhui, amnochimhui, amnochimhui,
13 - amnochimhui, amnochimhui, amnochimhui, amnochimhui, amnochimhui, amnochimhui, amnochimhui,
12 - amnochimhui, amnochimhui, amnochimhui, amnochimhui, amnochimhui, amnochimhui, amnochimhui,
cephenetnintnauun, amnochimhui, amnochimhui, amnochimhui, amnochimhui, amnochimhui, amnochimhui,
11 - amnochimhui, amnochimhui, amnochimhui, amnochimhui, amnochimhui, amnochimhui, amnochimhui,
10 - amnochimhui, amnochimhui, amnochimhui, amnochimhui, amnochimhui, amnochimhui, amnochimhui,
9 - amnochimhui, amnochimhui, amnochimhui, amnochimhui, amnochimhui, amnochimhui, amnochimhui,
8 - amnochimhui, amnochimhui, amnochimhui, amnochimhui, amnochimhui, amnochimhui, amnochimhui,
7 - amnochimhui, amnochimhui, amnochimhui, amnochimhui, amnochimhui, amnochimhui, amnochimhui,
6 - amnochimhui, amnochimhui, amnochimhui, amnochimhui, amnochimhui, amnochimhui, amnochimhui,
5 - amnochimhui, amnochimhui, amnochimhui, amnochimhui, amnochimhui, amnochimhui, amnochimhui,
4 - amnochimhui, amnochimhui, amnochimhui, amnochimhui, amnochimhui, amnochimhui, amnochimhui,
3 - amnochimhui, amnochimhui, amnochimhui, amnochimhui, amnochimhui, amnochimhui, amnochimhui,
2 - amnochimhui, amnochimhui, amnochimhui, amnochimhui, amnochimhui, amnochimhui, amnochimhui,
1 - amnochimhui, amnochimhui, amnochimhui, amnochimhui, amnochimhui, amnochimhui, amnochimhui

(Coccarobaea fessanckiana N.H., Hymenoptera, Encyrtidae) - TRAUMENGEKREIS DER SCHMETTERLINGE IN RÄTIGER

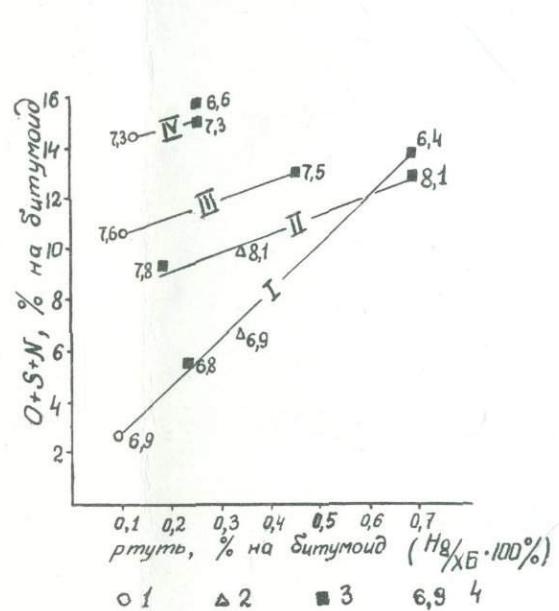
OCHEBHPYE JIATHRE O FOPDINMPORHMIN PRBKJIEHBRX RUMULIEFRECHRJ T EOKNMNPFECRHN HTHOMHMIN JIEMEH LR-BHJMKAPOPB PVJLTHOHCOTC

41	42	43	44	45	46	47	48
32	33	34	35	36	37	38	39
30	29	28	27	26	25	24	23
20	19	18	17	16	15	14	13
12	11	10	9	8	7	6	5



