

Н. Н. ТРОФИМОВ  
А. И. РЫЧКОВ

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ  
ПОЛЯ ЭЛЕМЕНТОВ  
ШИРОКОГО  
РАССЕЯНИЯ  
И ПОИСКИ  
ГЛУБОКОЗАЛЕГАЮЩИХ  
РУДНЫХ  
МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Н. Н. ТРОФИМОВ,  
А. И. РЫЧКОВ

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ  
ПОЛЯ ЭЛЕМЕНТОВ  
ШИРОКОГО РАССЕЯНИЯ  
И ПОИСКИ  
ГЛУБОКОЗАЛЕГАЮЩИХ  
РУДНЫХ  
МЕСТОРОЖДЕНИЙ

2904



МОСКВА · НЕДРА · 1979



Трофимов Н. Н., Рычков А. И. Геохимические поля элементов широкого рассеяния и поиски глубоко-залегающих рудных месторождений. М., Недра, 1979, 172 с.

Книга написана на основе опыта работ по применению геохимических методов для поисков различного типа рудных месторождений. Особое внимание уделяется поискам «слепых» глубокозалегающих рудных тел с применением элементов-индикаторов широкого рассеяния — иода, ртути и отчасти серебра. Рассматривается положительный опыт использования хлора, брома и фтора для поисков рудных месторождений. Используя эти элементы-индикаторы вместе с обычными элементами при геохимических поисках, можно получить наиболее надежные результаты.

Книга предназначена для широкого круга геологов, занимающихся поисками рудных месторождений, а также студентов геологических факультетов вузов.

Табл. 54, ил. 60, список лит. — 78 назв.

T 20804—257  
043(01)—79 57—79.1904050000

© Издательство «Недра», 1979

## ПРЕДИСЛОВИЕ

---

В последние годы было опубликовано много работ, посвященных проблемам геохимических методов поисков. К наиболее значительным следует отнести монографии А. А. Беуса, С. В. Григоряна, А. П. Соловова, Н. И. Сафонова, А. Левинсона и др. В этих обобщающих трудах рассматриваются методические приемы проведения геохимических поисков и их теоретические основы.

Главное внимание в большинстве исследований уделено изучению и выявлению ореолов главных элементов, входящих в состав рудных тел. Косвенные элементы-индикаторы привлекаются к оценке выявленных аномалий только для более обоснованной оценки аномалий главных элементов-индикаторов.

В последние годы все острее ставится вопрос о поисках месторождений, залегающих на больших глубинах, особенно в старых рудных районах, где запасы известных месторождений быстро сокращаются.

Группа Университета дружбы народов в течение ряда лет зучала возможность геохимических поисков слепого оруденения в таком древнем районе, как Северная Осетия, с жильным винцово-цинковым оруденением. Использование обычных элементов-индикаторов не дали возможность определить геохимический ореол слепых рудных тел на поверхности как в рыхлых, так и в коренных породах. Для увеличения глубинности метода был привлечен комплекс элементов широкого рассеяния, таких как иод, ртуть, бром, хлор, сурьма, серебро и др. Ореолы этих элементов оказались весьма обширными, позволяющими «западывать» на большую глубину.

В настоящей книге ставится задача использования элементов широкого рассеяния, которые имеют определенное самостоятельное значение в геохимических поисках. Опыт наших работ и анализ геохимических поисков, проведенных многочисленными исследователями, показывает, что при залегании рудных тел на глубинах более 100—150 м ореолы главных элементов-индикаторов не достигают поверхности (не могут быть афиксированы современными аналитическими методами). В это же время ореолы элементов широкого рассеяния хорошо

выявляются и служат надежным признаком рудной минерализации на глубине. Так, над аномалией иода и других элементов в районе Архонского месторождения на глубине 150—200 м вскрыты четыре слепые промышленные жилы.

А. Левинсон, говоря о будущем поисковой геохимии, обращает внимание на вовлечение новых элементов-индикаторов, включая такие неметаллы, как галогены, которые могут участвовать в процессе переноса рудных металлов, улучшение методов определения содержаний ртути, иода и других летучих веществ в воздухе.

Настоящая работа не претендует на полное обобщение. Авторы хотят поделиться своими соображениями и обратить внимание геологов-поисковиков на возможность использования косвенных элементов-индикаторов для поисковых целей. Любое замечание специалистов будет воспринято с глубокой благодарностью.

В книге широко использованы работы О. П. Побоковой, которая впервые в Сев. Осетии внедрила в практику геохимических поисков иод, ртуть, серебро в качестве элементов-индикаторов.

Авторы выражают благодарность геологам Северо-Осетинской комплексной геологической экспедиции и Северо-Кавказского территориального геологического управления.

## ГЛАВА I

# ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ЭЛЕМЕНТОВ ШИРОКОГО РАССЕЯНИЯ И ИХ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ В ЗЕМНОЙ КОРЕ

---

Теоретическим обоснованием использования ореолов элементов широкого рассеяния для геохимических поисков глубокозалегающих месторождений послужили представления В. И. Вернадского о микрокосмическом рассеянии элементов. В 1909 г. он подчеркнул огромное значение еще новой в то время формы состояния химических элементов — *рассеяния*.

Минеральный вид существования элементов в литосфере является настолько распространенным, что возникает мысль о его единственности для всех элементов. Однако анализ минерального царства с позиций геохимии не говорит в пользу такого предположения. Существование элемента в виде тех или иных примесей в минералах чуждого ему состава называется безминеральным. В реальном существовании подобных примесей можно убедиться при прецизионном исследовании химического состава мономинеральных фракций и отдельных минералов из числа наиболее «чистых», не содержащих в себе каких-либо посторонних включений, за счет которых можно было бы отнести «заражение» минерала-носителя. Даже в этих предельных случаях современными средствами анализа всегда устанавливаются практически все элементы периодической системы Менделеева. Например, в чистейшем исландском шпата найдено  $5 \cdot 10^{-6}$  вес. % иода, т. е. в 1 см<sup>3</sup> исландского шпата содержится  $10^{14}$  атомов иода. Самый «чистый» кальцит всегда пропникут рассеянными атомами не только иода, но и меди, цинка, урана, тория, радия, радона и других элементов в количестве многих миллионов атомов.

В безминеральном виде в литосфере встречается любой элемент. Однако, если для таких элементов, как коротокоживущие радиоактивные, инертные газы, некоторые редкоземельные, рубидий, галлий, индий, гафний и другие безминеральное существование является, по существу, единственным, а для таких, как иод, бром, бор, сурьма, мышьяк, большинство редкоземельных, германий, скандий, свинец, цинк, олово, литий, бериллий и др., — преимущественным, то для кислорода, кремния, алюминия, железа и др. — резко подчиненными. Сводные данные о поведении элементов в изверженных горных породах литосферы, по К. Ранкама и Т. Сахама, приведены в табл. 1.

Различная способность химических элементов образовывать самостоятельные минеральные виды приведена в табл. 2.

Таблица 1

## Группирование элементов по видам их существования в изверженных горных породах литосфера

Преобладающие в минеральном виде (14 элементов)	Однаково в минеральном и безминеральном виде (11 элементов)	Преобладающие в безминеральном виде (67 элементов)
<p>В главных породообразующих минералах: O, Si, Al, Fe, Ca, Na, K, Mg (порядка 99% от суммы кларков); H, C (порядка 90% от суммы кларков); в акцессорных минералах: Ti, P, S, Zr (порядка 90% от суммы кларков)</p>	<p>Cr, Y, La, F, Ce, Cu, Ni, Os, Ir, Pt (порядка 50% от суммы кларков)</p>	<p>Mn, Li, Be, B, Nb, Ta, Th, TR (без La, Ce, Pm), Rb, Cs, Zn, Pb, Sn, Mo, W, U, Co, Hg, Ag, Au, As, Sb, Bi, Se, Te, Sr, Ba, V, Ge, Sc, Tl, Cd, Ga, Hf, In, R, Ru, Rn, Rh, Pd, Br, I, N, Ar, He, Ne, Kr, Xe и короткоживущие актиниды (порядка 100% от суммы кларков)</p>

Подсчеты, проведенные Н. И. Сафоновым [57], показали, что в безминеральном состоянии в литосфере находится всего 1,3—1,4% от всей ее массы. Эта цифра, малая по абсолютному значению, во много раз превышает кларки большинства отдельно взятых элементов и в несколько десятков раз больше суммы кларков десяти промышленно важных металлических элементов: Cu, Pb, Zn, Cd, Co Sn, In, B, F, Mn. Поэтому безминеральный вид существования элементов приобретает особое значение. В частности, этим объясняется необходимость использования специфических приемов при анализе геохимических проб. Чем больше совершенствуются методы исследования вещества, позволяющие экспериментально установить присутствие элементов в количествах порядка 10<sup>-12</sup>%, а для некоторых и ниже, тем больше изменяются наши представления о состоянии элементов.

Согласно Н. И. Сафонову, рассеянным называется такое существование элемента в природе, безразлично, в минеральном или безминеральном виде, при котором его содержания в представительных пробах исследуемого материала, с учетом неизбежных флюктуаций, являются кларковыми. Наиболее характерным примером является первичное рассеяние в неизмененных горных породах. Опыт показывает, что в подобном рассеянном состоянии в природе находится громадное число элементов. По В. И. Вернадскому, в среднем в 1 см<sup>3</sup> земного вещества должно заключаться следующее число атомов некоторых химических элементов: Li 10<sup>19</sup>, Br 10<sup>18</sup>, Rb 10<sup>18</sup>, Y, I, Cs 10<sup>17</sup>; Ga, Sc 10<sup>13</sup>, K 10<sup>21</sup>, Th, U 10<sup>17</sup>, Ra 10<sup>16</sup>.

В. И. Вернадский выделяет иод и бром в качестве типичных представителей элементов, для которых состояние микрокос-

Таблица 2

Способность химических элементов образовывать самостоятельные минералы  
(по Н. И. Сафонову, 1962 г.)

Элемент	Валовое содержание в литосфере, %	Минимальное число самостоятельных минералов	Элемент	Валовое содержание в литосфере, %	Минимальное число самостоятельных минералов
O	47,20	1750	Co	$3 \cdot 10^{-3}$	24
Si	27,60	800	Y	$2,8 \cdot 10^{-3}$	35
Al	8,80	150	Pb	$1,6 \cdot 10^{-3}$	160
Fe	5,10	290	Ga	$1,5 \cdot 10^{-3}$	1
Ca	3,60	290	Nb—Ta	$1,2 \cdot 10^{-3}$	60
Na	2,64	160	Ge	$7 \cdot 10^{-4}$	6
K	2,60	70	Cs	$7 \cdot 10^{-4}$	4
Mg	2,10	160	Be	$6,5 \cdot 10^{-4}$	40
Ti	0,60	60	Sc	$6 \cdot 10^{-4}$	2
H	0,15	400	As	$5 \cdot 10^{-4}$	60
C	0,10	80	Hf	$3,2 \cdot 10^{-4}$	Нет
Mn	$9 \cdot 10^{-2}$	150	B	$3 \cdot 10^{-4}$	55
P	$8 \cdot 10^{-2}$	180	Mo	$3 \cdot 10^{-4}$	9
S	$5 \cdot 10^{-2}$	360	Tl	$3 \cdot 10^{-4}$	7
Ba	$5 \cdot 10^{-2}$	25	U	$3 \cdot 10^{-4}$	85
Cl	$4,5 \cdot 10^{-2}$	60	Br—I	$1,9 \cdot 10^{-4}$	5—6
Sr	$4 \cdot 10^{-2}$	10	W	$1 \cdot 10^{-4}$	14
Rb	$3 \cdot 10^{-2}$	Нет	Se	$6 \cdot 10^{-5}$	25
F	$2,7 \cdot 10^{-2}$	30	Cd	$5 \cdot 10^{-5}$	3
Cr	$2 \cdot 10^{-2}$	70	Sb	$4 \cdot 10^{-5}$	70
Zr	$2 \cdot 10^{-2}$	12	Bi	$2 \cdot 10^{-5}$	50
V	$1,5 \cdot 10^{-2}$	35	Ag	$1 \cdot 10^{-5}$	55
N	$1 \cdot 10^{-2}$	5	In	$1 \cdot 10^{-5}$	Нет
Cu	$1 \cdot 10^{-2}$	160	Pt	$7,2 \cdot 10^{-6}$	20
Ni	$8 \cdot 10^{-3}$	40	Hg	$7 \cdot 10^{-6}$	16
TR (без Ce, La)	$6,7 \cdot 10^{-3}$	Нет	Инертные газы	$4,3 \cdot 10^{-6}$	Нет
Li	$6,5 \cdot 10^{-3}$	13	Te	$1 \cdot 10^{-6}$	40
Ce и La	$6,3 \cdot 10^{-3}$	60	Au	$5 \cdot 10^{-7}$	8
Zn	$5 \cdot 10^{-3}$	60	Re	$1 \cdot 10^{-7}$	Нет
Sn	$4 \cdot 10^{-4}$	18			

мического рассеяния должно быть основной формой существования в природных условиях. В то же время из его представлений о микрокосмическом рассеянии следует, что элементы, находящиеся в этом состоянии, могут, подобно газам, обладать относительно высокой подвижностью в земной коре и, соответственно, быть выявлены на дальних подходах к источнику рассеяния. Он предполагает, что такие рассеянные элементы находятся в виде свободных атомов, а совокупные свойства этих свободных атомов близки к свойствам газов. А. Е. Ферсман микрокосмическое рассеяние называет дисперсным. Он указывает на возможность нахождения атомов в пустых промежутках кристаллических решеток и их дефектах, а также присоединения элементов в результате адсорбции.

Развивая представления В. И. Вернадского и А. Е. Ферсмана, Н. И. Сафонов пришел к выводу о возможности использования явления повсеместного рассеяния элементов в поисковых целях. По его мнению, в элементном составе ореолов первичного рассеяния постмагматических месторождений, вне зависимости от их генезиса и состава, присутствуют практически все из 58 главных рудообразующих металлических и металлоидных элементов (Li, Rb, Cs, Be, B, P, Ta, Nb, Y, TR, Th, U, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, Pb, Au, Hg, Ag, Sn, Mo, W, Bi, Ga, Ge, Sc, Cd, In, Hf, Re, Tl, As, Sb, S, Se, Te, Ba, F, Cl, Br, I) не считая обычных петрогенных. На основании предположений о решающем значении в распределении элементов величин ионных потенциалов Н. И. Сафонов наметил следующую схему расположения наиболее важных рудообразующих элементов в ореоле постмагматического месторождения (табл. 3).

Таблица 3

**Предположительное распределение главных рудообразующих элементов по зонам ореола первичного рассеяния постмагматического месторождения**

Группа элементов по таблице Менделеева	Зона ореола		
	ближняя	средняя	далняя
I	(Au), Li	Cu, Ag, Rb, (Cs)	(Rb), Cs
II	Be	Zn, Cd, Ba	Hg
III	La, Y	—	Tl
IV	Sn	Pb	—
V	—	As, Sb	—
VI	W, S	U, Mo, S	S
VII	F	Cl	Br, I
VIII	Ni, Co, Fe	Fe	Fe

Для поисковых целей наибольший интерес представляют элементы дальней зоны ореола, так как их использование позволяет максимально увеличить глубинность геохимических поисков. Эти элементы внешней зоны объединяются под общим названием элементов широкого рассеяния. Работы ряда исследователей, проведенные в последнее время на постмагматических месторождениях различного генезиса и состава, показали, что, кроме указанных в табл. 3, для внешней зоны ореола характерны также такие элементы, как сурьма, мышьяк, бор, хлор, иногда серебро, фтор. Основное внимание в данной книге уделено ореолам иода, ртути, сурьмы и бора, как наиболее проникающим и хорошо изученным. Поведению ртути в геохимических ореолах посвящена фундаментальная работа В. З. Фурсова [70]. Наибольший интерес представляет иод как наиболее плохо изученный элемент-индикатор.

Значение изучения ореолов элементов широкого рассеяния, образующих внешнюю зону общего ореола месторождения, для

увеличения глубинности геохимических поисков хорошо иллюстрируется схемой простейшего первичного ореола постмагматического месторождения (рис. 1). На I уровне эрозионного среза наблюдаются только элементы широкого рассеяния.

## ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ЭЛЕМЕНТОВ ШИРОКОГО РАССЕЯНИЯ

Способность элементов широкого рассеяния образовывать ореолы, находящиеся от рудных тел, целиком основана на физико-химических свойствах самих элементов. Рассматривая миграцию химических элементов в зависимости от величин атомных и ионных радиусов, А. Е. Ферсман отмечал, что атомы и ионы, обладающие слишком большими ( $Cs^{+1}$ ,  $S^{-2}$ ,  $Cl^{-1}$ ,  $Sc^{-2}$ ,  $Bg^{-1}$ ,  $Te^{-2}$ ,  $I^{-1}$ ,  $Ne$ ,  $Ar$ ,  $Kr$ ,  $Xe$ ), или слишком малыми ( $C^{+4}$ ,  $B^{+3}$ ,  $N^{+5}$ ,  $Be^{+2}$ ,  $S^{+6}$ ,  $Se^{+6}$ ,  $P^{+5}$ ,  $Cr^{+6}$ ) радиусами, обладают при прочих равных условиях и повышенной способностью к миграции и перераспределению. Как видно из табл. 4, величины ионных радиусов элементов широкого рассеяния в основном удовлетворяют этому положению А. Е. Ферсмана.

Другим важным свойством, обусловливающим повышенную миграцию химических элементов, является низкое значение ионных потенциалов. В табл. 5 приведены некоторые сравнительные сведения о подвижности ионов галогенов (по Н. А. Изгрышеву и С. В. Горбачеву, 1951 г.).

Йод относится к VII группе периодической системы химических элементов; подгруппе галогенов. Он имеет семь электронов во внешнем слое, и так как до устойчивой конфигурации внешнего слоя не хватает одного электрона, то наиболее типичными для него являются соединения, где йод проявляет отрицательную валентность, равную единице. Различные валентности элементов в разных условиях геохимических процессов (по А. Е. Ферсману) приведены в табл. 6. Однако в кислородных соединениях йод проявляет как положительную (равную 7), так и промежуточные валентности. Ниже приведе-

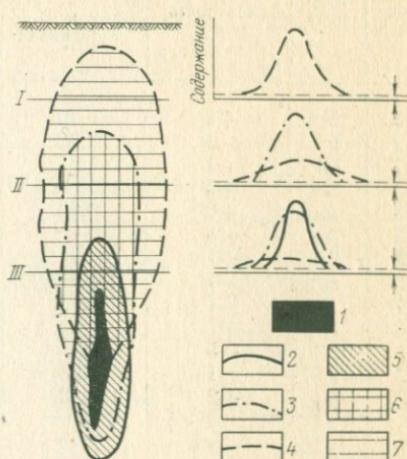


Рис. 1. Схема строения простого ореола первичного рассеяния постмагматического месторождения (по Н. И. Сафонову и А. П. Соловову)  
1 — рудное тело; 2 — граница близкой зоны ореола рассеяния по содержанию 3—5 фонов; 3 — то же, средней зоны; 4 — то же, дальней зоны; 5 — площадь ореола рассеяния элементов близкой зоны; 6 — то же, средней зоны; 7 — то же, дальней зоны; I—III — эрозионный срез

Таблица 4

## Величины ионных радиусов

Атомный номер	Элемент	Валентность	Радиусы ионов, $10^{-10}$ м*			
			по А. Е. Ферсману и В. М. Гольдшмидту**	по А. Г. Бехтину для решеток типа NaCl	по Н. В. Болту и Г. Бокию**	по А. С. Поваренных**
5	B	+3	0,20	0,20	0,20	0,10
9	F	-1	1,33	1,33	1,33	1,36
17	Cl	-1	1,81	1,81	1,81	1,85
33	As	+5	0,3—0,4	0,4	0,47	0,40
33	As	+3	0,69	0,69	0,69	0,68
33	As	-3	—	—	1,91	—
35	Br	+7	—	—	0,39	—
35	Br	-1	1,96	1,96	1,96	1,98
47	Ag	+1	1,13	1,20	1,13	1,15
53	I	+7	—	—	0,50	—
53	I	+5	—	—	0,94	—
53	I	-1	2,20	2,19	2,20	2,23
80	Hg	+2	1,12	1,11	1,12	1,04

\* 1 ангстрем равен  $10^{-10}$  м или  $10^{-8}$  см.

\*\* Для числа координации 6.

Таблица 5

## Основные сведения о поведении ионов некоторых элементов в водных растворах

Ион	Атомная масса	Исходный радиус иона $10^{-10}$ м	Ионный потенциал	Энергия гидратации, кДж/моль	Абсолютная скорость гидратированного иона, $10^{-6}$ см/с	Относительные скорости
Li <sup>+</sup>	6,94	0,78	1,3	569,40	344	1
Na <sup>+</sup>	22,99	0,98	1,02	477,30	456	1,33
K <sup>+</sup>	39,10	1,33	0,75	393,56	665	1,93
Rb <sup>+</sup>	85,48	1,49	0,67	364,25	684	1,99
Cs <sup>+</sup>	132,91	1,65	0,61	334,94	698	2,03
F <sup>-</sup>	19,00	1,33	0,75	406,12	483	1,0
Cl <sup>-</sup>	35,46	1,81	0,55	272,14	676	1,40
Br <sup>-</sup>	79,92	1,96	0,51	238,65	697	1,44
I <sup>-</sup>	126,91	2,20	0,45	196,78	685	1,42
Be <sup>+2</sup>	9,01	0,34	5,9	2545,57	—	—
Ni <sup>+2</sup>	58,69	0,78	2,6	2160,39	—	—
Co <sup>+2</sup>	58,94	0,82	2,4	2110,14	—	—
Cu <sup>+2</sup>	63,54	0,83	2,4	2252,50	—	—
Zn <sup>+2</sup>	65,38	0,83	2,4	2210,63	484	—
Cd <sup>+2</sup>	112,41	1,03	1,9	1934,30	476	—
Ba <sup>+2</sup>	137,36	1,43	1,4	1457,01	569	—

ны некоторые свойства иода, обусловливающие его поведение в геохимических процессах.

Таблица 6

Валентность элементов в геохимических процессах

Валентность	Процессы магматического цикла		Процессы гипергенеза гидро- и атмосферы	
	+	-	+	-
0			He, Ne, Ar, Kr, Xe, Pd	
I	Li, Na, K, Rb, Cs, Ag, Au, Hg, Te	F, Cl, Br, I (OH)	H, Li, Na, K, Rb, Cs, Cu, Ag, Au, Hg, Te	F, Cl, Br, I,
II	Be, Mg, Ca, Mn, Fe, Co, Ni, Zn, Sr, Cd, Ba, Ra, Pb, (Eu)	O, S, Se, Te	Mg, Ca, (Fe), (Co), Ni, Cu, Zn, Sr, Cd, Ba, (Hg), Ra	O, (S, Se)
III	(B), Al, Se, (Ti), V, Cr, (Mn), Fe, Ca, Y, Ru, Rh, Pd, In, Sb, TR (Ir), Bi	(As, Sb, Bi)	B, Al, Ti, (Mn), Fe, Co, (N), Ca, Y, TR, Tl	As, Sb
IV	C, Si, (Ti), (V), Ce, Zr, Mo, Sn, Cl, Hf, Th, Pt, Os, U	(As)	C, Si, Ti, V, Mn, Ge, Zr, Sn, Hf, Re, Pb, Th, U	(As)
V	(Nb, (Ta), (N), (P))		V, Nb, Sb, Ta, N, P, As, (Bi)	
VI	Mo, W		Cr, Mo, W, U	
VII			(Re)?	

Атомная масса . . . . .	126,91
Плотность, н/м <sup>3</sup> . . . . .	47069
Температура плавления, К . . . . .	386
То же, кипения, К . . . . .	457
Энергия диссоциации, Дж . . . . .	150720
Ионный потенциал . . . . .	0,45
Ионный радиус, 10 <sup>-10</sup> м . . . . .	2,20
Потенциал ионизации, Дж/В . . . . .	43542
Сродство к электрону, Дж . . . . .	301450
ЭК ВЭК (для I <sup>-</sup> ), Дж . . . . .	753
Энергия гидратации, кДж/моль . . . . .	196,78

Низкие температуры кипения и плавления способствуют легкому переходу иода в газообразное, а низкий потенциал ионизации — в возбужденное и подвижное состояние. Иод обладает наименьшим из всех галогенов сродством к электрону, т. е. является наименее активным металлоидом, хотя со многими металлами и металлоидами он способен взаимодействовать при обычных температурах. Иод взаимодействует с водородом лишь при достаточно сильном нагревании и не полностью, так как идет обратная реакция — разложение иодистого водорода. Физико-химические свойства иодистого водорода значительно отличаются от свойств других галоидоводородов (табл. 7).

Таблица 7

**Физико-химические свойства галоидоводородов**

Соединение	Температура плавления, К	Температура кипения, К	Теплота образования, Дж/моль	Энергия диссоциации, Дж/моль	Межъядерные расстояния, $10^{-10}$ м
HF	190	292,43	269839	586152	0,92
HCl	159	187	92110	427054	1,27
HBr	187	206	88341	347504	1,41
HI	219	237	5861	263768	1,60

Кислородные соединения иода являются неустойчивыми и ведут себя как очень сильные окислители. Жидкий иод является хорошим растворителем серы, селена, теллура, иодидов, ряда металлов и многих органических соединений. Большинство соединений иода растворимо в воде, однако гораздо лучше он растворяется в органических растворителях.

Согласно А. Е. Ферсману (1955 г.), совокупность всех этих свойств иода ведет к его рассеянию в природе. Особенно большое значение имеют ионный радиус, практически полностью исключающий возможность изоморфного вхождения иода в кристаллические решетки других минералов, и низкий ионный потенциал, указывающий на ограниченные энергетические возможности при построении собственной кристаллической решетки.

Основные физические свойства и термодинамические величины всех галогенов приведены в табл. 8, 9.

Ртуть относится ко II группе периодической системы. Для природной ртути в настоящее время установлено семь устойчивых изотопов. Атомный радиус  $1,6 \cdot 10^{-10}$  м. Для ртути известны ионы двух степеней валентности:  $\text{Hg}^{2+}$  и  $\text{Hg}^+$ ; радиус  $\text{Hg}^{2+}$  равен  $1,1 \cdot 10^{-10}$  м.

Плотность ртути при температуре 273 К составляет 133 416 н/м<sup>3</sup>, при 293 К — 132 925 н/м<sup>3</sup>, при 393 К — 130 963 н/м<sup>3</sup>, при 1273 К — 103 495 н/м<sup>3</sup>. Ртуть отличается значительным расширением при нагревании: в твердое состояние переходит

Таблица 8

## Физические свойства галогенов

Физические свойства	F	Cl	Br	I
Ионный радиус, $10^{-10}$ м	1,33	1,81	1,96	2,20
Радиус элемента, $10^{-10}$ м	0,71	0,99	1,14	1,33
Межатомное расстояние в молекуле, $10^{-10}$ м	1,418	1,988	2,284	2,666
Энергия диссоциации, $10^3$ Дж	157,8	243,67	193,0	151,1
Теплота образования, $10^3$ Дж	79,1	121,8	111,8	106,8
Электронное сродство, $10^3$ Дж:				
а) при 0 К,	332,8	348,8	324,5	295,6
б) при 298 К	339,1	352,9	330,8	301,9
Электроотрицательность $\chi$ (по сравнению с $\chi$ водорода, равной 2,2)	4,0	3,2	3,0	2,7
Стандартный потенциал, В	+2,9	+1,356	+1,065	+0,535
Температура плавления, К	55	171,4	265,7	386,5
Температура кипения, К	85,01	238,4	331,7	457,85

Таблица 9

## Термодинамические величины галогенов при 298 К [1]

Галоген	Энталпия, $10^3$ Дж	Свободная $10^3$ Дж энергия,	Энтропия, Дж/К
F	79,1	62,0	158 680
F <sub>2</sub>	0,0	0,0	202 641
Cl	121,8	106,3	165 379
Cl <sub>2</sub>	0,0	0,0	225 668
Br	111,8	82,5	175 008
Br <sub>2</sub> (г)	30,6	2,9	245 346
Br <sub>2</sub> (ж)	0,0	0,0	152 400
I	106,8	70,3	180 870
I <sub>2</sub> (г)	62,4	19,2	260 838
I <sub>2</sub> (ж)	0,0	0,0	116 393

при температуре 311,89 К. Температура кипения 630,25 К, но и при обычной температуре ртуть обнаруживает заметное давление паров: при 273 К — 0,0280 Па, при 283 К — 0,1733 Па, при 373 К — 37,9968 Па.

Среди халькофильных элементов ртуть обладает наиболее высоким потенциалом ионизации (первый — 10,43 эВ, второй — 18,65 эВ). Поэтому она легко переходит в атомную форму, т. е. восстанавливается до металла из различных ее соединений, что является одной из наиболее характерных особенностей ртути и объясняет довольно частое ее нахождение в природе в самородном виде. Высокий потенциал ионизации определяет многие особенности химического поведения ртути и является одним из важнейших факторов, определяющих ее геохимию.

Обладая высоким потенциалом ионизации, высоким окислительно-восстановительным потенциалом, ртуть является химически стойким элементом. Подобно благородным металлам, она не окисляется в атмосфере сухого воздуха, медленно окисляется кислородом лишь при повышенных температурах. Реакция окисления ртути кислородом протекает при температуре 573—623 К, но при 673 К и выше наблюдается разложение окиси ртути на элементы.

Известна способность ртути адсорбировать кислород из воздуха и вновь регенерировать его в чистом виде. Она реагирует с галогенами, серой, фосфором, селеном и другими неметаллами. Большинство металлов вытесняют ртуть из растворов и солей. Одним из важнейших ее соединений является сульфида  $HgS$  — наиболее распространенное соединение ртути в природе. Ртуть — слабое основание, поэтому она не дает солей многих слабых кислот.

В связи с тем что ионы одно- и двухвалентной ртути склонны к образованию труднорастворимых солей и комплексных ионов, потенциал ее зависит от природы анионов, присутствующих в растворе.

Ртуть растворяется при нагревании в концентрированной серной кислоте и царской водке, а при охлаждении — в концентрированной и разбавленной азотной кислоте. В зависимости от того, что взято в избытке — ртуть или кислота, образуется соль одно- или двухвалентной ртути. С соляной кислотой при отсутствии воздуха и с разбавленной серной кислотой она не взаимодействует. Действие на ртуть смеси хлористого водорода и сернистого газа приводит к образованию воды, хлорида одновалентной ртути  $Hg_2Cl_2$ , сульфида двухвалентной ртути  $HgS$  и оксида сульфида неопределенного состава.

Ртуть легко растворяется при действии иодисто-водородной кислоты. Растворимость ртути в воде при отсутствии кислорода составляет 0,02—0,03 мкг/мл при 303 К; 0,3 мкг/мл при 358 К и 0,6 мкг/мл при 373 К. Растворимость ртути в воде зависит от pH растворов. Минимальная растворимость наблюдается при pH=8, с увеличением кислотности или щелочности растворимость увеличивается, что объясняется амфотерностью гидрата окиси ртути. Ртуть растворяется в органических растворителях.

Бор — первый элемент третьей группы периодической системы с атомным номером 5. Известны два стабильных изотопа бора —  $B^{10}$  и  $B^{11}$  с содержанием в природной смеси 18,83 и 81,17% соответственно.

Так называемый «аморфный бор» — коричневый порошок без вкуса и запаха, плотностью 16 971,3 н/м<sup>3</sup>. Чистый кристаллический бор имеет серовато-черную окраску, обладает твердостью 9 и плотностью 22 955 н/м<sup>3</sup>. Он химически устойчив, в том числе и по отношению к окислителям. Температура плавления бора очень высока.

Ниже приведены основные физико-химические свойства бора:

Плотность, кг/м<sup>3</sup>:

а) для кристаллического бора . . . . .	2330±20
б) для аморфного бора . . . . .	2300
Температура плавления, К . . . . .	2348±323
То же, кипения, К . . . . .	2823
Твердость по шкале Мооса . . . . .	9,3
Теплоемкость, Дж/К . . . . .	6447,7
Атомный радиус, 10 <sup>-10</sup> м . . . . .	0,97
Ионный радиус $B^{3+}$ , 10 <sup>-10</sup> м . . . . .	0,23
Потенциал ионизации, эВ . . . . .	8,33

Упругость паров бора составляет 0,98 Па при 1873 К; 9,8 Па при 2023 К и 980 Па при 3023 К.

В подавляющем большинстве соединений бор трехвалентен, в соединениях с водородом он может быть и пятивалентным.

Реакционная способность элементарного бора в значительной мере зависит от его чистоты и степени кристалличности. При нагревании бор соединяется непосредственно с хлором, бромом и серой, но не реагирует с водородом. Со многими металлами (V, Fe, Ba, Zr, Hf, Ta, W, Ti, Cr, Th, Mo, Co, Ni, Al, U) бор образует соответствующие бориды при 2073—2273 К, а с некоторыми другими металлами — даже при более низких температурах. Из металлов, видимо, только щелочные не реагируют с бором.

Бор не изменяется при нагревании с концентрированными растворами щелочей. Концентрированная серная кислота действует на бор лишь при 523 К, фосфорная кислота восстанавливается им до свободного фосфора только при 1073 К. Водяным паром при температуре красного каления бор окисляется с выделением свободного водорода. При очень высоких температурах бор оказывается в состоянии восстанавливать также окись углерода и двуокись кремния. Благодаря сильному сродству к кислороду и к другим электроотрицательным элементам бор может выделять в свободном состоянии металлы из их окислов, сульфидов и хлоридов.

Сурьма и мышьяк относятся к пятой группе периодической системы. Температура кипения сурьмы 1913 К, темпе-

ратура плавления 903,5 К. В соединениях сурьма может быть трех-, четырех- и пятивалентной.

Элементный мышьяк существует в виде двух кристаллических и трех аморфных форм. Наиболее устойчив серый кристаллический мышьяк. Желтая кристаллическая форма получается при быстром охлаждении паров мышьяка и представляет мягкие, как воск, кристаллы. Он летуч и характеризуется значительно большей реакционной способностью, чем серый кристаллический мышьяк. Он неустойчив и под действием света или при нагревании быстро превращается в устойчивую серую форму.

Аморфный мышьяк представлен тремя формами:  $\beta$ ,  $\gamma$  и  $\delta$  с плотностью 4730, 4970 и 5100 кг/м<sup>3</sup> соответственно. При нагревании выше 543 К все они переходят в серый кристаллический мышьяк. По свойствам аморфные формы занимают промежуточное место между серой и желтой формами кристаллического мышьяка.

Ниже приведены основные физико-химические свойства элементного мышьяка:

Плотность, кг/м<sup>3</sup>:

а) серая кристаллическая форма . . . . .	5730
б) желтая кристаллическая форма . . . . .	4970
в) аморфная $\beta$ -форма . . . . .	4730
г) аморфная $\gamma$ -форма . . . . .	4970—5040
д) аморфная $\delta$ -форма . . . . .	5070—5180

Твердость серой кристаллической формы, кгс/мм<sup>2</sup>:

а) по Бринеллю . . . . .	147,0
б) по Моосу . . . . .	3,5

Атомный объем, мл

13,3

Удельная теплоемкость серой кристаллической формы, Дж/кг·К

323,22

Удельная электропроводность серой кристаллической формы, м/Ом·мм<sup>2</sup>

2,85

Потенциал ионизации, эВ

10

Температура возгонки, К

888,5

Температура плавления, К

1087,5

(при  
3 314 647,7  
Па)

Атомный радиус, 10<sup>-10</sup> м . . . . .

1,48

Радиус иона, 10<sup>-10</sup> м:

а) As <sup>3-</sup> . . . . .	1,91
б) As <sup>3+</sup> . . . . .	0,69
в) As <sup>5+</sup> . . . . .	0,47

Электроотрицательность (по шкале Полинга)

2,0

Энергия ионизации, эВ/моль:

а) As <sup>0</sup> →As <sup>+</sup> . . . . .	9,81
б) As <sup>+</sup> →As <sup>2+</sup> . . . . .	18,63
в) As <sup>2+</sup> →As <sup>3+</sup> . . . . .	28,34

На воздухе при комнатной температуре мышьяк слегка окисляется с поверхности, а при температуре около 673 К загорается с образованием мышьяковистого ангидрита As<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.

С большинством металлов при нагревании в инертной атмосфере взаимодействует с образованием арсенидов.

Элементный мышьяк не растворяется ни в воде, ни в органических растворителях; растворяется при нагревании в разбавленной и концентрированной азотной кислоте, в смеси азотной и соляной кислот (1:3), а также в соляной кислоте в присутствии кислорода воздуха или перекиси водорода, в растворах перекисей щелочных металлов и в растворах едких щелочей в присутствии перекиси водорода.

Серебро принадлежит к первой группе периодической системы. По химическим свойствам и условиям нахождения в природе серебро является благородным металлом. Элемент представляет естественную смесь двух устойчивых изотопов с массовыми числами 107 и 109. Ниже приведены основные физические свойства серебра:

Плотность (293 К), кг/м <sup>3</sup>	10 500
Температура плавления, К	1233,5
Температура кипения, К	2485
Теплота плавления, Дж/кг	105 088,7
Теплопроводность Вт/м·К	418,68
Электропроводность, Ом <sup>-1</sup> ·м <sup>-1</sup>	62,97·10 <sup>-2</sup>
Атомный радиус, 10 <sup>-10</sup> м	1,44
Потенциал ионизации, эВ:	
а) Ag $\rightarrow$ Ag <sup>+</sup>	7,574
б) Ag <sup>+</sup> $\rightarrow$ Ag <sup>2+</sup>	21,48
в) Ag <sup>2+</sup> $\rightarrow$ Ag <sup>3+</sup>	36,10
Твердость, кг/мм <sup>2</sup> :	
а) по Бринеллю	25
б) по Моосу	2,7
Ионный радиус Ag <sup>+</sup> , 10 <sup>-10</sup> м:	
а) по Гольдшмидту	1,13
б) по Полингу	1,26

Серебро в своих соединениях проявляет преимущественно степень окисления +1. Окисление до двухвалентного состояния может быть вызвано действием озона или персульфата на соли серебра. Двухвалентное серебро устойчиво преимущественно в комплексных соединениях. Для серебра известна также степень окисления +3.

Серебро устойчиво по отношению к кислороду воздуха, однако при повышенных температурах и давлении образует окись Ag<sub>2</sub>O. Серебро, особенно расплавленное, поглощает значительное количество кислорода — до 22 объемов. Оно не реагирует непосредственно даже при высоких температурах с азотом и углеродом, однако сравнительно легко соединяется с серой, образуя Ag<sub>2</sub>S. Со свободными галогенами серебро медленно реагирует даже при комнатной температуре.

Серебро не растворяется в соляной и разбавленной серной кислоте. Концентрированная серная кислота действует на него с выделением сернистого газа. Растворы щелочей не действуют на металлическое серебро.

Описание широкоизвестных физико-химических свойств элементов необходимо для более глубокого понимания их роли в формировании первичных ореолов рудных тел. К сожалению, еще многие вопросы поведения этих элементов в условиях больших глубин (высокого давления и температуры) остаются для нас неясными. Поэтому выводы, к которым мы приходим, рассматривая картину гипогенного ореола, во многом априорные, без глубокого теоретического обоснования.

### РАСПРОСТРАНЕНИЕ ЭЛЕМЕНТОВ ШИРОКОГО РАССЕЯНИЯ В ЗЕМНОЙ КОРЕ

Элементы широкого рассеяния в малых количествах содержатся во всех геосферах земной коры. Из них наибольшие содержания в континентальной литосфере имеют хлор и фтор, которые относятся к IV декаде В. И. Вернадского (табл. 10).

Таблица 10

**Распределение химических элементов в континентальной литосфере по декадам В. И. Вернадского**

Декада	Среднее содержание, вес. %	Число элементов	Элементы
I	> 10 (20—50)	2	O, Si
II	10 <sup>0</sup> —10 <sup>1</sup>	6	Al, Fe, Ca, Mg, Na, K
III	10 <sup>-1</sup> —10 <sup>0</sup>	4	Ti, P, H, C
IV	10 <sup>-2</sup> —10 <sup>-1</sup>	9	Mn, S, F, Ba, Sr, V, Cr, Zr, Cl
V	10 <sup>-3</sup> —10 <sup>-2</sup>	14	Ni, Rb, Zn, Cu, Co, Ce, Y, La, Nd, Sc, N, Li, Ga, Nb
VI	10 <sup>-4</sup> —10 <sup>-3</sup>	25	Pb, B, Th, Sm, Cd, Pr, Dy, Er, Yb, Hf, Br, Cs, Sn, As, Be, Ar, U, Ge, Mo, Ho, He, Eu, Tb, W, Ta
VII	10 <sup>-5</sup> —10 <sup>-4</sup>	8	Lu, Tl, I, In, Tm, Sb, Cd, Se
VIII	10 <sup>-6</sup> —10 <sup>-5</sup>	5	Ag, Hg, Bi, Ne, Pt
IX	10 <sup>-7</sup> —10 <sup>-6</sup>	4	Pd, Te, Au, Os
X	10 <sup>-8</sup> —10 <sup>-7</sup>	3	Re, Ir, Kr
XI	10 <sup>-9</sup> —10 <sup>-8</sup>	1	Xe
XII	10 <sup>-10</sup> —10 <sup>-9</sup>	1	Ra

В табл. 11 приведены средние содержания химических элементов в гранитном слое литосферы и различных типах горных пород.

Я. Мияки [39] в своем сводном труде по основам геохимии приводит следующие содержания элементов широкого рассеяния в различных магматических породах (табл. 12).

Иод, фтор, хлор, бром. Исследование круговорота иода в природе показывает, что миллионы тонн его рассеяны в литосфере. Еще в 20-х годах А. Фелленберг установил литофильный характер иода. В дальнейшем он исследовал халькофильный и сидерофильный его характер, т. е. действительно ли

Таблица 11

**Оценки средних содержаний (кларки) химических элементов в литосфере и слагающих ее породах, вес. % [5]**

Атомный номер	Элемент	Гранитная оболочка	Граниты	Гранодиориты	Средние породы
5	B	$1,0 \cdot 10^{-3}$	$1,5 \cdot 10^{-3}$	$1,2 \cdot 10^{-3}$	$0,9 \cdot 10^{-3}$
9	F	$7,2 \cdot 10^{-2}$	$8,3 \cdot 10^{-2}$	$6,3 \cdot 10^{-2}$	$5,0 \cdot 10^{-2}$
17	Cl	$1,7 \cdot 10^{-2}$	$2,0 \cdot 10^{-2}$	$1,3 \cdot 10^{-2}$	$1,0 \cdot 10^{-2}$
33	As	$1,9 \cdot 10^{-4}$	$1,9 \cdot 10^{-4}$	$1,9 \cdot 10^{-4}$	$2,0 \cdot 10^{-4}$
35	Br	$2,2 \cdot 10^{-4}$	$1,3 \cdot 10^{-4}$	$4,0 \cdot 10^{-4}$	$4,5 \cdot 10^{-4}$
47	Ag	$4,8 \cdot 10^{-6}$	$3,7 \cdot 10^{-6}$	$5,1 \cdot 10^{-6}$	$7,0 \cdot 10^{-6}$
51	Sb	$2,0 \cdot 10^{-5}$	$2,0 \cdot 10^{-5}$	$2,0 \cdot 10^{-5}$	$2,0 \cdot 10^{-5}$
53	I	$5 \cdot 10^{-5}$	$5 \cdot 10^{-5}$	$5 \cdot 10^{-5}$	$5 \cdot 10^{-5}$
80	Hg	$3,3 \cdot 10^{-6}$	$3,9 \cdot 10^{-6}$	$2,9 \cdot 10^{-6}$	$2,1 \cdot 10^{-6}$

Продолжение табл. 11

Атомный номер	Элемент	Основные породы	Ультрабазиты	Сланцы	Песчаники	Карбонатные породы
5	B	$0,5 \cdot 10^{-3}$	$0,3 \cdot 10^{-3}$	$10,0 \cdot 10^{-3}$	$3,5 \cdot 10^{-3}$	$2,0 \cdot 10^{-3}$
9	F	$4,0 \cdot 10^{-2}$	$1,0 \cdot 10^{-2}$	$7,4 \cdot 10^{-2}$	$2,7 \cdot 10^{-2}$	$3,3 \cdot 10^{-2}$
17	Cl	$0,6 \cdot 10^{-2}$	$0,5 \cdot 10^{-2}$	$1,8 \cdot 10^{-2}$	$0,1 \cdot 10^{-2}$	$1,5 \cdot 10^{-2}$
33	As	$2,0 \cdot 10^{-4}$	$1,0 \cdot 10^{-4}$	$13,0 \cdot 10^{-4}$	$1,0 \cdot 10^{-4}$	$1,7 \cdot 10^{-4}$
35	Br	$3,6 \cdot 10^{-4}$	$1,0 \cdot 10^{-4}$	$4,0 \cdot 10^{-4}$	$1,0 \cdot 10^{-4}$	$6,2 \cdot 10^{-4}$
47	Ag	$11,0 \cdot 10^{-6}$	$6,0 \cdot 10^{-6}$	$7,0 \cdot 10^{-6}$	$n \cdot 10^{-6}$	$n \cdot 10^{-6}$
51	Sb	$2,0 \cdot 10^{-5}$	$1,0 \cdot 10^{-5}$	$15 \cdot 10^{-5}$	$0, n \cdot 10^{-5}$	$2,0 \cdot 10^{-5}$
53	I	$5 \cdot 10^{-5}$	$5 \cdot 10^{-5}$	$2,2 \cdot 10^{-4}$	$1,7 \cdot 10^{-4}$	$1,2 \cdot 10^{-4}$
80	Hg	$0,7 \cdot 10^{-6}$	$0,4 \cdot 10^{-6}$	$4,0 \cdot 10^{-5}$	$3,0 \cdot 10^{-6}$	$4,0 \cdot 10^{-6}$

при разделении фаз в процессе застывания магмы иод перешел не только в силикатные расплавы, но и в сульфидный и металлический расплавы. Для решения первого вопроса было проведено изучение сульфидов, ответ на второй вопрос дал анализ метеоритов. Последний показал, что иод наряду с лиофильным имеет также халькофильный и сидерофильный характер, однако преобладающим является лиофильный.