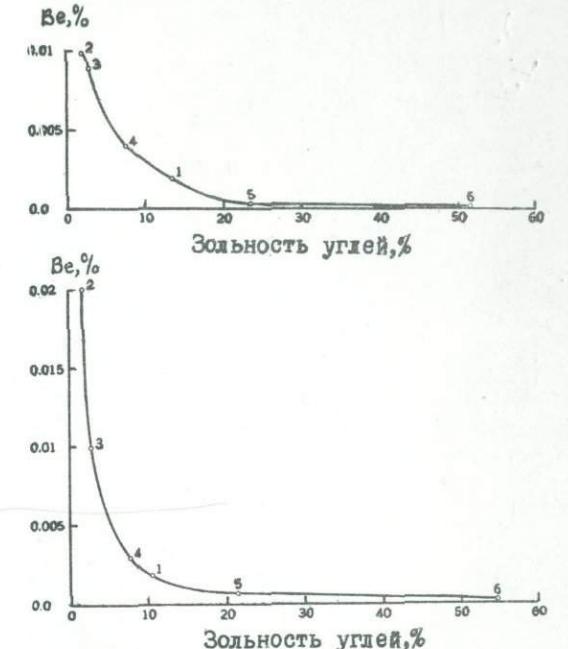


Фиг. 6. Изменение соотношений между ртутью и битумоидами в породах в зависимости от глубины залегания отложений
1 - палеоген, 2 - мел, 3 - юра, 4 - палеозой



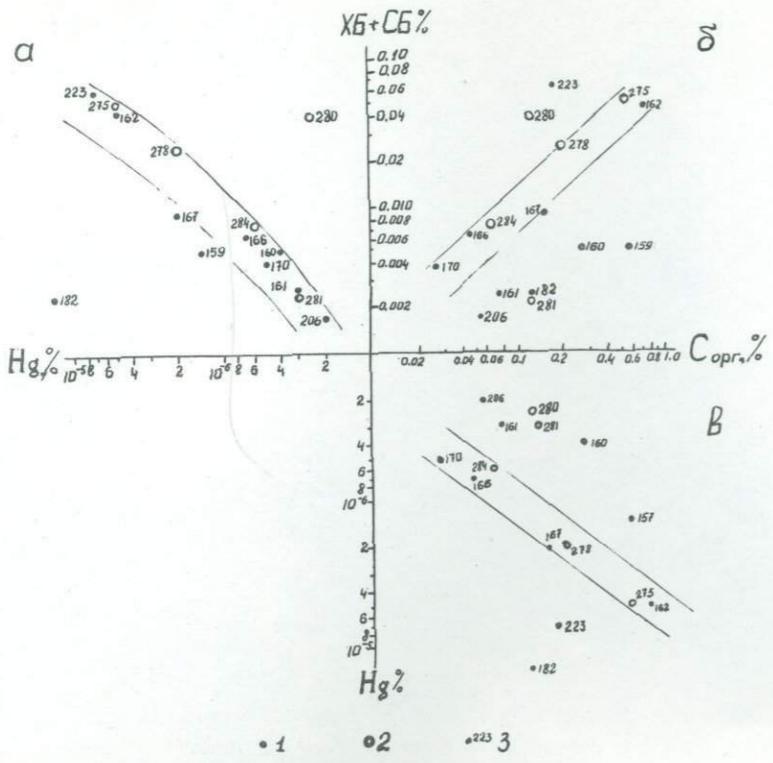
Фиг. 7. Связь между содержанием ртути и гетероэлементов в битумоидах
1 - палеоген, 2 - мел, 3 - юра, 4 - палеозой,
4 - отношение С/Н в элементарном составе битумоидов

К ст. С.Д.Талиева и др.



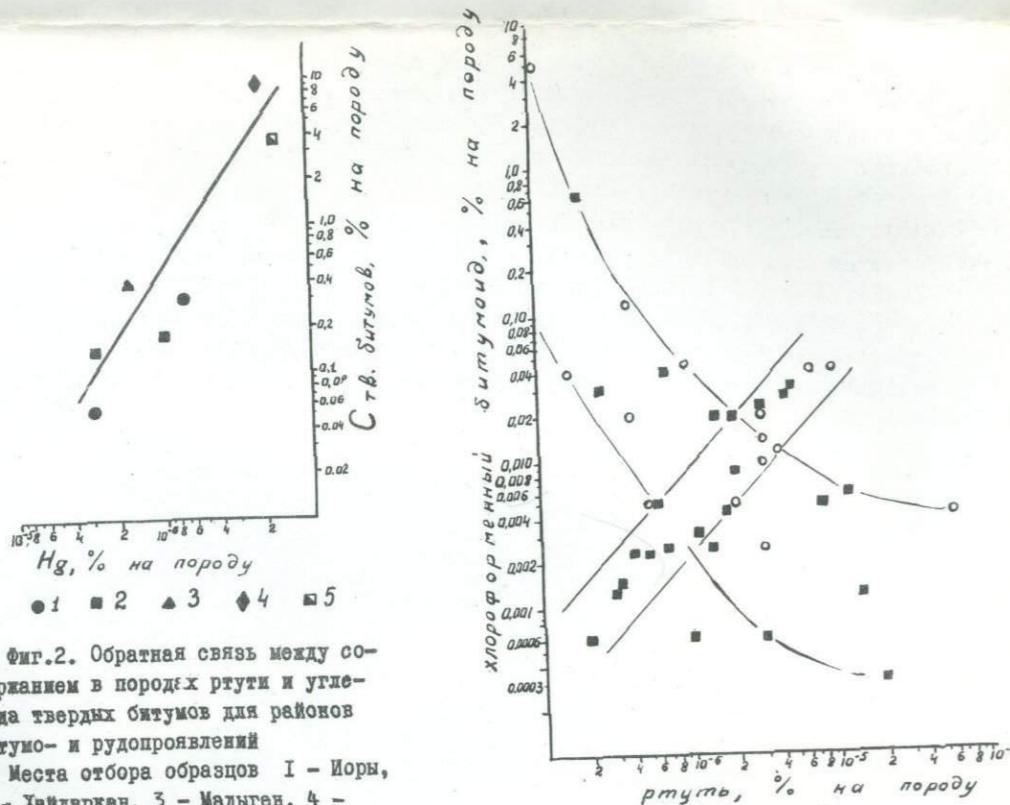
Содержание бериллия в пробах, разделенных на фракции по удельному весу
1 - в исходных пробах; 2-6 - во фракциях с возрастающей зональностью (Stadnichenko et al., 1961)

К ст. Л.С.Демидовой



Фиг. 1. Связь между ртутью, битумоидами и органическим веществом (Сорг) в палеозойских породах Гузанской и Араванской антиклиналей