Кларк иода для литосферы относительно высок ( $3-4 \times 10^{-5} \%$ ), в атмосфере он меньше на три порядка, для гидросферы кларк иода закономерно возрастает при переходе от дождевых вод к речным и морским, соответственно от  $n \cdot 10^{-8}$  до  $n \cdot 10^{-6} \%$ . Самое высокое содержание иода наблюдается в биосфере, особенно в морских водорослях. Известны железные конкреции, созданные бактериями, содержащие большоё количества иода.

Для поисковой геохимии наибольший интерес представляют данные о распределении иода в горных породах и минералах. Следует отметить, что в настоящее время наиболее многочисленны определения иода в осадочных породах, тогда как

Таблица 12

## Содержание в породах элементов-примесей

Элемент	Порода	Содержание, млн. <sup>-1</sup>	
		Cl	Vг
Cl и Br	Граниты	200	1,3
	Диориты и андезиты	130	4,5
	Габбро и базальты	60	3,6
	Сиениты и трахиты	230	3,6
	Нефелиновые сиениты и фонолиты	330	1,9
	Перидотиты	40	1
F	Извещенные породы (среднее)	150	3,1
	Граниты	850	
	Диориты	520	
	Габбро и базальты	400	
	Сиениты	950	
Sb	Нефелиновые сиениты	1030	
	Граниты	0,2	
	Базальты	0,1—0,3	
As	Извещенные породы (среднее)	0,1—0,2	
	Гранитоиды	1,5	
	Средние	2,4±0,4	
	Базальты и диабазы	2,0	
	Габбро	1,4±0,2	
Ag	Ультраосновные	1,0±0,2	
	Верхняя часть литосферы (среднее)	2,0	
	Граниты	0,037	
	Липариты	0,049	
	Гранодиориты	0,050	
	Кварцевые диориты и диориты	0,053	
	Андезиты	0,080	
	Базальты	0,11	
	Диабазы	0,12	
	Габбро	0,11	
	Извещенные породы (среднее)	0,06	

Примечание. Приведем эквивалентность встречающихся единиц измерения:  
 $0,0001\% = 1 \text{ млн.}^{-1} = 1 \text{ мкг/г} = 1 \text{ мкг/мл} = 1 \text{ мг/л} = 1000 \text{ млрд.}^{-1} = 1000 \text{ мкг/л} =$   
 $= 1000 \text{ нг/г} = 1000 \text{ нг/мл} = 0,029 \text{ тройской унции/т} \approx 1 \text{ г/т} = 1 \text{ прт.}$

для магматических и метаморфических пород данные носят случайный разрозненный характер. Наиболее фундаментальными исследованиями, посвященными распределению иода в породах, являются работы Т. Фелленберга (1924, 1926 гг.), явившиеся экспериментальной основой для теории геохимии иода, разработанной В. И. Вернадским.

В осадочных породах кларк иода в среднем на порядок выше, чем в магматических. Самое большое количество его найдено в селитрах — 150 000 млн.<sup>-1</sup>. Величины содержания иода в фосфоритах — до 280 млн.<sup>-1</sup>. Характерно, что осадочные породы одного и того же состава, взятые из разных мест, имеют заметно отличающиеся концентрации иода. Так в фосфоритах из Марокко содержится 113,0 млн<sup>-1</sup> иода, а в фосфоритах из Туниса — 0,2 млн<sup>-1</sup>. В глинах из Поволжья установлено 10,3 млн<sup>-1</sup> иода, а в глинах Прибалтики — 0,275 млн<sup>-1</sup>. Многими авторами отмечается прямая зависимость содержания иода в данной осадочной породе от содержания в ней органического вещества [22 и др.]. В нефтеносных горизонтах, всегда обогащенных органическими соединениями, концентрация иода обычно значительно превышает кларк (Е. С. Иткина, 1957 г.). Очевидно, содержание иода в осадочных породах зависит от условий их образования и наличия в них органического вещества.

В связи с использованием иода в качестве элемента-индикатора при поисках слепых рудных месторождений в последние годы появился ряд новых работ по исследованию распределения иода в различных породах. Приводимые авторами средние содержания иода, как правило, ниже данных, опубликованных ранее (табл. 13).

Таблица 13

Среднее содержание иода в осадочных породах, 10<sup>-5</sup> %

Автор	Год	Осадочные породы в целом	Сланцы и глины	Песчаники	Известняки
В. М. Гольдшмит	1937	7,0	—	—	—
Дж. Хил, А. Эдикот	1956	15,45	21,8	17,43	11,79
А. П. Виноградов	1957	10,0	4,07	—	4,3
Д. Грин	1959	—	66,0	58,0	2,5—5
К. К. Турикян, К. Г. Веддерпол	1961	—	22,1	17,0	12,0
М. А. Лапп, Б. А. Судов	1965	—	2,4	2,4	4,8
А. А. Передерин	1969	—	1,5—9,6	1,7—9,7	3,8—4,5
О. П. Побокова	1969	—	3,8—8	5—6	—
К. Р. Варданян	1971	—	—	7,5	—
Л. Я. Крылова	1971	—	—	—	3,6—5,7

Многие исследователи рассчитали кларки иода для разных по составу магматических пород. Авторы отмечают практически одинаковое содержание иода во всех типах магматических пород. Только, по данным А. П. Виноградова, намечается некоторая тенденция к повышению концентрации иода от ультраосновных пород к кислым (табл. 14).

Таблица 14

Среднее содержание иода в метеоритах, литосфере и изверженных породах,  
 $10^{-5} \%$

Автор	Год	Метео- рит	Лито- сфера	Ульт- раос- новные	Основ- ные	Сред- ние	Кислые
Д. Г. Вогт	1898	—	100 <i>n</i>	—	—	—	—
К. Гаутер, Ф. Кларк	1923	—	100	—	—	—	6
Д. Вашингтон	1924	—	<i>n</i>	—	—	—	—
Т. Фелленберг, Г. Лунд	1927	10	—	—	3	—	2
С. Штоклаза	1929	—	—	—	7	3	4
В. И. Вернадский	1930	—	100 <i>n</i>	—	—	—	—
А. Е. Ферсман	1932	—	10	—	—	—	—
А. Берг	1932	—	0,7	—	—	—	—
А. Каузэр	1936	—	—	8	8	—	7,6
В. М. Гольдшмидт	1954	10	3	2	2	—	2
Дж. Хил, А. Эдикот	1956	—	—	—	4,95	,2	5,42
Д. Грин	1959	—	4	—	—	5—3	—
К. К. Турикян, К. Г. Ведерпол	1961	—	—	5	—	—	5
А. П. Виноградов	1962	0,4	4	0,1	5	3	4
А. Голес, Д. Андерс	1962	0,4	—	—	—	—	—
М. А. Лапп, Б. А. Судов	1965	—	—	—	1,2—3	2	16
О. П. Побокова	1969	—	—	—	—	—	2,5
К. Р. Варданян	1971	—	—	—	—	2,8—	3,8—4,6
Л. Я. Крылова	1971	—	—	1,3	—	1,3	1,3

Под воздействием выветривания рассеянный в горных породах иод продолжает свое движение, причем частично переходит в грунтовые воды, реки и т. д., где находится главным образом в виде ионов  $\text{IO}_3^-$  и, отчасти,  $\text{I}^-$ . Характер распространения микроэлементов в подземных и поверхностных водах изучен недостаточно. Лишь в последние десятилетия в связи с широким развитием геохимических методов поисков и большими успехами аналитической химии в области определения малых количеств элементов в водных растворах более детально изучено распределение некоторых микроэлементов в подземных и поверхностных водах (табл. 15, 16).

Ниже приведены средние фоновые содержания элементов в подземных водах, вес. % (по Е. Е. Беляковой, 1967 г.):

B . . . . .	$1 \cdot 10^{-3}$	Ag . . . . .	$3 \cdot 10^{-5}$
I . . . . .	$4 \cdot 10^{-5}$	Sb . . . . .	$1 \cdot 10^{-4}$
As . . . . .	$3 \cdot 10^{-4}$	F . . . . .	$4 \cdot 10^{-3}$

Оценки статистических параметров распределения иода и брома  
в реках (в растворенном виде) [5]

Элемент	$n_i$	$\bar{x}$ , мкг/л	$S^2$	$S$	$V, \%$	Пределы колебаний, мкг/л
<i>Бассейны Балтийского, Белого и Баренцева морей</i>						
Br I	22	17,5	60	7,6	43	8—28
	22	10	45	6,7	67	3—12
<i>Бассейны морей Северного Ледовитого океана</i>						
Br I	15	14	23	4,8	34	8—30
	15	7	18	4,3	61	3—15
<i>Бассейн Каспийского моря</i>						
Br I	12	28	47	6,9	27	20—33
	12	11	31	5,6	50	6—17
<i>Бассейны Черного и Азовского морей</i>						
Br I	11	46	474	21,8	47	14—131
	11	17	93,8	9,6	56	7—42
<i>Бассейн Аральского моря</i>						
Br I	8	48	72	8,5	16	40—57
	8	8	20	4,5	17	4—13

Иод является микросоставляющей всех растительных и животных организмов. Его роль в растениях до конца не выяснена и, по мнению К. Ранкана и Т. Сахама (1955 г.), он, видимо, является балластным элементом.

В результате вулканической деятельности иод может непосредственно попадать в атмосферу и гидросферу [10]. Из атмосферы он удаляется или с осадками, или путем непосредственной адсорбции почвой и растительностью (табл. 17, 18).

Таблица 16

Средние содержания микроэлементов в речных водах,  $\text{млн}^{-1}$  [5]

Элемент	Реки гидро-карбонатного состава	Реки сульфатного и гидро-карбонатно-сульфатного состава	Элемент	Реки гидро-карбонатного состава	Реки сульфатного и гидро-карбонатно-сульфатного состава
Br I	14—17 7—10	28—48 8—17	Hg As	0,01—2,8 0—10	—

Опубликованных данных по распределению в литосфере фтора, брома и хлора очень мало. Имеющиеся сведения приве-

Таблица 17

Содержание микроэлементов в основных типах почв СССР, млн<sup>-1</sup> [5]

Элемент	Почвы тундр и лесотундр Кольского п-ва	Подзолистые почвы тайги	Серые лесные почвы Европейской части СССР	Черноземные почвы степей	Каштановые почвы сухих степей	Сероземные почвы полупустыни	Солончаки и солонцы	Среднее содержание по А. П. Виноградову
B	1,8	5,8	12,3	19,7	30,0	46,0	53,2	10,0
F	135,0	208,0	312,0	285,0	158,0	170,0	—	200,0
As	1,6	3,0	4,7	5,9	5,2	2,5	—	5,0
Br	15,0	1,3	1,5	2,5	3,1	0,7	—	5,0
Ag	4,0	0,1	0,3	0,5	0,4	—	—	0, n
I	13	5,8	3,2	4,0	4,2	1,8	—	5,0

Таблица 18

## Содержание иода в некоторых почвообразующих породах [24]

Порода	Содержание, млн <sup>-1</sup>
Морские глины	До 200
Лёсс и лёссовидные суглинки	0,7—1,1
Озерно-ледниковые тяжелые суглинки и глины	1,0
Покровные суглинки	0,9—1,0
Суглинистая морена	0,9
Супесчаная и песчаная морена	0,1
Пески озерные, древнеаллювиальные	0,1

дены в табл. 11 и 12. Несколько лучше изучено распределение этих элементов в гидросфере и атмосфере в связи с проблемой охраны окружающей среды.

Содержание фтора в литосфере колеблется в пределах 1000—1500 млн<sup>-1</sup>, в природе фтора больше, чем хлора, и намного больше, чем, например, меди и свинца. Однако основная масса фтора находится в рассеянном состоянии в различных породах. Фтор содержится также в почвах, гидросфере, растениях, живых организмах. В состав вулканических газов всегда входит фтористый водород. Известно свыше 100 минералов, содержащих этот элемент. В каменных метеоритах содержание фтора достигает 0,0036%, в металлических метеоритах он не обнаружен.

Присутствие фтора в атмосфере ничтожно, некоторое увеличение его содержания (в 2—4 раза превышающее геохимический фон) отмечалось в воздухе над рудными месторождениями, содержащими минералы фтора.

Содержание фтора в грунтовых водах колеблется от сотых долей миллиграмма до нескольких миллиграммов на литр. Концентрация фтора в водах определяется целым рядом факторов,

таких как физико-географические условия, содержание его в водовмещающих породах, минерализация и химический состав вод. Содержание фтора увеличивается от гумидных областей к аридным и на участках с повышенной минерализацией грунтовых вод (табл. 19).

Таблица 19

Содержание фтора в грунтовых водах [26]

Зона грунтовых вод	Ландшафт	Содержание, мг/л
Выщелачивания мидные области	Высокогорный	0,2
	Горно-луговой	Нет — 0,2
	Горно-лесной	0,4
	Тундровый	0,2
	Горно-таежный	0,2—0,6
Континентального за- соления (аридные облас- ти)	Сухостепной Пустынный	0,3—0,8 2,5

Кроме того, наблюдается локальное накопление фтора в грунтовых водах в пределах развития пород, обогащенных этим элементом (табл. 20).

Содержание фтора в поверхностных водах и минеральных источниках приведено в табл. 21.

Источником хлора в поверхностных водах являются хлориды, вымываемые из коренных пород в процессе их поверхностного выветривания (хлориды щелочных металлов в высоких концентрациях присутствуют в газово-жидких включениях породообразующих минералов, особенно обильны газово-жидкие включения в кварце) и накапливающиеся при особых климатических условиях в почвах и коре выветривания. Особенно обогащаются хлором засоленные почвы аридных областей, хотя увеличение его содержания в результате адсорбции отмечается также в коре выветривания влажных субтропических и тропических регионов. В поверхностные водотоки и водоемы хлор-ион поступает главным образом с атмосферными осадками. Поставщиком хлоридов в атмосферу являются в основном моря и океаны, в удаленных от океана аридных областях хлориды выделяются в атмосферу с поверхности солончаков. Некоторые количества хлора поступают в гидросферу с глубинными минерализованными водами, а также с продуктами вулканической деятельности.

Содержание брома в природных водах колеблется в очень широких пределах (от  $4,5 \cdot 10^{-7}$  мг/л в атмосферных осадках до 4000 мг/л в рассолах). Среднее содержание брома в грунтовых водах гумидных областей составляет около 1,48 мг/л. Значительно обогащены им подземные воды областей современно-

Таблица 20

**Распределение фтора в грунтовых водах месторождений  
фтороносных провинций [26]**

Регион	Генетический тип месторождения	Ландшафт	Содержание, мг/л
Средняя Азия	Гидротермальное флюоритовое месторождение Скарновое поле с полиметаллической минерализацией	Среднегорный и высокогорный Высокогорный и среднегорный	0,3—3,5 0,2—0,4 0,2—3,0
	Скарновое поле с вольфрамовой минерализацией	Высокогорный Среднегорный, переходный к аридному Низкогорный, переходный к аридному	0,2—0,6 0,2—1,2 0,6—1,5
	Пегматитовое поле	То же Пустынный	0,6—2,0 2,0—4,5
Забайкалье	То же	Гольцовский и горно-таежный Горно-степной и лесостепной Лесостепной	0,2—0,4 0,4—0,6 0,3—0,8
	Скарновое поле с вольфрамовой минерализацией	То же	0,4—2,5
	Гидротермальное вольфрамовое месторождение	Горно-таежный	0,6—3,5
Дальний Восток	Гидротермальное флюоритовое месторождение Скарновое поле с полиметаллической минерализацией	Лесостепной Горно-таежный	0,2—2,3 0,5—1,8

го вулканизма, где его концентрации достигают  $n \cdot 10^{-1}$  мг/л. Высокие содержания брома обнаружены в глубоких подземных водах осадочных отложений, концентрации его колеблются в пределах от 20 до 4000 мг/л. Высокие концентрации брома в некоторых подземных рассолах имеют промышленное значение.

Ртуть, как и другие элементы, находится в геосферах в состоянии всеобщего повсеместного рассеяния и только в частных случаях может концентрироваться в верхних слоях литосферы, в месторождениях. Значения кларка ртути в земной коре по данным различных авторов почти совпадают: по

## Содержание фтора в гидросфере [1]

Объект исследования	Содержание, мг/л
Морская вода у берегов Гренландии	0,64
Карское море	0,71
Северное море	0,86
Баренцево море	1,00
Тихий океан	1,0—1,4
Источники и грунтовые воды	0—7,5
Реки	0—0,44
Минеральные воды:	1,0—23,0
Чехословакии	2,1—2,7
Югославии	1,24—11,24
Испании	До 23,0
Группа минеральных вод СССР:	1,8—1,9
Джермук (Армения)	2,2
Боржоми (Грузия)	3,5

А. А. Саукову (1946 г.) —  $7,7 \cdot 10^{-6}\%$ ; по А. П. Виноградову [12] —  $8,3 \cdot 10^{-6}\%$ ; по С. Р. Тейлору (1964 г.) —  $8,0 \cdot 10^{-6}\%$ ; по Н. А. Озеровой (1972 г.) —  $4,5 \cdot 10^{-6}\%$ ; по В. З. Фурсову (1973 г.) —  $6,7 \cdot 10^{-6}\%$ . Расхождения в величине кларка ртути могут быть объяснены различной оценкой разными исследователями относительного распространения изверженных пород в земной коре.

К настоящему времени накопилось достаточное количество данных о распределении ртути в изверженных породах, но многие из них относятся к районам рудоносных провинций. Содержания ртути в изверженных породах различны, но различие небольшое, в общем наблюдается незначительная тенденция уменьшения среднего содержания ртути от кислых пород к ультраосновным. Содержание ртути в гранитах по данным А. Пренс составляет  $1 \cdot 10^{-5}\%$ ; А. Эхман, Т. С. Ловеринг —  $3,9—2,1 \cdot 10^{-6}\%$ ; Н. А. Озеровой, А. А. Саукова, Н. Х. Айдинян —  $1 \cdot 10^{-6}—2 \cdot 10^{-5}\%$ . Содержание ртути в ультраосновных и основных породах по данным Н. А. Озеровой составляет  $5 \times 10^{-7}—8 \cdot 10^{-6}\%$  (в среднем  $3 \cdot 10^{-6}\%$ ); такой же порядок отмечается в базальтоидах —  $2—3 \cdot 10^{-6}\%$ ; для андезитового магматизма содержание ртути несколько выше —  $6,5 \cdot 10^{-6}\%$ . Щелочные породы не отличаются по содержанию ртути от изверженных пород, с которыми они генетически связаны. Дифференциаты одного магматического очага не различаются существенно по содержанию ртути.

В осадочных породах содержание ртути зависит от доли участия в них вулканогенного материала: в осадочных породах среднее содержание ртути ниже кларка  $3,3 \cdot 10^{-6}\%$ , в вулканогенно-осадочных —  $9 \cdot 10^{-6}\%$ . При литогенезе идут мощные

процессы миграции ртути, приводящие к ее перераспределению и концентрации в некоторых типах осадочных пород: марганцевых, железных и алюминиевых рудах, горючих сланцах, а также в сульфидах. Наиболее важными по масштабу являются процессы диагенеза и эпигенеза специфических морских осадков, образовавшихся в условиях сероводородного заражения, при этом происходит значительное высвобождение ртути.

По данным В. З. Фурсова [70], в кислых (гранитах, гранодиоритах, риолитах), средних (диоритах, андезитах), основных (габбро, базальтах), ультраосновных (перидотитах), глинистых породах, сланцах, песчаниках и известняках содержание ртути изменяется незначительно — от  $5,2 \cdot 10^{-6}$  до  $9,1 \cdot 10^{-6} \%$ , что свидетельствует о крайней однородности распределения ртути в горных породах, несмотря на различные физико-химические условия их образования. По мнению В. З. Фурсова, высокая степень однородности распространения ртути в литосфере достигнута, очевидно, уже после образования горных пород путем длительного диффузационного перераспределения квазигазообразной ртути. Он приходит к выводу, что однородность распространения ртути в толщах горных пород, видимо, зависит от их возраста.

В зоне гипергенеза сульфидных месторождений происходят значительные по масштабу перераспределения ртути в результате миграции в твердой, жидкой, газообразной фазах. Однако все эти процессы, за исключением механического разрушения, не приводят к существенному выносу ртути за пределы месторождения, так как ртуть, перешедшая в водный раствор или в газообразное состояние, связывается новообразованными минералами, сортируется различными природными образованиями, усваивается растениями обычно в пределах рудного поля.

Наличием ртути в составе живых организмов (животных и растений), очевидно, и объясняется ее присутствие в каменных углях и природном газе нефтяных месторождений.

Высокая упругость паров ртути определяет ее наличие в атмосфере. Кларк этого элемента в атмосфере оценивается величиной менее  $0,02 \text{ мкг}/\text{м}^3$  (по В. З. Фурсову, 1973 г. —  $1,1 \text{ нг}/\text{м}^3$ ). Фоновое содержание ртути в атмосфере на высоте около 2,5 м над уровнем земли оценивается величинами  $1—4 \cdot 10^{-8}$  и  $1—8 \cdot 10^{-8} \text{ г}/\text{м}^3$ . Установлено существование воздушных ореолов ртути над некоторыми типами месторождений. В вулканических газах ртуть содержится в количествах  $3 \cdot 10^{-7}—4 \cdot 10^{-6} \text{ г}/\text{м}^3$  (табл. 22).

Содержание ртути в гидросфере значительно ниже, чем в горных породах, и составляет  $3 \cdot 10^{-9} \%$  (табл. 23).

Ниже приводится распределение ртути в водах 45 озер США [75]:

Содержание, мкг/л . . . . .	0,3	0,3	0,5	0,7	0,8	1,7
Число озер . . . . .	38	1	3	1	1	1

Таблица 22

Содержание ртути в воздухе и вулканических эманациях, нг/м<sup>3</sup> [5]

Регион	Содержание	Среднее	Источник
Атмосфера над Тихим океаном (32 км от берега)	0,6—0,7	0,65	С. Виллистон
Австралия (геохимический фон)	—	1,0	Дж. Маккарти
Колорадо и Нью-Мексико	2—10	4,5	То же
Аризона и Калифорния (геохимический фон)	1,6—7,2	—	Дж. Маккарти и др.
Калифорния (зимой)	1—25	—	С. Виллистон
» (летом)	1,5—50	—	»
Район Чикаго	3—39	9,7	С. С. Брэр и др.
Ртутное месторождение Першинг (США)	700	—	Дж. Маккарти
Месторождение меди (США)	До 10	—	»
Месторождение никеля, цинка, меди (Австралия)	До 11	—	»
Рудник Кобальт (Канада)	10—12	12	»
Район рудника Орд (США)	—	20	»
Там же, после дождя	—	>2	»
Газы вулканов Камчатки	300—4000	—	Н. Х. Айдиньян, Н. А. Озерова, 1966
Газы горячих источников Камчатки и Курильских о-вов	10 000—18 000	—	То же
Грязевые вулканы СССР	700—2000	—	М. А. Карасик и др., 1966
Воздух, вулк. Килауэа (Гавайи)	21400—23300	—	Г. Эшлеман, Д. Сигел, 1971
Район Гонолулу (Гавайи)	40—910	—	То же

Таблица 23

## Содержание Hg и As в грунтовых водах различных типов месторождений, мкг/л [5]

Тип месторождения	Hg	As
Медноколчеданные:		
интенсивно окисляющиеся	15—72	100—400000
слабо окисляющиеся	5—25	5—200
Полиметаллические:		
интенсивно окисляющиеся	5—20	4—12
слабо окисляющиеся	4—10	3—4
Мolibденовые:		
интенсивно окисляющиеся	—	20—60
слабо окисляющиеся	—	5—6
Вольфрамовые:		
интенсивно окисляющиеся	—	—
слабо окисляющиеся	—	5—6
Ртутные:		
интенсивно окисляющиеся	8—25	5—200
слабо окисляющиеся	6—10	4—50

Содержание ртути в современных гидротермах составляет  $n \cdot 10^{-7}$ — $n \cdot 10^{-6}$  г/л в водах термальных источников — до  $n \times 10^{-5}$  г/л и выше, в водах рек колеблется в пределах  $n \cdot 10^{-7}$ — $n \cdot 10^{-6}$  г/л.

Бор принадлежит к числу довольно распространенных элементов. Его содержание в литосфере составляет около  $1 \cdot 10^{-3}\%$ . Ниже показано распределение бора в различных частях земной коры, по данным А. Е. Ферсмана, А. П. Виноградова, В. В. Щербины, Н. В. Татеевой, вес. %:

Земная кора . . . . .	$1 \cdot 10^{-3}$
Кислые породы . . . . .	$1,5 \cdot 10^{-3}$
Осадочные породы . . . . .	$2 \cdot 10^{-2}$
Почвы . . . . .	$1 \cdot 10^{-3}$
Гранитные пегматиты . . . . .	$(1-10) \cdot 10^{-2}$
Морские глины . . . . .	$5 \cdot 10^{-2}$
Железные руды морские . . . . .	$5 \cdot 10^{-2}$
Железные руды неморские . . . . .	$5 \cdot 10^{-4}$
Известняки . . . . .	$5 \cdot 10^{-4}$
Метеориты . . . . .	$3 \cdot 10^{-4}$
Морская вода (по сухому остатку)	$1,5 \cdot 10^{-2}$
Соляные источники . . . . .	$(3-20) \cdot 10^{-3}$
Соляные озера . . . . .	$(1-60) \cdot 10^{-2}$
Воды грязевых вулканов . . . . .	$(6-400) \cdot 10^{-2}$
Нефтяные воды . . . . .	$(1-60) \cdot 10^{-2}$
Растения морские (по весу золы)	$1,5 \cdot 10^{-1}$
Животные морские (по весу золы)	$(3-100) \cdot 10^{-4}$

По данным Г. Хардера [71], содержание бора в гранитах колеблется в пределах, превышающих два порядка, — от 0,7 до 85 млн.<sup>-1</sup>. Обычно породы краевой зоны гранитного массива в среднем существенно богаче бором, чем породы ядра. Г. Хардер объясняет это летучестью борной кислоты в парах воды. При охлаждении гранитного массива водяной пар проникает из

ядра в уже затвердевшие зоны, т. е. в охлажденные части. Вместе с паром в эти зоны переносится и бор. В результате в уже остывших платиоклазах могут образоваться борсодержащие серициты. К еще более значительным скоплениям бора может приводить прямая грейзенизация в контактовых зонах и зонах выделения газов. Кислые излившиеся породы и прежде всего их стекла богаче бором, чем кислые глубинные породы. Промежуточные породы имеют сходное, но несколь-

Таблица 24  
Среднее содержание бора  
в изверженных породах [71]

Порода	Содержание, млн <sup>-1</sup>
Граниты	10
Гранодиориты	9
Габбро, диориты, нефелиновые сиениты	7
Риолиты и др.	30
Анделиты	20
Базальты	5

ко меньшее содержание бора, чем кислые граниты (табл. 24).

Главным источником поступления бора в гидросферу являются горные породы и почвы. Наименьшее содержание бора отмечается в пресных грунтовых водах зоны выщелачивания. В грунтовых водах зоны континентального засоления его концентрация значительно выше (табл. 25).

Таблица 25

**Фоновые содержания бора в грунтовых водах зоны выщелачивания и континентального засоления (по С. Р. Крайнову, 1974 г.)**

Зона	Минерализация, мг/л	Химический тип вод	Содержание, мг/л
Выщелачивания Континенталь- ного засоления	До 70	HCO <sub>3</sub> —Ca	0,602—0,015
	» 200		Следы — 0,01
	» 500		Следы — 0,2
	» 150		<0,01
	До 3000		До 1,0
	10 000	То же	8,0
	40 000—50 000		10—15

Интенсивность выщелачивания бора из пород возрастает с повышением температуры и давления, поэтому наиболее высокие его содержания наблюдаются в глубоких подземных водах осадочных отложений, водах грязевых вулканов, минеральных и термальных водах.

Ниже приводится среднее содержание бора в источниках Армении [27]:

	МГ/Л
Ягдан . . . . .	1
Уруд . . . . .	7
Горбатск . . . . .	50
Желтая речка . . . . .	10
Джанатму . . . . .	1,6
Двин . . . . .	100
Анкаван . . . . .	23
Арапат . . . . .	0,5

Повышенным содержанием бора характеризуются грунтовые воды в районах месторождений бора. В этих водах часто обнаруживаются повышенные содержания других микроэлементов, таких как фтор, мышьяк и др. (табл. 26).

По данным В. А. Ковды, благодаря почвенно-грунтовым водам возможно обогащение почвы бором, иодом и другими элементами.

Как видно из табл. 27, при переходе от ландшафтов с кислым классом водной миграции к ландшафтам с кальциевым классом отмечается увеличение содержания бора в почве в 1,5—2,5 раза. При этом концентрация бора в горных породах кальциевых ланд-

Таблица 26

## Содержание бора в грунтовых водах месторождений [27]

Тип месторождений	Тип ландшафта	Тип вод	Содержание, мг/л	
			фоновое	в зоне месторождения
Гипогенные бораты	Горно-степной	Грунтово-трещинные	0,01	До 2
	Таежно-мерзлотный	Грунтово-надмерзлотные	0,005	5—15
	То же	Трещинные подмерзлотные	0,005	До 1,8
Боросиликаты	Высокогорный	Делиювиально-аллювиальные	0,01	До 1,0
	»	Грунтово-трещинные	0,01	0,1—0,2
	Горно-лесной	»	0,01	0,01—5,00

Таблица 27

Среднее содержание бора в ландшафтах южной тайги Восточного Забайкалья, млн<sup>-1</sup> [53]

Элементы ландшафта	Кислые ландшафты		Кальциевые ландшафты на известняках и доломитах
	на гранодиоритах	на кварцевых песчаниках	
Порода	50±10	40	10
Почва:			
горизонт A <sub>0</sub> (0—10 см)	59	70±10,0	110±20
горизонт A <sub>1</sub> (10—20 см)	45	70±10	90±14
горизонт BC (20—80 см)	44	60±10	110±16

шаготов (известняках, доломитах) в 2—3 раза ниже, чем в породах кислых ландшафтов (гранитах, эфузивах, песчаниках).

Сурьма и мышьяк. Содержание этих элементов в породах разного состава приведено в табл. 11 и 12. Содержание мышьяка, по А. П. Виноградову, составляет: в кислых породах  $1,5 \cdot 10^{-4}\%$ , в основных —  $2,0 \cdot 10^{-4}\%$ , в ультраосновных —  $2,8 \times 10^{-4}\%$ . Содержание его в черных углистых сланцах, по К. Б. Краускопфу [28], может достигать  $75—225 \cdot 10^{-4}\%$ . Содержание сурьмы, по А. П. Виноградову, составляет: в кислых породах  $4 \cdot 10^{-5}\%$ , в основных  $1,5 \cdot 10^{-5}\%$ . По К. Б. Краускопфу, песчаники содержат  $1 \cdot 10^{-4}\%$  сурьмы, а сланцы —  $3 \cdot 10^{-4}\%$ .

Подвижность сурьмы и мышьяка в гипергенных условиях слабая. Подвижность мышьяка ограничена соосаждением в форме  $\text{AsO}_3^{3-}$  с лимонитом и в форме  $\text{FeAsO}_4$  (скородит); в бедной железом среде мышьяк и сурьма становятся более подвиж-

ными и могут образовывать поддающиеся обнаружению потоки рассеяния в водах поверхностных водотоков. Содержание мышьяка в пресных водах составляет  $1-30 \cdot 10^{-3}$  мг/л.

Растения, видимо, имеют тенденцию переводить мышьяк в раствор, так как он содержится в несколько повышенных количествах в гумусовом горизонте почв.

Серебро. В земной коре, по А. Е. Ферсману и А. П. Виноградову, содержится  $1 \cdot 10^{-5}$  вес. % серебра, а в метеоритах —  $3,3 \cdot 10^{-4}\%$ . Содержание его, по А. П. Виноградову, составляет: в южных породах  $1,5 \cdot 10^{-5}\%$ , в основных и ультраосновных  $3,0 \times 10^{-5}\%$ , по К. Б. Краускопфу: в известняках  $4 \cdot 10^{-5}\%$ , в черных сланцах  $5-50 \cdot 10^{-4}\%$ .

Содержание серебра в различных типах почв приведено в табл. 17. Следы серебра (около 0,02 мг на 100 г сухого вещества) содержатся в организмах млекопитающих и органах человека. Содержание его в пресных водах составляет  $0,01-0,7 \times 10^{-3}$  мг/л, в морской воде колеблется от 0,3 до 10 мг/л.

Геохимическая характеристика элементов широкого рассеяния приведена с разной детальностью. Геохимия ртути, серебра, мышьяка, сурмы наиболее изучена и освещена во многих работах. Поэтому основное внимание уделено поведению галогенов, которые имеют наибольшее значение для развития геохимических поисков глубокозалегающих месторождений.

## ГЛАВА II

# ФОРМЫ НАХОЖДЕНИЯ ЭЛЕМЕНТОВ ШИРОКОГО РАССЕЯНИЯ В ГОРНЫХ ПОРОДАХ И РУДАХ

---

Одним из главных вопросов теоретических основ геохимических методов поисков является форма нахождения элементов в ореоле рудного тела. Из-за отсутствия надежных аналитических методик изучения вещества в малых и сверхмалых количествах форму нахождения элементов определяем главным образом по косвенным качественным признакам.

Многие рудные тела окружены зонами вкрапленности рудных минералов, которые постепенно переходят от видимых до микроскопических. Исходя из этого большинство исследователей считают, что гипогенные ореолы представлены микроскопическими выделениями элементов в минеральной форме (галенит, сфалерит и т. п.). Но простые расчеты и сравнения содержаний рудных минералов с микросодержаниями элементов в ореолах дальних зон свидетельствуют о том, что элемент может находиться в других формах.

Наиболее хорошо это показал В. З. Фурсов [70] для ртути. Наши исследования с иодом, хлором, ртутью и другими элементами широкого рассеяния подтверждают это предположение.

Но многие стороны этого вопроса пока еще остаются невыясненными.

Под *формой нахождения* понимают физико-химическое состояние элемента в объекте в момент исследования. Наиболее полное представление о форме нахождения элемента могут дать две основные характеристики: а) связь элемента с окружающей средой (где находится элемент в исследуемом объекте и каким образом они связаны); б) тип химического соединения этого элемента (валентность элемента и состав химического соединения).

В настоящее время для различных элементов экспериментально доказано существование следующих форм их нахождения в горных породах:

1. Минералы.
  2. Изоморфные примеси элементов в минералах.
  3. Сорбированное состояние элементов в породе и минералах.
  4. Газово-жидкие включения в минералах.
  5. Нахождение в поровых водах.
- Наиболее хорошо изучены минеральная и изоморфная формы.

## МИНЕРАЛЬНАЯ ФОРМА ЭЛЕМЕНТОВ

Иод. Общее количество иода в земной коре составляет  $10^{15}$  т [11]. Однако лишь ничтожная часть из этого количества концентрируется в виде собственных минералов иода. Ювенильные минералы иода неизвестны, и все природные его соединения являются водозными, возникают и существуют только в поверхностных условиях. По представлениям В. И. Вернадского и Б. Б. Полынова, большую роль в их образовании в зоне гипергенеза играет деятельность микроорганизмов. Минералы иода являются солями иодистоводородной и иодноватой кислот:

Маршит CuI	Беллинджерит $3\text{Cu}(\text{IO}_3)_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$
Маэрсит $4\text{AgI} \cdot \text{CuI}$	Салезит $\text{CuIO}_3(\text{OH})$
Купроиодаргирит $(\text{Cu}, \text{Ag})_I$	Шварцембергит $\text{Pb}_5(\text{IO}_3)\text{Cl}_3\text{O}_6$
Иодаргирит $\text{AgI}$	Дитцеит $7\text{Ca}(\text{IO}_3)_2 \cdot 8\text{CaCrO}_4$
Иодэмболит $\text{Ag}(\text{Cl}, \text{Br}, \text{I})$	Лаутерит $\text{Ca}(\text{IO}_3)_2$
Токорналит $(\text{Ag}, \text{Hg})_I$	Кокчинит $\text{HgI}$

Наиболее распространенными из них являются лаутерит и дитцеит, образующиеся в селитрах в специфических условиях пустынного климата. Остальные минералы иода встречаются в зонах окисления медных, серебросодержащих, а также некоторых сульфидных свинцово-цинковых месторождений.

Содержание иода в других минералах обычно низкое. Эндогенные рудные минералы содержат небольшие его количества (в сфалерите 0,07—0,95 мкг/г, Т. Фелленберг, Г. Лунд, 1926 г.). Пордообразующие минералы изверженных пород характеризуются обычно также низкими содержаниями иода. По данным Т. Фелленberга, содержание его колеблется: в полевых шпатах от 0,15 мкг/г (в альбите) до 0,33 мкг/г; в лабрадоре, кварце от 0,20 мкг/г до 0,44 мкг/г; в слюдах от 0,5 мкг/г (в биотите) до 0,69 мкг/г (в мусковите).

Существует предположение, что иод образует комплексные соединения такого же типа, как и другие галогены (апатит, скаполит, содалит и т. д.). Однако экспериментально это предположение пока не доказано. Не подтверждено и предположение, что иод мог быть рассеян в магме, будучи связан с такими тяжелыми металлами, которые дают труднорастворимые соединения (меди, серебром, свинцом, ртутью и др.). В этом случае пути накопления и рассеяния иода должны быть тесно связаны с геохимией этих металлов, что в действительности не наблюдается.

Исследования форм нахождения иода в породах и сульфидных минералах, проведенные Л. Я. Крыловой, показали, что он избирательно концентрируется минералами свинца, меди и ртути. Содержание иода в этих минералах достигает 1 мкг/г. В остальных сульфидах содержание его обычно низкое и не превышает 0,3—0,4 мкг/г.

К. Р. Варданян изучал распределение иода в минералах медноколчеданных месторождений Армении. Им установлено, что

основная часть иода концентрируется на месторождениях в минералах тяжелой фракции шлиха, главными носителями его являются пирит и халькопирит.

Определенной приуроченности иода к каким-либо минералам, вмещающих оруденение силикатных пород установлено не было. Обычно в мономинеральных фракциях силикатных пород иод распределен более или менее равномерно, выделить минералы-концентраторы иода не удалось. К. Р. Варданян пришел к выводу о том, что в большинстве случаев концентрация иода зависит от условий образования породы, ее микроструктуры в целом, а не от слагающих ее минералов.

Концентрация иода в осадочных породах более высокая. Содержание его в сильвите составляет 17 500 мкг/г. В ряде случаев для лимонитов и некоторых других железных руд отмечается высокие концентрации иода (0,81—1,95 мкг/г, А. Веск, 1926 г.), что, возможно, объясняется процессами сорбции [51].

Ртуть кроме самостоятельных минералов (табл. 28) входит в состав других минералов в качестве изоморфных или меха-

Таблица 28  
Общая характеристика ртутьсодержащих минералов

Минерал	Состав	Содержание ртути, вес. %
Самородная ртуть	Hg	~ 100
Амальгама золота	Au (Hg)	До 34
Амальгама серебра	От Ag <sub>2</sub> Hg <sub>3</sub> до Ag <sub>36</sub> Hg	—
Аркверит	Ag <sub>12</sub> Hg	13,4
Консбергит	Ag <sub>32</sub> Hg — Ag <sub>36</sub> Hg	—
Постартит (амальгама палладия)	Смесь двух минералов	55,6 и 63,3
Аллопалладий	Pd с примесью Hg, Pt, Ru, Cu	—
Киноварь	HgS	56,2
Метациннабарит	HgS	86,2
Тиманит	HgSe	71,7
Опофрит	HgS (Se)	81,3
Колорадоит	HgTe	—
Ливингстонит	HgS·2Sb <sub>2</sub> S <sub>3</sub>	22
Шватцит	2Cu <sub>2</sub> S·HgS·Sb <sub>2</sub> S <sub>3</sub>	От 6 до 17
Гвадалкацарапит	(Hg, Zn) S	81,46
Лербанит	(Hg, Pb) Se	От 8,3 до 55,5
Сауковит	(Hg <sub>0,7</sub> , Cd <sub>0,2</sub> , Zn <sub>0,1</sub> ) <sub>1,0</sub> S <sub>1,0</sub>	68,87
Акташит	(Hg, Cu, As, Sb) S	33,41
Монтройдит	HgO	92,61
Магнолит	HgTe <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	—
Каломель	Hg <sub>2</sub> Cl <sub>2</sub>	84,9
Эгестонит	3HgCl·HgO	—
Терлингаут	HgCl·HgO	—
Клейнит	HgCl <sub>2</sub> ·3HgO	—
Мозезит	HgCl <sub>2</sub> ·3HgO	—
Кокционит	HgI	—
Токорналит	(Hg, Ag) I	—

нических примесей. Так, флюорит содержит до 0,15% ртути, барит — от 0,06 до 0,25%, гидротермальные кальциты — от 0,1 до 0,5% (табл. 29).

Таблица 29

Содержание ртути в некоторых нерутных минералах [55]

Минерал	Состав	Содержание Hg, $\text{н} \cdot 10^{-4}$ вес. %	Минерал	Состав	Содержание Hg, $\text{н} \cdot 10^{-4}$ вес. %
Аурипигмент	As <sub>2</sub> S <sub>3</sub>	3,1	Галенит	PbS	2
Реальгар	As <sub>2</sub> S <sub>2</sub>	7900	Халькопирит	CuFeS <sub>2</sub>	1,8
Антимонит	Sb <sub>2</sub> S <sub>3</sub>	100—900	Борнит	Cu <sub>5</sub> FeS <sub>4</sub>	2,4
Марказит	FeS <sub>2</sub>	1,7	Буронит	PbS · Cu <sub>2</sub> S · Sb <sub>2</sub> S <sub>3</sub>	2,4—4,0
Молибденит	MoS <sub>2</sub>	2,4	Медный блеск	Cu <sub>2</sub> S	1,8—2,5
Пирротин	Fe <sub>n</sub> S <sub>n+1</sub>	1,2	Каменный уголь	C	~100
Пирит	FeS <sub>2</sub>	21			
Сфалерит	ZnS	60			

Ртуть концентрируется в рудах всех генетических типов нерутных эндогенных месторождений. Эти концентрации ртути не имеют промышленного значения, но их геохимическая значимость велика. Ртуть концентрируется также в рудах некоторых метаморфогенных и экзогенных месторождений. Обогащение ртутью рудных тел увеличивается от магматических к гидротермальным и особенно телетермальным месторождениям, что может быть объяснено, по А. А. Саукову, высокой летучестью паров ртути. Вследствие этого ртуть обособлялась из магматического расплава в виде газообразной фазы, концентрируясь в большей степени в низкотемпературных телетермальных месторождениях. При изучении распределения ртути в минералах эндогенных рудных месторождений различных типов (ртутных, сурьмяных, полиметаллических, колчеданных и др.) Н. А. Озеровой [45] установлена общая тенденция увеличения содержания ртути в «сквозных» минералах от высокотемпературных к низкотемпературным и выделены минералы-концентраторы ртути: среди сульфидов — блеклые руды, сфалерит, антимонит, пирит, галенит, реальгар; изнерудных — барит, в меньшей степени флюорит и кальцит.