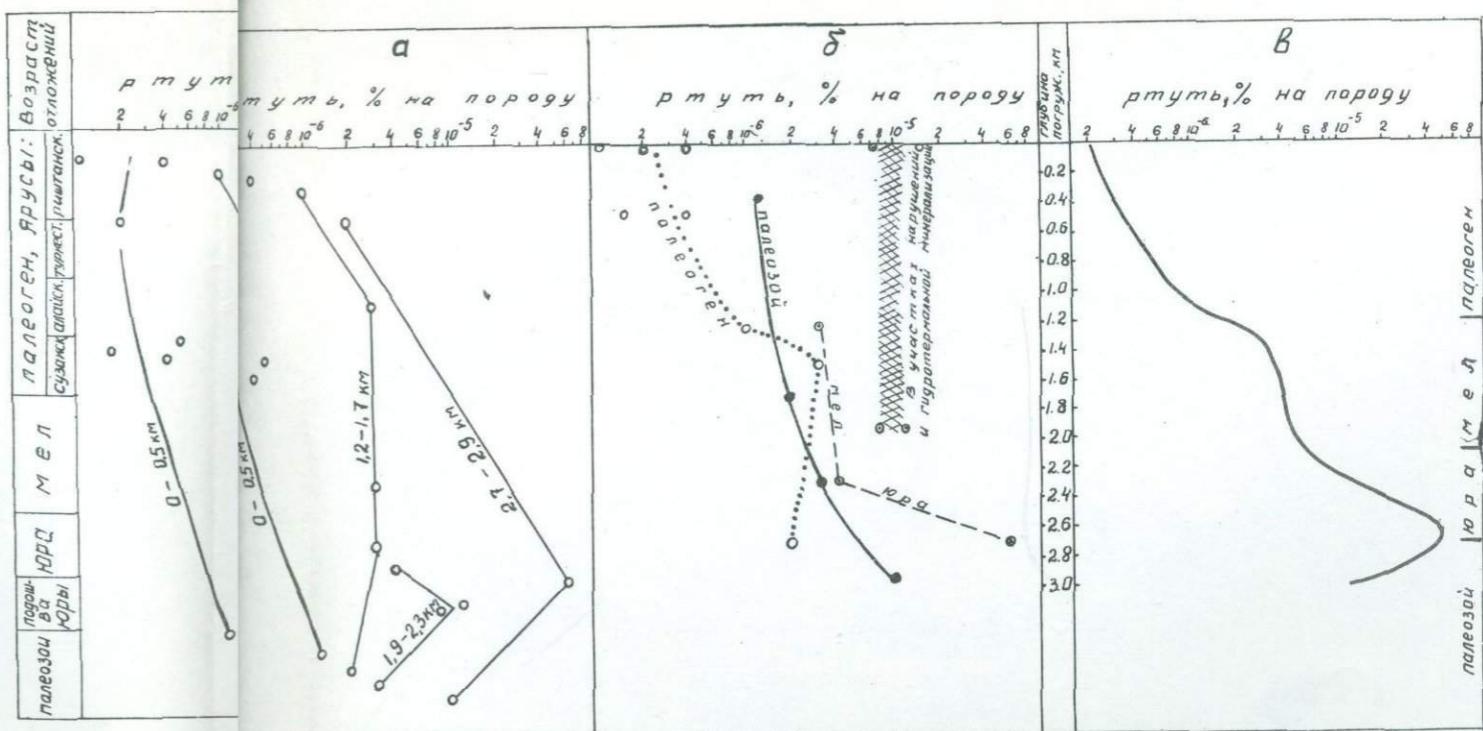
Образцы из обнажений 1 - Гузанского, 2 - Араванского,
3 - номера образцов



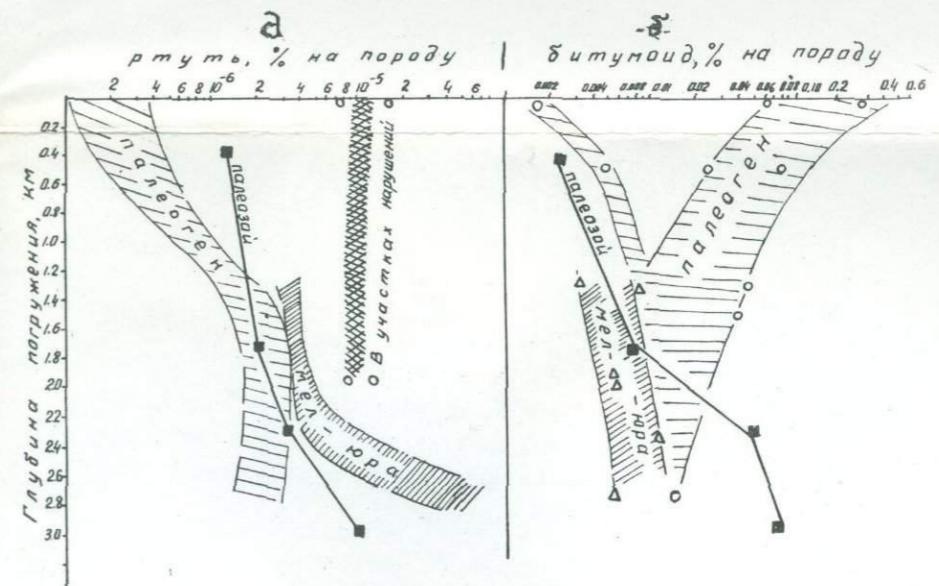
Фиг. 2. Обратная связь между содержанием в породах ртути и углерода твердых битумов для районов битумо- и рудопроявлений

Места отбора образцов 1 - Иоры,
2 - Хайдаркан, 3 - Мадыген, 4 -
Китут, 5 - Ринтан

Фиг. 3. Двойственный характер связи между содержанием ртути и битумоидов в породах чехла и фундамента Ферганы
1 - породы чехла, 2 - породы фундамента