Бор. В настоящее время известно 87 боросодержащих минералов:

Сассолин $\text{H}_3\text{BO}_3$	Котоит $\text{Mg}_3(\text{BO}_3)_2$
Ашарит $\text{Mg}(\text{OH})\text{BO}_2$	Людвигит $(\text{MgF}^{2+})_2\text{Fe}^{3+}[\text{BO}_3]_2$
Бура (тинкал) $\text{Na}_2\text{B}_4\text{O}_7 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$	Пришепит $\text{Ca}_4\text{B}_{10}\text{O}_{19} \cdot 7\text{H}_2\text{O}$
Гидроборацит $\text{CaMgB}_6\text{O}_{11} \cdot 6\text{H}_2\text{O}$	Улексит $\text{NaCaB}_5\text{O}_9 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$
Иниоит $\text{Ca}_2\text{B}_6\text{O}_{11} \cdot 13\text{H}_2\text{O}$	Флюоборит $\text{Mg}_3(\text{BO}_3)(\text{F}, \text{OH})_3$
Калиборит $\text{KMg}_2\text{B}_{11}\text{O}_{19} \cdot 9\text{H}_2\text{O}$	Данбурийт $\text{CaB}_2\text{Si}_2\text{O}_8$
Кернит $\text{Na}_2\text{B}_4\text{O}_7 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$	Датолит $\text{H}_8\text{Na}_2(\text{Mg}, \text{Fe})_6\text{B}_6\text{Al}_{12}\text{Si}_{12}\text{O}_{62}$
Колеманийт $\text{Ca}_2\text{B}_6\text{O}_{11} \cdot 5\text{H}_2\text{O}$	Аксинит $\text{Ca}_2(\text{Mn}, \text{Fe})\text{Al}_2[\text{BSi}_4\text{O}_{15}] (\text{OH})$

Как рассеянный элемент бор в исключительно больших количествах представлен в светлых слюдах. Породообразующие серицитизированные мусковит и парагонит пегматитов, как иллит и глауконит, содержат до 2000 млн<sup>-1</sup> бора. Островные силикаты, за исключением минералов, содержащих бериллий, характеризуются весьма незначительными количествами бора, в оливине от 2 до 5 млн<sup>-1</sup>. Различные гранаты содержат его в количествах от 0,5 до 9 млн<sup>-1</sup>. При этом гранаты из серпентинитов, контактовых и излившихся пород беднее бором, чем типичные для слюдистых сланцев альмандины. Кварц характеризуется содержанием бора до 30 млн<sup>-1</sup>, фосфаты — весьма низкими его содержаниями (только в апатите 25 млн<sup>-1</sup>).

**Сурьма и мышьяк\*** — типичные халькофильные элементы. Мышьяк преимущественно находится в арсенидах и сульфоарсенидах железа, никеля и кобальта, реже меди и платины; в сульфосолях свинца, меди, серебра; в арсенатах натрия, магния, кальция, бария, висмута, алюминия, цинка, свинца, никеля, кобальта, марганца, железа, меди, урана. Иногда встречается самородный мышьяк. Число минералов, в формулу которых входит мышьяк, достигает 164. В 600 минералах содержание мышьяка превышает 0,1% в 1300 — оно выше 1·10<sup>-4</sup>%.

Сурьма встречается в природе главным образом в виде трехсернистой сурьмы  $Sb_2S_3$ , часто в изоморфной примеси с мышьяком. Содержится в свинцовых, медных и серебряных рудах. Ниже приведены основные минералы сурьмы:

Брейтгаунтит $NiSb$	Буланжерит $5PbS \cdot 2Sb_2S_3$
Ульманит $NiSbS$	Джемсонит $2PbS \cdot Sb_2S_3$
Дискразит $Ag_2Sb$	Полибазит $9(Ag, Cu)_2S \cdot Sb_2S_3$
Пираргирит $Ag_2SbS_3$	Степанит $5AgS \cdot Sb_2S_3$
Блеклая руда $4Cu_2S \cdot Sb_2S_3$	Цинкенит $PbS \cdot Sb_2S_3$
Буронит $3(Pb, Cu_2)S \cdot Sb_2S_3$	

Серебро встречается в самородном состоянии и в виде редких минералов, входящих, как правило, в состав полиметаллических руд. Ниже приведены минералы серебра:

Серебро самородное $Ag$ (с примесями Au, Hg, Sb, Cu)	Полиаргирит $Ag_4Sb_5S_{15}$
Амальгама серебра $Hg_3Ag_2$	Степанит $Ag_5Sb_4S_4$
Дискразит $Ag_3Sb$	Пираргирит $Ag_3SbS_3$
Аргенит $Ag_2S$	Прустит $Ag_3AsS_3$
Штромейерит $Cu_2S \cdot Ag_2S$	Пиростильпнит $Ag_3SbS_3$
Ялпант $3Ag_2S \cdot Cu_2S$	Миаргирит $AgSbS_2$
Агвиларит $Ag_2(Se, S)$	Смитит $AgAsS_2$
Науманнит $Ag_2Se$	Тречмайт $AgAsS_2$
Штернбергит $AgFe_2S_3$	Аргиродит $Ag_4GeS_6$
Гессит $Ag_2Te$	Кан菲尔дит $Ag_8SnS_6$
Петцит $(Ag, Au)_2Te$	Матильдит $AgBiS_2$
Полибазит $(Ag, Cu)_{16}Sb_2S_{11}$	Ширмерит $Ag_4PbBi_4S_9$
Пирсент $(Ag, Cu)_{16}As_2S_{11}$	Аляскант $(Ag, Cu)_2PbBi_4S_9$
	Кераргирит $AgCl$

\* Геохимия этих элементов хорошо известна, поэтому их описание дается кратко.

Эмболит Ag (Cl, Br)

Бромирийт AgBr

Иодемболит Ag (Cl, Br, I)

Майерсит 4AgI·CuI

Иодаргирит AgI

Аргентоярозит AgFe<sub>3</sub>(SO<sub>4</sub>)<sub>2</sub>(OH)<sub>6</sub>

## РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ЭЛЕМЕНТОВ-ИНДИКАТОРОВ ПО СТАДИЯМ РУДНОГО ПРОЦЕССА

Как правило, формирование рудного тела — это длительный и многостадийный процесс. Гипогенные ореолы также образуются во время формирования рудного тела, но нет пока четкой методики расшифровки этого процесса и подразделения его на отдельные стадии. Хотя, зная стадийность формирования гипогенного ореола, можно проводить оценку выявленных аномалий.

На Садонском свинцово-цинковом месторождении была сделана попытка изучить распределение элементов-индикаторов, особенно элементов широкого рассеяния, по стадиям рудообразования, для чего были отобраны и проанализированы мономинеральные пробы кварца, кальцита, хлорита, мanganосидерита, барита, галенита, сфалерита, халькопирита, пирита и пирротина из разных стадий минералообразования. Различными исследователями на месторождении выделяется от 5 до 14 стадий рудоотложения. Нами принята схема Г. А. Кобилева с дополнениями Е. М. Некрасова, которые утверждают, что месторождение образовалось в семь стадий — предрудные: 1) сфалеритовая, 2) кварц-пиритовая, 3) кварцевая, 4) кварц-кальцит-пирит-пирротиновая; продуктивные: 5) кварц-галенит-сфалеритовая, 6) кальцит-полиметаллическая; послерудная: 7) кальцитовая.

Элементы (табл. 30) по относительному их содержанию в жильных и рудных минералах делятся на три группы: 1) максимальные содержания иода, ртути и марганца приурочены к жильным минералам; 2) такие элементы, как свинец, цинк, медь, серебро, кобальт, кадмий, висмут, мышьяк, сурьма, гал-

Таблица 30

**Среднее содержание элементов-примесей в минералах  
Садонского месторождения, %\***

Минерал	I	Hg	Mn	Co	Ni	Mo	Cu	Pb
Кварц	4,5	5,1	230	0,1	0,1	—	13	4
Кальцит	1,9	4,2	1000	—	0,25	0,1	6	18
Манганосидерит	5,5	8,0	1000	0,3	—	0,5	3	5
Барит	—	2,0	300	—	—	—	3	1
Хлорит	—	10,0	1000	0,3	0,36	0,4	170	100
Сфалерит	1,1	2,3	510	13,0	0,1	0,12	80	1000
Галенит	—	2,6	2	0,4	0,1	—	1000	
Пирит	1,0	6,0	400	9,0	0,2	0,3	60	350
Халькопирит	—	—	550	0,5	Следы	0,1	—	300
Пирротин	—	3,1	510	10,0	0,3	0,3	360	250

Минерал	Ag	Bi	Zn	Cd	Ga	Ge	In	As	Sb	B
Кварц	0,11	0,1	30	—	—	—	—	—	—	0,35
Кальцит	0,06	1,0	500	—	—	—	—	—	—	—
Манганоси- дерит	0,07	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Барит	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Хлорит	0,15	1,7	800	4	3,0	—	—	—	—	—
Сфалерит	8,0	3,2	—	220	4,7	0,04	2,6	8	1,0	1,4
Галенит	10,0	17,0	640	0,7	—	—	—	100	—	—
Пирит	6,0	3,0	600	—	Следы	—	—	5	—	—
Халькопирит	10,0	1,0	130	—	—	—	—	80	—	—
Пирротин	10,0	—	160	—	Следы	—	—	—	—	—

\* В этой и следующей таблице I, Hg даны в  $n \cdot 10^{-6} \%$ ; остальные элементы — в  $n \times 10^{-5} \%$ .

лий и индий, главным образом находятся в рудных минералах — галените, сфалерите, пирите, пирротине, халькопирите; 3) содержание никеля и молибдена одинаково как в рудных, так и в жильных минералах.

Иод обнаружен в кварце, кальците, манганосидерите, сфалерите и пирите. В остальных минералах содержание его ниже порога чувствительности анализа ( $1 \cdot 10^{-6} \%$ ). Максимальное содержание иода отмечается в манганосидерите ( $5,5 \cdot 10^{-6} \%$ ) и кварце ( $4,5 \cdot 10^{-6} \%$ ). Наблюдается уменьшение количества иода в кварце, кальците и сфалерите от первых стадий к последним (табл. 31). Наиболее ярко эта зависимость видна на кварце: содержание иода в кварце первой стадии в 4 раза больше среднего его содержания в этом минерале. В табл. 32 приведены содержания элементов в минералах каждой стадии.

Ртуть установлена во всех изученных минералах. Наиболее богаты ртутью хлорит ( $1 \cdot 10^{-5} \%$ ), манганосидерит ( $8 \times 10^{-6} \%$ ), пирит ( $6,0 \cdot 10^{-6} \%$ ) и кварц ( $5,1 \cdot 10^{-6} \%$ ). Наименьшие содержания ртути отмечаются в сфалерите, галените и барите. Анализ изменения содержания ртути по стадиям показывает, что содержание ее в монопробах одного и того же минерала из разных стадий постепенно увеличивается от первых стадий к середине процесса (IV, V стадиям) и затем снова постепенно уменьшается. Содержание ртути во всех минералах IV стадии выше среднего значения (см. табл. 32).

Серебро приурочено главным образом к галениту, в меньшей степени к халькопириту и пирротину; минимальные содержания отмечаются в кальците и манганосидерите; в барите серебро не установлено. Наблюдается обогащение серебром минералов IV и V стадий, содержание его в кварце, хлорите, сфалерите и пирите VI стадии намного ниже среднего значения; в кальците VI и VII стадий серебро не обнаружено.

Мышьяк присутствует в пирите и в меньшей степени в

пирротине. В значительно меньших количествах установлен в сфалерите и халькопирите. Содержание его в сфалерите I в 40 раз больше, чем в сфалерите V. Аналогичная приуроченность мышьяка к ранним стадиям наблюдается и по содержанию его в пирите — пирит II резко обогащен мышьяком по сравнению с пиритом других стадий.

Сурьма установлена только в сфалерите V стадии минерализации. В сфалерите других стадий, а также в остальных минералах содержание ее ниже пределов чувствительности анализа.

На бор проанализированы лишь кварц, сфалерит и халькопирит. В последнем он не обнаружен. Содержание бора в сфалерите в два-три раза выше, чем в кварце. Кварц ранних, предрудных стадий обогащен бором по сравнению с кварцем последующих стадий, но эта зависимость неубедительна, так как лежит в пределах ошибки спектрального анализа. Четкого изменения содержания бора в сфалерите по стадиям не наблюдается.

Анализ концентрации элементов в одних и тех же минералах из разных стадий процесса рудообразования показывает, что по преимущественному накоплению выделяются две группы элементов.

Такие элементы, как иод, мышьяк, в меньшей степени бор, ассоциируют главным образом с минералами первых стадий минерализации. Содержание их в минералах постепенно убывает от I стадии к последней. Следовательно, можно предположить, что уже проявление I стадии минерализации будет сопровождаться ореолами иода, мышьяка и в меньшей степени бора с содержаниями выше минимально-аномальных значений. Однако концентрация этих элементов в ореоле будет увеличиваться от стадии к стадии.

Содержание в минералах свинца, цинка, меди, серебра, кадмия, ртути, марганца постепенно увеличивается к середине процесса и достигает максимальных значений в продуктивной V и в предпродуктивной IV стадиях минерализации. Следовательно, ореолы этих элементов будут наблюдаваться только после проявления на месторождении этих стадий. С проявлением V стадии связана также и сурьма.

Содержание большинства элементов в минералах послерудных стадий намного ниже среднего значения, т. е. существенного влияния на концентрацию элементов в ореоле месторождения эти стадии не оказывают.

Однако стадии минерализации имели неодинаковое развитие на месторождении. По данным Н. М. Прокопенко [48], первая, вторая и третья стадии составляют не более 1,5% в общем процессе минерализации, на долю IV стадии приходится 10%, V стадии — 85,9%, VI стадии — 2,5%, VII стадии — 0,1%. В табл. 33 приведено общее число элементов в минералах каждой стадии, взвешенное на процентное содержание стадии в процес-

Таблица 31

## Среднее содержание элементов-примесей в минералах

Минерал	I	Hg	Mn	Co	Ni	Mo	Cu
Кварц I	18,8	3,0	70	Следы	—	—	20
Кварц II	2,07	3,5	300	0,1	Следы	—	11
Кварц III	1,7	6,0	100	0,1	—	—	7
Кварц IV	1,5	8,0	500	0,2	—	—	28
Кварц V	<2	4,7	300	0,1	0,15	—	6
Кварц VI	1,3	5,3	120	Следы	—	—	7
Кальцит IV	2,1	4,0	1000	—	0,30	—	7
Кальцит VI	2,1	4,5	1000	—	0,25	0,1	5
Кальцит VII	1,4	4,0	1000	—	0,20	0,1	5
Хлорит II	—	10,0	1000	0,1	0,30	0,5	7
Хлорит IV	—	12,0	1000	0,5	0,50	0,3	7
Хлорит VI	—	8,0	1000	0,3	0,30	0,4	500
Манганосидерит	5,5	8,0	1000	0,3	—	0,5	3
Барит	—	2,0	300	—	—	—	3
Сфалерит I	1,4	2,0	400	20,0	—	0,1	85
Сфалерит V	1,0	3,0	630	13,0	0,16	0,16	110
Сфалерит VI	1,0	2,0	510	5,0	—	0,1	40
Галенит V	—	2,2	40	0,6	0,17	—	>1000
Галенит VI	—	3,0	9	0,18	—	>1000	>1000
Пирит II	1,0	4,0	60	10,0	0,20	0,3	40
Пирит IV	—	10,0	500	10,0	0,30	0,3	160
Пирит V	—	—	1000	10,0	Следы	0,3	7
Пирит VI	—	4,0	40	5,0	0,20	0,3	32
Халькопирит IV	—	—	500	0,5	Следы	0,1	—
Халькопирит V	—	—	300	0,5	»	0,1	—
Халькопирит VI	—	—	300	0,5	»	0,1	—
Пирротин IV	—	3,3	730	10,0	0,40	0,3	220
Пирротин V	—	3,0	300	10,0	0,30	0,3	500

## Садонского месторождения по стадиям, %

Pb	Ag	Bi	Zn	Cd	Ga	Ge	In	As	Sb	B
4 7 1 2 4 4	0,10 0,17 0,05 0,20 0,07 0,06	Следы 0,2 — 0,3 »	30 30 — 5 60 38	— — — — 1,0 —	Следы — — — — — —	— — — — — —	— — — — — —	— — — — — —	— — — — — —	0,5 0,6 0,3 0,5 0,2 Следы
50 4 1	0,10 0,07 —	3,0 — —	1000 500 —	— — —	— — —	— — —	— — —	— — —	— — —	— — —
300 5 2	0,30 0,10 0,05	— 3,0 3,0	1000 1000 500	5,0 5,0 3,0	2 1 5	— — —	— — —	— — —	— — —	— — —
5 1	0,07 —	— —	— —	— —	— —	— —	— —	— —	— —	— —
>1000 >1000 >1000	>10 >10,0 3,0	7,0 2,2 0,5	— 300 300	50 6 3	4 — 0,1	— — —	2,0 2,7 3,1	20 5 —	1,0 1,6 0,5	— — —
— — —	>10,0 >10,0 >10,0	20,0 14,0 600	660 610 —	0,7 0,6 —	— — —	— — —	— — —	— — —	— — —	— — —
340 30 >1000 30	3,8 5,0 0,14	8,0 — —	400 500 1000 600	— — — —	Следы » » »	— — — —	— — — —	300 10 50 35	— — — —	— — — —
6 1000 30	>10,0 >10,0 >10,0	— — 3,0	30 60 300	— — —	— — —	— — —	— — —	— — —	— — —	— — —
10 500	10,0 10,0	— —	23 300	— —	Следы »	— —	— —	— —	170 Следы	— —

Таблица 32

## Среднее содержание элементов-примесей в минералах Садонского

Минерал	I	Hg	Mn	Co	Ni	Mo	Cu	Pb	Ag	Bi	Zn	Cd	Ga	Ge	In	As	Sb	B
<b>Стадия I</b>																		
Кварц	4,1 1,27	0,60 0,85	0,30 0,78	— 1,54	— —	0,83 1,06	1,54 1,00	1,00 1,00	0,91 1,25	2,19 —	1,00 —	0,23 0,85	— —	0,77 2,50	— —	1,43 0,71		
Сфалерит																		
<b>Стадия II</b>																		
Кварц	0,46 — 1,00	0,69 1,00 0,67	1,30 1,00 0,15	1,00 0,33 1,11	— 0,83 1,00	— 1,25 1,00	0,84 0,04 1,25	1,75 3,00 1,00	1,54 2,00 0,63	2,00 — 2,66	1,00 1,25 0,67	— 1,25 —	— 0,67 —	— — 3,00	— — —	— — —	— — —	1,71 — —
Хлорит																		
Пирит																		
<b>Стадия III</b>																		
Кварц	0,38	1,18	0,44	1,00	—	—	0,54	0,25	0,45	—	1,00	—	—	—	—	—	—	0,86
<b>Стадия IV</b>																		
Кварц	0,33 1,13	1,57 1,07	2,17 1,00	2,00 —	— 1,20	— 1,14	2,15 2,77	0,50 0,05	1,82 3,00	3,00 3,00	0,17 2,00	— 1,25	— 0,33	— —	— —	— —	— —	1,43 — —
Кальцит																		
Хлорит																		
Пирит																		
Халькопирит																		
Пирротин																		
<b>Стадия V</b>																		
Кварц	0,44 1,00	0,92 1,00	1,30 1,00	1,00 1,00	— 1,00	— 1,00	0,46 1,00	1,10 1,00	0,61 1,00	— —	2,00 —	— —	— —	— —	— —	— —	— —	0,57 — —
Мангансидерит																		
Пирит																		
Сфалерит	0,91	1,30	1,23	1,00	1,60	1,33	1,37	1,00	1,25	0,69	— 1,67	— 1,67	— 1,36	— 1,28	— 1,00	— 0,62	— 3,00	— 1,14
Галенит	—	0,85	1,67	1,50	1,70	—	1,00	—	1,00	1,18	1,03	1,00	—	—	—	—	—	—
Халькопирит	—	0,87	1,00	1,00	1,00	—	3,00	—	1,00	—	0,46	—	—	—	—	—	—	—
Пирротин	—	0,93	0,59	1,00	1,00	1,00	1,39	2,00	1,00	—	1,86	—	—	—	—	—	—	—
<b>Стадия VI</b>																		
Кварц	0,29 1,13	1,04 1,07	0,52 1,00	— —	— 1,00	— 1,00	0,54 0,88	1,10 0,22	0,60 —	— —	1,20 1,00	— —	— —	— —	— —	— —	— —	— —
Кальцит																		
Хлорит																		
Пирит																		
Сфалерит	0,91	0,85	1,00	0,38	—	0,38	0,50	1,00	0,38	0,15	1,36	0,64	2,5	1,20	—	—	—	1,07
Галенит	—	1,15	0,40	0,45	—	—	1,00	—	1,00	0,82	0,96	1,00	—	—	—	—	—	—
Халькопирит	—	0,87	1,00	1,00	1,00	1,00	0,10	1,00	3,00	2,31	—	—	—	—	—	—	—	—
Барит	—	1,00	1,00	—	—	—	1,00	1,00	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<b>Стадия VII</b>																		
Кальцит	0,75	0,96	1,00	—	0,80	1,00	0,82	0,05	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Таблица 33

**Процентное соотношение суммы элементов-примесей в общем процессе минерализации**

Стадии минерализации	I	Hg	Mn	Co	Ni	Mo	Ag
I+II+III	4,5	1,8	0,8	1,8	0,9	1,0	0,5
IV (кварц-кальцит-пирит-пирротиновая)	4,5	16,4	11,4	8,3	17,2	8,0	6,6
V (кварц-галенит-сфалеритовая)	90,0	78,4	85,6	88,8	80,0	89,0	91,7
VI (кальцит-галенит-сфалеритовая)	1,0	3,4	2,2	1,1	1,9	2,0	1,2
VII (кальцитовая)	0,003	0,02	0,03	—	0,02	0,007	—

*Продолжение табл. 33*

Стадии минерализации	Bi	Cd	Ga	Ge	In	As	Sb
I+II+III	1,2	0,1	0,6	—	1,2	5,6	—
IV (кварц-кальцит-пирит-пирротиновая)	4,1	0,2	1,8	—	—	22,6	—
V (кварц-галенит-сфалеритовая)	92,2	96,8	94,0	—	95,6	70,7	100
VI (кальцит-галенит-сфалеритовая)	2,5	2,9	3,6	100	3,2	1,1	—
VII (кальцитовая)	—	—	—	—	—	—	—

се минерализации в целом. Из этой таблицы видно, что, несмотря на преобладание накопление элемента в минералах какой-либо стадии, главная масса общего числа всех элементов (от 70 до 100%) поступает в ореол в продуктивную кварц-галенит-сфалеритовую стадию минерализации.

В настоящее время в результате работ многих исследователей накоплен большой фактический материал по формам нахождения основных рудообразующих элементов в эндогенных ореолах рудных месторождений [23 и др.]. Результаты исследований показывают, что типоморфные элементы сульфидных месторождений и в геохимических ореолах присутствуют главным образом в сульфидной форме. Геохимические ореолы колчеданных месторождений представляют по существу ореолы убогой вкрапленности сульфидов, с резко преобладающим пиритом. Медь, цинк, свинец представлены в эндогенных ореолах халькопиритом, сфалеритом и галенитом, а также в виде эмульсионной вкрапленности этих минералов в пиритах. Установлено изоморфное вхождение кобальта, никеля и мышьяка в пириты (В. С. Карпухина, 1976 г.).

## БЕЗМИНЕРАЛЬНАЯ ФОРМА ЭЛЕМЕНТОВ

Исследования форм нахождения в ореолах элементов широкого рассеяния, главным образом иода и ртути, показывают, что они присутствуют в ореолах преимущественно в безминеральной форме.

Работами по изучению форм нахождения иода в горных породах и минералах, проведенными А. Д. Миллером, Л. Я. Крыловой и другими исследователями, установлено, что во всех случаях характерной формой иода является его нахождение в виде иодид-иона в поровой капиллярной влаге горных пород. Этим обусловлена слабая связь с породами, хотя степень его закрепления в разных породах различна.

Обнаруженная Л. Я. Крыловой [30] в ряде проб серпентинитов Воронежского поднятия слабосорбированная форма нахождения иода в межплакетных пространствах глинистых минералов является, по ее мнению, исключением и не характерна для этого элемента. Для сульфидов меди, свинца, ртути, серебра установлена [10] более прочная связь иода с составом минералов, имеющая, видимо, химическую природу. Исходя из того, что подвижный иод находится в породах в виде иодид-иона, Л. Я. Крылова предприняла попытку смоделировать образование сульфидов в присутствии иодида в растворе, которая дала положительные результаты. Определение содержания иода в природных минералах и в искусственно полученных сульфидах соответствующих металлов дает аналогичные результаты. Это свидетельствует о том, что в рудном теле можно ожидать присутствие иода в той же химической форме, что и в геохимических ореолах.

В то же время, в рудоносном растворе иод мог находиться и в виде другого химического соединения, отличающегося от того, которое определяется при исследовании форм нахождения иода уже после образования месторождения. Возможно, что он входил в состав различных комплексов галогенидов металлов. При образовании сульфидов эти комплексы разрушаются, так как иодиды металлов более растворимы, чем сульфиды, в результате иодид-ион освобождается и остается в растворе после выпадения сульфидов. Этот отличающийся по составу от первоначального раствор и является, видимо, источником иода при образовании ореолов.

Перемещение иодсодержащего раствора осуществляется путем инфильтрации его во вмещающие породы и диффузии, причем скорость диффузии по капиллярам, заполненным водой, значительно выше, чем в твердом веществе. Этим, видимо, объясняется способность иода образовывать ореолы широкого рассеяния по сравнению с рудообразующими элементами.

Движущей силой диффузии являются два фактора: градиент концентраций и градиент температур. Значение первого фактора очевидно, второй позволяет констатировать возрастание

концентрации растворенного вещества в более холодных частях раствора по сравнению с более горячими. Образование сульфидов — процесс экзотермический, и в непосредственной близости от рудных тел можно предполагать существование более высоких температур во время образования рудного вещества. В этом случае, согласно правилу Сорэ, вблизи рудного тела должен быть минимум концентрации иода, что в большинстве случаев и наблюдается. На некотором расстоянии от рудного тела градиент температуры уменьшается, и концентрация иодид-иона достигает максимальной для данного процесса величины. Далее в силу имеющегося градиента концентраций иодид-ион диффундирует по заполненным водой капиллярам, микротрещинам, трещинам во вмещающие породы. Эти два процесса обусловливают ту характерную сложную форму ореола иода, которая наблюдается в большинстве случаев.

Как показано опытами Л. Н. Овчинникова и А. М. Масаловича, при фильтрации под высоким давлением нагретых растворов никеля, цинка и магния через порошки кварца, рутила и циркона упомянутые соли быстро гидролизуются и гидроокислы их задерживаются в тонких межзерновых пространствах. Концентрация ионов металлов соответственно падает, но концентрация аниона в растворе, прошедшем через фильтр, остается без изменения.

Хлор также способен в процессе миграции реагировать с силикатами, но и в этом случае он продвигается дальше, чем легко гидролизующиеся металлы. Несомненно, что еще меньше фильтрационный эффект будет сказываться на иодиде и бромиде, не способных реагировать с силикатными минералами.

Таким образом, независимо от того, каким путем происходит образование первичных ореолов иода (диффузионным или фильтрационным), они должны быть более протяженными, чем ореолы рудообразующих элементов.

При изучении геохимических ореолов иода, кроме валовых содержаний элемента, определяется также «подвижная» легко растворимая составляющая ореола. Оказалось, что в пробах, отобранных в пределах ореолов иода на гидротермальных месторождениях, большая часть иода находится в легкоизвлекаемой подвижной форме, а на безрудных участках с фоновым содержанием иода основная масса этого элемента представлена трудноизвлекаемыми формами, определяемыми только при валовом анализе (рис. 2, 3).

Формы нахождения иода в гипергенном ореоле были изучены на полиметаллических месторождениях Садон и Зgid (Сев. Осетия). Были проанализированы пробы из почвообразующих коренных пород и гумусового горизонта горно-луговых почв с ореольных и фоновых участков месторождений. В результате проведенных исследований удалось выяснить закономерности распределения форм нахождения иода в гипогенном и гиперген-

ном ореолах. Величина общей минерализации водной вытяжки из коренных пород и гумусового горизонта почв на ореольном участке возрастает почти в два раза по сравнению с фоновым участком, что свидетельствует об увеличении общего количества подвижных солей на ореольном участке. Характер минерализации водной вытяжки на всех участках одинаковый — кальцие-

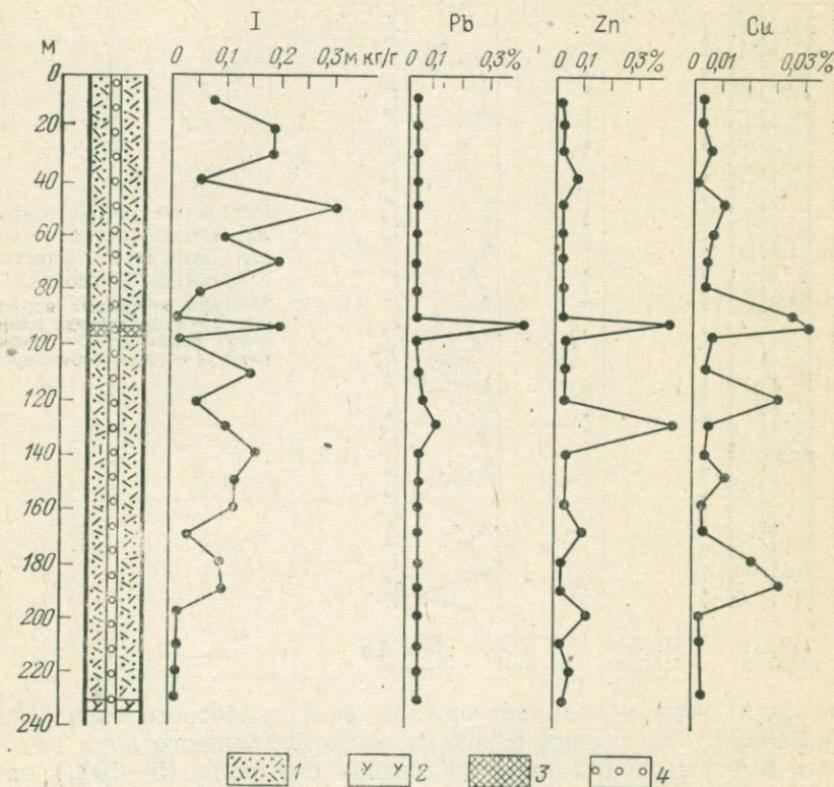


Рис. 2. Ореолы «подвижного» иода и рудообразующих элементов в скважине, вскрывшей рудное тело (по Л. Я. Крыловой)

1 — туфы кварцевых порфиров; 2 — диоритовые порфиры; 3 — рудное тело; 4 — точки отбора проб

во-бикарбонатно-хлоридный. Водная вытяжка извлекает как из покровных альбитофиров и гранитов, так и из песчано-глинистых сланцев от 5 до 10% иода на фоновых участках и до 100% на ореольных участках (табл. 34).

Выделение в водорастворимой фазе форм иода (иодида I<sup>-</sup>, иодата IO<sub>3</sub><sup>-</sup> и свободного иода) показывает, что в коренных породах весь подвижный иод находится в форме иодида (табл. 35).

В гумусовом горизонте горно-луговых почв валовое содержание иода несколько выше, чем в коренных породах. Водная вытяжка извлекает из гумусового горизонта горно-луговых почв от 50 до 80% (от общего содержания иода) на ореольных участках и от 1 до 5% на фоновых участках. Выделение отдель-

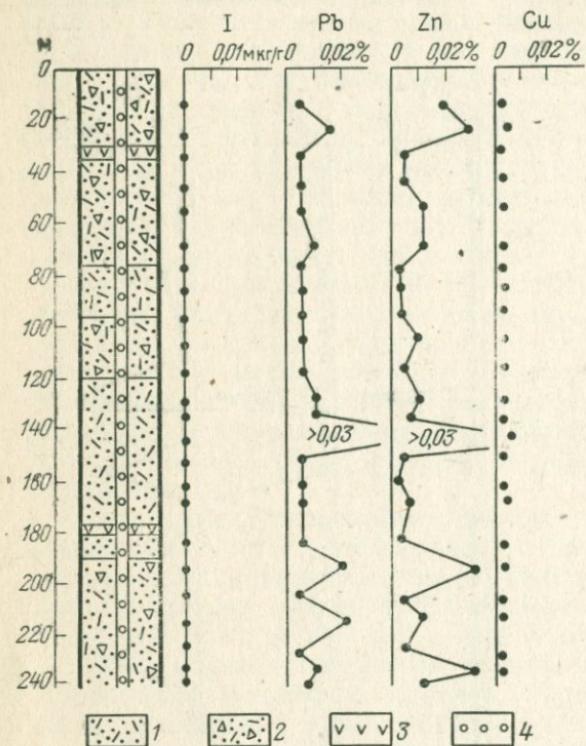


Рис. 3. Отсутствие ореола «подвижного» иода на безрудном участке (по Л. Я. Крыловой)

1 — туфы кварцевых порфиров; 2 — туфобрекчики кварцевых порфиров; 3 — порфиры; 4 — точки отбора проб

ных форм иода в водорастворимой фазе гумусового горизонта показывает, что и здесь основная часть подвижного иода находится в форме иодид-иона; небольшая его часть (5—10%) находится в форме элементарного иода  $I_2$ ; форма иодата  $IO_3^-$  отсутствует во всех проанализированных пробах.

Связь ртути с теми или иными минералами в геохимических ореолах изучена недостаточно. Ртуть в ореолах может находиться в виде мельчайших выделений ртутных минералов, примесей в сульфидах, жильных минералах и т. д. Часть ртути, очевидно, связана снерудными гидротермальными минералами, и прежде всего с карбонатами и глинистыми минералами, широко распространенными во вмещающих породах и на месторождениях. Другая часть ртути связана непосредственно с породами. В последнем случае она, видимо, изоморфно входит в пордообразующие минералы или сорбирована высокодисперсными системами [55].

Таблица 34

## Содержание иода и ртути в коренных породах горно-луговых почв, %

Номер пробы	Гори-зонт	Водорастворимая фа-за		Органическая фаза		Общее содержание	
		иод	ртуть	иод	ртуть	иод	ртуть
1	Д	$5,5 \cdot 10^{-5}$	$1,8 \cdot 10^{-5}$	—	—	$7 \cdot 10^{-5}$	$3 \cdot 10^{-5}$
2	A <sub>1</sub>	$2 \cdot 10^{-4}$	—	$5 \cdot 10^{-5}$	$2,5 \cdot 10^{-6}$	$9 \cdot 10^{-4}$	$5 \cdot 10^{-6}$
3	Д	$5,5 \cdot 10^{-5}$	$2 \cdot 10^{-5}$	—	—	$7 \cdot 10^{-5}$	$4 \cdot 10^{-5}$
4	A <sub>1</sub>	$1,5 \cdot 10^{-4}$	—	$2 \cdot 10^{-5}$	$4 \cdot 10^{-6}$	$2 \cdot 10^{-4}$	$4 \cdot 10^{-6}$
5	Д	$7 \cdot 10^{-5}$	$2,8 \cdot 10^{-5}$	—	—	$7 \cdot 10^{-5}$	$6 \cdot 10^{-5}$
6	A <sub>1</sub>	$7,5 \cdot 10^{-5}$	—	$2,5 \cdot 10^{-5}$	$3 \cdot 10^{-6}$	$1 \cdot 10^{-4}$	$6 \cdot 10^{-6}$
7	Д	$8 \cdot 10^{-5}$	$2 \cdot 10^{-5}$	—	—	$1 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-5}$
8	A <sub>1</sub>	$1,5 \cdot 10^{-4}$	—	$6 \cdot 10^{-5}$	$2 \cdot 10^{-6}$	$3 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-6}$
9	Д	$1,0 \cdot 10^{-4}$	$2,8 \cdot 10^{-5}$	—	—	$1,5 \cdot 10^{-4}$	$5 \cdot 10^{-5}$
10	A <sub>1</sub>	$1,0 \cdot 10^{-4}$	—	$8 \cdot 10^{-5}$	$1,5 \cdot 10^{-6}$	$2,5 \cdot 10^{-4}$	$1,5 \cdot 10^{-6}$
11	Д	$9 \cdot 10^{-5}$	$2,8 \cdot 10^{-5}$	—	—	$9 \cdot 10^{-5}$	$5 \cdot 10^{-5}$
12	A <sub>1</sub>	$1,5 \cdot 10^{-4}$	—	$2,5 \cdot 10^{-5}$	$3 \cdot 10^{-6}$	$2 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-6}$
13	Д	$6 \cdot 10^{-5}$	$2,9 \cdot 10^{-5}$	—	—	$7 \cdot 10^{-5}$	$5 \cdot 10^{-5}$
14	A <sub>1</sub>	$2 \cdot 10^{-4}$	—	$8 \cdot 10^{-5}$	$4 \cdot 10^{-6}$	$3 \cdot 10^{-4}$	$4 \cdot 10^{-6}$
15	Д	$2 \cdot 10^{-6}$	—	—	—	$2 \cdot 10^{-5}$	$5 \cdot 10^{-6}$
16	A <sub>1</sub>	$2 \cdot 10^{-6}$	—	$1 \cdot 10^{-5}$	$2,8 \cdot 10^{-6}$	$8 \cdot 10^{-5}$	$5 \cdot 10^{-6}$
17	Д	$1,5 \cdot 10^{-6}$	—	—	—	$2 \cdot 10^{-5}$	$6 \cdot 10^{-6}$
18	A <sub>1</sub>	$3 \cdot 10^{-6}$	—	$2 \cdot 10^{-5}$	$2 \cdot 10^{-6}$	$1,5 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-6}$
19	Д	—	—	—	—	$1,8 \cdot 10^{-5}$	$7 \cdot 10^{-6}$
20	A <sub>1</sub>	—	—	$1 \cdot 10^{-5}$	$1,5 \cdot 10^{-6}$	$7 \cdot 10^{-5}$	$1,5 \cdot 10^{-6}$
21	Д	$5 \cdot 10^{-6}$	—	—	—	$8 \cdot 10^{-5}$	$7 \cdot 10^{-6}$
22	A <sub>1</sub>	$6,5 \cdot 10^{-6}$	—	$1,5 \cdot 10^{-5}$	$3 \cdot 10^{-6}$	$8 \cdot 10^{-5}$	$3 \cdot 10^{-6}$
23	Д	$2 \cdot 10^{-6}$	—	—	—	$5 \cdot 10^{-5}$	$7,5 \cdot 10^{-6}$
24	A <sub>1</sub>	$3 \cdot 10^{-6}$	—	$1 \cdot 10^{-5}$	$3 \cdot 10^{-6}$	$8 \cdot 10^{-5}$	$3 \cdot 10^{-6}$
25	Д	$2 \cdot 10^{-6}$	—	—	—	$4 \cdot 10^{-5}$	$7 \cdot 10^{-6}$
26	A <sub>1</sub>	$3 \cdot 10^{-6}$	—	$2 \cdot 10^{-5}$	$2 \cdot 10^{-6}$	$1,0 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-6}$
27	Д	$1,5 \cdot 10^{-6}$	$1,5 \cdot 10^{-6}$	—	—	$1,8 \cdot 10^{-5}$	$8 \cdot 10^{-6}$
28	A <sub>1</sub>	—	—	$3 \cdot 10^{-5}$	$2 \cdot 10^{-6}$	$1,5 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-6}$

Приложения. 1. В этой и следующих таблицах Д — коренные породы; A<sub>1</sub> — гумусовый горизонт горно-луговых почв. 2. Пробы 1—14 отобраны на ореольном участке, а 15—28 — на фоновом участке.

## Формы нахождения иода в водорастворимой фазе горно-луговых почв

Горизонт	Элементарный иод		Иодид-ион	
	мкг/г	%	мкг/г	%
Д	—	—	0,55	$5,5 \cdot 10^{-5}$
А <sub>1</sub>	0,18	$1,8 \cdot 10^{-5}$	0,22	$8,2 \cdot 10^{-5}$
Д	—	—	0,55	$5,5 \cdot 10^{-5}$
А <sub>1</sub>	0,08	$8 \cdot 10^{-6}$	1,4	$1,4 \cdot 10^{-4}$
Д	—	—	0,75	$7,5 \cdot 10^{-5}$
А <sub>1</sub>	0,2	$2 \cdot 10^{-5}$	0,55	$5,5 \cdot 10^{-5}$
Д	—	—	0,85	$8,5 \cdot 10^{-5}$
А <sub>1</sub>	0,5	$5 \cdot 10^{-5}$	1,0	$1 \cdot 10^{-4}$
Д	—	—	1,0	$1 \cdot 10^{-4}$
А <sub>1</sub>	0,2	$2 \cdot 10^{-5}$	1,0	$1 \cdot 10^{-4}$
Д	—	—	0,95	$9,5 \cdot 10^{-5}$
А <sub>1</sub>	0,5	$5 \cdot 10^{-5}$	1,0	$1 \cdot 10^{-4}$
Д	—	—	0,60	$6 \cdot 10^{-5}$
А <sub>1</sub>	0,5	$5 \cdot 10^{-5}$	1,5	$1,5 \cdot 10^{-4}$
Д	—	—	0,02	$2 \cdot 10^{-6}$
А <sub>1</sub>	—	—	0,02	$2 \cdot 10^{-6}$
Д	—	—	0,015	$1,5 \cdot 10^{-6}$
А <sub>1</sub>	0,01	$1 \cdot 10^{-5}$	0,02	$2 \cdot 10^{-6}$
Д	—	—	—	—
А <sub>1</sub>	—	—	—	—
Д	—	—	0,05	$5 \cdot 10^{-6}$
А <sub>1</sub>	0,015	$1,5 \cdot 10^{-6}$	0,05	$5 \cdot 10^{-6}$
Д	—	—	0,02	$2 \cdot 10^{-6}$
А <sub>1</sub>	—	—	0,03	$3 \cdot 10^{-6}$
Д	—	—	0,02	$2 \cdot 10^{-6}$
А <sub>1</sub>	0,01	$1 \cdot 10^{-6}$	0,02	$2 \cdot 10^{-6}$
Д	—	—	0,015	$1,5 \cdot 10^{-6}$

П р и м е ч а н и е. Иодат-ион не обнаружен.

Проведенный В. З. Фурсовым [69, 70] анализ результатов разделения валовых концентраций ртути на составляющие показал, что в различных типах горных пород фиксируется только одна составляющая ртути, максимальная скорость возгонки которой соответствует узкому температурному интервалу (553–593 К). Этот факт позволяет утверждать, что ртуть в горных породах в основном находится в одной форме, не входя в кристаллические решетки минералов, температура разрушения которых намного выше 593 К. Крайняя однородность распределения ртути в литосфере и наличие только одной составляющей показывают, что ртуть в горных породах преимущественно находится в одной из легкоподвижных форм. Ртуть в горных породах наиболее подвижна в форме свободных атомов, поэтому В. З. Фурсов предположил, что в литосфере она преимущественно находится в квазигазообразном состоянии, подчиняясь закономерностям, справедливым для газов. Свободные атомы ртути,

попадая в волосно-пленочные и молекулярно-пленочные воды, пропитывающие любые горные породы, не теряют способности к неограниченной диффузии. Нахождению ртути в горных породах в форме свободных атомов способствуют следующие факторы: 1. Благодаря высокому потенциалу ионизации ртуть стремится восстанавливаться до металла из любых ее соединений (А. А. Сауков, 1946 г.). 2. Несмотря на халькофильные свойства ртути, широкое распространение ее в форме сульфидов маловероятно из-за дефицита серы. 3. По В. И. Лебедеву (1957 г.), энергетический фактор препятствует соединению ртути с кислородом, несмотря на избыток кислорода в атмосфере. 4. Малый кларк ртути препятствует образованию многочисленных форм ее вхождения в горные породы.

Высокая степень однородного распространения ртути в литосфере достигнута, очевидно, уже после образования горных пород путем длительного диффузионного перераспределения квазигазообразной ртути. Следовательно, степень однородности распространения ртути в толщах горных пород, видимо, зависит от их возраста.

В отличие от горных пород в рудах и ореолах эндогенных месторождений, по данным В. З. Фурсова, фиксируется две-пять составляющих ртути с более широким термическим спектром, чем в горных породах. Наибольшее число форм нахождения составляющих зафиксировано в рудных телах, наименьшее — в ореолах. Число форм нахождения ртути в надрудных ореолах больше, чем в подрудных. При этом легковозгоняемые формы ртути преимущественно развиваются в надрудной части ореолов. Для одного из полиметаллических месторождений Рудного Алтая установлено распределение различных форм ртути в вертикальном разрезе: среднетемпературная составляющая, соответствующая, видимо, киновари, присутствует повсеместно, а низкотемпературная — только в надрудной зоне (Н. Н. Степанов, 1971 г.).

Исследования, проведенные на свинцово-цинковых месторождениях Сев. Осетии, показали, что ртуть, так же как и иод, находится в ореоле в своей подвижной, водорастворимой фазе. На ореольном участке Зgidского месторождения водная вытяжка извлекает от 50 до 80 % общего содержания ртути как в покровных альбитофирах и гранитах, так и в песчано-глинистых сланцах. На фоновом участке лишь в одной из точек обнаружена водорастворимая фаза ртути в количестве 10 % общего содержания (см. табл. 34). В остальных точках эта фаза ртути в коренных породах на фоновых участках не выявлена.

Валовые содержания ртути в гумусовом горизонте в 8—10 раз ниже, чем в коренных породах. Водорастворимая фаза ртути в гумусовом горизонте не выявлена как на фоновом, так и на ореольном участках. Содержание ртути в гумусовом горизонте, связанное с органическим веществом, на фоновом и

ореольном участках составляет 5—10% валового содержания.

Таким образом, иод в эндогенном и гипергенном ореолах постмагматических рудных месторождений находится главным образом в форме иодид-иона, а ртуть — в квазигазообразном состоянии в виде свободных атомов. Иод и ртуть, генетически связанные с оруденением, представлены в ореоле своей подвижной, водорастворимой составляющей.

### К ВОПРОСУ УЧАСТИЯ ЭЛЕМЕНТОВ ШИРОКОГО РАССЕЯНИЯ В ПРОЦЕССАХ ЭНДОГЕННОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ

Ювенильная природа в гидротермальных растворах серебра, мышьяка, сурьмы, бора не вызывает сомнений. Вопросу о связи иода с процессами эндогенного рудообразования в последнее время, в связи с проблемой использования иода в качестве элемента-индикатора при поисках рудных тел и месторождений, уделяется большое внимание. Анализ вулканических экскаваций и термальных вод является одним из источников информации о составе глубинных рудообразующих растворов. Для продуктов вулканической деятельности характерно повышенное содержание иода. В лаве Везувия С. Штоклаза (1927 г.) определил 1 мкг/г иода в инкрустациях серы, гипса и квасцов из сольфатар, а также в кристаллах нашатыря из друзовых пустот в лавах содержание иода было того же порядка.

Повышенное содержание иода характерно для вулканических газов. Л. А. Башарина (1961 г.) для различных стадий активности вулканов Камчатки определила от 200 до 1200 мкг/г иода. В конденсатах фумарольных газов Курильских островов обнаружено 1060 мкг/г иода (Л. Г. Воронова, С. С. Сидоров, 1966 г.), а в термальных водах этого района 210—3170 мкг/г иода (С. С. Сидоров, 1966 г.). В горячих минеральных источниках Японии содержание иода колеблется от 1,2 до 1200 мкг/г (табл. 36, 37, 38). Эти данные позволяют предполагать широкое участие галогенов в вулканических процессах.

Другим источником информации о химической обстановке эндогенного рудообразования является состав включений в ми-

Таблица 36

Содержание галогенов в горячих и минеральных источниках Японии [39]

Элемент	Средние со- держания, г/кг	Число анали- зов	Максимальное содержание, г/кг	Источник	Тип источни- ка
Cl	1,26	857	43,23	Аrima	Горячий
Br	0,00085	84	0,0854	Аrima	»
I	0,0012	84	0,197	Мобара	Минерали- зованный

Таблица 37

**Содержание галогенов в воде горячих источников Хаконе, Насу и Арима  
(по К. Курода, 1938 г. и Х. Якада, 1955 г.)**

Элемент	Хаконе ( $t=315$ К, рН=2,6), г/л	Насу ( $t=342,9$ К, рН=1,5), г/л	Арима ( $t=367$ К, рН=5,8), г/л
Cl	0,0021	0,1688	43,79
F	Не опр.	0,000355	0,00075
Br	>	$< 10^{-5}$	0,0548
I	>	$< 10^{-5}$	0,00091

Таблица 38

**Химический состав фумарольных газов, % [39]**

Компоненты	Гора Шова-Шинзан (Япония) при $t=1033$ К	Везувий (Италия) при $t=573$ К	Долина Тысячи дымов (США)	Вайракей (Новая Зеландия) при $t=523$ К
H <sub>2</sub> O	99,40	76,74	99,65	99,96
H <sub>2</sub>	$1,91 \cdot 10^{-1}$	1,24	$2,4 \cdot 10^{-2}$	$9 \cdot 10^{-3}$
CO <sub>2</sub>	$3,70 \cdot 10^{-1}$	11,03	$9,7 \cdot 10^{-2}$	$3,2 \cdot 10^{-1}$
CO	$6,5 \cdot 10^{-4}$	Отсутствует	Следы	—
CH <sub>4</sub>	$7,1 \cdot 10^{-4}$		$1,5 \cdot 10^{-2}$	$3 \cdot 10^{-3}$
SO <sub>2</sub>	$2,0 \cdot 10^{-2}$	—	—	—
H <sub>2</sub> S	$4,5 \cdot 10^{-4}$	—	$2,9 \cdot 10^{-2}$	$3,3 \cdot 10^{-2}$
N <sub>2</sub>	$1,78 \cdot 10^{-2}$	15,49	$4,1 \cdot 10^{-2}$	$5 \cdot 10^{-3}$
Ar	$4,4 \cdot 10^{-5}$		—	—
O <sub>2</sub>	0,0	3,72	$2 \cdot 10^{-3}$	—
NH <sub>3</sub>	$5,2 \cdot 10^{-4}$	—	—	$2,1 \cdot 10^{-2}$
N <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	$2,2 \cdot 10^{-6}$	—	—	—
F (в виде HF)	$2,1 \cdot 10^{-2}$	—	$3,2 \cdot 10^{-2}$	—
Cl (в виде HCl)	$4,5 \cdot 10^{-2}$	0,78	0,117	—
Br (в виде HBr)	$2,5 \cdot 10^{-2}$	—	—	—
B	$4,9 \cdot 10^{-3}$	—	—	—
Rn	$1,1 \cdot 10^{-7}$	—	—	—

нералах. Известно, что хлориды являются основными составляющими газово-жидких включений (А. И. Захарченко, 1955 г.). Фтор, как правило, присутствует во включениях различных минералов; известны случаи, когда кристалло-газовые включения были сложены на 40—50% фторидами и хлоридами, находящимися в твердой фазе. Опубликованных данных по определению иода в газово-жидких включениях практически нет. Имеется сообщение М. А. Осипова (1968 г.) о присутствии в составе газово-жидких включений в гидротермально-измененных дайках диабазовых порфиритов вместе с хлором и фтором также и иода. Согласно сообщению Л. Я. Крыловой, ссылающейся на неопубликованные данные М. А. Лаппа, иод содержится в газово-жидких включениях различных жильных минералов ряда месторождений.

Наличие подвижной формы иода исключительно вблизи рудных тел и почти полное отсутствие его на безрудных фоновых участках подчеркивает пространственную связь ореолов иода с оруденением.

Геохимические данные и геологический материал указывают на то, что источник ртути в гидротермальных растворах может быть полигенным в различных геологических условиях, но ведущее значение ювенильного очевидно. Реальное существование ртутьсодержащей газовой атмосферы над гидротермальным рудным раствором доказано на примере изучения современных парогидротерм. По данным А. А. Саукова, Н. Х. Айдиньян, Н. А. Озеровой [55], вулканические газы и газы современных гидротерм в Курило-Камчатской вулканической области характеризуются повышенными содержаниями ртути.

Наиболее интересные данные получены при изучении естественных высокоминерализованных термальных горячих источников полуострова Челекен (Л. М. Лебедев, Ю. Ю. Бугельский, 1967—1968 гг.). Эти источники можно считать иодо-бронзовыми месторождениями. Содержания иода и брома достигают 258 и 450 мг/л соответственно. В минерализованных водах содержится значительное количество металлов: свинца 30 мг/л, цинка 30 мг/л, кадмия 2,3 мг/л, мышьяка 1 мг/л. В пределах выявленных гидрогеохимических аномалий в скважинах и магистральных трубах отлагаются современные сульфиды железа, цинка, свинца.

Подобные процессы можно наблюдать в районах выхода горячих минерализованных гидротерм на дне Красного моря.

В данной работе только затронута эта проблема. Вопрос участия галогенов в гидротермальном процессе рудоотложения исключительно сложный и требует специального исследования. По нашему мнению, необходимо уделить больше внимания изучению соединений иода с металлами и их поведения в различных термодинамических условиях.

Приведенные данные указывают на участие галогенов и ртути в процессах рудообразования и позволяют считать источником элементов широкого рассеяния в геохимических ореолах постмагматических месторождений гидротермальные рудоносные растворы.

## ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПОЛЯ ЭЛЕМЕНТОВ ШИРОКОГО РАССЕЯНИЯ

---

Под геохимическим полем понимается часть пространства земной коры, которая характеризуется определенным распределением содержаний химических элементов [3].

По условиям локализации выделяются литохимические, гидрогеохимические, биогеохимические, атмогеохимические поля; по концентрации — нормальные и аномальные. Нормальные геохимические поля отражают характер распределения близких к кларкам содержаний химических элементов в неизмененных породах (литогеохимические), в водах (гидрогеохимические), в растительном покрове (биогеохимические) и атмосфере (атмогеохимические). Образование нормального геохимического поля связано с процессами рассеяния элементов в земной коре. Аномальные геохимические поля выделяются на фоне нормальных и являются конкретным выражением предпосылок поискового прогнозирования месторождений полезных ископаемых. Эти поля включают геохимические аномалии и ореолы, которые представляют собой прямые признаки прогноза полезных ископаемых. При этом имеется в виду, что геохимическая аномалия — это любое отклонение в содержаниях и распределении элементов от нормального поля, а геохимический ореол — это отклонение от нормального поля, связанное непосредственно с процессами рудной минерализации.

Аномальные геохимические поля по масштабу проявления делятся на планетарные, региональные и локальные; по генезису — на эндогенные, экзогенные, метаморфогенные. Основное значение для прогноза и поисков месторождений полезных ископаемых имеют локальные геохимические аномалии и ореолы, являющиеся поисковыми признаками месторождений.

Отличительной особенностью ореолов элементов широкого рассеяния является их способность проникать далеко вверх от рудных тел и накапливаться в надрудных горизонтах. Изучение ореолов иода показало, что они фиксируются на всех исследованных гидротермальных и, отчасти, собственно магматических месторождениях, независимо от вещественного состава руд и вмещающих пород. Ореолы валового и подвижного иода аналогичны по форме и протяженности, однако между ними имеются и различия. К. Р. Варданян, изучавший распределение валового содержания иода на медноколчеданных месторождениях Армении, отмечает широкие ореолы этого элемента. Длина ореола

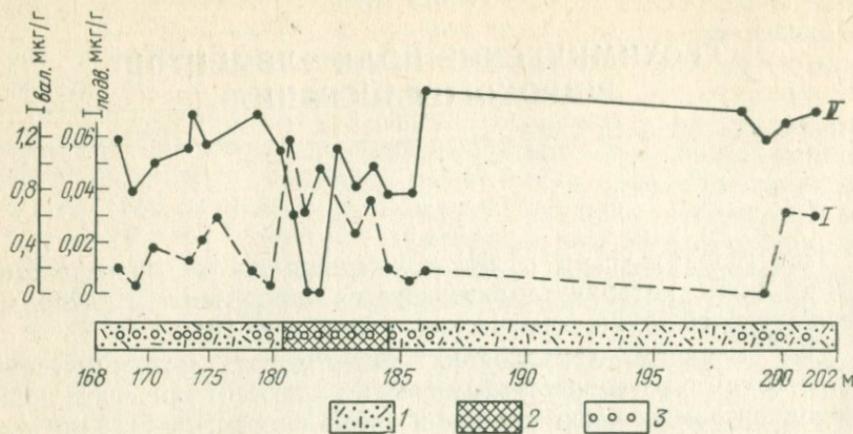


Рис. 4. Распределение подвижного (I) и валового (II) иода в рудном теле и прилегающих к нему участках вмещающих пород по результатам детального геохимического опробования (по Л. Я. Крыловой)

1 — туфы кварцевых порфиритов; 2 — рудное тело; 3 — точки отбора проб

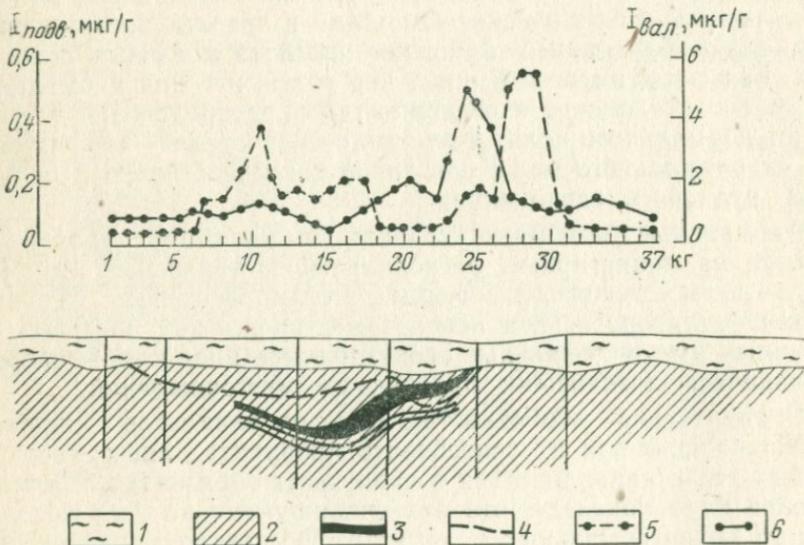


Рис. 5. Распределение концентрации подвижного и валового иода в рыхлых отложениях над рудным телом месторождения (по Б. П. Виноградову, М. А. Лаппу)

1 — глина; 2 — коренные породы; 3 — рудное тело; 4 — граница зоны окисления; 5 — подвижный иод; 6 — валовый иод

иода по вертикали составляет 500—700 м. Аналогичная форма ореолов валового иода над рудными телами отмечается также и другими исследователями ([33], О. П. Побокова, 1969 г.). Такой минимум содержания иода в рудной зоне объясняется отсутствием сродства иода с компонентами рудного вещества при осаждении последнего из гидротермальных растворов. Известно, что галогены принимают участие в процессе гидротермального комплексного рудообразования, а при наличии сродства с элементами (меди, серебром и ртутью), как указывает А. Д. Миллер [38], частично вытесняя иодид-ион из труднорастворимых иодидов, образуют еще менее растворимые сульфиды. М. А. Лапп и Б. А. Судов [33] отмечают тенденцию валового иода к созданию ореолов, протягивающихся непосредственно вверх от рудных тел на 100—200 м.

Ореолы подвижного иода обычно шире ореолов валового иода. Обратного соотношения протяженности ореолов не наблюдалось. Для подвижного иода также характерно преимущественное распространение вверх от рудного тела (300 м и более) и в стороны (до 30—50 м). Однако в зоне оруденения графики валового и подвижного иода, как правило, различаются. В рудных телах минимальным содержанием валового иода соответствуют высокие концентрации его в вытяжках (рис. 4, 5). Подвижная форма иода наблюдается только в связи с оруденением, на фоновых безрудных участках подвижный иод отсутствует либо его количества не превышают порога чувствительности метода определения этого элемента в вытяжке (рис. 6).

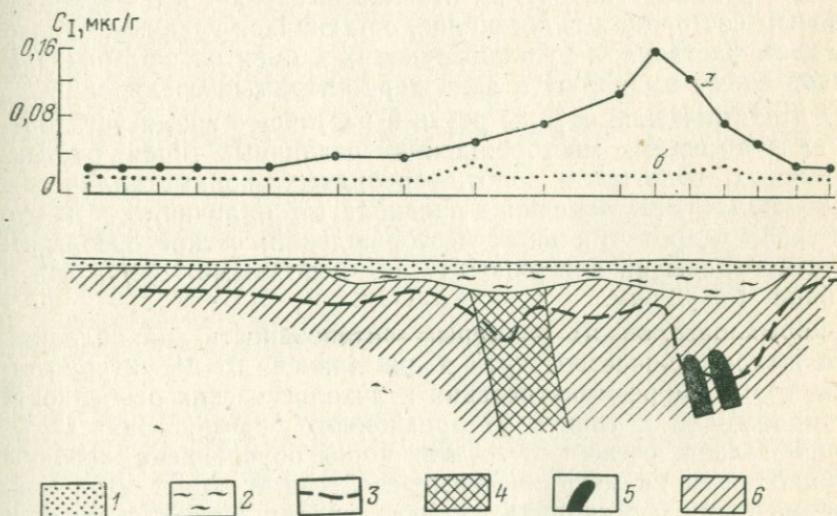


Рис. 6. Распределение концентрации подвижного иода в рыхлых отложениях над рудными телами месторождения, глубина опробования 1,5 м (a) и 0,2 м (б) (по Б. П. Виноградову, М. А. Лаппу)

1 — пески; 2 — глины; 3 — граница зоны окисления; 4 — железо-марганцевые руды; 5 — полиметаллические руды; 6 — коренные породы

Подвижная форма иода, так же как и валовый иод, в большинстве случаев образует ореолы, значительно превосходящие по своей протяженности ореолы рудообразующих элементов. При образовании литохимических ореолов иода, так же как и при образовании ореолов основных рудообразующих элементов, первостепенную роль играют литолого-структурные факторы. Однако иод образует наиболее проникающие ореолы, в меньшей степени зависящие от литологических, плотностных и прочих качеств пород, чем ореолы рудообразующих элементов. Установлено, что иод проникает в такие горные породы, которые непроницаемы для основных рудообразующих элементов.

В отличие от рудообразующих элементов, находящихся в первичных ореолах в основном в виде нерастворимых соединений, иодиды находятся главным образом в растворимой форме, причем растворимость иодидов главных породообразующих элементов очень высока. Иод не способен образовывать минералы в эндогенных условиях, не вступает в изоморфные замещения с другими элементами в минералах. В отличие от металлов, слагающих рудное тело, он является наиболее подвижным элементом-индикатором, образующим протяженные ореолы.

А. Д. Миллер [38] отмечает, что в отличие от рудообразующих элементов, для которых размеры эндогенных ореолов, развивающихся около рудных тел, и концентрация рассеянных элементов в них, при прочих равных условиях, находятся в прямой зависимости от концентрации соответствующих элементов в рудных телах, первичные ореолы иода не зависят от их концентрации в рудных телах. А. Д. Миллер объясняет это различным фазовым состоянием галогенидов, остающихся главным образом в водном растворе, и рудообразующих элементов, которые в основной массе выпадают в виде нерастворимых соединений.

Литохимические ореолы ртути в настоящее время установлены на сульфидных месторождениях различных типов: ртутных, сурьмяных, золотых и золото-серебряных, полиметаллических, колчеданных. Есть основание предполагать наличие их и на других типах гидротермальных месторождений; четкие ореолы ртути установлены на поверхности над нефтяными залежами на глубине 1,5—2 км.

Форма ореолов, их размеры, интенсивность накопления и абсолютное количество ртути в них зависят от структурно-текtonических, морфогенетических и литологических особенностей месторождений и уровня их эрозионного среза. Зависимость распространения ртути от состава пород обусловлена, вероятно, сорбционными и механическими свойствами пород. Для локализации ртути в песчаниках, конгломератах, известняках, хрупких изверженных породах наиболее важно наличие в них значительной пористости и трещиноватости. Глинистые сланцы малопроницаемы и поэтому наименее благоприятны для накопления ртути в ореолах. Обычно ореолы ртути наиболее интенсивно

развиваются по зонам трещиноватости и отслаивания вмещающих пород, подчиняясь складчатой структуре месторождений. Вокруг крутопадающих рудных тел, залегающих согласно с вмещающими породами, развиваются относительно неширокие ореолы ртути (Тишинское месторождение, Рудный Алтай). Большую роль играют разломы. В пределах месторождений содержание ртути по зонам разломов обычно выше, чем во вмещающих породах (на величину от полпорядка до двух-трех порядков).

В пределах полиметаллических месторождений содержание ртути в разломах составляет  $n \cdot 10^{-5}$ — $n \cdot 10^{-4}\%$ .

Ореолы ртути характеризуются наибольшей протяженностью среди ореолов других халькофильных элементов. По данным А. А. Саукова, Н. Х. Айдиньян, Н. А. Озеровой [55], они распространяются в сторону от месторождений на многие десятки и сотни метров, иногда до километра и более; вертикальный размах составляет десятки и сотни метров, а по разломам может достигать 600—800 м. Исследования, проведенные В. З. Фурсовым [70], на целом ряде месторождений, показали, что широкие ореолы ртути развиваются в перекрывающих слепые рудные тела породах на расстоянии по вертикали от верхней кромки рудного тела до 150—300 м (Балей, Ачисай). Площади околоврудных ореолов ртути в плане во много раз больше площади рудной залежи. В верхней части месторождений ореолы ртути, как правило, больше по размерам и интенсивности. Продуктивность ореолов надрудной части месторождений в 3—8 раз больше нижней (месторождения Орловское, Зыряновское). Это свойство более характерно для ртути, чем для рудообразующих элементов и других элементов-спутников. Нижнеаномальные концентрации ртути в первичных ореолах изменяются от  $5 \cdot 10^{-6}$  до  $1,5 \cdot 10^{-5}\%$ , средние (в сурьмяных и полиметаллических месторождениях) — от  $n \cdot 10^{-6}$  до  $n \cdot 10^{-4}\%$  при фоне 2— $10 \cdot 10^{-6}\%$ .

Общее количество ртути в первичных ореолах полиметаллических месторождений, по данным В. З. Фурсова, составляет 0,5—0,9 части от количества ртути в рудных телах месторождений. В первичных ореолах месторождений, находящихся в слепом залегании или имеющих небольшой эрозионный срез, количество ртути превышает в 1,3—1,8 раза количество ее в рудных телах.

В последнее время в работах многих исследователей отмечаются случаи, когда над слепыми рудными телами с поверхности фиксируются ореолы ртути при отсутствии ореолов основных рудообразующих металлов и элементов-спутников, так как пары ртути, обладая большой упругостью, достигают более высоких отметок при тех же тектонических условиях. На свинцово-цинковом месторождении Узун-Жал установлен факт проникновения ореолов ртути сквозь песчано-сланцевую толщу мощностью

60—70 м, которая явилась экраном для ореолов рудообразующих элементов.

Изучение ореолов фтора, хлора, брома, бора находится в своей начальной стадии, однако уже сейчас ясно, что эти элементы также образуют наиболее проникающие ореолы, превосходящие своими размерами и удалением вверх от рудных тел ореолы основных компонентов и их спутников.

На примере ряда полиметаллических, колчеданных, ртутных и других месторождений рассматриваются литогеохимические поля элементов широкого рассеяния в комплексе с известными общепринятыми элементами-индикаторами данного типа месторождений.

## СВИНЦОВО-ЦИНКОВЫЕ ЖИЛЬНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Изучению ореолов полиметаллических месторождений отводится большое место в геохимической практике. Однако большинство исследователей рассматривают главным образом ореолы рудных компонентов и их спутников как прямые индикаторы полиметаллического оруденения. Ореолы элементов широкого рассеяния, как правило, на месторождениях не изучаются.

Стратиграфический разрез Северо-Осетинского полиметаллического пояса начинается с древнейших докембрийских образований и включает породы различного возраста, вплоть до современного. В геологическом строении пояса принимают участие метаморфические, магматические и осадочные горные породы. В пределах пояса оруденение контролируется региональными разломами южнокавказского простираания — Южным, Терско-Фиагдонским, Садено-Унальским, Северным и др.

Свинцово-цинковые месторождения представлены жилами и зонами прожилково-вкрашенной минерализации, которые по минеральному составу относятся к кварц-полиметаллической рудной формации. Оруденение локализуется в поперечных и диагональных структурах, оперяющих рудоконтролирующие разломы. В среднепалеозойских гранитах и нижнеюрских альбитофирах преобладают богатые месторождения жильного типа, а в песчано-сланцевых юрских отложениях развиты мощные, но более бедные рудоносные зоны.

Руды сложены главным образом галенитом, сфалеритом, пиритом, халькопиритом, пирротином, арсенопиритом, магнетитом; жильные минералы представлены кварцем, кальцитом, хлоритом, баритом, сидеритом. В месторождениях и рудопроявлениях выделяются в основном пять стадий минерализации: кварцевая, кварц-пирротиновая, кварц-галенит-сфалеритовая, кальцит-голенит-сфалеритовая, кальцитовая безрудная. Вертикальный размах оруденения достигает 1—1,5 км. Все известные месторождения выходят на поверхность и имеют незначительный эрозионный срез. Вертикальная зональность проявляется в увеличении

с глубиной относительного количества сфалерита к галениту, а горизонтальная — в уменьшении к югу полиметаллического пояса содержания свинца и цинка и увеличении содержания меди. Возраст оруденения большинством исследователей относится к предкелловейскому.

Геохимические поля месторождений изучались путем отбора штуфных проб по профилям вкрест простирации рудоносных структур с шагом опробования поверхности в 20 м, горных выработок и скважин 10 м, при изучении экзогенных ореолов пробы отбирались изо всех генетических горизонтов почв. Геохимические пробы анализировались спектрально на 17 элементов и химически на иод и ртуть. Наряду сmonoэлементными ореолами изучались суммированные ореолы и распределения величин индикаторных отношений.

В табл. 39 приведены фоновые и минимально-аномальные содержания наиболее изученных элементов широкого рассеяния, иода, ртути и бора в породах и почвах различных участков Садено-Унальского рудного поля. Распределение всех изученных элементов в области фоновых значений подчиняется здесь логнормальному закону.

Фоновые содержания иода во всех породах ниже кларковых величин в 2,5—3 раза, что объясняется, видимо, с одной стороны, особенностями первичного рассеяния, а с другой, — тем, что в условиях поверхности происходит его перераспределение в ходе миграционного цикла. Фоновые содержания иода в песчано-глинистых сланцах и песчаниках в 2—3 раза выше, чем в изверженных породах, а в почвах в 2—3 раза выше, чем в коренных породах. В почвах, развитых на рыхлых отложениях, отмечается активная роль органического вещества в закреплении иода.

Фоновые содержания ртути и бора во всех породах Садено-Унальского рудного поля близки к их кларковым значениям.

**Садонское месторождение.** Месторождение располагается в центральной части Садонского рудного поля в зоне локального поперечного поднятия, осложняющего Садено-Унальскую антиклиналь. Рудное поле сложено в основном палеозойскими гранитами, среди которых можно видеть останцы древних кристаллических сланцев и гнейсов. Палеозойские граниты садонского типа перекрываются покровными альбитофирами и юрскими породами (сланцами, алевролитами, песчаниками). В основании эффузивов залегает базальный горизонт, сложенный кварцевыми конгломератами.

Месторождение локализуется в зоне Садонского разлома, имеющего северо-восточное простижение и соединяющего два крупных рудоподводящих разлома северо-западного простирания — Садено-Унальский и Северный (рис. 7). Садонский разлом имеет сложное строение, главными структурными элементами его являются Восточный взбросо-сдвиг и Западный сброс. По морфологии рудные тела представляют собой сложные и про-

Фоновые и минимально-аномальные содержания иода, ртути и бора  
в породах и почвах Садоно-Унальского рудного поля, %

Порода, горизонт почв	Фоновое содержание			Минимально-аномальное содержание, при $p=0,95$		
	I	Hg	B	I	Hg	B
Граниты Згидского месторождения	$1,6 \cdot 10^{-5}$	$1,0 \cdot 10^{-6}$	$2,0 \cdot 10^{-3}$	$5,0 \cdot 10^{-5}$	$2,5 \cdot 10^{-5}$	$5,0 \cdot 10^{-3}$
Горно-луговые почвы:						
гор. C	$2,2 \cdot 10^{-5}$	$6,0 \cdot 10^{-6}$	$1,0 \cdot 10^{-3}$	$4,5 \cdot 10^{-5}$	$1,5 \cdot 10^{-5}$	$3,0 \cdot 10^{-3}$
гор. B	$2,0 \cdot 10^{-5}$	$6,0 \cdot 10^{-6}$	$2,0 \cdot 10^{-3}$	$5,0 \cdot 10^{-5}$	$1,5 \cdot 10^{-5}$	$5,0 \cdot 10^{-3}$
гор. A <sub>1</sub>	$5,0 \cdot 10^{-5}$	$1,5 \cdot 10^{-6}$	$3,0 \cdot 10^{-3}$	$1,0 \cdot 10^{-4}$	$7,5 \cdot 10^{-6}$	$7,5 \cdot 10^{-3}$
Граниты Архено-Холстинского района.	$2,0 \cdot 10^{-5}$	$7,5 \cdot 10^{-6}$	$2,0 \cdot 10^{-3}$	$5,0 \cdot 10^{-5}$	$2,0 \cdot 10^{-5}$	$5,0 \cdot 10^{-3}$
Горно-луговые почвы:						
гор. C	$2,0 \cdot 10^{-5}$	$5,0 \cdot 10^{-6}$	$1,5 \cdot 10^{-3}$	$1,0 \cdot 10^{-4}$	$1,0 \cdot 10^{-5}$	$3,5 \cdot 10^{-3}$
гор. B	$3,0 \cdot 10^{-5}$	$1,0 \cdot 10^{-5}$	$2,0 \cdot 10^{-3}$	$1,0 \cdot 10^{-4}$	$2,0 \cdot 10^{-5}$	$5,0 \cdot 10^{-3}$
гор. A <sub>1</sub>	$5,0 \cdot 10^{-5}$	$3,0 \cdot 10^{-6}$	$2,0 \cdot 10^{-3}$	$1,0 \cdot 10^{-4}$	$6,0 \cdot 10^{-6}$	$8,0 \cdot 10^{-3}$
Граниты Садонского месторождения	$6,5 \cdot 10^{-5}$	$5,6 \cdot 10^{-6}$	$2,5 \cdot 10^{-4}$	$3,0 \cdot 10^{-4}$	$1,1 \cdot 10^{-5}$	$1,7 \cdot 10^{-3}$
Покровные альбитофирсы Згидского место-	$2,8 \cdot 10^{-5}$	$1,0 \cdot 10^{-5}$	$1,5 \cdot 10^{-3}$	$8,0 \cdot 10^{-5}$	$3,0 \cdot 10^{-5}$	$5,0 \cdot 10^{-3}$
рождения.						
Горно-луговые почвы:						
гор. C	$2,0 \cdot 10^{-5}$	$5,0 \cdot 10^{-6}$	$1,0 \cdot 10^{-3}$	$7,2 \cdot 10^{-5}$	$1,0 \cdot 10^{-5}$	$3,0 \cdot 10^{-3}$
гор. B	$5,0 \cdot 10^{-5}$	$1,0 \cdot 10^{-6}$	$2,0 \cdot 10^{-3}$	$8,5 \cdot 10^{-5}$	$3,0 \cdot 10^{-5}$	$5,0 \cdot 10^{-3}$
гор. A <sub>1</sub>	$3,0 \cdot 10^{-5}$	$3,0 \cdot 10^{-6}$	$3,0 \cdot 10^{-3}$	$8,5 \cdot 10^{-5}$	$6,0 \cdot 10^{-6}$	$7,5 \cdot 10^{-3}$
Покровные альбитрофирсы Архено-Холстин- ского района.	$3,0 \cdot 10^{-5}$	$1,0 \cdot 10^{-5}$	$2,5 \cdot 10^{-3}$	$6,5 \cdot 10^{-5}$	$3,0 \cdot 10^{-5}$	$6,0 \cdot 10^{-3}$
Горно-луговые почвы:						
гор. C	$2,5 \cdot 10^{-5}$	$5,0 \cdot 10^{-6}$	$1,5 \cdot 10^{-3}$	$5,0 \cdot 10^{-5}$	$1,0 \cdot 10^{-5}$	$3,5 \cdot 10^{-3}$
гор. B	$3,0 \cdot 10^{-5}$	$1,0 \cdot 10^{-5}$	$2,5 \cdot 10^{-3}$	$7,5 \cdot 10^{-5}$	$3,0 \cdot 10^{-5}$	$6,0 \cdot 10^{-3}$
гор. A <sub>1</sub>	$5,0 \cdot 10^{-5}$	$2,5 \cdot 10^{-6}$	$3,0 \cdot 10^{-3}$	$1,2 \cdot 10^{-4}$	$6,0 \cdot 10^{-6}$	$1,0 \cdot 10^{-2}$

Зак. 98

Покровные альбитофирсы участка Джими. Горно-луговые почвы:	$2,5 \cdot 10^{-5}$	$2,0 \cdot 10^{-6}$	$9,0 \cdot 10^{-4}$	$5,0 \cdot 10^{-5}$	$5,0 \cdot 10^{-6}$	$5,0 \cdot 10^{-3}$
гор. C	$1,0 \cdot 10^{-5}$	$1,0 \cdot 10^{-6}$	$1,0 \cdot 10^{-3}$	$3,0 \cdot 10^{-5}$	$2,5 \cdot 10^{-6}$	$5,0 \cdot 10^{-3}$
гор. B	$2,0 \cdot 10^{-5}$	$2,5 \cdot 10^{-6}$	$3,0 \cdot 10^{-3}$	$5,0 \cdot 10^{-5}$	$5,0 \cdot 10^{-6}$	$7,5 \cdot 10^{-3}$
гор. A <sub>1</sub>	$2,5 \cdot 10^{-5}$	$4,0 \cdot 10^{-6}$	$3,0 \cdot 10^{-3}$	$5,0 \cdot 10^{-5}$	$8,5 \cdot 10^{-6}$	$7,5 \cdot 10^{-3}$
Песчано-глинистые сланцы Згидского место- рождения.	$1,0 \cdot 10^{-4}$	$2,0 \cdot 10^{-5}$	$4,0 \cdot 10^{-3}$	$2,5 \cdot 10^{-4}$	$4,5 \cdot 10^{-5}$	$1,2 \cdot 10^{-2}$
Горно-луговые почвы:						
гор. C	$8,0 \cdot 10^{-5}$	$7,5 \cdot 10^{-6}$	$4,0 \cdot 10^{-3}$	$1,8 \cdot 10^{-4}$	$1,8 \cdot 10^{-5}$	$1,2 \cdot 10^{-2}$
гор. B	$1,0 \cdot 10^{-4}$	$1,5 \cdot 10^{-5}$	$6,0 \cdot 10^{-3}$	$2,5 \cdot 10^{-4}$	$3,5 \cdot 10^{-5}$	$1,8 \cdot 10^{-2}$
гор. A <sub>1</sub>	$3,0 \cdot 10^{-4}$	$5,0 \cdot 10^{-6}$	$7,5 \cdot 10^{-3}$	$7,0 \cdot 10^{-4}$	$1,5 \cdot 10^{-5}$	$2,0 \cdot 10^{-2}$
Песчано-глинистые сланцы Архено-Холстин- ского района.	$1,0 \cdot 10^{-4}$	$3,0 \cdot 10^{-5}$	$8,0 \cdot 10^{-3}$	$2,5 \cdot 10^{-4}$	$5,5 \cdot 10^{-5}$	$1,6 \cdot 10^{-2}$
Горно-луговые почвы:						
гор. C	$5,0 \cdot 10^{-5}$	$5,0 \cdot 10^{-6}$	$7,5 \cdot 10^{-3}$	$1,5 \cdot 10^{-4}$	$1,5 \cdot 10^{-5}$	$1,8 \cdot 10^{-2}$
гор. B	$1,0 \cdot 10^{-4}$	$1,0 \cdot 10^{-5}$	$1,0 \cdot 10^{-2}$	$2,5 \cdot 10^{-4}$	$3,0 \cdot 10^{-5}$	$2,5 \cdot 10^{-2}$
гор. A <sub>1</sub>	$1,0 \cdot 10^{-4}$	$3,0 \cdot 10^{-6}$	$1,0 \cdot 10^{-2}$	$2,5 \cdot 10^{-4}$	$7,5 \cdot 10^{-6}$	$2,5 \cdot 10^{-2}$
Песчано-глинистые сланцы участка Джими. Горно-луговые почвы:	$7,5 \cdot 10^{-5}$	$3,0 \cdot 10^{-6}$	$1,0 \cdot 10^{-3}$	$1,5 \cdot 10^{-4}$	$5,0 \cdot 10^{-6}$	$3,2 \cdot 10^{-3}$
гор. C	$7,5 \cdot 10^{-5}$	$1,0 \cdot 10^{-6}$	$1,0 \cdot 10^{-3}$	$1,6 \cdot 10^{-4}$	$3,0 \cdot 10^{-6}$	$3,2 \cdot 10^{-3}$
гор. B	$7,5 \cdot 10^{-5}$	$3,0 \cdot 10^{-6}$	$1,5 \cdot 10^{-3}$	$1,6 \cdot 10^{-4}$	$5,0 \cdot 10^{-6}$	$5,0 \cdot 10^{-3}$
гор. A <sub>1</sub>	$9,0 \cdot 10^{-5}$	$4,0 \cdot 10^{-6}$	$2,5 \cdot 10^{-3}$	$1,9 \cdot 10^{-4}$	$7,5 \cdot 10^{-6}$	$5,5 \cdot 10^{-3}$
Песчано-глинистые сланцы Ханикомского месторождения	$3,6 \cdot 10^{-5}$	$6,0 \cdot 10^{-6}$	—	$1,8 \cdot 10^{-4}$	$2,4 \cdot 10^{-5}$	—

Порода, горизонт почв	Фоновое содержание			Минимально-аномальное содержание, при $p=0,95$		
	I	Hg	B	I	Hg	B
Глинистые сланцы Садонского месторождения	$6,0 \cdot 10^{-5}$	$8,0 \cdot 10^{-6}$	$1,1 \cdot 10^{-3}$	$7,0 \cdot 10^{-4}$	$7,2 \cdot 10^{-5}$	$1,2 \cdot 10^{-2}$
Глинистые сланцы Левобережного месторождения	$1,0 \cdot 10^{-5}$	$1,1 \cdot 10^{-5}$	—	$1,6 \cdot 10^{-4}$	$2,2 \cdot 10^{-5}$	
Песчаники Архено-Холстинского района. Горно-луговые почвы: гор. С гор. В гор. A <sub>1</sub>	$2,0 \cdot 10^{-5}$ $1,0 \cdot 10^{-5}$ $2,0 \cdot 10^{-5}$ $3,0 \cdot 10^{-5}$	$3,0 \cdot 10^{-6}$ $5,0 \cdot 10^{-6}$ $5,0 \cdot 10^{-6}$ $3,0 \cdot 10^{-6}$	$2,0 \cdot 10^{-3}$ $1,0 \cdot 10^{-3}$ $2,0 \cdot 10^{-3}$ $4,0 \cdot 10^{-3}$	$5,0 \cdot 10^{-5}$ $3,0 \cdot 10^{-5}$ $5,0 \cdot 10^{-5}$ $1,0 \cdot 10^{-4}$	$8,5 \cdot 10^{-6}$ $1,0 \cdot 10^{-5}$ $1,5 \cdot 10^{-5}$ $6,0 \cdot 10^{-6}$	$5,0 \cdot 10^{-3}$ $3,0 \cdot 10^{-3}$ $5,0 \cdot 10^{-3}$ $8,0 \cdot 10^{-3}$
Песчаники участка Джими. Горно-луговые почвы: гор. С гор. В гор. A <sub>1</sub>	$5,0 \cdot 10^{-5}$ $5,0 \cdot 10^{-5}$ $7,5 \cdot 10^{-5}$ $7,5 \cdot 10^{-5}$	$5,0 \cdot 10^{-6}$ $3,0 \cdot 10^{-6}$ $5,0 \cdot 10^{-6}$ $4,5 \cdot 10^{-6}$	$3,0 \cdot 10^{-3}$ $2,5 \cdot 10^{-3}$ $3,0 \cdot 10^{-3}$ $4,0 \cdot 10^{-3}$	$1,2 \cdot 10^{-4}$ $1,2 \cdot 10^{-4}$ $1,7 \cdot 10^{-4}$ $1,7 \cdot 10^{-4}$	$1,0 \cdot 10^{-5}$ $7,5 \cdot 10^{-6}$ $1,0 \cdot 10^{-5}$ $8,0 \cdot 10^{-6}$	$6,0 \cdot 10^{-3}$ $5,0 \cdot 10^{-3}$ $6,0 \cdot 10^{-3}$ $8,0 \cdot 10^{-3}$

Песчаники Садонского месторождения	$3,0 \cdot 10^{-5}$	$5,3 \cdot 10^{-6}$	—	$1,5 \cdot 10^{-3}$	$1,9 \cdot 10^{-5}$	—
Алевролиты и алевропесчаники Левобережного месторождения	$1,5 \cdot 10^{-5}$	$8,0 \cdot 10^{-6}$	—	$1,6 \cdot 10^{-4}$	$1,8 \cdot 10^{-5}$	—
Метаморфические сланцы Архено-Холстинского района. Горно-луговые почвы: гор. С гор. В гор. A <sub>1</sub>	$2,5 \cdot 10^{-5}$ $2,0 \cdot 10^{-5}$ $3,0 \cdot 10^{-5}$ $3,0 \cdot 10^{-5}$	$7,0 \cdot 10^{-6}$ $5,0 \cdot 10^{-6}$ $7,0 \cdot 10^{-6}$ $1,5 \cdot 10^{-6}$	$3,0 \cdot 10^{-3}$ $1,5 \cdot 10^{-3}$ $3,0 \cdot 10^{-3}$ $3,0 \cdot 10^{-3}$	$7,5 \cdot 10^{-5}$ $5,0 \cdot 10^{-5}$ $7,5 \cdot 10^{-5}$ $7,5 \cdot 10^{-5}$	$1,8 \cdot 10^{-5}$ $1,5 \cdot 10^{-5}$ $1,8 \cdot 10^{-5}$ $7,5 \cdot 10^{-6}$	$1,0 \cdot 10^{-2}$ $5,0 \cdot 10^{-3}$ $1,0 \cdot 10^{-2}$ $1,0 \cdot 10^{-2}$
Метаморфические сланцы участка Джими. Горно-луговые почвы: гор. С гор. В гор. A <sub>1</sub>	$3,0 \cdot 10^{-5}$ $3,0 \cdot 10^{-5}$ $5,0 \cdot 10^{-5}$ $5,0 \cdot 10^{-5}$	$3,0 \cdot 10^{-6}$ $1,5 \cdot 10^{-6}$ $3,0 \cdot 10^{-6}$ $4,5 \cdot 10^{-6}$	$3,0 \cdot 10^{-3}$ $3,0 \cdot 10^{-3}$ $1,2 \cdot 10^{-4}$ $3,0 \cdot 10^{-3}$	$7,5 \cdot 10^{-5}$ $7,5 \cdot 10^{-5}$ $5,0 \cdot 10^{-6}$ $1,2 \cdot 10^{-4}$	$7,5 \cdot 10^{-6}$ $3,0 \cdot 10^{-6}$ $7,5 \cdot 10^{-6}$ $9,0 \cdot 10^{-6}$	$7,5 \cdot 10^{-3}$ $7,5 \cdot 10^{-3}$ $7,5 \cdot 10^{-3}$ $7,5 \cdot 10^{-3}$

стые жилы и зоны субпараллельных прожилков, реже отмечаются гнездообразные скопления массивных руд. Основная масса оруденения концентрируется в гранитах, в меньшей мере в базальных конгломератах и вулканогенных породах. Руды по составу подразделяются на существенно галенит-сфалеритовые и пирротин-галенит-сфалеритовые. По вертикали общий мине-

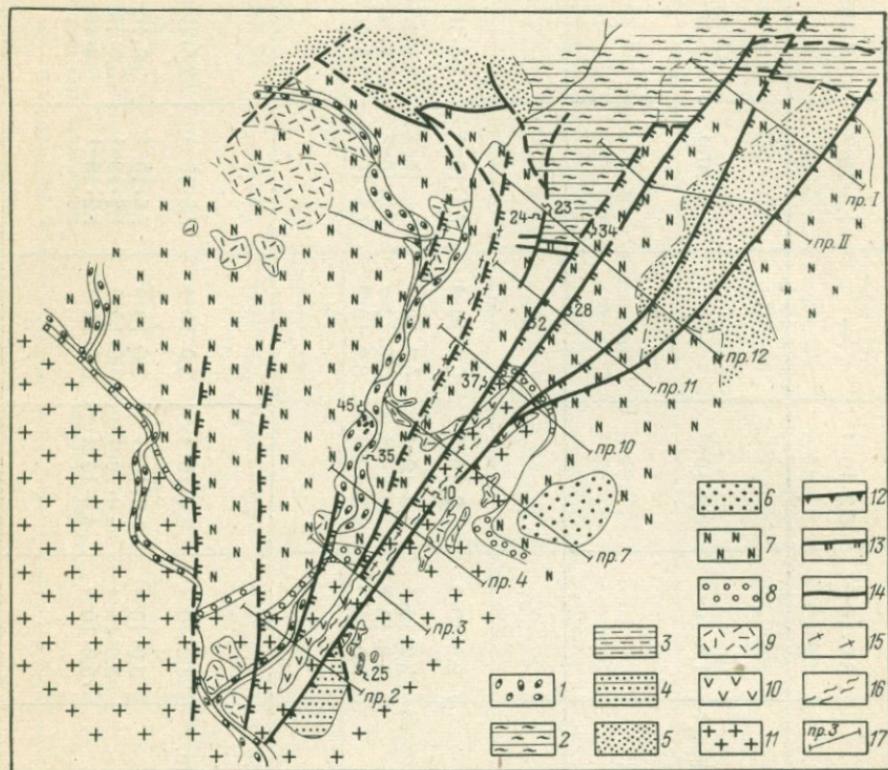


Рис. 7. Геологическая карта Садонского месторождения

1 — аллювиальные отложения; 2 — верхнеоарские — нижнеааленские отложения, песчано-глинистые сланцы с прослойми алевролитов и песчаников; 3 — нижнеоарские отложения, песчано-глинистые сланцы; 4 — верхнедомерские — нижнесреднеоарские отложения, песчаники, глинистые сланцы; 5 — верхнедомерские отложения, массивные песчаники с прослойями аргиллитов; 6 — домерские отложения, песчаники, алевролиты; 7 — нижний лейас, вулканогенная толща; 8 — нижний лейас, базальный горизонт, преимущественно конгломераты; 9 — жильные альбитофиры; 10 — интрузивные порфиры; 11 — среднепалеозойские гранитоиды; 12 — восточный шов Главного Садонского разлома; 13 — западные швы Главного Садонского разлома; 14 — прочие разрывные нарушения; 15 — зоны дробления пород; 16 — гидротермально-измененные породы; 17 — геохимический профиль и его номер

ральный состав руд остается относительно постоянным, меняются только количественные соотношения минералов внутри парагенетических ассоциаций. Месторождение относится к среднетемпературному гидротермальному типу, сформировано в несколько стадий в условиях средних давлений. Различными ис-

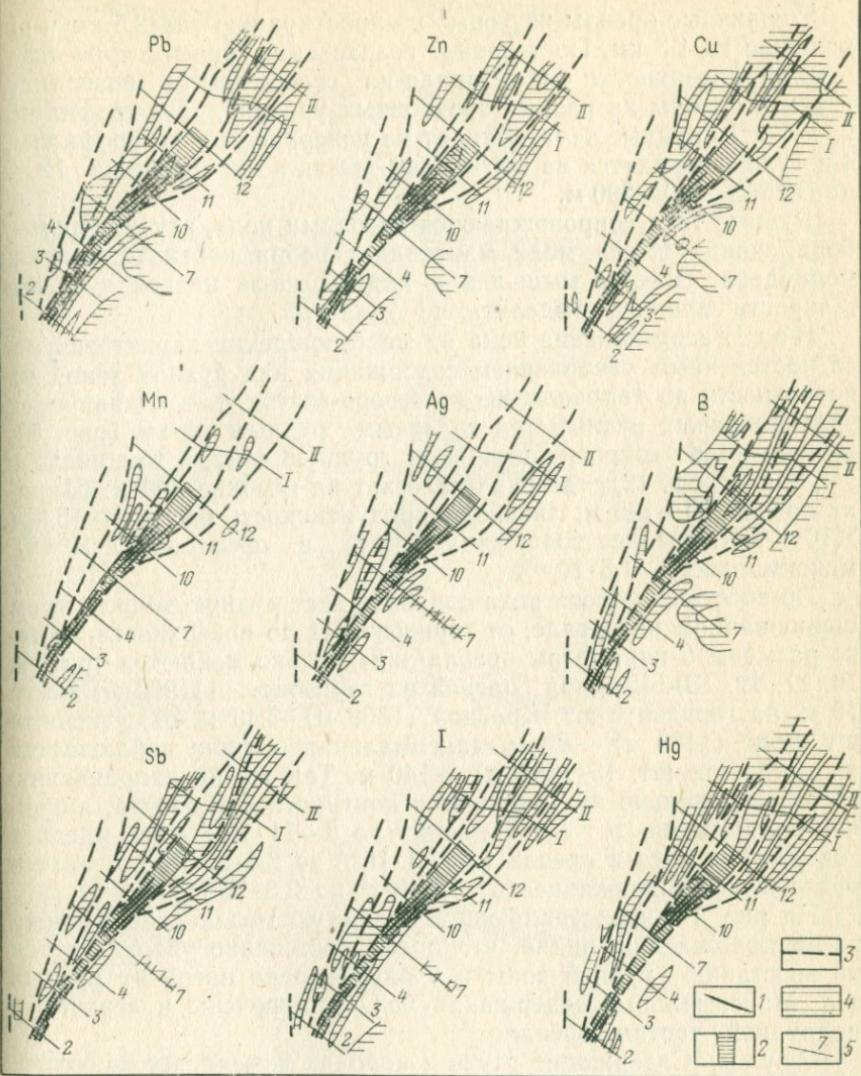


Рис. 8. Эндогенные ореолы на поверхности Садонского месторождения  
 1 — выходы рудных тел на поверхность; 2 — рудная зона; 3 — тектонические нарушения;  
 4 — содержания элементов, превышающие минимально-аномальные значения, %:  
 $Pb > 0,002$ ;  $Zn > 0,01$ ;  $Cu > 0,003$ ;  $Mn > 0,05$ ;  $Ag > 0,0002$ ;  $B > 0,002$ ;  $Sb > 0,003$ ;  $I > 2,4 \cdot 10^{-6}$ ;  
 $Hg > 1 \cdot 10^{-5}$ ; 5 — геохимический профиль и его номер

следователями на месторождении выделяется от 5 до 14 стадий минерализации.