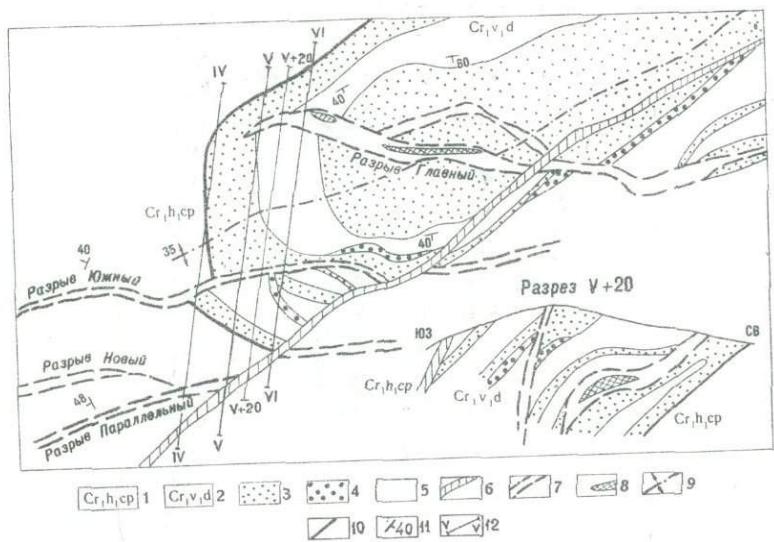


Фиг. 4. Изменение содержания ртути в породах в зависимости от возраста отложений (а), глубины их залегания (б) и по условному стратиграфическому разрезу (в)



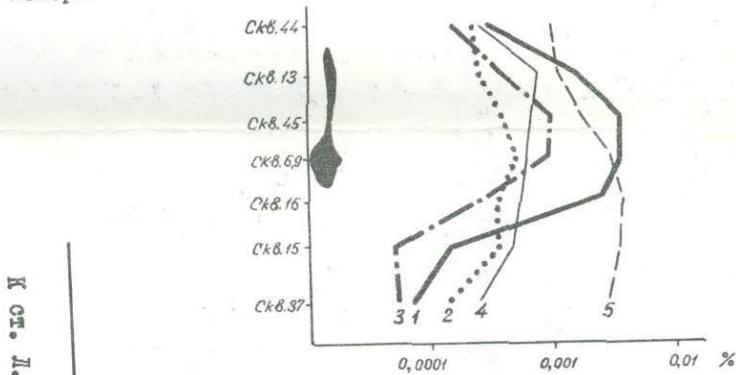
Фиг. 5. Перераспределение ртути (а) и битумоидов (б)
в породах при погружении отложений

К ст. С.Д.Талиева и др.