Первичные ореолы изучены по простиранию на 2,5 км и по падению на 1,3 км. Постепенное возрастание гипсометрических отметок поверхности с юго-запада на северо-восток позволило изучить ореолы на разных эрозионных уровнях. По профилям, 2, 3, 7 и 10 рудные тела выходят на поверхность, по профилям, 4 и 11 они находятся на глубине 40—60 м, а по профилю 12 — на глубине 100—200 м.

Рудные тела сопровождаются ореолами иода, ртути, сурьмы, бора, свинца, цинка, меди, марганца, серебра, кобальта, никеля, молибдена. Ореолы мышьяка и кадмия из-за низкой чувствительности анализа выделить не удалось.

Иод. Распределение иода на месторождении характеризуется постепенным увеличением содержания над рудной зоной на поверхности по направлению на северо-восток, т. е. от наиболее эродированных рудных тел к слепым рудным телам (рис. 8). Ореол иода сопровождает всю рудную зону, в том числе и участок (проф. 12), где руда залегает на глубине 200 м. Ширина ореола 50—100 м, линейная продуктивность  $6,9 \cdot 10^{-5}$ — $15,0 \times 10^{-5}$  м%, среднее содержание иода в ореоле —  $2,7 \cdot 10^{-6}\%$ , максимальное —  $1,6 \cdot 10^{-5}\%$ .

По восстанию ореол иода сопровождает рудную зону на всем опробованном интервале, от горизонта 11 до поверхности, однако размеры и параметры ореола значительно меняются (рис. 9, 10, 11, 12, 13). Ширина ореола на горизонте 11(900 м) всего 10 м, на горизонте шт. Красной (1300 м) — 40 м, на горизонте шт. 5 бис (1480 м) — 80 м, максимальная ширина наблюдается на горизонте шт. 15(1680 м) — 140 м. Так же по направлению вверх значительно увеличиваются контрастность ореола, линейная продуктивность (от  $2—4 \cdot 10^{-5}$  до  $9—11 \cdot 10^{-5}$  м%), среднее содержание иода в ореоле (от  $1,1 \cdot 10^{-6}$  до  $2,8 \cdot 10^{-6}\%$ ) и максимальное его содержание (от  $1,6 \cdot 10^{-6}$  до  $3,3 \cdot 10^{-6}\%$ ).

На рис. 14, представляющем объемную модель ореола иода на месторождении, видно, что ореол постепенно увеличивается по восстанию рудной зоны и уходит далеко вверх от рудных тел. Максимальные содержания иода приурочены к верхней и надрудной частям ореола.

Ртуть. Содержание ртути в породах изменяется на месторождении в незначительных пределах — от  $2 \cdot 10^{-6}$  до  $1,6 \cdot 10^{-5}\%$ . Максимальные содержания ртути, так же как и иода, приурочены к северо-восточному наименее эродированному флангу месторождения (см. рис. 8). На рис. 9—13 видно, что ореол ртути развит преимущественно в верхней части месторождения и уходит вверх от рудных тел более чем на 300 м. Ниже горизонта шт. Красной (1300 м) ореол ртути не наблюдался, в интервале шт. Красная — шт. 15 он незначительный, слабоконтрастный. В нижней части ореол ртути имеет сложную форму, состоит из

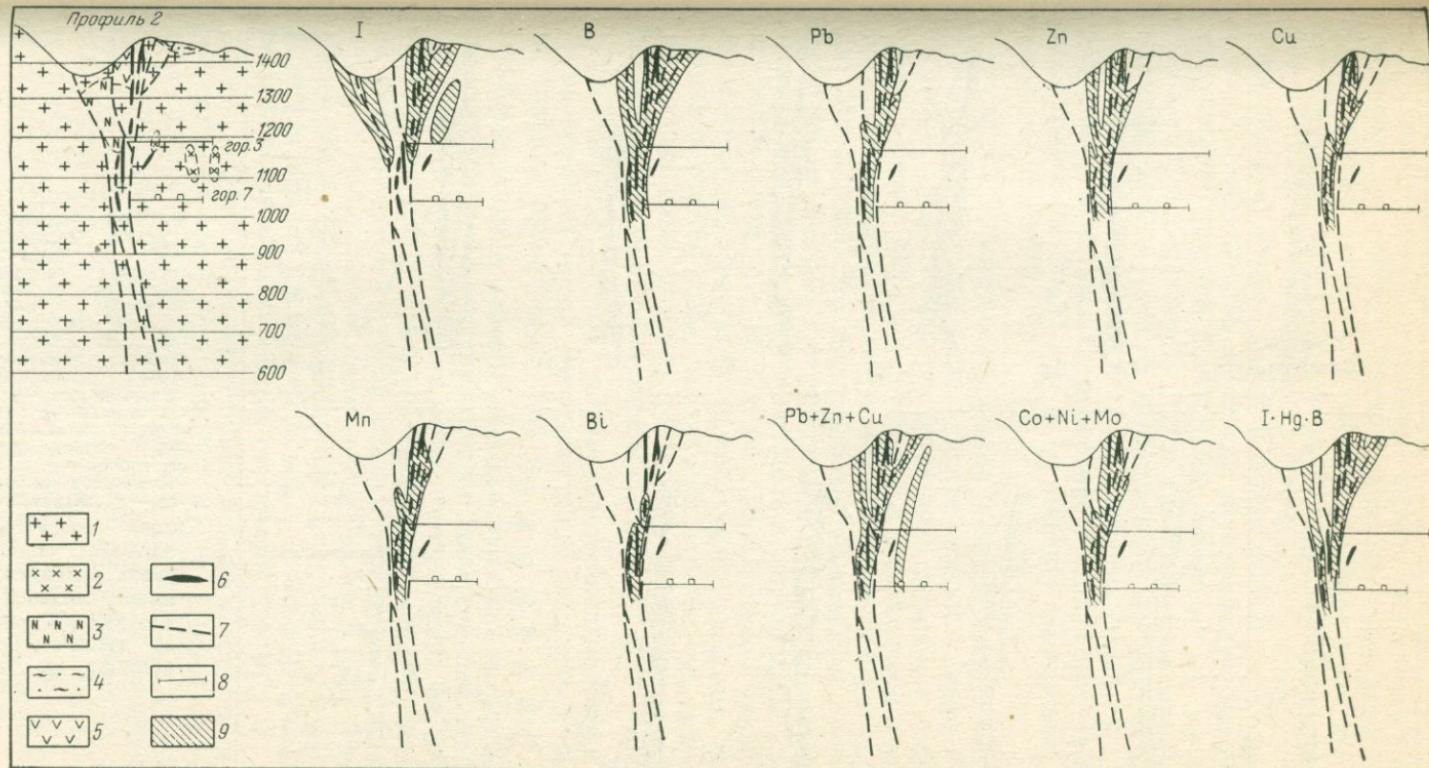
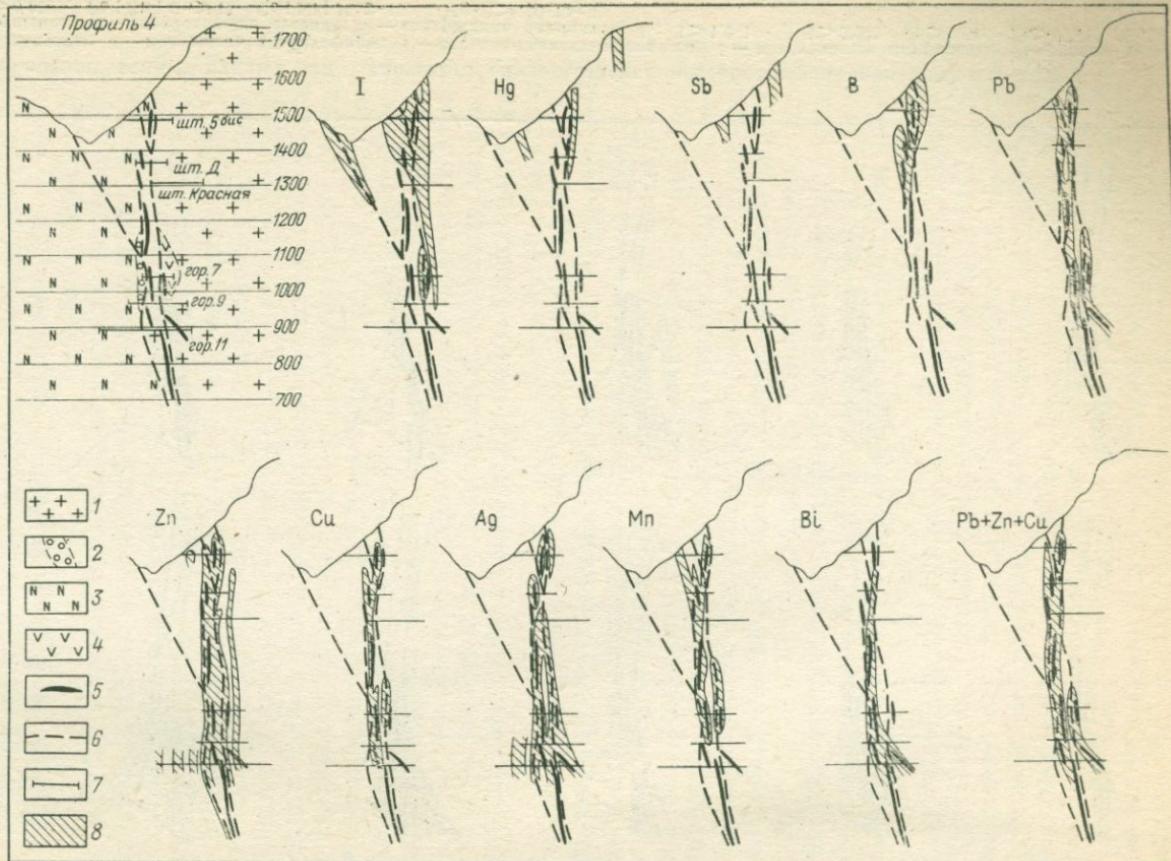


Рис. 9. Эндогенные ореолы вокруг рудных тел Садонского месторождения в наиболее эродированной его части  
 1 — граниты; 2 — гранодиориты; 3 — покровные альбитафиры; 4 — песчано-глинистые сланцы; 5 — интрузивные порфириты; 6 — рудные тела;  
 7 — тектонические нарушения; 8 — опробованные сечения; 9 — содержание элементов, %: I > 1,0 · 10⁻⁶; B > 0,008; Pb > 0,01; Zn > 0,015; Cu > 0,006; Mn > 0,1; Bi > 0,0001; Pb+Zn+Cu > 15; Co+Ni+Mo > 10; I · Hg · B > 100 · 10⁻¹⁶

Рис. 10. Эндогенные ореолы вокруг рудных тел Садонского месторождения в значительно эродированной его части

1 — граниты; 2 — базальные конгломераты; 3 — покровные альбитофиры; 4 — интрузивные порфириты; 5 — рудные тела; 6 — тектонические нарушения; 7 — опробованные сечения; 8 — содержания элементов, %: I > 1,0 × 10<sup>-6</sup>; Hg > 1,0 × 10<sup>-6</sup>; Sb > 0,003; B > 0,008; Pb > 0,01; Zn > 0,015; Cu > 0,006; Ag > 0,0002; Mn > 0,1; Bi > 0,0001; Pb+Zn+Cu > 15



двух (выше — трех) аномальных пиков, разделенных фоновыми участками; в верхней части ореола обычной формы с пиком, приуроченным к центру рудной зоны. Максимальные содержания ртути наблюдаются в верхней части ореола. Ртуть фиксирует ореолом не отдельные рудные тела, а образует общий ореол над всей рудной зоной. Ширина ореола ртути на горизонте шт. Д составляет 60 м (между двумя пиками, включая фоновый участок; ширина аномальных пиков 10 м), на горизонте шт. 15—100 м, на поверхности по профилю с отметкой над рудной зоной 2100 м—140 м. Коэффициент контрастности в нижней части ореола равен 2—3, в верхней — более 5. Линейная продуктивность ореола на поверхности  $22 - 71 \cdot 10^{-5}$  м %, в горных выработках  $3 - 50 \cdot 10^{-5}$  м %. Среднее содержание ртути в ореоле  $4 - 8 \cdot 10^{-6}$  %.

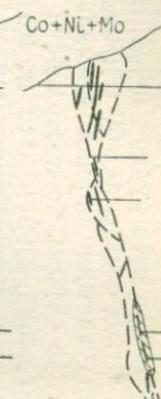
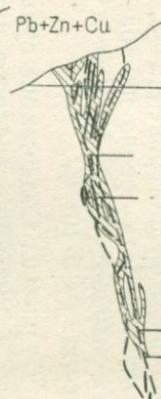
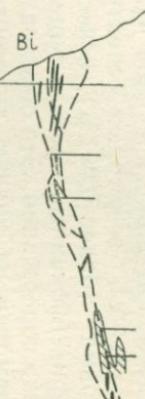
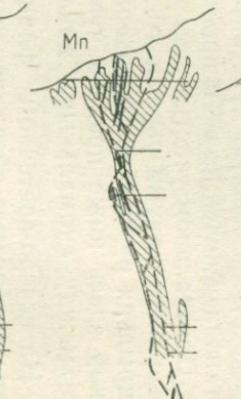
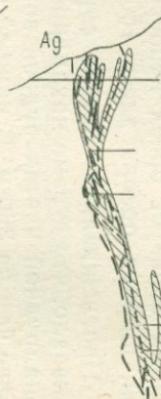
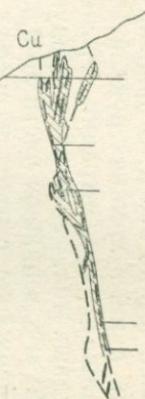
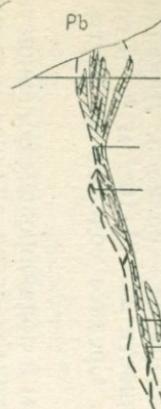
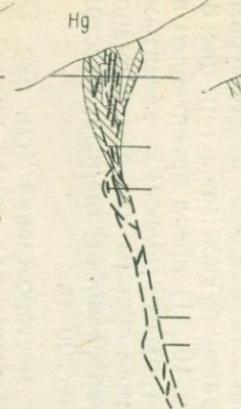
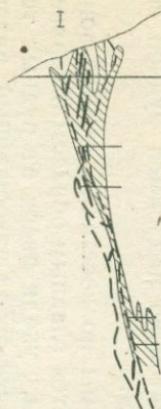
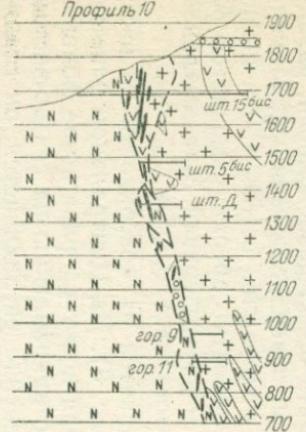
**Сурьма.** Содержание сурьмы в подавляющем большинстве проб лежит ниже пределов чувствительности анализа, поэтому все пробы, в которых спектральным анализом обнаружена сурьма (более 0,001 %), отнесены в разряд аномальных. Все зафиксированные ореолы сурьмы наблюдаются на фоне «нулевых» содержаний. Это обусловливает их высокую контрастность. Несмотря на низкую чувствительность анализа, ореол сурьмы установлен почти на всем простирации рудной зоны (см. рис. 8). На Центральном участке (см. рис. 10, 11) ореол представлен на поверхности двумя узкими 10-метровыми полосами, развитыми в крыльях рудной зоны; содержание сурьмы над самой рудной зоной здесь ниже предела чувствительности анализа; расстояние между аномальными пиками 100 м.

На северо-восточном фланге месторождения (см. рис. 13) сурьма образует ореол непосредственно над самой рудной зоной, ширина ореола здесь 150 м.

Прослеживание ореола сурьмы по восстанию рудной зоны показало, что сурьма накапливается главным образом в верхней и надрудной частях рудной зоны, уходя вверх от рудных тел более чем на 300 м. В нижней части ореол разобщенный, развитый лишь в крыльях рудной зоны, в верхней — единый. Максимальные концентрации сурьмы отмечаются в 100—150 м выше рудных тел. Линейная продуктивность ореола изменяется от 0,01 м % в нижней части до 0,35 м % — в верхней. Максимальное содержание сурьмы в ореоле составляет 0,003 %.

**Бор.** Ореол бора прослеживается на поверхности на всем простирации рудной зоны (см. рис. 8). На Центральном участке ореол слабый, с содержанием бора всего в 2 раза выше фонового значения (профиля 2, 3, 4). По направлению на северо-восток содержание бора в ореоле постепенно увеличивается, он становится более широким и контрастным. Над рудой, залегающей на глубине 100 м, ореол бора имеет ширину 300 м, а коэффициент контрастности равен 25 (см. рис. 13). По размерам ореол

Профиль 10



бора превосходил ореолы других изученных на месторождении элементов.

На самых нижних горизонтах месторождения ореол бора не установлен, он фиксируется лишь вверх от горизонта 7, заметно увеличивая размеры и параметры по восстанию. Максимальные содержания бора (0,006—0,007%) в ореоле наблюдаются в верхней части рудной зоны и главным образом в надрудной зоне. Величина линейной продуктивности ореола меняется от 0,1—0,2 м% в нижней части до 0,7 м% — в верхней. Среднее содержание бора в ореоле 0,001—0,006%.

Приведенный материал показывает, что иод, ртуть, сурьма и бор образуют типичные надрудные ореолы, обладающие значительными размерами и контрастностью и позволяющие обнаруживать глубокозалегающие, близповерхностные и слабоэродированные рудные тела. Установленная величина простирации ореолов иода, ртути, сурьмы и бора вверх от рудных тел составляет 300 м.

Свинец. Рудная зона сопровождается ореолом свинца, значительно меняющими свои параметры по простиранию зоны (см. рис. 8). Там, где рудные тела выходят на поверхность, отмечается контрастный ореол свинца шириной от 25 до 100 м. Коэффициент контрастности ореола в этой его части от 10 до 110, линейная продуктивность 0,1—0,5 м%, среднее содержание свинца в ореоле 0,005—0,03%. Над рудными телами, залегающими на глубине 40—60 м, ореол свинца узкий (10—15 м), с содержанием 0,001%, слабоконтрастный ( $K_k=3$ ), величина линейной продуктивности составляет всего 0,02 м%. Над рудными телами, расположенными в 100—200 м от поверхности, содержание свинца незначительно меняется в пределах фоновых значений (рис. 15).

Опробование горных выработок показало, что ореолы свинца непосредственно прилегают к рудным телам, реже ореол свинца фиксирует рудную зону целиком (см. рис. 9—13). Контрастность ореола высокая (5—10), величина линейной продуктивности меняется по различным горизонтам и разрезам от 0,02 до 0,5 м%, среднее содержание свинца в ореоле 0,003—0,05%, ширина ореола обычно не более 20 м.

С выклиниванием рудного тела исчезает и ореол свинца, т. е. искать слепые рудные тела по ореолам свинца практически нельзя.

Цинк. Ореол цинка отмечается на поверхности над рудной зоной по всем профилям, где руда выходит на поверхность или

Рис. 11. Эндогенные ореолы Садонского месторождения с близповерхностным залеганием рудных тел

1 — граниты; 2 — базальные конгломераты; 3 — покровные альбитофирмы; 4 — интрузивные морфириты; 5 — рудные тела; 6 — тектонические нарушения; 7 — опробованные сечения; 8 — содержания элементов (см. рис. 9 и 10)

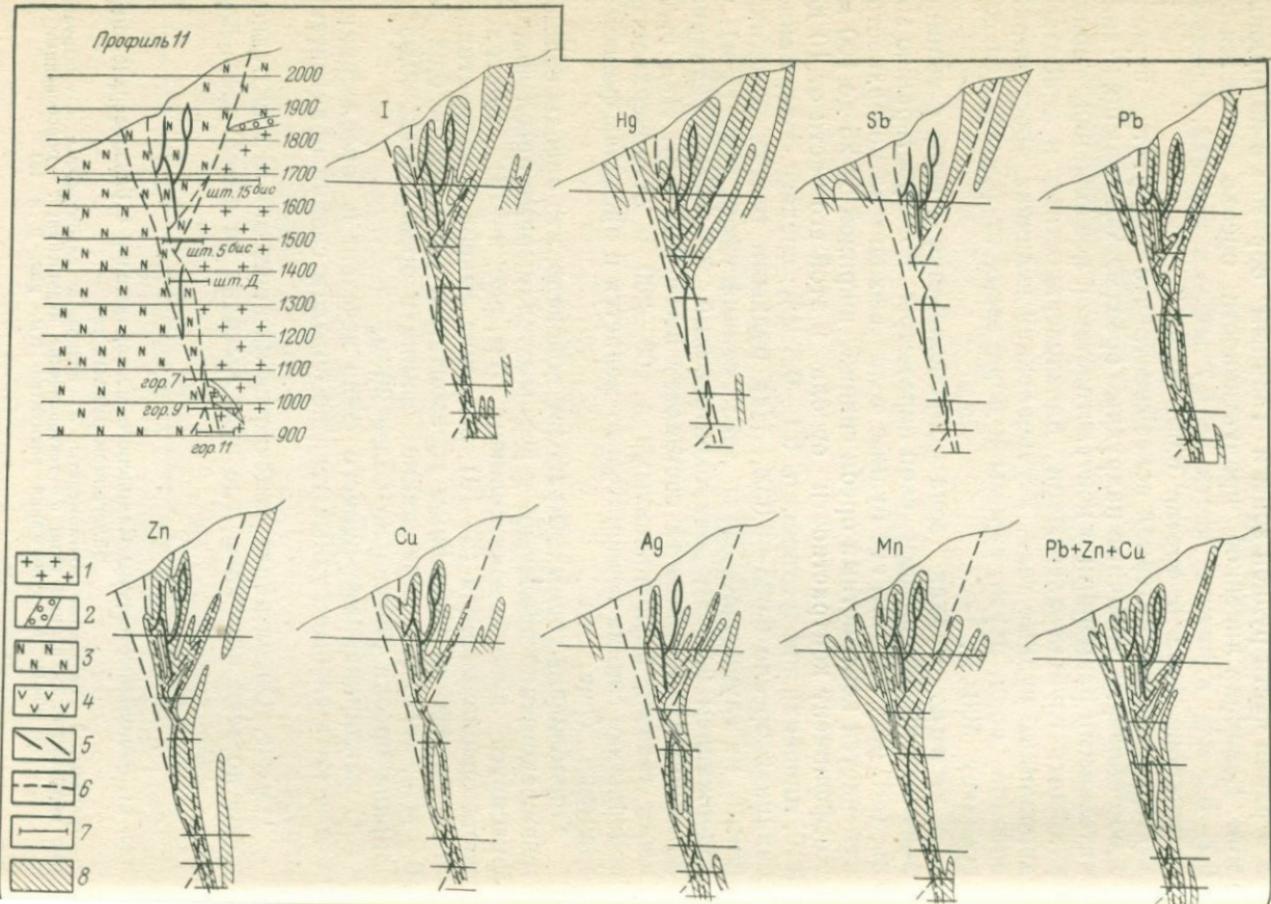


Рис. 12. Эндоценные ореолы Садонского месторождения со слепым залеганием рудных тел (40—60 м). Условно обозначения

имеет близповерхностное залегание (см. рис. 8). На рис. 16, 17 видно, что в случае, когда рудные тела выходят на поверхность, они фиксируются широким контрастным ореолом цинка. На рис. 15 представлен случай слепого залегания рудных тел, ореол цинка слабоконтрастный с содержанием ниже порогового аномального значения. Ореол цинка обычно более широкий, чем ореол свинца, но менее контрастный. Ширина ореола цинка от 30 до 130 м, коэффициент контрастности 30—60, линейная продуктивность на поверхности 0,6—6,0 м %, среднее содержание цинка в ореоле 0,006—0,02 %.

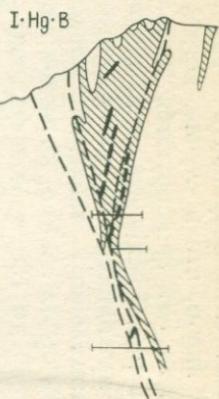
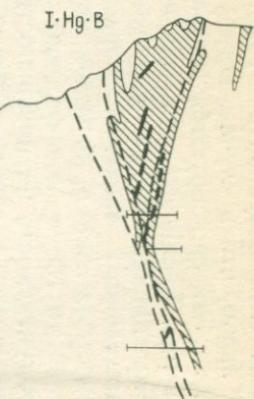
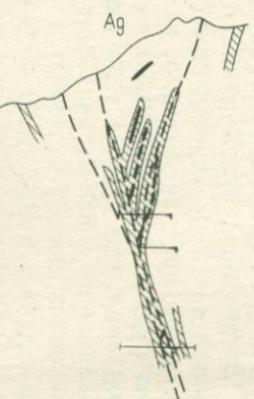
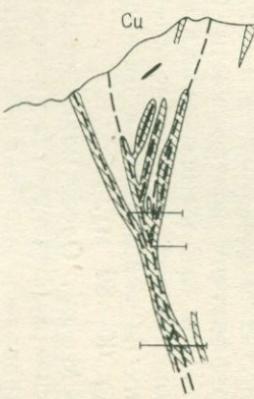
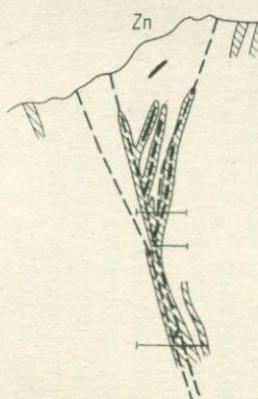
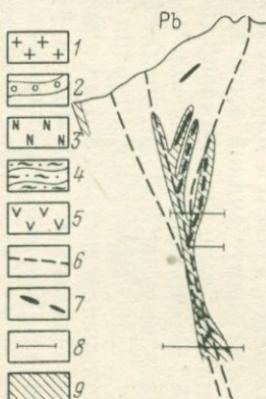
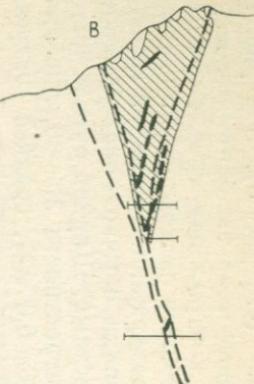
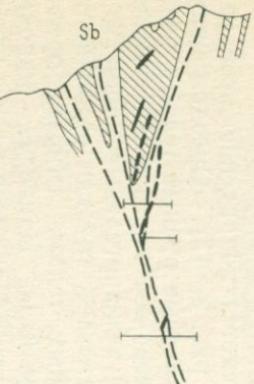
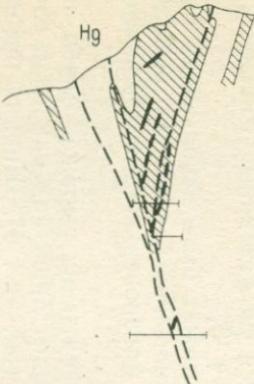
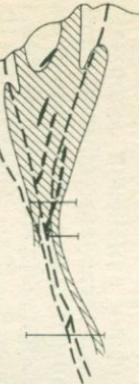
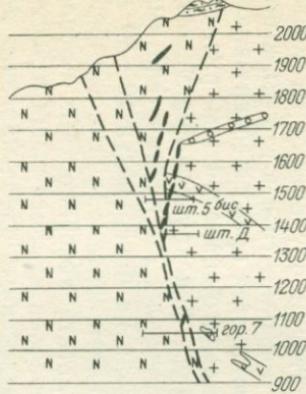
Эндогенный ореол цинка отмечается по падению всей изученной части месторождения (см. рис. 9—13). Ореолом цинка фиксируются, как правило, не отдельные рудные тела, а целиком рудная зона, и только на северо-восточном фланге месторождения, где рудные тела имеют незначительные мощность и содержания, ореолы начинают ветвиться, так как ореол цинка приурочен непосредственно к рудным телам. Ширина ореола по падению меняется от 20 до 60—80 м. Наиболее широкий ореол отмечается в нижних горизонтах. Параметры его с глубиной также непостоянны и меняются на различных горизонтах. Коэффициент контрастности более 5.

Цинк как элемент-индикатор может быть использован при геохимических поисках полиметаллических рудных тел, выходящих на поверхность и имеющих близповерхностное залегание (до 60—80 м).

Медь. Ореол меди на месторождении выражен слабо, по существу фиксируется на поверхности лишь над наиболее эродированной юго-западной частью (см. рис. 8). Ширина ореола 15—70 м, средний коэффициент контрастности 3,5; линейная продуктивность 0,01—0,05 м %. Графики изменения содержания меди по профилям (см. рис. 16) представлены обычно слабо-контрастными пиками с содержанием ниже минимально-аномального значения. Ореол меди сопровождает рудные тела на всех изученных горизонтах (см. рис. 9—13). Он узкий (10—30 м), приурочен непосредственно к рудным телам; коэффициент контрастности более 5. Среднее содержание меди в ореоле 0,002—0,007 %.

Марганец. Хорошим индикатором оруденения на месторождении является марганец. На поверхности и в горных выработках вокруг рудной зоны регистрируется ореол с содержанием марганца выше минимально аномального значения (см. рис. 8—12). На поверхности ореол марганца фиксируется практически над всей рудной зоной, исключая профили, где рудные тела имеют слепое залегание. Ширина ореола на поверхности 10—30 м. Небольшая ширина его на поверхности связана, видимо, с перераспределением марганца в результате поверхностных процессов, так как ширина эндогенных ореолов значительно выше и достигает 80 м. Наибольших размеров эндогенный ореол марганца до-

Профиль 12



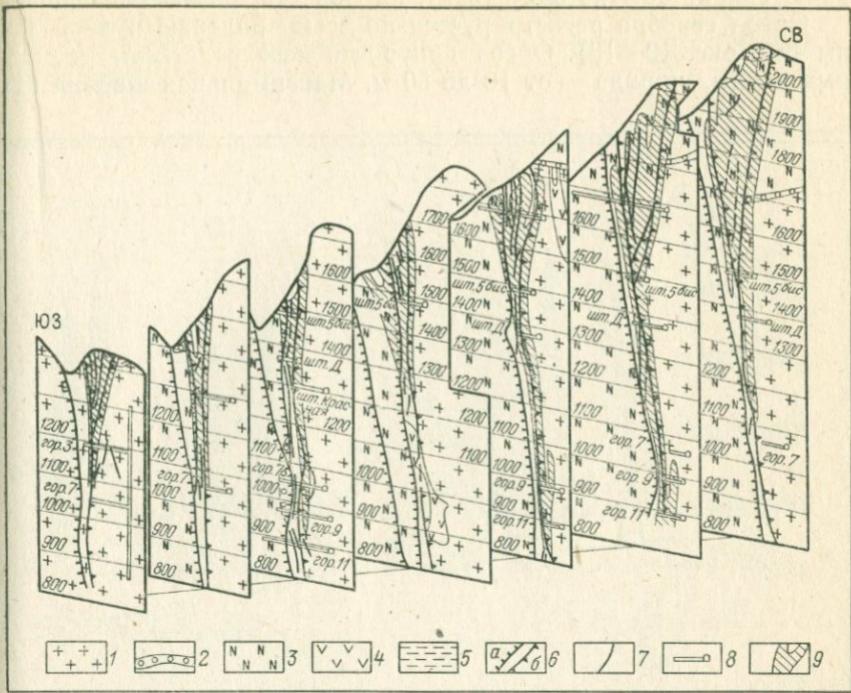


Рис. 14. Развитие ореола подвижного иода по восстанию Садонской жилы  
 1 — граниты; 2 — базальные конгломераты; 3 — покровные альбитафиры; 4 — интрузивные порфириты; 5 — песчано-глинистые сланцы; 6 — рудоконтролирующие нарушения (а — сбросы; б — вбросы); 7 — рудные тела; 8 — опробованные горные выработки; 9 — содержание иода  $> 1,0 \cdot 10^{-6} \%$

стигает в верхней части рудной зоны на горизонте шт. 15. Ореол, как правило, фиксирует всю рудную зону, в общем ореоле небольшими пиками выделяются отдельные рудные тела.

**Серебро.** Максимальные содержания серебра на поверхности отмечаются над Новой рудной зоной и на Центральном участке. Ходский участок (профиль 12), на котором рудные тела имеют слепое залегание, по содержанию серебра не фиксируется (см. рис. 8). Ширина ореола 30—70 м, максимальное содержание серебра в ореоле  $1,0 \cdot 10^{-4} \%$ . Графики распределения серебра по профилям представляют собой отдельные пики,

←  
 Рис. 13. Эндогенные ореолы Садонского месторождения по разрезу с залеганием рудных тел на глубине 150—200 м

1 — граниты; 2 — базальные конгломераты; 3 — покровные альбитафиры; 4 — песчано-глинистые сланцы; 5 — интрузивные порфириты; 6 — тектонические нарушения; 7 — опробованные сечения; 8 — рудные тела; 9 — содержания элементов (см. рис. 9 и 10)

включающие обычно одну точку, на фоне «нулевых» значений\*.

Ореол серебра регистрируется по всему падению рудной зоны (см. рис. 10—13). Ореол приурочен непосредственно к рудным телам, ширина — от 10 до 50 м. Максимальная ширина от-

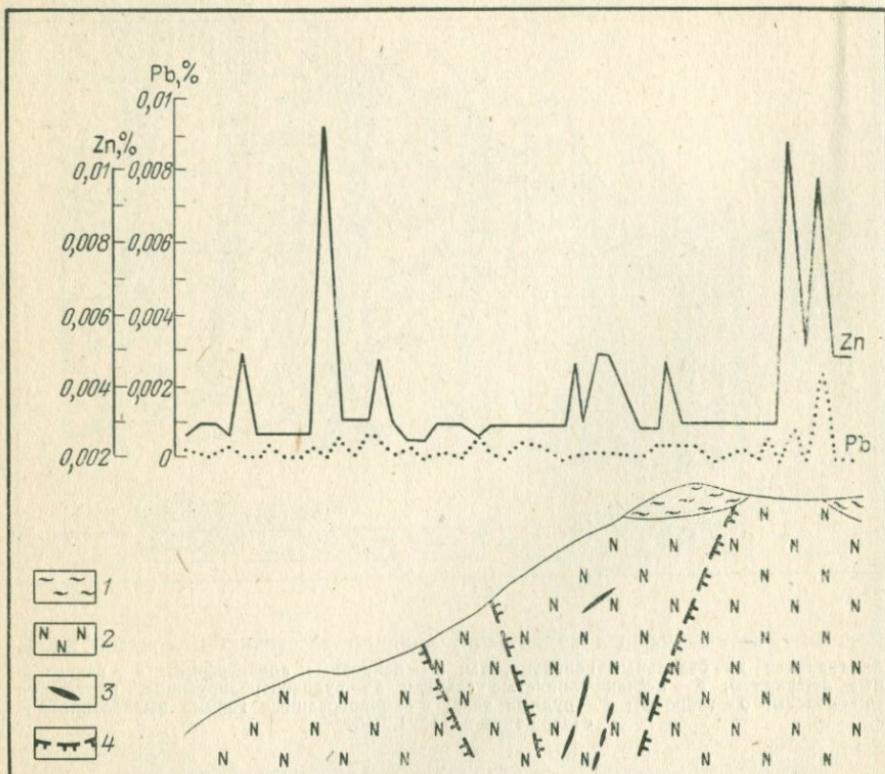


Рис. 15. Изменение содержания свинца и цинка по профилю с глубиной залегания рудных тел 150—200 м

1 — песчано-глинистые сланцы; 2 — покровные альбитафыры; 3 — рудные тела; 4 — рудо-контролирующие нарушения

мечается в верхней и нижней частях рудной зоны. Среднее содержание серебра в ореоле изменяется в значительных пределах — от  $2 \cdot 10^{-5}$  до  $4 \cdot 10^{-4}\%$ .

Характерной чертой ореолов свинца, цинка, меди, серебра и марганца является то, что они сопровождают рудную зону по всему ее падению и простиранию. Ореолы этих элементов отличаются простой формой, непосредственно примыкают к рудным телам и практически замыкаются вместе с выклиниванием рудных тел. Наиболее далеко вверх из этой группы элементов ухо-

\* Это результат недостаточной чувствительности анализа на серебро.

дят ореолы цинка и марганца — до 80—100 м. При геохимических поисках слепых месторождений ореолы этих элементов могут быть эффективны лишь при близповерхностном (до 100 м) залегании рудных тел.

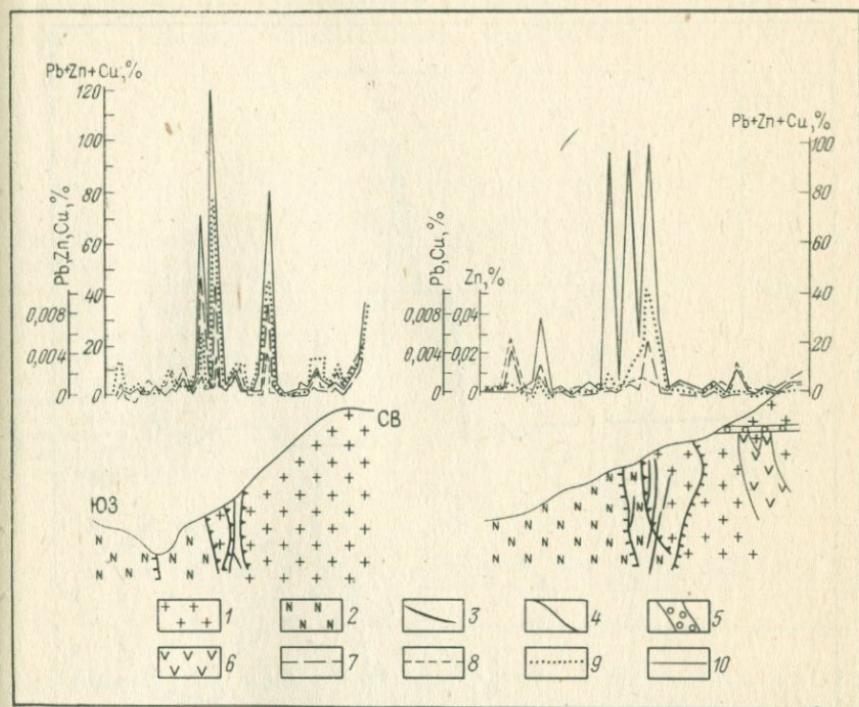


Рис. 16. Изменение содержаний свинца, цинка, меди и их аддитивного содержания по профилям с выходящими на поверхность рудными телами  
 1 — граниты; 2 — покровные альбитофирсы; 3 — рудные тела; 4 — рудоконтролирующие нарушения; 5 — базальные конгломераты; 6 — интрузивные порфириты; 7—10 — содержания элементов, % (7 — Pb, 8 — Cu, 9 — Zn, 10 — Pb+Zn+Cu)

**Кобальт, никель, молибден.** Ореолы этих элементов развиты преимущественно в нижней и средней частях месторождения. На поверхности эти элементы фиксируют рудную зону лишь на наиболее эродированном Центральном участке. Над слабо эродированными рудными телами ореолов этих элементов не наблюдается (рис. 18).

Невысокая чувствительность спектрального анализа на висмут, мышьяк и кадмий не позволила оконтурить ореолы этих элементов на всем месторождении. Имеющийся материал показывает, что ореол висмута является типичным подрудным, наблюдается вокруг рудных тел только ниже горизонта шт. Д, постепенно увеличивая размеры и параметры к горизонту 11

(см. рис. 9—11). Ширина ореола висмута на горизонте шт. Д, составляет 10 м, на горизонте 11—30 м.

Мышьяк и кадмий обнаружены в единичных пробах; мышьяк преимущественно на верхних горизонтах месторождения, кадмий лишь в пробах с высоким содержанием цинка.

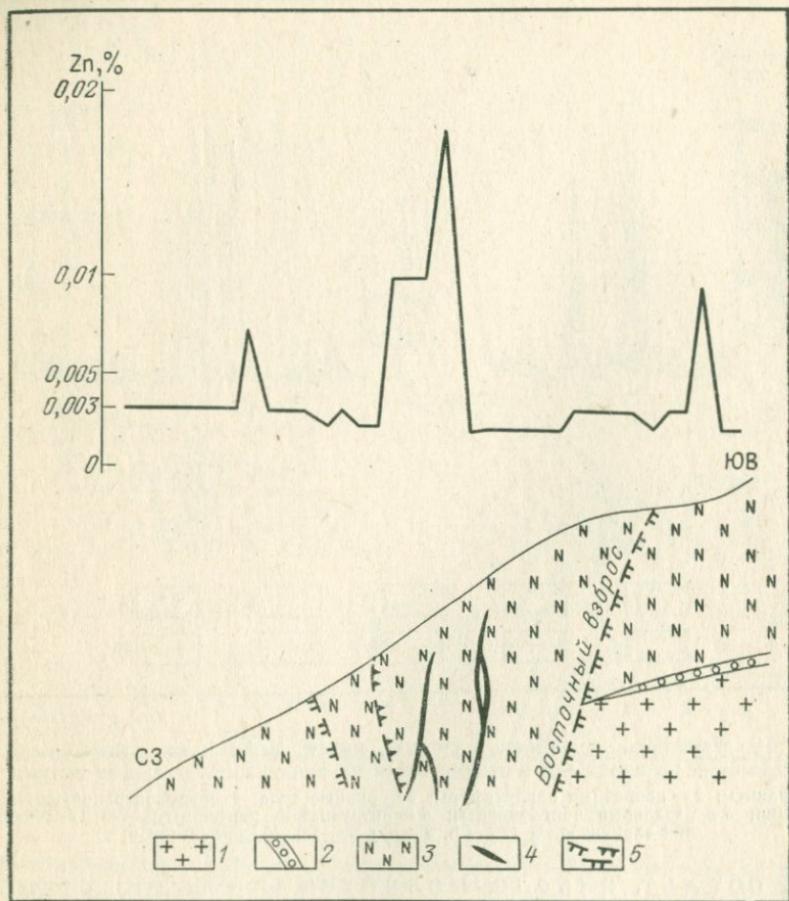


Рис. 17. Изменение содержания цинка по профилю с глубиной залегания рудных тел 40—60 м

1 — граниты; 2 — базальные конгломераты; 3 — покровные альбитофиры; 4 — рудные тела; 5 — рудоконтролирующие нарушения

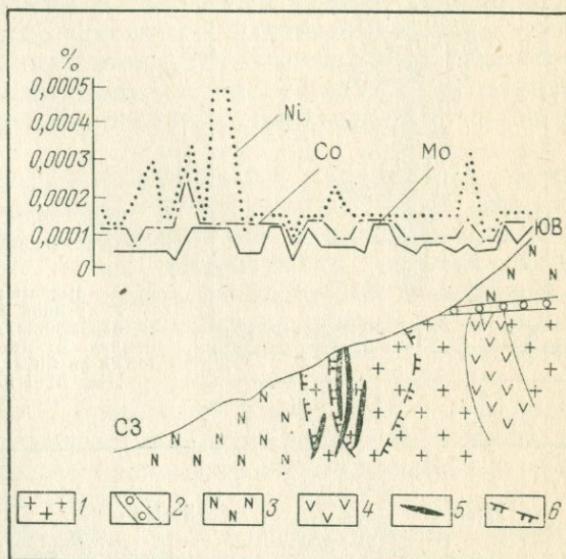
Из всех рассмотренных элементов лишь иод, ртуть, сурьма и бор образуют ореолы, уходящие более чем на 300 м вверх от рудных тел и позволяющие надежно фиксировать слепые рудные тела при геохимических поисках.

На месторождении получены также предварительные данные по ореолам хлора. На хлор проанализированы 266 проб, отоб-

ранных по трем разрезам. Один разрез расположен в наиболее эродированной части месторождения, где рудные тела выходят на поверхность, по двум другим разрезам рудные тела имеют слепое залегание. Содержание хлора в гранитах, альбитофирах и глинистых сланцах варьирует от менее 0,002 до 0,012%. Содержание хлора над выходящими на поверхность рудными телами 0,006%, однако максимальные содержания наблюдаются в

Рис. 18. Изменение содержаний кобальта, никеля и молибдена по профилю, пересекающему рудные тела в их самой верхней части

1 — граниты; 2 — базальные конгломераты; 3 — покровные альбитофиры; 4 — интрузивные порфириты; 5 — рудные тела; 6 — рудоконтролирующие нарушения



крыльях рудной зоны и достигают 0,008—0,012%. В случаях слепого залегания рудных тел ореол хлора имеет хорошо выраженную сложную форму с отрицательной центральной частью, приуроченной к проекции рудного тела. Содержание хлора в этой части ореола менее порога чувствительности анализа, а в крыльях достигает 0,01%. Подобные ореолы наблюдаются также над открытыми тектоническими нарушениями и рудными телами, имеющими незначительный эрозионный срез (шт. 15).

На общем фоне содержаний хлора 0,004—0,006% четко выделяются рудные тела и тектонические нарушения, характеризующиеся содержаниями хлора менее 0,002%. Общий ореол хлора представляется в форме, показанной на рис. 19. Размеры его по восстанию более 1200 м, установленное удаление вверх от рудных тел более 200 м; максимальная ширина в верхней части 300 м. Это, безусловно, весьма предварительная модель, однако ясно, что хлор образует ореолы, уходящие далеко вверх от рудных тел, и является хорошим элементом-индикатором слепого оруденения.

**Суммированные ореолы.** С. В. Григорян ввел в поисковую геохимию искусственный метод усиления полезных сигналов при

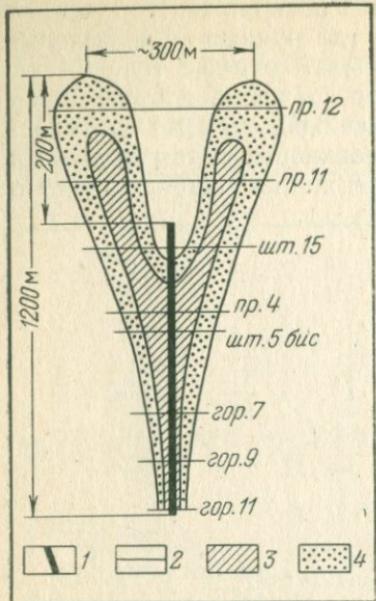
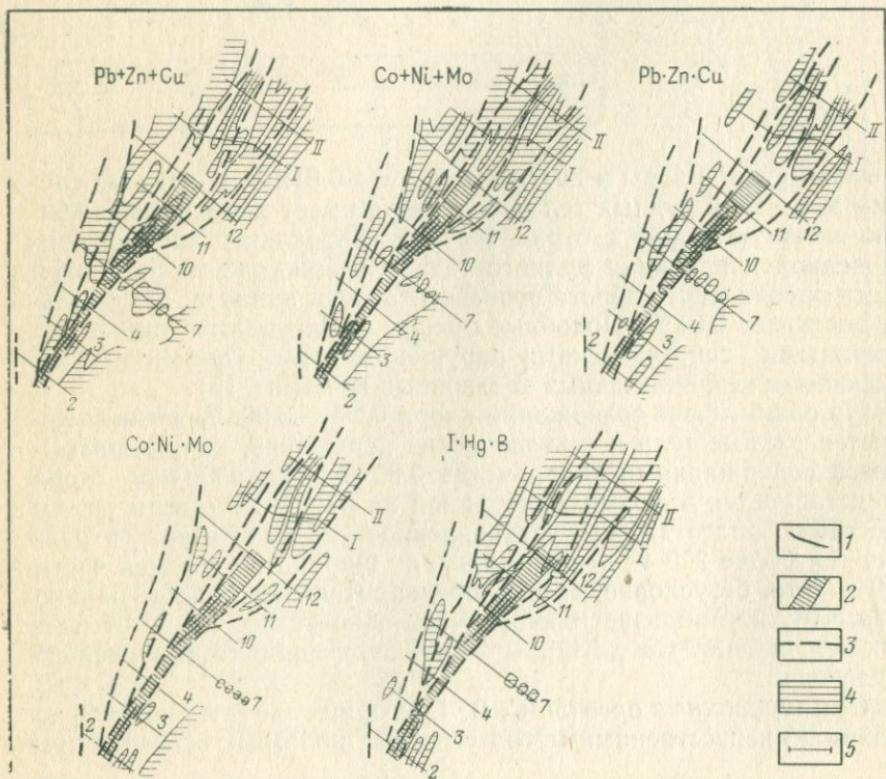


Рис. 19. Схематическая модель эндогенного ореола хлора в поперечном вертикальном разрезе (Садонское месторождение)

1 — рудная зона; 2 — опробованные сечения; 3—4 — содержание хлора, % (3 —  $>0,008$ ; 4 —  $0,006-0,008$ )

Рис. 20. Суммированные эндогенные ореолы на поверхности Садонского месторождения

1 — выходы рудных тел на поверхность; 2 — рудная зона; 3 — рудоконтролирующие нарушения; 4 — суммированные содержания, %: ( $Pb+Zn+Cu > 15$ ;  $Co+Ni+Mo > 6$ ;  $Pb\cdot Zn\cdot Cu > 1 \cdot 10^{-8}$ ;  $Co\cdot Ni\cdot Mo > 3 \cdot 10^{-11}$ ;  $I \times Hg\cdot B > 1 \cdot 10^{-14}$ ); 5 — геохимический профиль и его номер



геохимических поисках — метод суммированных ореолов. По этой методике на месторождении изучен целый ряд аддитивных и мультиплекативных ореолов.

**Свинец+цинк+медь.** Этот ореол, так же как и ореолы отдельных, входящих в него элементов, четко фиксирует рудную зону на поверхности (рис. 20) по профилям, где рудные тела выходят на поверхность, и, так как в него входит цинк, по профилям с близповерхностным залеганием рудных тел (профиль 11). Размеры ореола незначительно превышают размеры ореолов входящих в него элементов, однако контрастность аддитивного ореола значительно выше (см. рис. 16). Размеры ореола и его параметры меняются по падению зоны весьма незначительно (см. рис. 9—12).

**Кобальт+никель+молибден.** Аддитивный ореол этих элементов на поверхности фиксирует рудную зону лишь на центральном, наиболее эродированном, участке (см. рис. 20). Ширина ореола 20—30 м, но контрастность намного выше контрастности ореолов слагающих его элементов. Так же как и моноэлементные ореолы кобальта, никеля, молибдена, аддитивный ореол развит на средних и нижних горизонтах месторождения (см. рис. 9—11).

Мультиплекативные ореолы  $Pb \cdot Zn \cdot Cu$  и  $Co \cdot Ni \cdot Mo$  более расплывчаты и менее контрастны, чем их аддитивные ореолы, но превышают по контрастности моноэлементные ореолы, а по размерам близки к ним (см. рис. 20).

Ореолы  $I \cdot Hg \cdot B$  (см. рис. 20) и  $I \cdot Hg \cdot Sb$  развиты преимущественно в верхней (на поверхности это северо-восточный фланг) части месторождения. Ореол  $I \cdot Hg \cdot Sb$  принимает аномальные значения по существу лишь в тех пробах, где присутствует сурьма, и повторяет контуры ее ореола. Следовательно, включать в суммированные ореолы элементы, содержание которых в пробах в основном ниже пределов чувствительности применяемого анализа, видимо, нельзя. На геологических разрезах (см. рис. 9—13) видно постепенное развитие ореола  $I \cdot Hg \cdot B$  по восстанию рудной зоны, максимальных размеров ореол достигает в надрудной части (140 м), т. е. по ширине он не превосходит ореолы входящих в него элементов, а отличается от них главным образом стабильностью изменения параметров от нижних горизонтов к верхним. Так, линейная продуктивность ореола постепенно возрастает на каждом более высоком горизонте от  $80 \cdot 10^{-5}$  (на горизонте 11) до  $1100 \cdot 10^{-5}$  м.% (на горизонте шт. 15). На поверхности продуктивность ореола еще выше —  $3000—3700 \cdot 10^{-5}$  м.% Коэффициент контрастности на верхних горизонтах более 5—10.

Изучение суммированных ореолов на месторождении показало, что по размерам они не превосходят моноэлементные ореолы. Преимущество суммированных ореолов при геохимических поисках заключается в их значительно более высокой контрастно-

сти, что облегчает обнаружение аномалий, и в стабильности изменения параметров и размеров их ореолов по падению рудной зоны, что дает ключ к более точной оценке уровня среза обнаруженной аномалии.

**Индикаторные отношения.** Индикаторные отношения, как и суммированные ореолы, являются искусственным приемом усиления контрастности ореолов, а кроме того, и их размеров. Для изучения распределения индикаторных отношений в каждой пробе находится величина отношения мультиликативных содержаний групп элементов, обычно в числителе берутся элементы, ореолы которых приурочены к верхним частям рудных тел, а в знаменателе — к нижним.

Индикаторное отношение  $Pb \cdot Zn \cdot Cu / Co \cdot Ni \cdot Mo$  представляет собой отношение мультисодержаний элементов, сопровождающих ореолом рудную зону на всем ее падении, и элементов, характерных для средних и нижних частей рудной зоны. Такое отношение усиливает индикаторные свойства ореола  $Pb \cdot Zn \cdot Cu$  в верхних частях рудной зоны (рис. 21). Последняя четко фиксируется

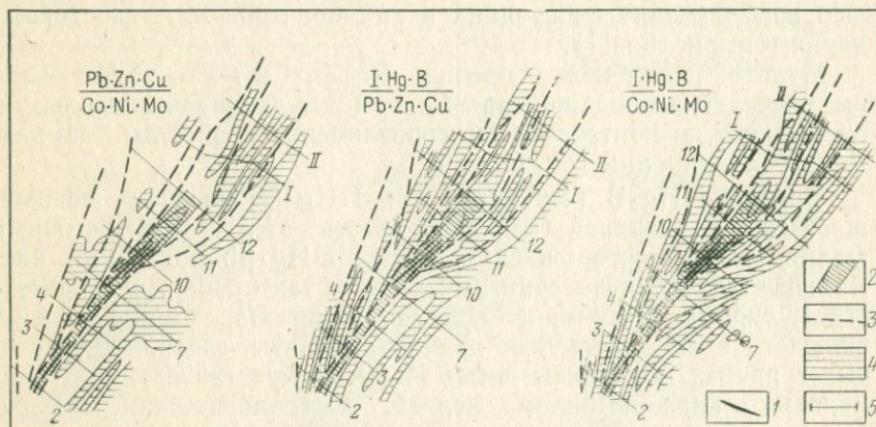


Рис. 21. Распределение величин индикаторных отношений на поверхности Садонского месторождения

1 — выходы рудных тел на поверхность; 2 — рудная зона; 3 — рудоконтролирующие нарушения; 4 — значения величин индикаторных отношений ( $Pb \cdot Zn \cdot Cu / Co \cdot Ni \cdot Mo > 1 \cdot 10^6$ ;  $I \cdot Hg \cdot B / Pb \cdot Zn \cdot Cu > 1 \cdot 10^{-6}$ ;  $I \cdot Hg \cdot B / Co \cdot Ni \cdot Mo > 3 \cdot 10^{-4}$ ); 5 — геохимический профиль

этим отношением почти на всем простирании, кроме профиля 12, т. е. не только там, где руда выходит на поверхность, но и там, где она залегает на глубине до 60 м. Ни один из элементов, входящих в это отношение, не дает такого ореола ширина; его от 40 до 100 м.

В индикаторном отношении  $I \cdot Hg \cdot B / Pb \cdot Zn \cdot Cu$  в числителе представлены элементы, наиболее далеко уходящие вверх от рудной зоны, в знаменателе — элементы рудной зоны. Так как мультиликативный ореол  $I \cdot Hg \cdot B$  в среднем сечении имеет

сложную форму с максимумами в боковых частях зоны (а не в центре), то ослабления этого ореола в этих частях зоны в результате деления на  $Pb \cdot Zn \cdot Cu$  почти не произошло, но зато усилился и стал более определенным ореол на северо-восточном фланге месторождения с глубоким залеганием рудных тел (см. рис. 21). Отношение  $I \cdot Hg \cdot B/Pb \cdot Zn \cdot Cu$  подкупает своей четкостью: выделяется «ореол», связанный с рудной зоной, ясно фиксируются все тектонические нарушения, кроме того, выделяется ряд аномалий, не находящих объяснения в известном геологическом строении и требующих объяснения и оценки.

Индикаторное отношение  $I \cdot Hg \cdot B/Co \cdot Ni \cdot Mo$  представляет собой отношение мульти содержаний элементов, характерных для над- и подрудных сечений рудной зоны. Оно фиксирует на поверхности рудную зону (см. рис. 21) на всем простирании (на поверхности рудная зона представлена в среднем и главным образом в верхнем сечении). Если мультиплекативный ореол  $I \cdot Hg \cdot B$  дает аномальные содержания над рудной зоной только в самой верхней ее части, то данное индикаторное отношение обнаруживает аномальные значения непосредственно над рудной зоной, уже начиная с профиля 7 и выше по профилям 10, 11, 12. По аномальной величине этого отношения также регистрируют все известные тектонические нарушения и выделяют ряд аномалий.

Приведенный материал показывает, что рудная зона хорошо фиксируется по аномальным значениям величин индикаторных отношений, при этом участки, на которых рудные тела выходят на поверхность или имеют близповерхностное (до 40—60 м) залегание, наиболее четко «отбиваются» индикаторным отношением  $Pb \cdot Zn \cdot Cu/Co \cdot Ni \cdot Mo$ ; участки с небольшим эрозионным срезом рудных тел и рудных тел в слепом залегании (до 200—300 м) — индикаторным отношением  $I \cdot Hg \cdot B/Co \cdot Ni \cdot Mo$ ; аномальные значения  $I \cdot Hg \cdot B/Pb \cdot Zn \cdot Cu$  наиболее четко регистрируют рудные тела в их слепом залегании (100—300 м).

**Верхне-Зgidское месторождение.** Месторождение сложено палеозойскими гранитами, которые частично перекрыты юрскими вулканогенно-осадочными породами. Широко развиты современные отложения; наиболее распространены делювиальные образования, их мощность колеблется от 0,5 до 2 м, на отдельных участках до 10—12 м. Оруденение локализуется преимущественно в гранитах и отчетливо контролируется осадочно-вулканогенными породами (структурная покрышка). Рудное тело, представленное хорошо выдержанной жилой, приурочено к трещинам разрыва северо-восточного простирания. По минеральному составу ряды являются типичными полиметаллическими; наиболее распространены из рудных минералов являются галенит, сфалерит, пирит, магнетит, гематит, халькопирит, пирротин, аргентит, тетраэдрит. Среди жильных минералов широко развиты кварц, кальцит, манганосидерит, барит и хлорит. Зона окисления и связанные с ней гипергенные минералы практически отсутствуют.

ют. Большинством исследователей выделяются четыре стадии минерализации: пирит-кварцевая, гематит-манганосидеритовая, галенит-сфалеритовая, барит-кальцитовая.

Месторождение располагается на пологом склоне водораздела. Абсолютная высота его 2200 м. Климат гумидный. Ландшафт типичный горно-луговой с обильной растительностью и хорошо развитыми горно-луговыми почвами.

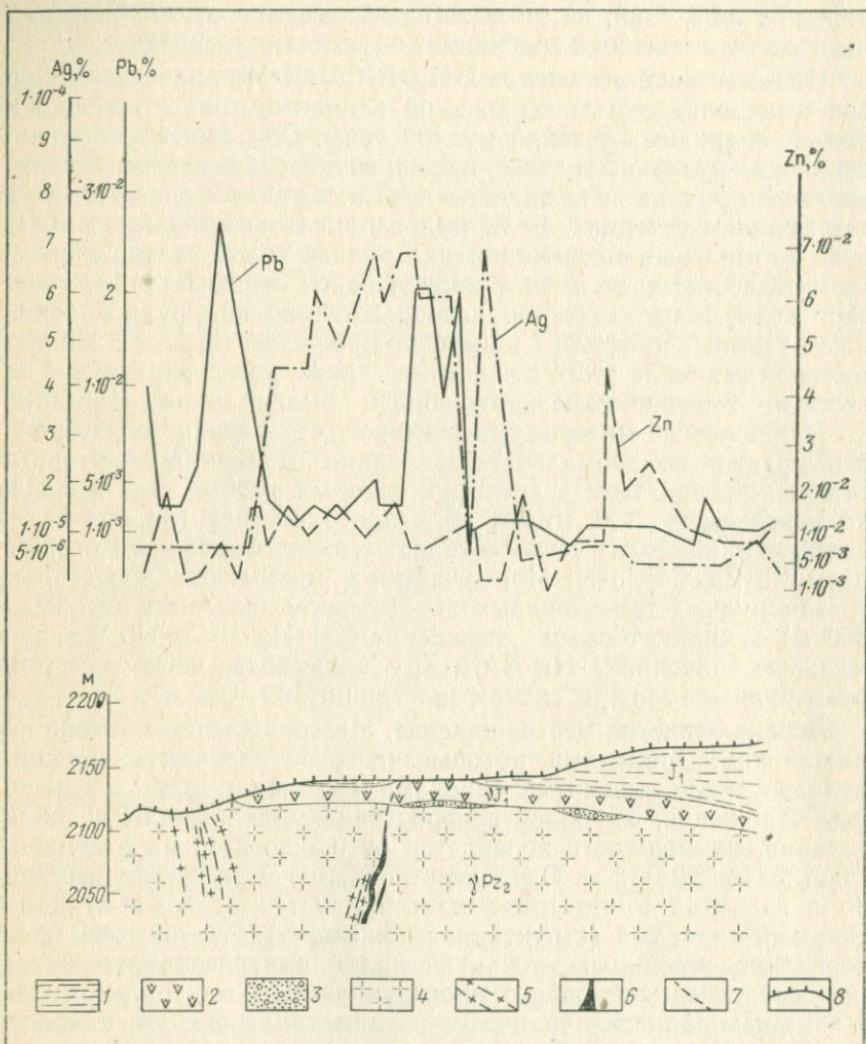


Рис. 22. Изменение содержаний свинца, цинка и серебра в коренных породах по профилю через Зgidское месторождение

1 — глинистые сланцы; 2 — покровные кератофиры; 3 — базальные конгломераты; 4 — граниты; 5 — минерализованная зона; 6 — рудное тело; 7 — выход Верхне-Зgidской зоны на поверхность; 8 — точки отбора геохимических проб

На месторождении изучены главным образом гипергенные ореолы. Рудное тело в изученных участках не выходит на поверхность, глубина его залегания составляет примерно 70 м. Нарушение, его вмещающее, фиксируется на поверхности слабо проявленными гидротермальными изменениями. Эндогенные ореолы изучены по ряду разрезов на десяти горизонтах.

На поверхности месторождение наиболее четко фиксируется ореолами элементов широкого рассеяния — иода, ртути, бора, а также ореолами рудных элементов — свинца, цинка и серебра (рис. 22—25).

**Свинец.** Содержание его над рудной зоной превышает фоновое всего в 1,5—2,5 раза, ширина ореола не превышает 40 м. Ореол свинца характеризуется однородной продуктивностью (до 13 м%) по всему профилю почв, развивающихся как на по-

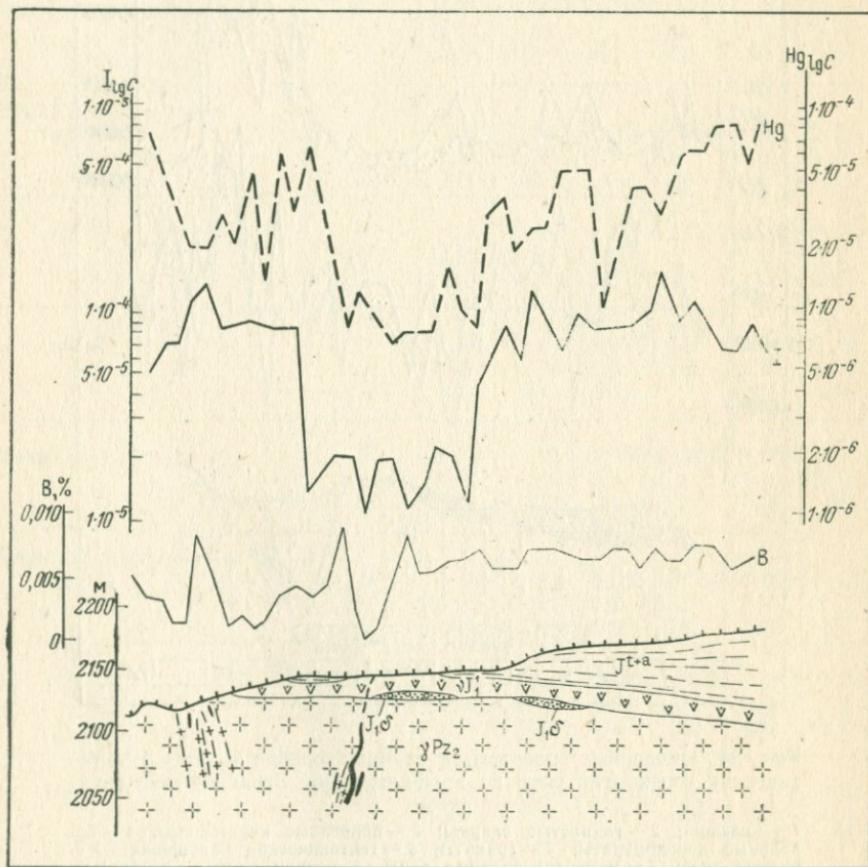


Рис. 23. Графики содержаний иода, ртути и бора в коренных породах по профилю через Зgidское месторождение. Условные обозначения см. на рис. 22

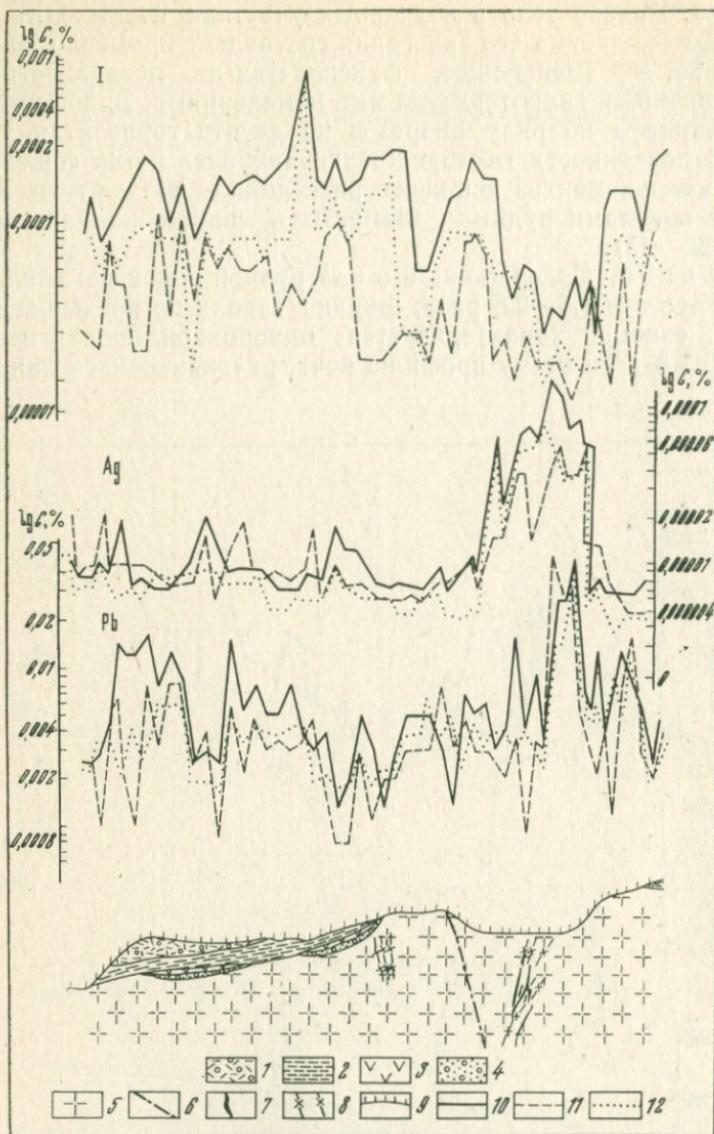


Рис. 24. Изменение содержаний свинца, серебра и иода в генетических горизонтах почв по профилю через Згидское месторождение

1 — делювий; 2 — глинистые сланцы; 3 — покровные кератофиры; 4 — базальные конгломераты; 5 — граниты; 6 — тектонические нарушения; 7 — рудное тело; 8 — минерализованные зоны; 9 — точки отбора геохимических проб; 10—12 — содержание элементов, % (10 — в гумусовом горизонте, 11 — в иллювиальном горизонте, 12 — в коренных породах)

кровных альбитофирах, так и на гранитах (см. рис. 24). Некоторое уменьшение продуктивности ореола наблюдается в горизонте С. В верхней части профиля в горизонтах А и В продуктивность ореола близка к продуктивности в коренных породах. Коэффициент рассеяния  $\sigma$  свинца максимальный в гумусовом горизонте равен 7,5 м; не выявлено различий в величинах  $\sigma$  в гранитах и альбитофирах, где он составляет 6 м. Контрастность ореола свинца в гранитах и почвах, на них развивающихся, выше, чем в покровных альбитофирах и их почвах (табл. 40).

Таблица 40

Основные показатели гипергенных ореолов Главной Зgidской зоны

Порода, почва	Показатель*	Pb	Zn	Ag	Hg	I	V
Покровные альбитофиры	M	1,25	1,50	0,050	0,0062	0,050	0,75
	γ	6,00	1,66	7,2	7,1	10,2	5,6
	2a	40	60	100	100	120	80
Горно-луговые почвы: гор. С	M	1,30	1,72	0,024	0,0053	0,037	0,64
	γ	6,15	1,59	6,8	7,0	7,3	5,2
	2a	40	60	100	100	100	80
гор. В	M	1,33	1,85	0,050	0,0059	0,048	0,73
	γ	6,23	1,83	7,8	7,2	9,6	5,5
	2a	50	80	120	160	120	100
гор. А <sub>1</sub>	M	1,55	1,64	0,075	Не обн.	0,100	0,82
	γ	6,66	1,75	6,6		6,8	4,8
	2a	40	80	120		140	100
Граниты	M	1,32	1,60	0,050	0,0075	0,053	0,79
	γ	10,25	1,68	6,5	6,9	12,3	4,9
	2a	40	70	100	170	140	80
Горно-луговые почвы: гор. С	M	1,28	1,93	0,025	0,0064	0,039	0,52
	γ	10,12	1,61	6,5	6,8	8,9	4,7
	2a	40	70	100	140	110	80
гор. В	M	1,30	2,34	0,060	0,0075	0,049	0,75
	γ	10,15	1,67	6,0	6,9	10,6	5,1
	2a	60	80	120	170	140	100
гор. А <sub>1</sub>	M	1,37	1,73	0,075	Не обн.	0,106	0,88
	γ	10,28	1,71	6,0		8,8	4,6
	2a	40	80	120		160	100

\* М — линейная продуктивность ореола, м %; γ — контрастность ореола; 2a — ширина ореола, м.

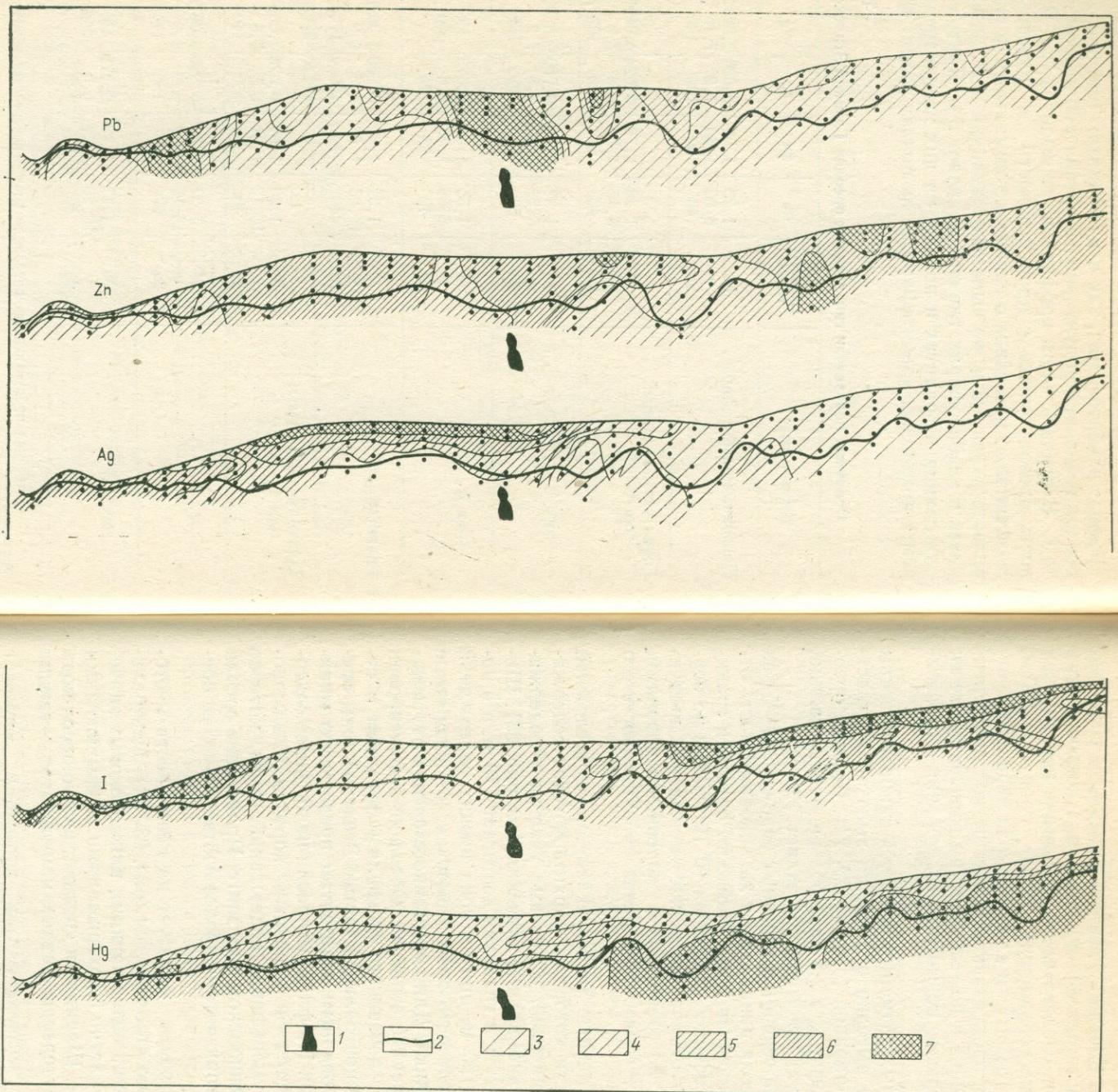


Рис. 25. Распределение элементов в рыхлых отложениях Верхне-Згидского месторождения

1 — положение рудной жилы; 2 — граница коренных пород и рыхлых отложений. Содержание элементов (в %): 3 — Ag 5—9·10<sup>-6</sup>; 4 — Pb 1—3·10<sup>-3</sup>, Zn 1—5·10<sup>-3</sup>, Ag 1—3·10<sup>-5</sup>; 5 — Pb 4—6·10<sup>-3</sup>, Zn 6—9·10<sup>-3</sup>, Ag 4—6·10<sup>-5</sup>, I 1—5·10<sup>-5</sup> Hg 1—6·10<sup>-6</sup>; 6 — Pb 7—9·10<sup>-3</sup>; Zn 1—3·10<sup>-2</sup>, Ag 7—9·10<sup>-5</sup>, I 6—9·10<sup>-5</sup>, Hg 7—9·10<sup>-6</sup> и 1—3·10<sup>-5</sup>; 7 — Pb > 1·10<sup>-2</sup>, Zn 4—6·10<sup>-2</sup>, Ag 1—3·10<sup>-4</sup>, I 1—3·10<sup>-4</sup>, Hg 4—9·10<sup>-5</sup>

Цинк. Ореол цинка Главной Згидской зоны более широкий, чем ореол свинца, и достигает 60—80 м; однако контрастность его мала (не более 2), и, следовательно, используя при поисках лишь ореолы цинка, месторождение легко пропустить (см. рис. 22). Ореол цинка в гранитах и альбитофирах характеризуется близкими значениями продуктивности. Нет резкой дифференциации в содержании цинка и по генетическим горизонтам почв; наблюдается лишь небольшое повышение содержания в горизонтах А и В.

Серебро\* из рудных элементов является наиболее четким индикатором, ореол его выгодно отличается высокой контрастностью и значительной шириной (см. рис. 22, 24). Ширина ореола в гранитах и альбитофирах в 2,5 раза больше ореола свинца, в генетических горизонтах почв она составляет 120 м.

Контрастность ореола серебра в коренных породах в 4—5 раз выше контрастности ореола цинка, такая же закономерность отмечается и в почвах. Линейная продуктивность ореола в гранитах и покровных альбитофирах одинакова ( $6 \cdot 10^{-2}$  м %); по вертикальному разрезу почв отмечается резкое уменьшение продуктивности в горизонте С по сравнению с коренными породами. Продуктивность ореола в горизонте В равна продуктивности его в коренных породах.

Ртуть фиксирует Главную Згидскую зону ореолом сложной формы, центральная часть которого характеризуется содержаниями ниже фоновых значений, а краевые участки — содержаниями, превышающими аномальные значения (см. рис. 23). Ширина сложного ореола ртути в гранитах достигает 170 м, а в покровных альбитофирах 160 м, причем зона низких содержаний составляет 40 м. Контрастность ореола высокая, в 4 раза выше контрастности ореола цинка. Для гипергенного ореола ртути характерно сложное внутреннее строение. Ореол не зафиксирован в самой верхней части почвенного профиля — дерновом и гумусовом горизонте. Над центральной частью Згидской зоны ореол ртути по всем опробованным горизонтам представлен минимальными содержаниями. На флангах ореола наибольшее содержание ртути фиксируется в коренных породах. В элювио-делювии наблюдается уменьшение содержаний ртути, которое вновь возрастает в иллювиальном горизонте. Проявление ореола ртути в иллювиальном горизонте наиболее соответствует ее оролу в коренных породах.

Иод, так же как и ртуть, образует на поверхности месторождения ореол сложного строения (см. рис. 23, 24). Центральная часть его представлена содержаниями ниже фоновых значений, к ней примыкают участки с содержаниями, превышающими минимально-аномальные. Шириной и контрастностью ореол иода значительно превосходит ореолы рудных компонентов — свинца

\* Серебро определялось колориметрическим дитизоновым методом с чувствительностью  $1-3 \cdot 10^{-6}$  %.

и цинка. Ширина сложного ореола иода в гранитах 140 м, в покровных альбитофирах и их почвах — 100—140 м. Зона низких содержаний составляет 40 м.

Содержание иода в делювиальном и иллювиальном горизонтах почв мало чем отличается от содержания в коренных породах (см. рис. 24). Резкое накопление иода наблюдается в горизонте А<sub>1</sub>, что объясняется, видимо, связью иода с органикой.

Бор. Ореол бора на поверхности над Главной Згидской зоной аналогичен по форме ореолам иода и ртути (см. рис. 23). Ширина ореола также больше ширины ореолов свинца и цинка, в гранитах и альбитофирах она составляет 120 м, отрицательная зона 20—30 м. Ореол контрастный, отчетливо выделяющийся на нормальном фоне распределения бора. В почвенном профиле наблюдается однородность величины продуктивности по всем генетическим горизонтам.

Рассмотрение гипергенных ореолов Згидского месторождения ясно показывает, что в условиях залегания рудных тел на глубине 70 м, даже в случае, когда рудовмещающее нарушение выходит на поверхность, наиболее широкие и контрастные ореолы образуют элементы широкого рассеяния — иод, ртуть, бор (чувствительность спектрального анализа на сурьму оказалась недостаточной), а также серебро. Свинец и цинк образуют узкие, а цинк к тому же слабоконтрастные ореолы. Следовательно, при проведении геохимических поисков в данных условиях необходимо наряду с ореолами рудных компонентов изучать также ореолы юода, ртути, бора, что позволит избежать пропуска рудных тел.

Эндогенный ореол месторождения многокомпонентный. В горных выработках Главная Згидская зона фиксируется ореолами свинца, цинка, серебра, меди, кадмия, висмута, иода, ртути (бор не изучался). Ореолы иода и ртути приурочены главным образом к верхним горизонтам месторождения, величины линейных продуктивностей ореолов иода, ртути, а также серебра с глубиной уменьшаются. На самом верхнем горизонте (шт. 6) продуктивность ореола юода характеризуется величиной  $900 \times 10^{-5}$  м %; ртути  $30 \cdot 10^{-5}$  м %; серебра  $90 \cdot 10^{-5}$  м %; на глубине 215 м линейная продуктивность ореолов этих элементов равна соответственно  $6 \cdot 10^{-5}$ ,  $1,5 \cdot 10^{-5}$  и  $4,2 \cdot 10^{-5}$  м %. Параметры ореолов свинца и цинка увеличиваются от верхних к средним и нижним горизонтам. Линейная продуктивность ореола свинца на верхних горизонтах месторождения характеризуется значениями  $30-40 \cdot 10^{-2}$  м %, на нижних горизонтах — до  $70-120 \times 10^{-2}$  м %.