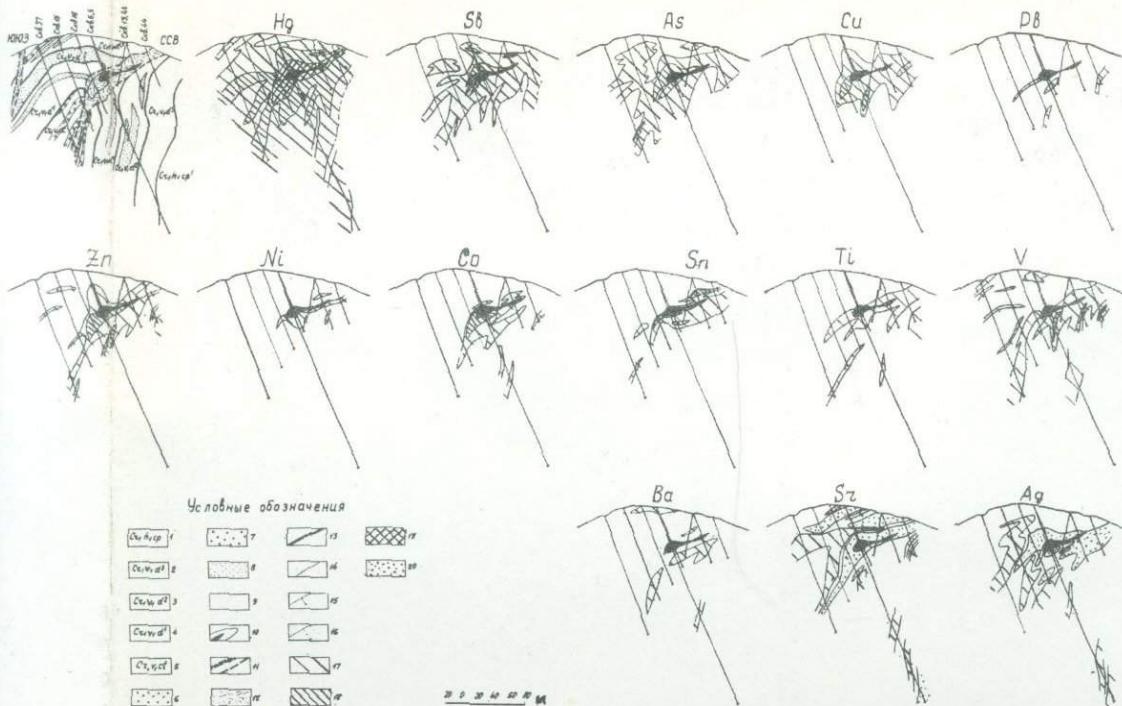
Фиг. I. Схема геологического строения месторождения Дальнего (по Кандаурову А.С.)

I - свита чепси (нижний готерив); 2 - свита дерби (валанжин); 3 - песчаники; 4 - гравелиты; 5 - глинистые породы; 6 - Дербиеvский разрыв; 7 -рудовмещающие разрывы (зоны дробления и повышенной трещиноватости); 8 - рудные тела; 9 - ось Дербиеvской антиклинали; 10 - границы свит; II - элементы залегания пород; 12 - разведочные профили и их номера



Фиг. 3. Изменение средних содержаний ртути, мышьяка, сурьмы, бария и стронция (в пределах расчетной зоны) с глубиной

I - ртуть, 2 - мышьяк, 3 - сурьма,
4 - барий, 5 - стронций



Фиг. 2. Эндогенные геохимические ореолы месторождения Дальнего (профиль VI)

I - свита чепси, глины аргиллитоподобные с редкими тонкими прослойями песчаников; 2 - свита дерби (верхняя пачка), песчаники с редкими прослойями глин, гравелитов и конгломератов; 3 - свита дерби (средняя пачка), глины с подчиненными прослойями песчаников; 4 - свита дерби (нижняя пачка), песчаники с прослойями глин, конгломератов и гравелитов; 5 - чаталовская свита, пересланывание глин, песчаников, гравелитов и конгломератов; 6 - конгломераты; 7 - гравелиты; 8 - песчаники; 9 - глинистые породы; 10 - рудное тело и контуры рудоносной зоны; 11 - тектонические нарушения; 12 - зоны дробления и повышенной трещиноватости; 13 - границы свит и отдельных пачек; 14 - границы прослоев литологических разновидностей пород и контуры ореолов; 15 - скважины, по которым проведено геохимическое опробование; 16 - скважины без геохимического опробования.

Содержания элементов в ореолах (в %): I7 - ртуть (0,000044-0,0009), сурьма (0,001-0,009), мышьяк (0,003-0,006), медь (0,008-0,015), свинец (0,0022-0,004), цинк (0,012-0,019), никель (0,0050-0,03), кобальт (0,0025-0,009), олово (0,0003-0,0004), титан (0,30-0,49), ванадий (0,0050-0,0099), барий (0,01-0,03), стронций (0,05-0,15), серебро (0,000009-0,000020); I8 - ртуть (0,001-0,009); сурьма (0,01-0,10), мышьяк (0,007-0,01), медь (0,016-0,83), цинк (0,020-0,060), кобальт (0,010-0,03), олово (0,0005-0,0010), молибден (0,0002-0,0008), титан (0,50-0,70), ванадий (0,01-0,04), I9 - ртуть (0,01-0); 20 - стронций (0,01), серебро (не обн.).

38 коп.

2306