Такая же зависимость характерна и для показателя контрастности ореолов (рис. 26). Размеры эндогенных ореолов иода и ртути на верхних горизонтах также превышают размеры ореолов рудных элементов (рис. 27). Ореолы висмута развиваются

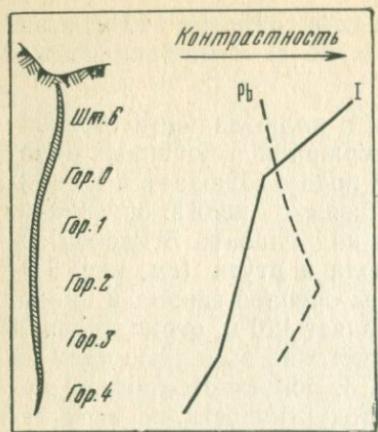
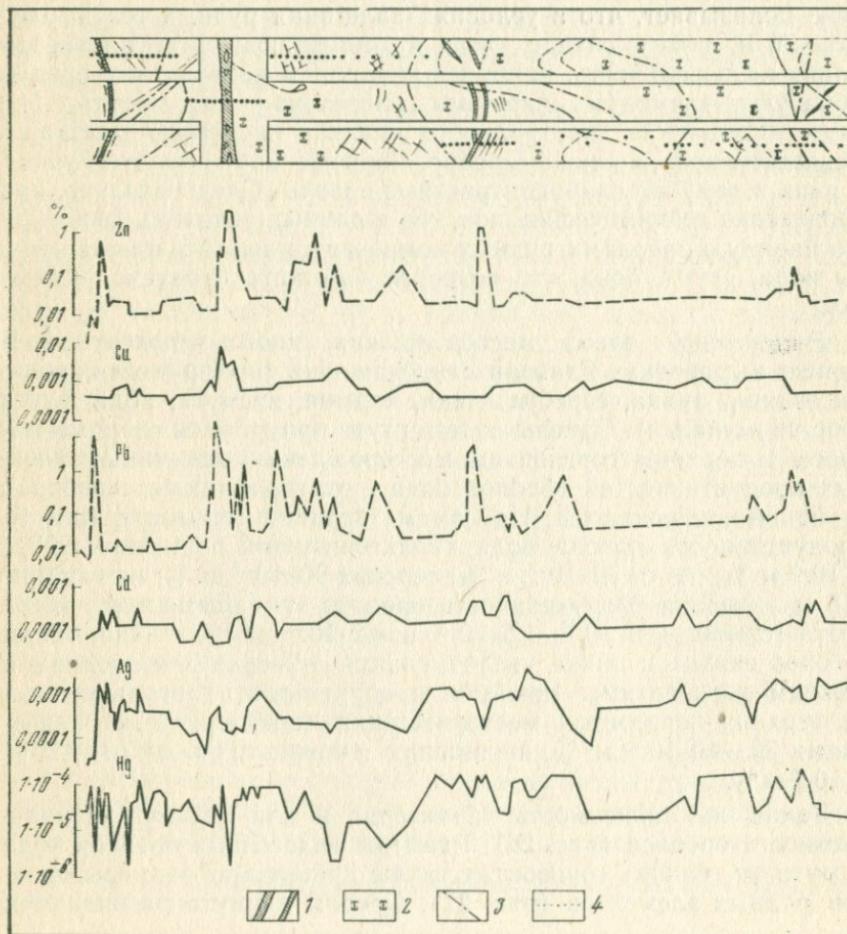


Рис. 26. Изменение контрастности ореолов иода и свинца по восстанию Верхне-Згидской жилы

Рис. 27. Графики содержаний элементов по квершлагу горизонта 1 Згидского месторождения

1 — рудные тела; 2 — хлоритизированные граниты; 3 — тектонические нарушения; 4 — точки отбора геохимических проб



со средних горизонтов и постепенно увеличивают свои параметры к нижним горизонтам месторождения.

**Месторождения Архон, Холст, Октябрьское.** В геологическом строении Архено-Холстинского рудного района принимают участие магматические, метаморфические и осадочные породы. Древние метаморфические сланцы имеют небольшое распространение и развиты в основном в восточной и западной частях Холстинского гранитного массива. К группе интрузивных пород относятся граниты Архонского и Холстинского массивов. Холстинский массив сложен двуслюдяными и мусковитовыми разностями, Архонский — преимущественно хлоритизированными гранитами. Широко развиты юрские вулканогенно-осадочные породы и четвертичные отложения.

Архонское месторождение представлено группой субпараллельных рудных жил северо-восточного простирания, локализующихся преимущественно в гранитах. Наиболее распространеными рудными минералами являются пирит, сфалерит, галенит, пирротин, халькопирит, арсенопирит, в меньших количествах встречаются тетраэдрит, аргентит, джемсонит, халькоzin. Процесс минерализации протекал в четыре стадии: пирит-кварцевую, кварц-галенит-сфалеритовую, сульфидно-хлорит-кварцевую, кальцитовую. На месторождении изучены главным образом ореолы двух основных жил (Зубакина и Главная).

Холстинское месторождение также локализуется в жилах северо-восточного и субмеридионального простирания, приурочено к брахиантектическому поднятию гранитного фундамента. Характер оруденения столбообразный. Руды месторождения отличаются от руд Архона повышенным содержанием кальцита, пирита, сфалерита, галенита, хлорита, блеклых руд и более низким содержанием пирротина. На месторождении изучены ореолы главным образом двух выходящих на поверхность рудных жил — Уаллаг-Фандаг и Нажи-Адаг.

Между Архонским и Холстинским месторождениями известно рудопроявление Октябрьское, приуроченное к поднятию в гранитном фундаменте и представленное рудоносной полосой, содержащей ряд крупных и мелких жил. Большая часть жил расположена в гранитах, самые южные из них — в перекрывающей эфузивной толще. Все жилы слепые, глубина их от поверхности около 200—250 м.

Рудопроявление, так же как и Архонское и Холстинское месторождения, изучено четырьмя геохимическими профилями.

Изучение ореолов месторождений показало, что основными элементами-индикаторами рудных тел являются свинец, цинк, серебро, ртуть, иод и бор. Ореолы сурьмы и мышьяка, к сожалению, не изучались. Медь образует слабоконтрастные узкие ореолы. Ореолы висмута, кобальта, никеля и молибдена зафиксированы только над наиболее эродированными рудными жилами.

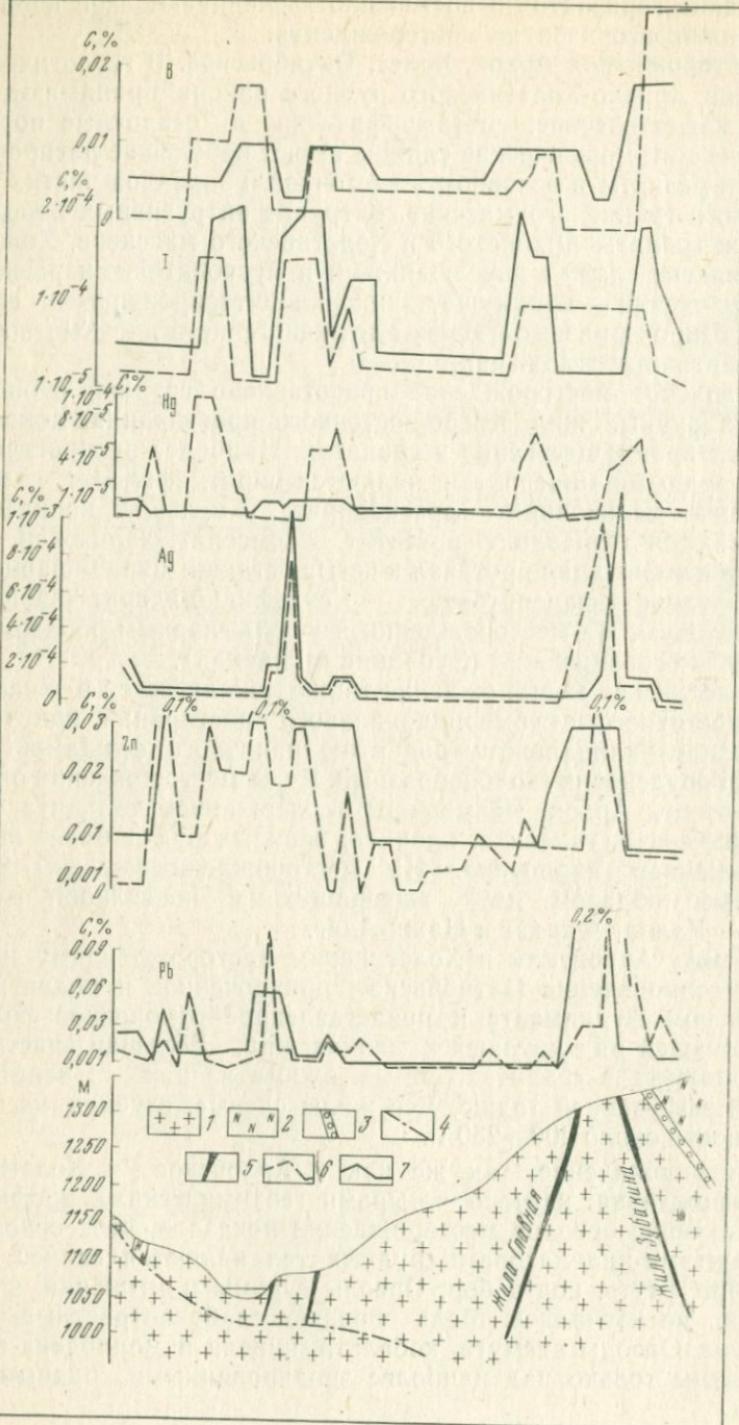


Рис. 28. Ореолы элементов-индикаторов по профилю над рудными жилами Архонского месторождения

1 — граниты; 2 — покровные альбитофирсы; 3 — базальные конгломераты; 4 — разрывные тектонические нарушения; 5 — рудные тела; 6—7 — содержание элементов (6 — в коренных породах, 7 — в гумусовом горизонте почв)

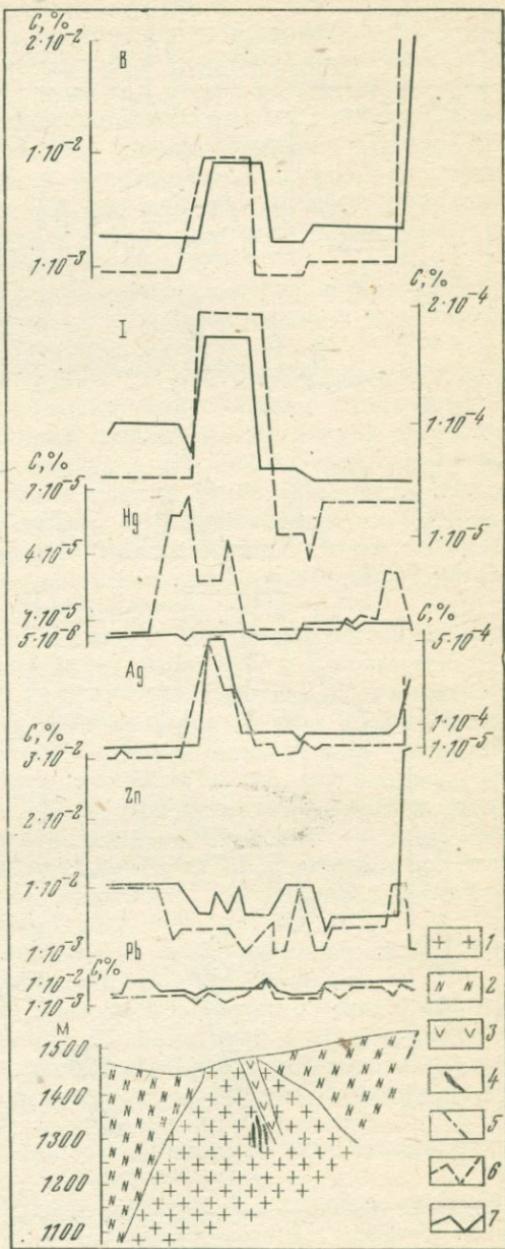
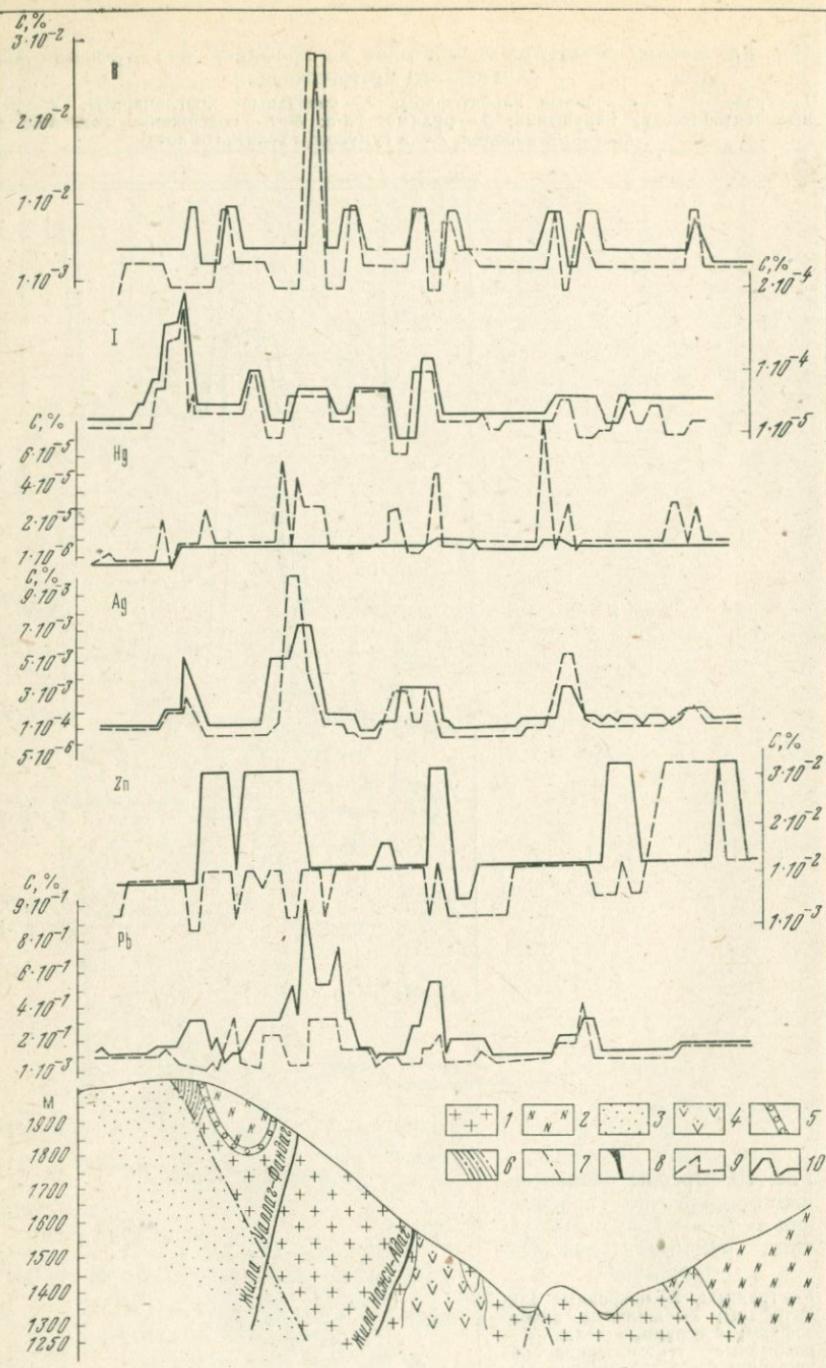


Рис. 29. Ореолы элементов-индикаторов по профилю над «слепыми» рудными телами рудопроявления Октябрьское

1 — граниты; 2 — покровные альбитофирсы; 3 — жильные альбитофирсы; 4 — рудные тела; 5 — разрывные тектонические нарушения; 6—7 — содержание элементов (6 — в коренных породах, 7 — в гумусовом горизонте почв)



Ореолы жил Зубакина и Главной Архонского месторождения, выходящих на поверхность, формируются в условиях трансэлювиального ландшафта на крутом склоне южной экспозиции с частыми выходами коренных пород, слаборазвитыми почвами, проективным покрытием растительности 60—80 %. Ореолы Октябрьского рудопроявления на поверхности формируются в условиях трансэлювиального ландшафта пологого склона со спокойным микрорельефом, достаточно развитыми (до 0,7 м) горно-лутовыми почвами и сплошным покрытием растительности. Ореолы выходящих на поверхность жил Уаллаг-Фандаг и Нажи-Адаг Холстинского месторождения формируются в условиях трансэлювиального ландшафта крутого склона со слабо развитыми щебнистыми дерново-горно-лесными почвами, проективное покрытие растительности составляет 60—80 %.

На рис. 28, 29, 30 показаны ореолы свинца, цинка, серебра, иода, ртути и бора на Архонском и Холстинском месторождениях и рудопроявлении Октябрьском.

Свинец над жилами Зубакина и Главной образует контрастный ореол. Ширина объединенного ореола обеих жил составляет 30 м. Ореол в почвахмещен на 20 м вниз по склону. Величины продуктивности ореола в коренных породах и в верхней части почвенного профиля близки (табл. 41). Над не выходящими на поверхность жилами Октябрьского рудопроявления ореол свинца не зафиксирован. Жилы Холстинского месторождения регистрируются контрастными ореолами свинца шириной в гранитах 40 м, в гумусовом горизонте — до 80 м.

Цинк. Ореол цинка выходящих на поверхность жил Архонского месторождения обладает высокой контрастностью. Ширина общего ореола жил Зубакина и Главной в гранитах достигает 140 м. В гумусовом горизонте ореол этих жил сливается с ореолом рудоконтролирующего Диагонального разлома. Ореол характеризуется высокой продуктивностью по отношению к продуктивности рудного тела. Коэффициент пропорциональности между продуктивностью ореола цинка в гранитах и продуктивностью его в рудном теле составляет 0,75, а между продуктивностью ореола в гумусовом горизонте и линейной продуктивностью рудного тела — ниже 0,55.

Цинк, так же как и свинец, не фиксирует на поверхности слепые рудные жилы Октябрьского рудопроявления.

Над жилами Холстинского месторождения цинк образует широкие, но нечеткие ореолы, сливающиеся с ореолами соседних нарушений. Продуктивность ореолов в гумусовом горизонте выше, чем в коренных породах. Коэффициент пропорциональ-

Рис. 30. Ореолы элементов-индикаторов по профилю над рудными жилами Холстинского месторождения

1 — граниты; 2 — покровные альбитофирсы; 3 — песчаники; 4 — жильные альбитофирсы;  
5 — базальные конгломераты; 6 — кристаллические сланцы; 7 — разрывные тектонические нарушения;  
8 — рудные жилы; 9—10 — содержание элементов (9 — в коренных породах,  
10 — в гумусовом горизонте почв)

Таблица 41

## Показатели гипергенных ореолов месторождений

Место- рождение	Порода, почва	Показатель	Pb	Zn	Ag	Hg	I	B
Архон	Граниты	M γ 2a	2,60 5,3 80	4,86 10,2 140	0,026 30,0 120	0,0026 12,6 180	0,0013 7,3 180	1,00 10,3 150
	Горно-луговые почвы, гор. A <sub>1</sub>	M γ 2a	2,80 16,2 80	5,04 4,6 140	0,045 10,3 120	Ореол не за- фиксирован	0,0022 6,9 180	1,19 8,5 150
Октябрьское	Граниты	M γ 2a	Ореол не за- фиксирован	Ореол не за- фиксирован	0,037 24,3 100	0,0040 12,3 140	0,7200 9,8 170	1,38 5,8 100
	Горно-луговые почвы, гор. A <sub>1</sub>	M γ 2a	То же » » » »	То же » » » »	0,042 20,6 110	Ореол не за- фиксирован	1,23 8,6 170	1,42 5,6 100
Холст	Граниты	M γ 2a	1,20 6,8 50	1,56 4,6 80	0,046 30,3 100	0,0024 7,3 140	0,0120 6,6 180	0,75 6,3 140
	Горно-луговые почвы, гор. A <sub>1</sub>	M γ 2a	1,90 10,2 80	2,42 7,3 100	0,096 16,8 160	Ореол не за- фиксирован	0,0280 6,8 180	0,85 5,7 140

ности между линейной продуктивностью цинка в ореоле в альбитафирах и в рудном теле низкий — 0,28.

Серебро. Ореол серебра Архонского месторождения характеризуется высокой контрастностью и значительными размежами. Ширина его в гранитах и гумусовом горизонте 120 м. Над непромышленными выходящими на поверхность кварц-сульфидными жилами Архонского месторождения ореол серебра не зафиксирован. Коэффициент пропорциональности между линейной продуктивностью ореола этого элемента в гранитах и в гумусовом горизонте и продуктивностью его в рудном теле имеет высокие и близкие значения — 0,75 и 0,73.

Серебро фиксирует также широким и контрастным ореолом слепые жилы Октябрьского рудопроявления. Ореол серебра характеризуется здесь близкими величинами продуктивности в гранитах и гумусовом горизонте, достаточной шириной и контрастностью, позволяющими использовать этот элемент как индикатор при поисках рудных тел, не выходящих на поверхность. Коэффициент рассеяния серебра в условиях Октябрьского рудопроявления в гранитах и горизонте А<sub>1</sub> составляет 19,2 м.

На Холстинском месторождении серебро фиксирует жилы Уаллаг-Фандаг и Нажи-Адаг ореолами, продуктивность которых в гранитах в два раза ниже, чем в гумусовом горизонте; контрастность ореолов выше в гранитах. Ширина ореолов в гумусовом горизонте достигает 160 м. Коэффициент рассеяния серебра в гранитах составляет 15,3 м.

Ртуть над жилами Архонского месторождения образует ореол сложной формы. Центральная часть его характеризуется содержаниями ниже фонового значения; к ней примыкают участки с содержаниями, в три раза превышающими минимально-аномальное. Ширина ореола 180 м. Отрицательная зона составляет 60 м. Ореол характеризуется высокой надежной контрастностью. В гумусовом горизонте горно-луговых почв ореол ртути не зафиксирован.

Над слепыми жилами Октябрьского рудопроявления ртуть образует контрастный положительный ореол простой формы, шириной 140 м.

Над жилами Холстинского месторождения ртуть образует ореолы сложной формы, аналогичной ореолам Архонского месторождения. В гумусовом горизонте почв ореол ртути также не обнаружен.

Иод. Ореол иода над промышленными жилами Архонского и Холстинского месторождений характеризуется сложной формой в гумусовом горизонте. Центральная часть ореола представлена содержанием ниже фонового значения, краевые участки — содержаниями, в 3—6 раз превышающими минимально-аномальные. Ширина ореола составляет 180 м, отрицательная зона — 60 м. В гранитах общий ореол жил Главной и Зубакина имеет положительную форму. Величины продуктивности ореола

в коренных породах и горизонте А<sub>1</sub> почв являются близкими, почти равными. Ореол контрастный. Над непромышленными жилами, выходящими на поверхность, ореолы иода сложной формы, аналогичной вышеописанным.

Иод, так же как ртуть и серебро, образует ореол на поверхности и над слепыми жилами Октябрьского рудопроявления. Продуктивность ореола в коренных породах несколько выше, чем в гумусовом горизонте. Коэффициент рассеяния иода в гранитах составляет 18,4 м, а в гумусовом горизонте 20,5 м. Большая ширина ореола (170 м) и высокая контрастность (12,3) позволяют считать иод надежным элементом-индикатором при поисках глубокозалегающих рудных тел.

Бор, так же как и другие элементы широкого рассеяния, над промышленными и непромышленными жилами Архонского и Холстинского месторождений образует ореол в породах и почвах сложной формы. Центральная его часть характеризуется низкими содержаниями бора, краевые части — содержаниями, превышающими в 4—5 раз минимально-аномальные значения. Ширина ореола 150 м, контрастность высокая.

Над рудными жилами Октябрьского рудопроявления наблюдается положительный контрастный ореол бора шириной 100 м. Продуктивность его в коренных гранитах и гумусовом горизонте одинаковая. Подвижность бора в этих условиях характеризуется коэффициентами рассеяния 12,3 (в гумусовом горизонте) и 10,3 м (в гранитах).

Таким образом, в Архено-Холстинском рудном районе изучены на поверхности ореолы значительно эродированных рудных тел, представленных верхним и главным образом средним сечением, и ореолы слепых рудных тел, залегающих на глубине 200—250 м. Выходящие на поверхность рудные тела хорошо фиксируются ореолами свинца, цинка, серебра и элементов широкого рассеяния. Однако для поисков глубокозалегающих рудных тел (рудопроявление Октябрьское) рудные компоненты (свинец и цинк) как элементы-индикаторы непригодны и могут быть использованы только в комплексе с элементами широкого рассеяния и серебром, надежно фиксирующими слепые рудные жили широкими и контрастными ореолами. Размеры ореолов элементов широкого рассеяния значительно больше ореолов свинца и цинка, что снижает вероятность пропуска его при геохимических поисках. Форма ореолов иода, ртути и бора зависит от уровня их сечения, слепые рудные тела образуют ореолы простой положительной формы с максимумом, отражающим положение рудного тела.

**Левобережное месторождение.** Свинцово-цинковые месторождения Северной Осетии размещены в двух структурных этажах — нижнем, сложенном древними кристаллическими сланцами и палеозойскими гранитами, и среднем, сложенном вулканогенно-осадочными образованиями нижней и средней юры. Лево-

бережное месторождение, в отличие от вышеописанных, приурочено к песчано-аргиллитовой толще домерского и тоарского ярусов, развитой на северном крыле Садоно-Унальской антиклинали. Месторождение представлено рудоносными зонами, ориентированными преимущественно в северо-западном, реже субмеридиональном направлениях. Всего таких зон более двадцати; на поверхности они прослеживаются на 700 м по простианию и выполнены брекчий песчаников и аргиллитов, сцепментированной кварц-карбонатным материалом с редкой вкрапленностью и гнездами сульфидов. Зоны в толще домерских песчаников прослеживаются на значительные расстояния при относительно выдержанной мощности, но с переходом в аргиллит-алевролитовые породы рудные зоны разветвляются на безрудные кварц-карбонатные прожилки и выклиниваются. Число и мощность рудоносных зон также уменьшаются с глубиной. Промышленный интерес представляют пять рудных зон: Левобережная и субпараллельные зоны 1, 2, 3 и 4. Руды просты по составу и сложены следующими минералами: рудными — пиритом, галенитом, сфalerитом, халькопиритом, арсенопиритом, пирротином, марказитом, магнетитом, гематитом, жильными — кварцем, кальцитом, баритом, хлоритом, альбитом, адуляром, родахрозитом.

На месторождении отобраны геохимические пробы по трем профилям: на поверхности, на разных гипсометрических уровнях, из коренных пород.

По профилю 1 рудоносные зоны представлены на поверхности тонкими (1—10 см) кварцевыми прожилками со слабым сульфидным оруднением. Профили 2 и 3 пересекают рудные зоны, уже вскрытые эрозионными процессами, соответственно в 50 и 170 м ниже профиля 1.

На месторождении установлены ореолы свинца, цинка, меди, серебра, иода, ртути, кобальта (рис. 31—34). Висмут, кадмий, мышьяк, сурьма в большинстве проб содержатся в количествах, меньших порога чувствительности спектрального анализа.

Иод. Содержание иода на месторождении изменяется от  $1 \cdot 10^{-5}$  до  $2 \cdot 10^{-4}\%$ . По всем профилям пересеченные рудные зоны отражаются на графиках изменения содержания иода (см. рис. 31, 32). Ореол иода сложной формы с отрицательной зоной, приуроченной к выходу на поверхность рудного тела. Ореол в нижней части месторождения характеризуется большей контрастностью и меньшим содержанием в отрицательной зоне. Ширина ореола зоны Левобережной — 60 м. Рудные зоны 2, 3 и 4 по профилю 3 фиксируются общим сложным ореолом иода, шириной 130 м (четыре зоны, мощностью до 1 м). Контрастность ореола высока (более 10). По профилю 2 зона 2 выходит на поверхность вблизи контакта аргиллитов с песчаниками. Сложный ореол иода развит как в песчаниках, так и в аргиллитах. Ореол в песчаниках отличается высоким содержанием иода ( $1,8 \cdot 10^{-4}\%$ ), высокой контрастностью (12), относительно большой продуктив-

нностью ( $6,8 \cdot 10^{-3}\%$ ) и значительной шириной. Ореол в аргиллитах более узкий, с низким содержанием иода ( $7,8 \cdot 10^{-5}\%$ ), с меньшими контрастностью и продуктивностью.

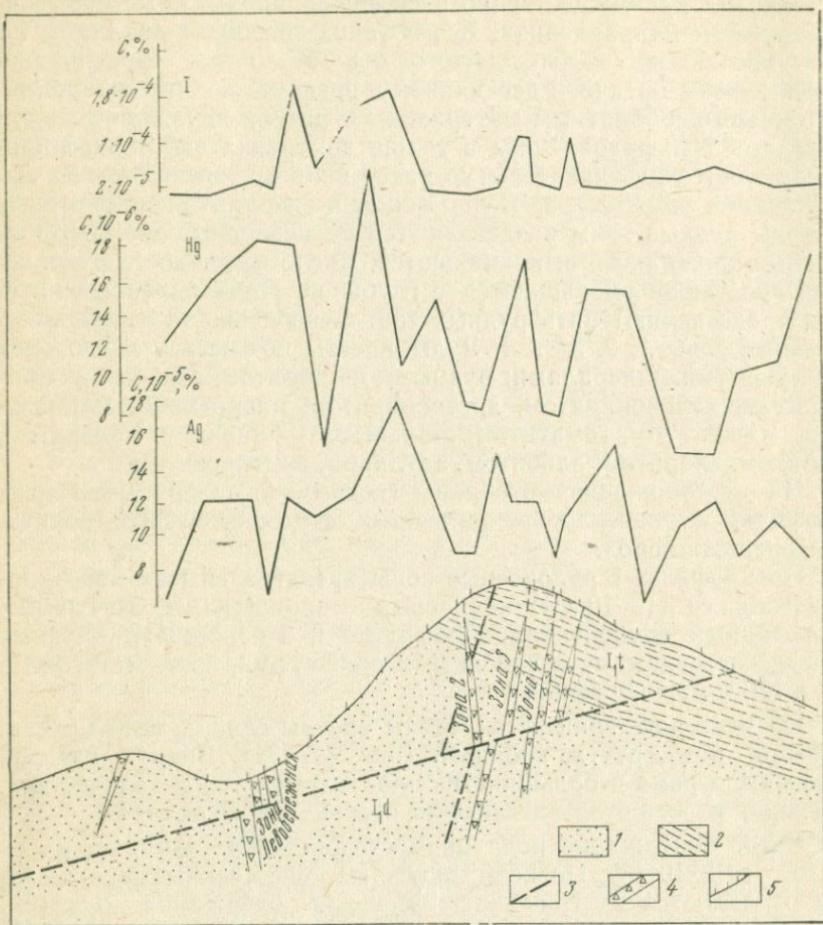


Рис. 31. Ореолы иода, ртути и серебра через верхнюю часть Левобережного месторождения  
 1 — песчаники; 2 — глинистые сланцы; 3 — разрывные нарушения; 4 — рудные зоны; 5 — точки отбора геохимических проб

**Ртуть.** Ореол ртути также отмечается над всеми рудными зонами по всем профилям (см. рис. 31, 32). Он сложной формы аналогичной ореолу иода, но менее контрастный. Ширина ореола зоны Левобережной в верхней части месторождения достигает 110 м, по профилю 3—30 м. Ореолы зон 2, 3 и 4 также слабоконтрастные, шириной до 30 м. По профилям 1 и 3 ореолы отдель-

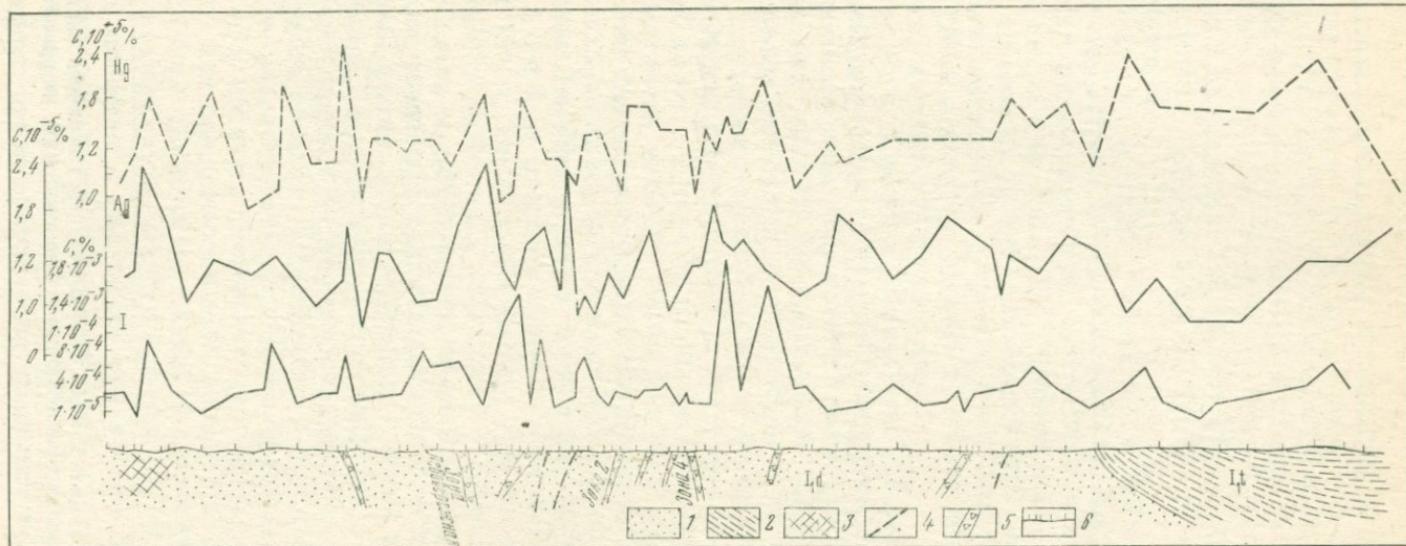


Рис. 32. Ореолы иода, ртути и серебра над выходящими на поверхность рудными зонами Левобережного месторождения

1 — песчаники; 2 — глинистые сланцы; 3 — зона кварцевых прожилков; 4 — тектонические нарушения; 5 — рудные зоны; 6 — точки отбора геохимических проб

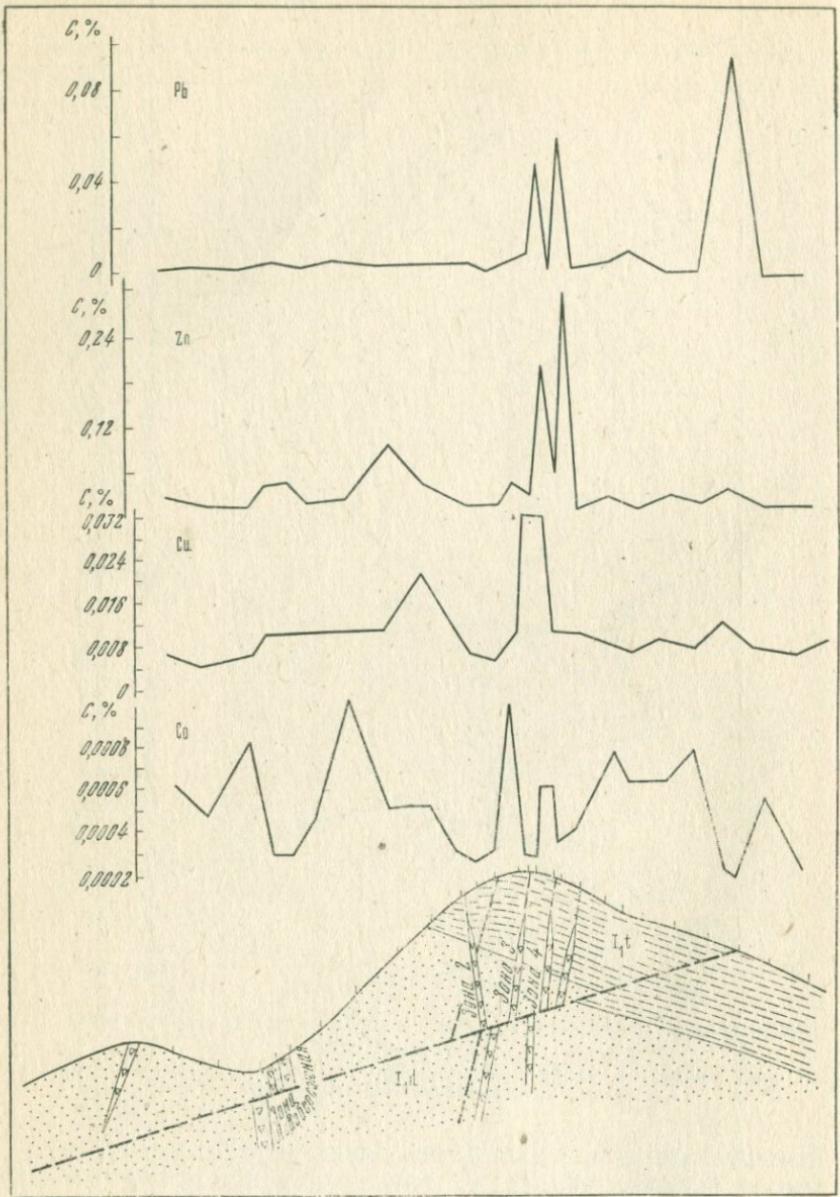


Рис. 33. Ореолы свинца, цинка, меди и кобальта через верхнюю часть Левобережного месторождения. Условные обозначения см. на рис. 31

ных рудных зон накладываются друг на друга, образуя общий ореол.

**Свинец.** Ореол свинца фиксируется над рудными зонами только по профилям 2 и 3, где рудные тела выходят на поверхность (см. рис. 33, 34). По профилю 2 ореол свинца отмечается лишь над зонами 3 и 4; ореолы этих зон узкие (10 м), контрастные (10), линейная продуктивность их достигает 0,3 м %. По профилю 3 аномальные содержания свинца отмечаются над всеми известными рудными зонами; ширина их до 20 м и контрастность более 10.

**Цинк.** Ореол цинка, так же как и ореол свинца, в верхней, не вскрытой эрозией части месторождения не развит. По профилю 2 над рудными зонами отмечаются контрастные, но узкие ореолы цинка (см. рис. 33). Наиболее четко этот ореол наблюдается по самому нижнему профилю (см. рис. 34), где над рудоносным интервалом регистрируется общий ореол цинка шириной 120 м, в котором узкими (5—10 м) контрастными пиками выделяются отдельные рудные зоны.

**Серебро.** Ореол серебра развит главным образом в нижней части изученного интервала месторождения. По профилю 3 Левобережная зона фиксируется узким (15 м) ореолом серебра с пороговым минимально-аномальным содержанием; по профилю 2 ореолы серебра слабоконтрастны и малопонятны, а по профилю 1 содержание серебра всюду ниже минимально-аномального значения (см. рис. 31, 32).

**Кобальт.** Одним из основных элементов-индикаторов на месторождении является кобальт. Все рудные зоны по всем профилям фиксируются широкими ореолами выноса, ограниченными слабоконтрастными пиками (см. рис. 33, 34). Ширина ореола зоны Левобережной по профилю 3 достигает 50 м. Над зонами 2, 3 и 4 по этому же профилю отмечается общий ореол, шириной 150 м. Интересно заметить, что на месторождениях, залегающих в гранитах и эфузивах (Садон, Згид, Архон), ореолы кобальта имеют обычную положительную форму и развиты главным образом в средних и нижних частях месторождений. Сложная форма ореолов кобальта с зоной выноса над рудными телами на Левобережном месторождении и развитие их в верхней части месторождения связаны, видимо, с осадочным происхождением кобальта в песчаниках и выносом его от рудоносных зон в результате гидротермального процесса.

**Медь** образует неширокие (до 20 м) контрастные (5—8) ореолы над большинством зон дробления, содержащих полиметаллическое оруденение. Наиболее контрастные ореолы отмечаются по нижнему профилю 3 (см. рис. 33, 34).

По профилю 3 над рядом рудных зон наблюдаются также слабоконтрастные ореолы молибдена.

Изучение ореолов показало, что самая верхняя часть месторождения, представленная на поверхности маломощными квар-

цевыми прожилками со слабой сульфидной минерализацией, надежно фиксируется ореолами иода, ртути, кобальта и отчасти меди, обладающими значительными размерами и контрастностью. Ореолы свинца, цинка, серебра развиты лишь в эродированной части месторождения, где рудные зоны выходят на дневную поверхность.

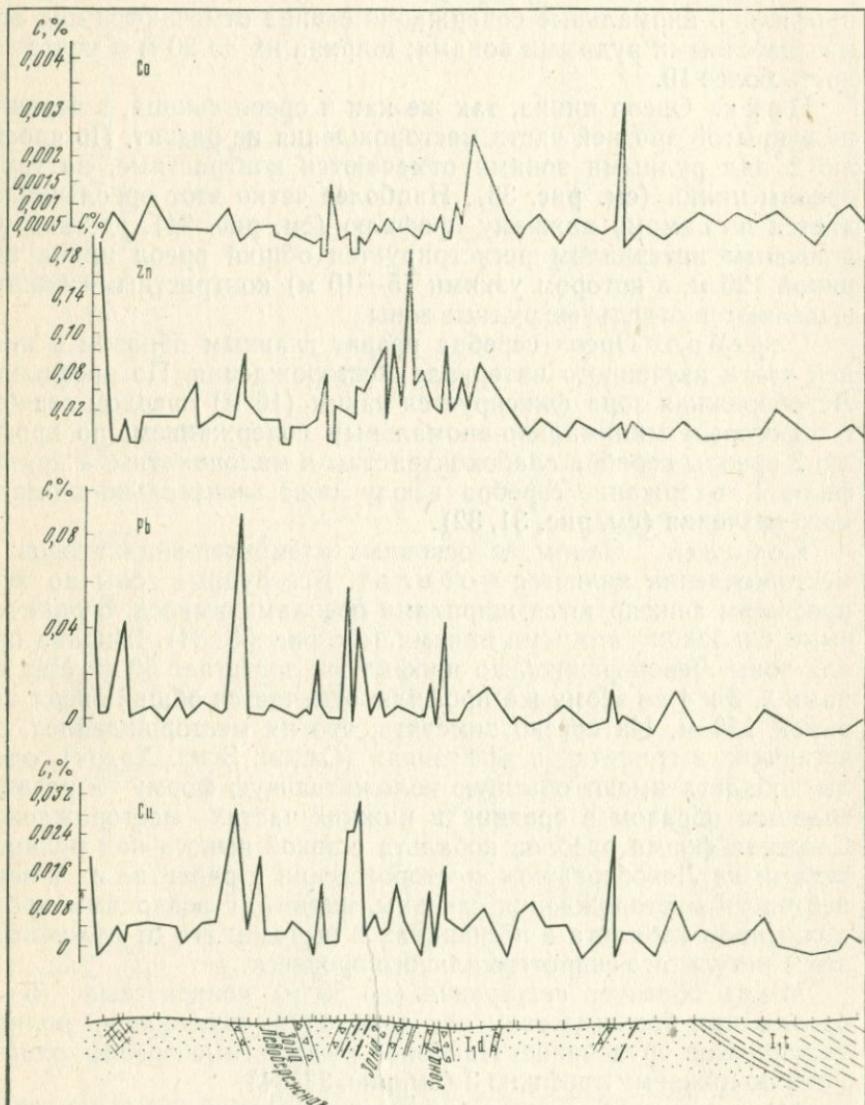


Рис. 34. Ореолы свинца, цинка, меди и кобальта над выходящими на поверхность рудными зонами Левобережного месторождения. Условные обозначения см. на рис. 31

**Какадур-Ханикомское месторождение.** К Какадур-Ханикомскому месторождению условно относится часть Фиагдонского рудного поля, включающего ряд крупных рудных узлов, приуроченных к единой сложнопостроенной зоне смятия.

Вмещающими породами месторождения является толща юрских песчано-сланцевых отложений верхнего аалена. Весь разрез представлен песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами с многочисленными переходными разностями между ними. Рудная зона представлена в виде брекчированных пород, среди которых выделяются отдельные жилообразующие рудные тела сложного строения. Протяженность рудных тел до 100 м, расположены они в зоне кулисообразно, падение под углами 50—60°, реже 70—80°.

Минеральный состав руд: арсенопирит, пирит, марказит, мельниковит, галенит, магнетит, пирротин, сфалерит, халькопирит, блеклая руда; жильные минералы представлены кварцем, кальцитом, сидеритом, хлоритом.

На всем изученном простирии месторождение вскрыто эрозией, рудные тела или непосредственно выходят на поверхность и представлены зоной окисления, или перекрыты делювиальными отложениями мощностью 10—30 м.

Ореолы месторождения изучены по простирию на 2,5 км и по падению на 300—400 м. Геохимические пробы отобраны по 12 разведочным разрезам длиной 400—700 м с поверхности и из керна скважин. На поверхности пробы отбирались из тонкого дресвяного материала делювия с глубины 0,7—1,0 м.

Месторождение сопровождается ореолами свинца, цинка, меди, серебра, марганца, кобальта и элементов широкого рассеяния — иода, ртути, сурьмы.

Иод. Содержание (валовое) иода в пробах колеблется от  $3 \cdot 10^{-5}$  до  $4 \cdot 10^{-4}\%$ . По всем профилям иод образует над рудной зоной ореол сложной формы с максимумами в боковых частях и с отрицательным ореолом в центральной части. Ширина сложного ореола 70—200 м, в среднем по всем профилям 110 м (рис. 35). Над «слепыми» рудными телами, залегающими на глубине около 150 м (рис. 36, 37), наблюдается положительный контрастный ореол иода с содержанием, достигающим  $1,1 \cdot 10^{-4}\%$ . Оконтуриивание ореолов на разрезах показало тенденцию к накапливанию иода в верхних и надрудных частях месторождения (рис. 38, 39). На поверхности (рис. 40) иод формирует отчетливый ореол.

Ртуть. Содержание ртути изменяется по профилям от  $3 \times 10^{-6}$  до  $3 \cdot 10^{-5}\%$ . Над рудной зоной по большинству профилей фиксируется контрастный ореол ртути сложной формы, аналогичной форме ореолов валового иода, шириной от 20 до 120 м (см. рис. 36). Средняя ширина ореола по всем профилям составила 80 м. На флангах месторождения над затухающими слаборазвитыми рудными зонами ореол ртути приобретает простую

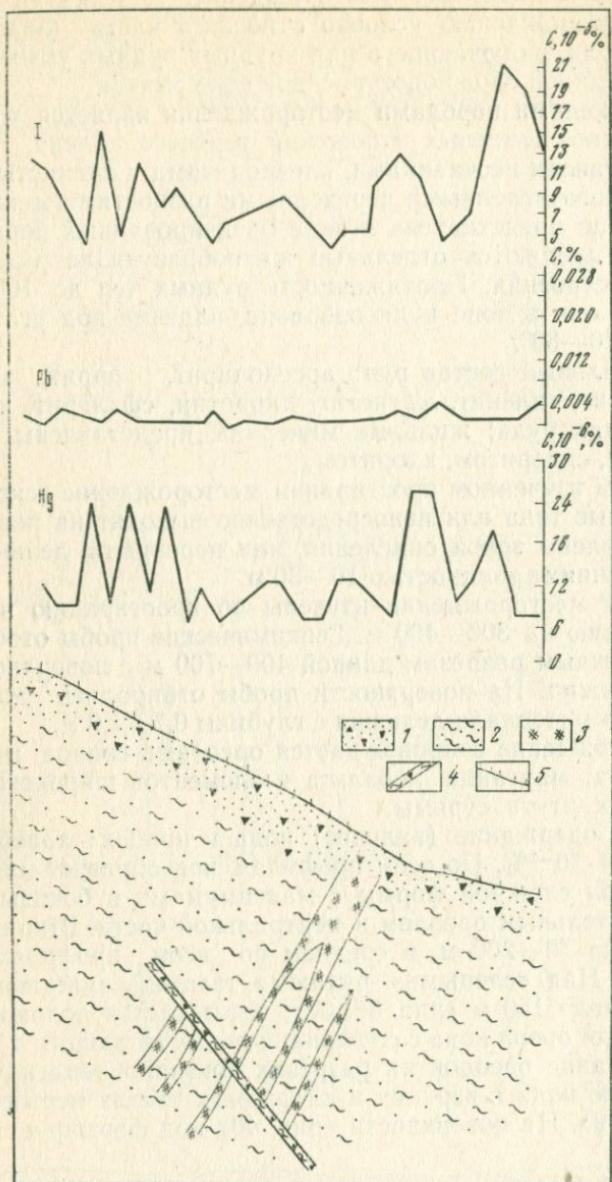


Рис. 35. Изменение содержаний иода, ртути и свинца по профилю на фланге Какадур-Ханикомского месторождения

1 — делювий песчано-глинистых сланцев; 2 — песчано-глинистые сланцы; 3 — рудоносные зоны; 4 — тектоническое нарушение; 5 — точки отбора геохимических проб

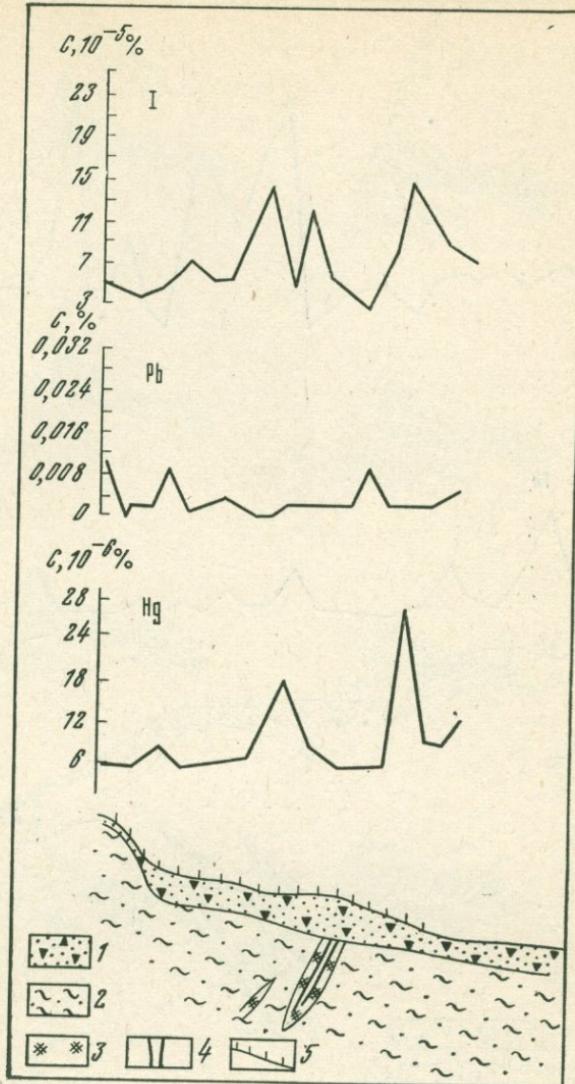


Рис. 36. Изменение содержаний иода, ртути и свинца над рудными телами, перекрытыми мощным делювием, на Какадур-Ханикомском месторождении

1 — делювий песчано-глинистых сланцев; 2 — песчано-глинистые сланцы; 3 — рудоносные зоны; 4 — рудные тела; 5 — точки отбора геохимических яроб

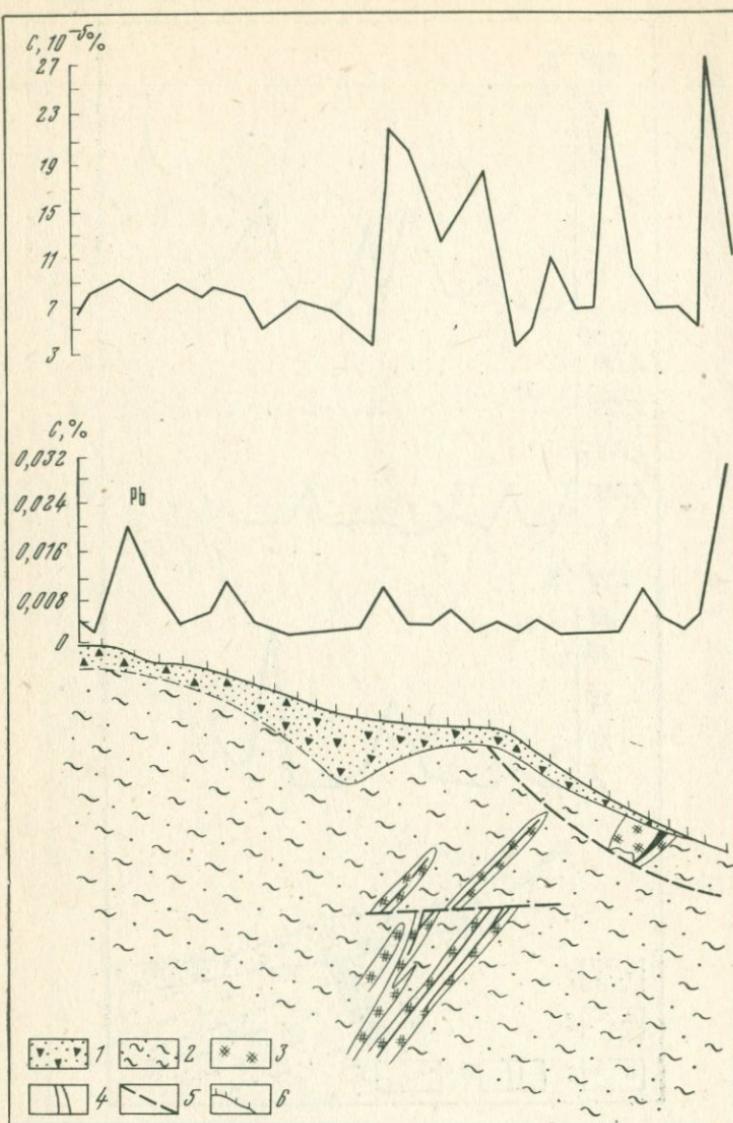


Рис. 37. Изменение содержаний иода и свинца по профилю в центральной части Какадур-Ханикомского месторождения  
 1 — делювий песчано-глинистых сланцев; 2 — песчано-глинистые сланцы;  
 3 — рудноносные зоны; 4 — рудные тела; 5 — тектонические нарушения; 6 —  
 точки отбора геохимических проб

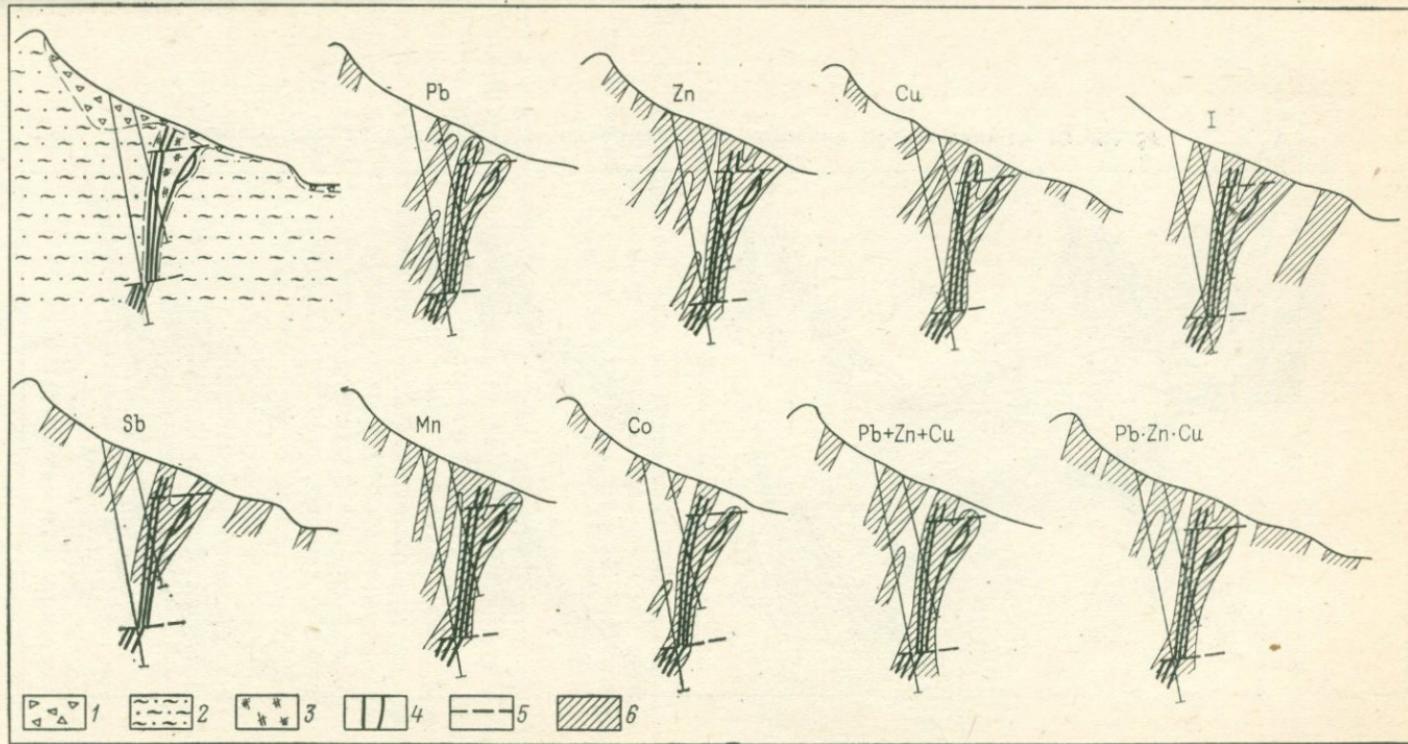


Рис. 38. Эндогенные ореолы элементов центральной части Какадур-Ханикомского месторождения

1 — делювий песчано-глинистых сланцев; 2 — песчано-глинистые сланцы; 3 — рудноносные зоны; 4 — рудные тела; 5 — тектонические нарушения; 6 — содержание элементов, % ( $Pb > 0,016$ ;  $Zn > 0,034$ ;  $Cu > 0,08$ ;  $Co > 0,003$ ;  $Mn > 0,08$ ;  $I > 1,8 \cdot 10^{-5}$ ;  $Sb > 0,0015$ ;  $Pb+Zn+Cu > 5$ ;  $Pb \cdot Zn \times Cu > 44 \cdot 10^{-9}$ )

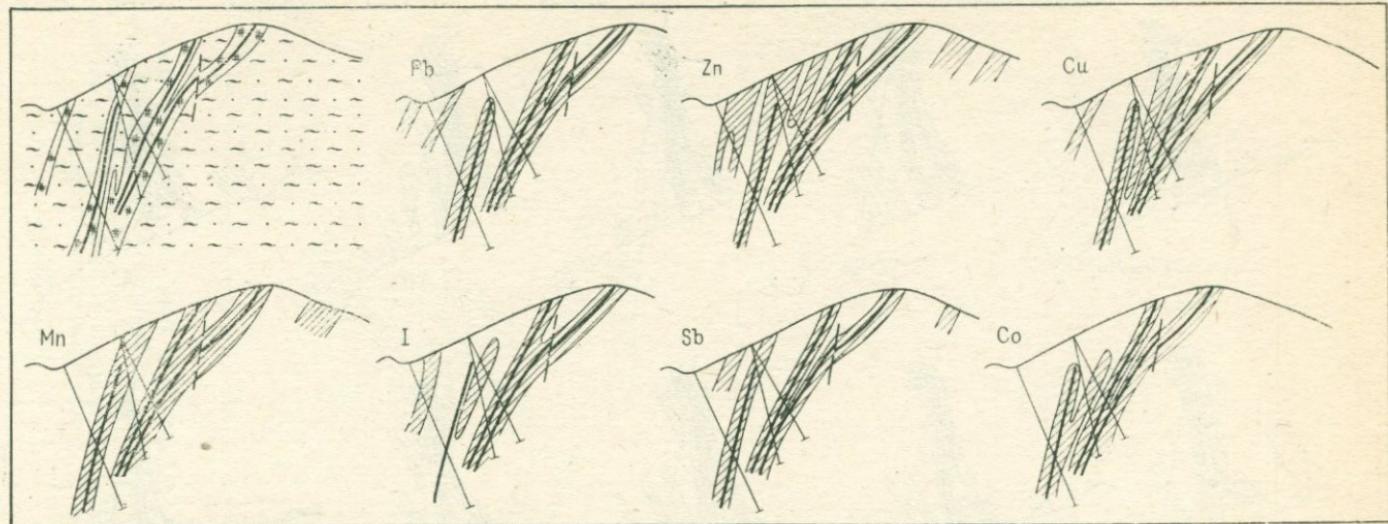


Рис. 39. Эндогенные ореолы Какадурского месторождения. Условные обозначения см. на рис. 38

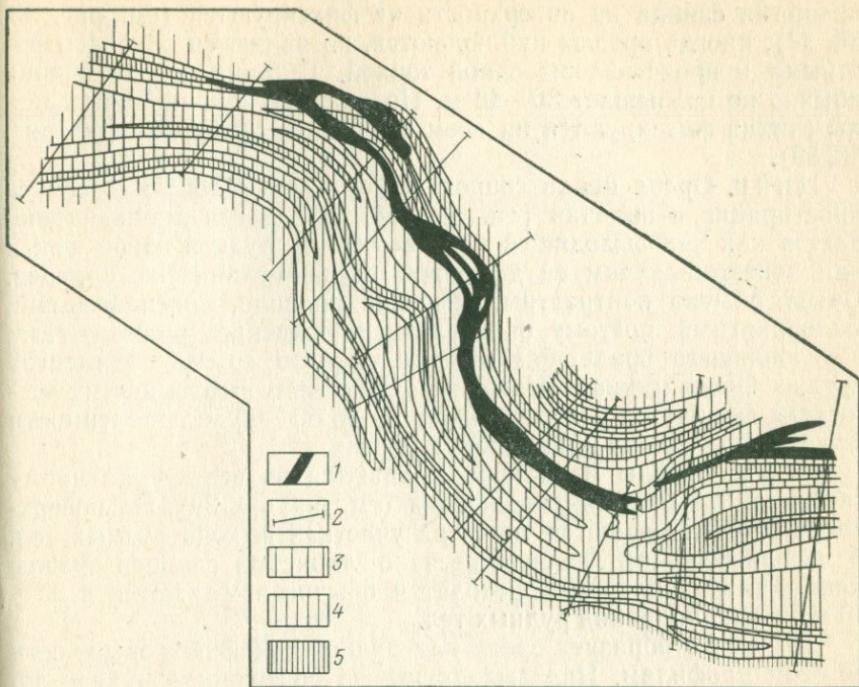


Рис. 40. Распределение иода на поверхности Какадур-Ханикомского месторождения, залегающего в песчано-глинистых сланцах

1 — рудноносная зона; 2 — линии геохимических профилей; 3—5 — содержание иода, %  
 (3 — менее  $1 \cdot 10^{-5}$ ; 4 —  $1-2 \cdot 10^{-5}$ ; 5 — более  $2 \cdot 10^{-5}$ )

положительную форму (см. рис. 35). Перекрытие рудной зоны делювиальными отложениями песчано-глинистых сланцев мощностью до 30—40 м мало сказывается на ореолах иода и ртути, которые легко проникают через эту толщу. Они фиксируются в делювиальном горизонте непосредственно над площадью вертикальной проекции рудной зоны на дневную поверхность.

**Сурьма.** Содержание сурьмы в большинстве проб находится в значениях, меньших чувствительности обычного спектрального анализа, и лишь над рудной зоной достигает аномальных значений. Рудная зона сопровождается ореолом сурьмы почти на всем простиении; к флангам месторождения ореол сурьмы на поверхности более контрастный. Оконтурирование этого ореола на разрезах показало увеличение его размеров и параметров по восстанию рудной зоны (см. рис. 38, 39).

**Свинец** над рудной зоной на поверхности образует положительные контрастные ореолы в основном по профилям, где рудные тела выходят на поверхность или мощность делювия невелика. Маломощные слабые зоны, перекрытые делювием мощностью более 20 м, и рудные тела на глубине более 100—150 м

ореолами свинца на поверхности не фиксируются (см. рис. 35, 36, 37), иногда ореолы наблюдаются, но являются слабоконтрастными и представлены одной точкой. Ширина ореола свинца обычно не превышает 30—40 м. По падению рудной зоны ореолы свинца фиксируются на всем изученном интервале (см. рис. 38, 39).

**Цинк.** Ореол цинка сопровождает рудную зону на всем ее простирании и падении (см. рис. 38, 39): Ореол цинка наблюдается как над выходящей на поверхность рудной зоной, так и над перекрывающим ее делювием песчано-глинистых сланцев. Ореол обычно контрастный, но, как правило, расплывчатый, малопонятный, поэтому определить нахождение рудного тела, обусловившего ореол, без помощи ореолов других элементов трудно. Ореол цинка в делювии больше, чем ореолы других элементов, смещается вниз по склону — до 50—60 м в зависимости от крутизны склона и мощности делювия.

**Медь.** Ореолы меди прослеживаются по всему изученному интервалу падения месторождения (см. рис. 38, 39). На поверхности они наблюдаются лишь на участках выхода рудных тел. В перекрывающий делювий песчано-глинистых сланцев ореолы меди, как правило, не переходят и обычно замыкаются в 20—40 м от выклинивания рудных тел.

**Серебро** образует ореол над рудной зоной на поверхности по всем профилям. Над выходящей на поверхность рудной зоной ореол серебра контрастный шириной до 40—60 м; на участках, где рудная зона перекрыта делювием, он, как правило, более широкий и достигает 160 м, но менее контрастный. Ореол серебра фиксируется на месторождении по всему изученному падению рудной зоны (см. рис. 38, 39).

Изучение ореолов марганца и кобальта показало, что эти элементы являются хорошими индикаторами оруденения на месторождении. Они сопровождают рудную зону на всем ее падении и простирании и обычно замыкаются вместе с выклиниванием рудных тел в зоне (см. рис. 38, 39). Ореолы марганца распространяются несколько выше вверх от рудных тел, чем ореолы кобальта. В верхней части месторождения кобальт обнаруживает, как и на вышеописанном Левобережном месторождении, тенденцию к образованию ореолов сложной формы с низкими содержаниями в центральной части, приуроченной к проекции рудной зоны.

Суммированные ореолы на месторождении отличаются от моноэлементных несколько большими размерами и значительно большей контрастностью (см. рис. 38, 39).

Рассмотрение ореолов элементов широкого рассеяния на полиметаллических месторождениях, залегающих в песчано-сланцевых породах, показывает, что и для этих вмещающих пород элементы широкого рассеяния образуют наиболее проникающие ореолы, менее других элементов зависящие от литологических.

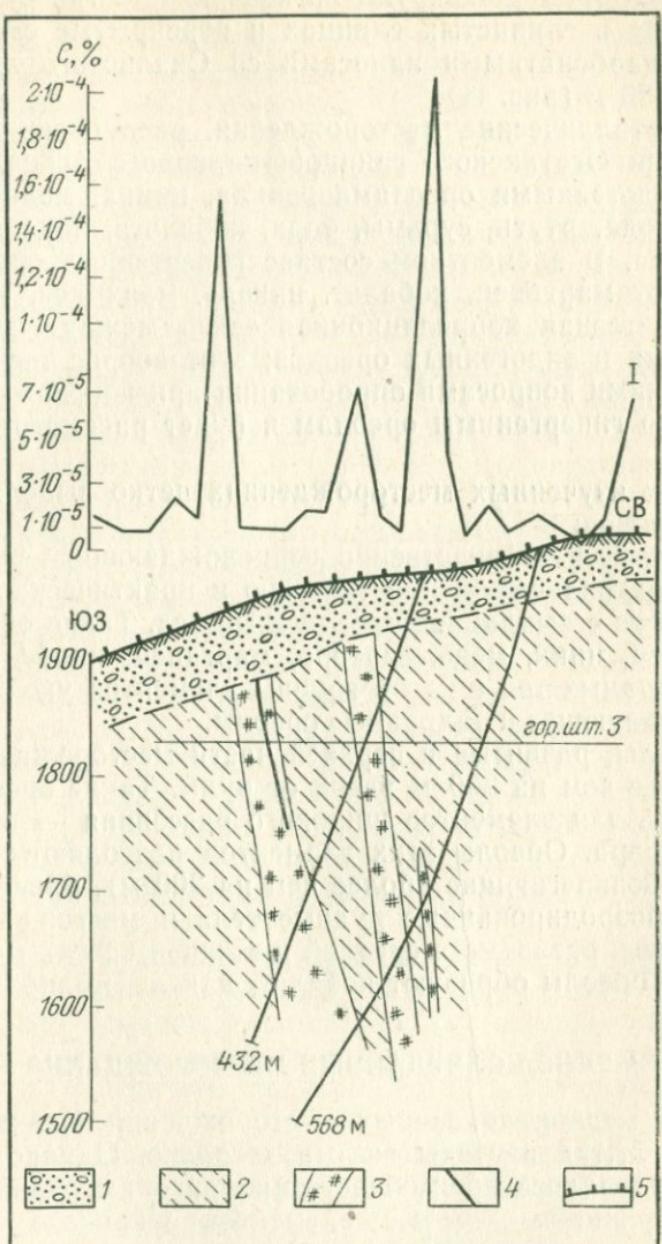


Рис. 41. Гипергенные ореолы иода над рудными зонами месторождения Кадат, перекрытыми аллохтонными образованиями

1 — аллохтонные карбонатные отложения; 2 — песчано-глинистые сланцы; 3 — рудоносные зоны; 4 — рудное тело; 5 — точки отбора геохимических проб

плотностных и прочих свойств пород. На Кадатском месторождении, также входящем в состав Фиагдонского рудного поля, ореолы иода четко фиксируют на поверхности три рудные жилы, залегающие в глинистых сланцах и перекрыты сверху аллювийными карбонатными наносами со Скалистого хребта мощностью до 30 м (рис. 41).

Полиметаллические месторождения, рассмотренные на примере Северо-Осетинского свинцово-цинкового пояса, сопровождаются эндогенными ореолами свинца, цинка, меди, марганца, серебра, иода, ртути, сурьмы, бора, кобальта, никеля, молибдена, висмута. В элементном составе гипергенных ореолов часто отсутствуют марганец, кобальт, никель, молибден, висмут. Наблюдается тесная корреляционная связь между параметрами гипергенных и эндогенных ореолов; этот вопрос тесно связан с методическими вопросами опробования при поисках в закрытых районах по гипергенным ореолам и будет рассмотрен ниже, в главе V.

На всех изученных месторождениях четко выделяются три группы ореолов:

1. Ореолы, непосредственно сопровождающие рудные тела по всему их падению и простиранию и практически замыкающиеся вместе с выклиниванием рудных тел. Такие ореолы образуют свинец, цинк, медь, серебро, марганец; наиболее далеко вверх от рудных тел из этой группы элементов уходит серебро, иногда образующее и надрудные ореолы.

2. Ореолы, развитые в верхней части месторождения и уходящие более чем на 300 м вверх от руды. Такие ореолы характерны лишь для элементов широкого рассеяния — иода, ртути, сурьмы и бора. Ореолы этих элементов позволяют обнаруживать глубокозалегающие (более чем на 300 м), близповерхностные и слабоэродированные рудные тела и месторождения.

3. Ореолы, развитые в средней и нижней частях месторождений. Такие ореолы образуют кобальт, никель, молибден, висмут.

### МЕДНО-КОЛЧЕДАННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Ореолы медноколчеданных месторождений Кавказа, Урала и Рудного Алтая изучены весьма детально. Однако основное внимание уделялось преимущественно ореолам рудных элементов и их спутников. Ореолы элементов широкого рассеяния, главным образом иода (валового), изучены только на месторождениях Армении (М. А. Латип, Б. А. Судов, К. А. Даниелян, К. Р. Варданян).

Меднорудные месторождения в основном сосредоточены в северной и южной частях Армении. Такое распределение оруднения обусловлено особенностями геологического строения и находится в тесной зависимости от структурно-литологических и магматических особенностей Армении. Месторождения Шамлуг,

Карнут и Кафан, ореолы которых детально изучены и описаны К. Р. Варданяном (1970 г.), территориально тяготеют к гранитным интрузиям, в свою очередь приуроченным к определенным тектоническим структурам, главнейшие из которых представлены брахиантиклинальными поднятиями, разорванными в шарнирах и крыльях дизъюнктивными нарушениями.

**Шамлугское месторождение.** В геологическом строении месторождения принимают участие эфузивные и туфоосадочные породы. В нижних частях разреза залегают плагиоклазовые порфириты, которые постепенно переходят в перекрывающие их туфобрекции порфиритов; выше залегает кератофировый горизонт, представленный кварцевыми кератофираами, их туфами и туфобрекциями. На породах рудоносного горизонта залегает туфопесчаная толща. Эфузивные и туфоосадочные породы на участке месторождения прорваны пластообразными пологозалегающими телами фельзит-порфиров, гранодиорит-порфиров, кварцевых альбитафирами. Наибольшее распространение имеют силлы альбитафирам (от 0,5 до 20 м), играющие важную роль в локализации оруденения.

Основными структурными элементами являются небольшие куполовидные поднятия с флексурообразными перегибами, которые осложнены серией разрывных крутопадающих нарушений.

В пределах месторождения известно около 70 рудных тел, значительная часть которых выработана. Рудные тела нигде не вскрыты эрозией и расположены на глубине от 70 до 700 м. Большинство рудных тел представлено пластообразными залежами, которые с глубиной обычно приобретают жилообразную форму и переходят в жильные тела преимущественно близшитротного простириания. Есть ряд жил, которые в верхних частях переходят в штоки. Наиболее крупные и продуктивные рудные скопления располагаются в верхних горизонтах кератофировой толщи.

Главными рудными минералами являются пирит, халькопирит; менее развиты сфалерит, галенит, блеклая руда, отмечаются борнит, гематит, магнетит, рутил; жильные минералы представлены кварцем, серицитом, хлоритом, баритом, кальцитом, анкеритом, сидеритом, гипсом. Редко встречаются самородное серебро, аргентит, станинин, молибденит. Руды характеризуются высоким содержанием меди, низким содержанием свинца и цинка и незначительным содержанием мышьяка и сурьмы.

Иод, по сравнению с ореолами рудообразующих элементов меди и цинка, образует над известными рудными телами наиболее широкие и отходящие далеко вверх ореолы. Содержание иода колеблется: в песчаниках от 0 до 5 мкг/г; в кератофирах до 1 мкг/г, в туфобрекциях порфиритов до 1,9 мкг/г; в порфириях до 0,76 мкг/г и в альбитафирах до 1,04 мкг/г.

Как видно из рис. 42, ореолы меди и цинка обнаруживаются лишь в той части профиля, которая проходит по рудовмещаю-

щим породам, а над самим рудным телом содержание этих элементов близко или соответствует фоновым значениям. В перекрывающую толщу ореолы этих элементов практически не переходят. В то же время иод проникает в перекрывающую тол-

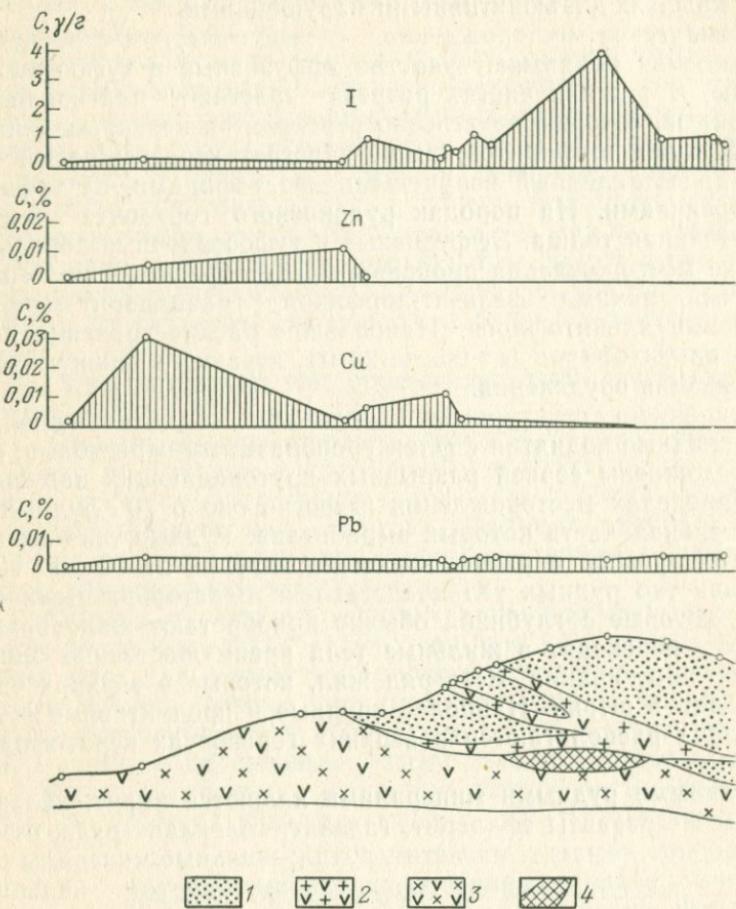


Рис. 42. Ореолы иода и рудообразующих элементов над штоком Д месторождения Шамлуг (по К. Р. Варданяну)

1 — песчаники и туфопесчаники; 2 — кварцевые альбитофирмы; 3 — кварцевые кератофирмы; 4 — рудное тело

щую и над рудным телом, залегающим на глубине около 100 м, обнаруживается его ореол; максимальное содержание иода над центральной частью рудного тела достигает 3 мкг/г. Размеры ореола более чем в два раза превышают площадь рудного тела.

На рис. 43 профиль проходит как над известным слепым рудным телом, залегающим на глубине 200—250 м, так и по пер-

спективной площади северного фланга месторождения (правая часть рисунка). Содержания основных рудообразующих элементов не обнаруживают какой-либо связи с имеющимися рудными телами и лежат в пределах колебания фона. В отличие от этих элементов, иод образует широкий контрастный ореол с содержанием, достигающим 1 мкг/г и более.

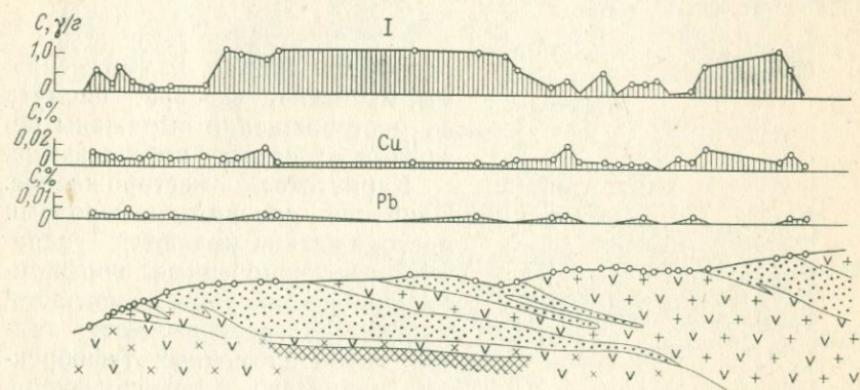


Рис. 43. Распределение содержаний иода, меди и свинца по профилю над рудным телом, залегающим на глубине 250 м (по К. Р. Варданяну). Условные обозначения см. на рис. 42

На рис. 44 показаны графики содержаний иода и брома по профилю при глубине залегания рудного тела 80 м.

Ореолы иода отличаются от ореолов меди и цинка резкой асимметричностью строения, выраженной в том, что поля максимальных концентраций иода располагаются в них значительно выше рудных тел, образуя над ними своеобразные «шапки» (рис. 45, 46). Содержание иода на горизонте рудных тел (штольня 1) составляет не более 0,64 мкг/г; в ореоле на расстоянии 300—400 м выше рудных тел — 3,58 мкг/г.

В результате проведенных на месторождении работ подтвердилась тенденция к преимущественному вертикальному распространению ореолов иода, которые уверенно обнаруживаются в 250—350 м, а в благоприятных случаях в 500—700 м, над слепыми рудными телами. В горизонтальном сечении ореолы иода распространяются на расстоянии 50—60 м от рудного тела.

Цинк и медь, после иода, образуют наиболее выдержаные и интенсивные ореолы, отмечающиеся по вертикали на расстоянии до 100 м. Ширина ореолов цинка и меди от 20 м вокруг отдельных рудных тел до 100—150 м вокруг сближенных рудных тел. Отношение площадей известных жильных рудных тел, расположенных на глубине до 300 м, к площадям ореолов на поверхности для иода составляет 1:45, для цинка 1:23, для меди 1 : 12.

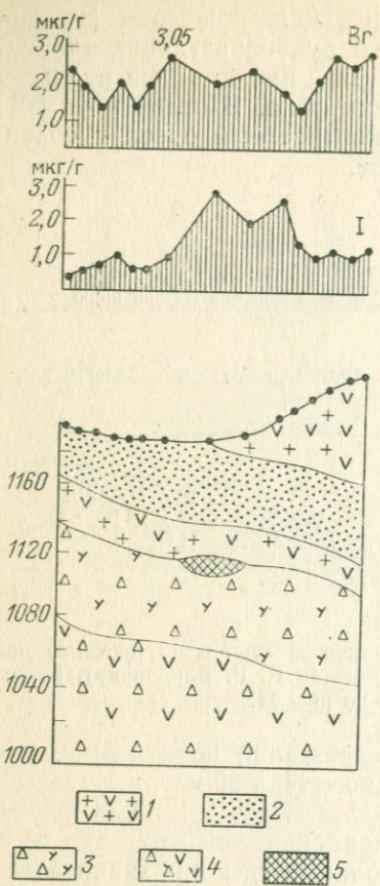


Рис. 44. Ореолы иода и брома над «слепым» рудным телом месторождения Шамлуг (по К. Р. Варданяну, Л. С. Карапетяну, Э. Г. Харатяну)

1 — альбитофир; 2 — песчаники, туфопесчаники; 3 — брекции кварцевых кератофиров; 4 — туфобрекции; 5 — рудное тело

Ореолы свинца, кадмия, сурьмы, мышьяка, серебра, висмута на месторождении выражены нечетко и не всегда наблюдаются.

**Карнунское месторождение.** Наиболее древними породами месторождения являются гидротермально-измененные порфиры нижне-байосского возраста. Порфиры перекрываются толщей грубообломочных туфобрекций, кварцевых плагиопорфиров, туфопесчаников. Широко распространены субвулканические тела кварцевых плагиопорфиров и дацитов, а диабазовые дайки, секущие все вышеописанные породы, — незначительно. Повсеместно развиты разрывные нарушения близмеридионального простирания. Месторождение располагается в ядре брахиантиклинальной складки.

В морфологическом отношении месторождение представляет общую минерализованную зону в виде большого штокверка, внутри которого выделяются обогащенные медью шесть подзон мощностью до 14—15 м. По простиранию подзоны прослеживаются на расстоянии более 300 м, а по падению до 100 м. Минеральный состав руд: пирит, халькопирит, сфалерит, тенантит, борнит, кварц, кальцит, гипс.

Литологический контроль оруденения выражается в приуроченности его к толще порфириров. Рудоносная толща вскрыта эрозией в ядре брахиантиклинали, значительная часть месторождения перекрыта вышележащими породами.

На месторождении выявлены ореолы меди, цинка, свинца, молибдена, олова, бария, мышьяка и иода. Наиболее четко проявлены ореолы иода, меди и цинка. Ореолы иода выгодно отличаются от ореолов меди и цинка наибольшей контрастностью и шириной над слепыми рудными телами, перекрытыми толщей даци-

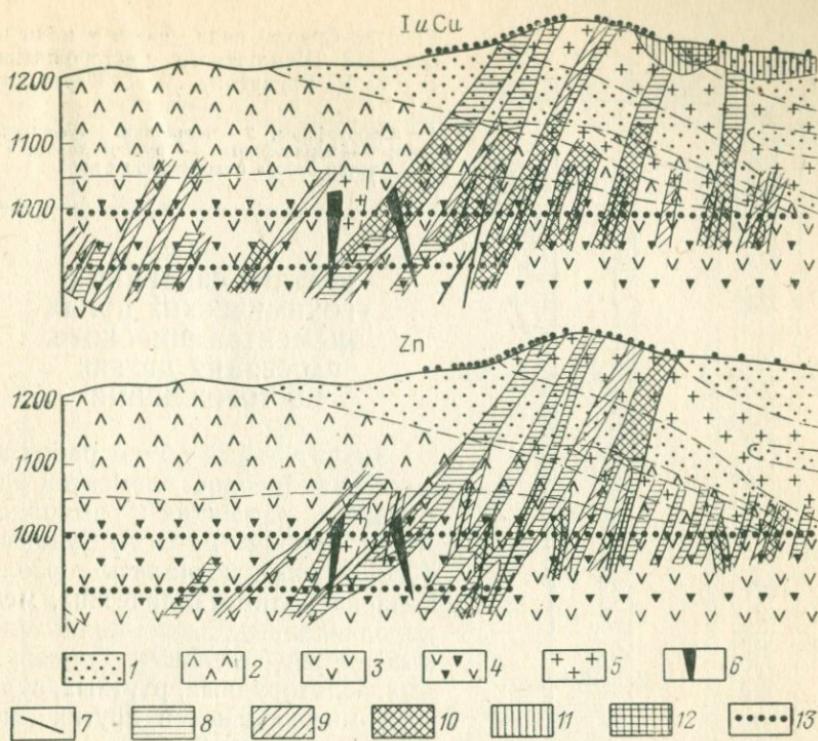


Рис. 45. Эндогенные ореолы иода, меди и цинка Шамлугского месторождения (по К. Р. Варданяну)

1 — туфопесчаники; 2 — кератофирсы; 3 — порфириты; 4 — туфобрекции порфиритов; 5 — альбитофиры; 6 — кварцевые порфиры; 7 — рудные жилы; 8—10 — содержание меди и цинка в г/т (8 — от 3 до 5; 9 — от 5 до 10; 10 — >10); 11—12 — содержание иода в мкг/г (11 — 1,2—3,0; 12 — >3,0); 13 — точки отбора геохимических проб

тов (рис. 47). Поля максимальных концентраций в ореолах иода на месторождении наблюдаются значительно выше, чем в ореолах остальных элементов (рис. 48). Параметры ореолов иода на поверхности месторождения на участках со слепым залеганием рудных тел, как правило, выше, чем на участках с выходящими на поверхность рудными телами.

Исследования, проведенные на Кафанском месторождении, также позволили установить, что ореолы иода по сравнению с ореолами остальных элементов уходят наиболее далеко вверх от рудных тел. Содержание иода в ореоле на уровне рудных тел составляет 0,2 мкг/г, на дневной поверхности на расстоянии 200—250 м от рудных тел оно достигает 3,72 мкг/г при среднем содержании 0,76 мкг/г и коэффициенте аномальности, равном 4.

Полученные результаты позволили К. Р. Варданяну рекомендовать иод в качестве элемента-индикатора для поисков глубокозалегающих медноколчеданных месторождений.

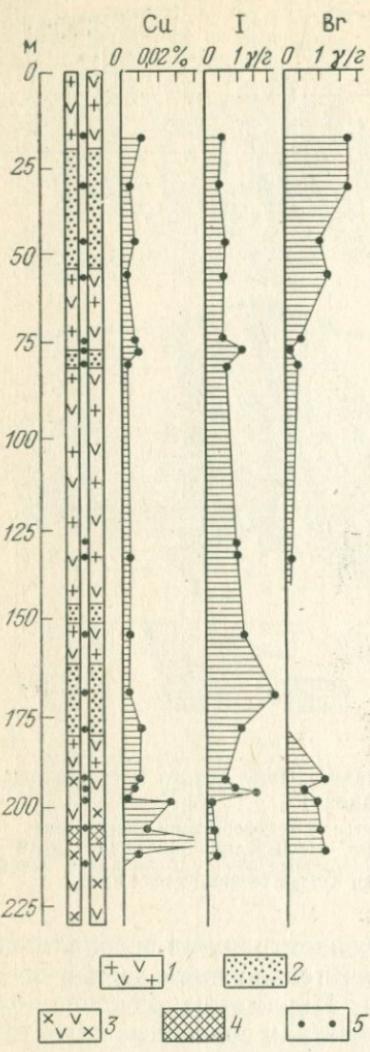


Рис. 46. Ореолы иода, брома и меди по скв. 313 Шамлугского месторождения (по К. Р. Варданяну, Л. С. Карсеяну, Э. Г. Харатяну)

1 — альбитофиры; 2 — песчаники, туфопесчаники; 3 — кератофиты; 4 — рудное тело; 5 — точки отбора геохимических проб

### КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ О ГЕОХИМИЧЕСКИХ ПОЛЯХ ЭЛЕМЕНТОВ ШИРОКОГО РАССЕЯНИЯ ДРУГИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Значительный объем работ по изучению ореолов элементов широкого рассеяния выполнен М. А. Лаппом и Б. А. Судовым [33, 34], ими изучались ореолы иода на полиметаллических, медноколчеданных, медно-молибденовых, медно-никелевых, оловорудных, золоторудных, ртутных, сурьмяно-мышьяковых и других месторождениях. Ореолы иода наблюдались на всех исследованных месторождениях независимо от вещественного состава и генезиса руд. Установлено, что иод обладает тенденцией к созданию ореолов, протягивающихся непосредственно вверх от рудных тел. Размеры ореола иода в этом направлении, по данным М. А. Лаппа и Б. А. Судова, достигают 100 м при ширине 30—50 м.

В. З. Фурсов [70] приводит сводные материалы по проявлению первичных ореолов ртути над различными по составу и происхождению рудными месторождениями Казахстана. Как отмечает автор, ореолы ртути установлены над многочисленными полиметаллическими, медноколчеданными и золоторудными месторождениями, в том числе слепыми, залегающими на глубинах до 400 м от поверхности. В одном случае слепое рудное тело было скрыто под толщей песчано-сланцевых пород мощностью 60—70 м. Эта толщина оказалась непроницаемой для свинца и цинка, но не послужила преградой для ртути, ореол которой был обнаружен; отмечается увеличение площади ореолов ртути по мере удаления вверх от рудных залежей. По

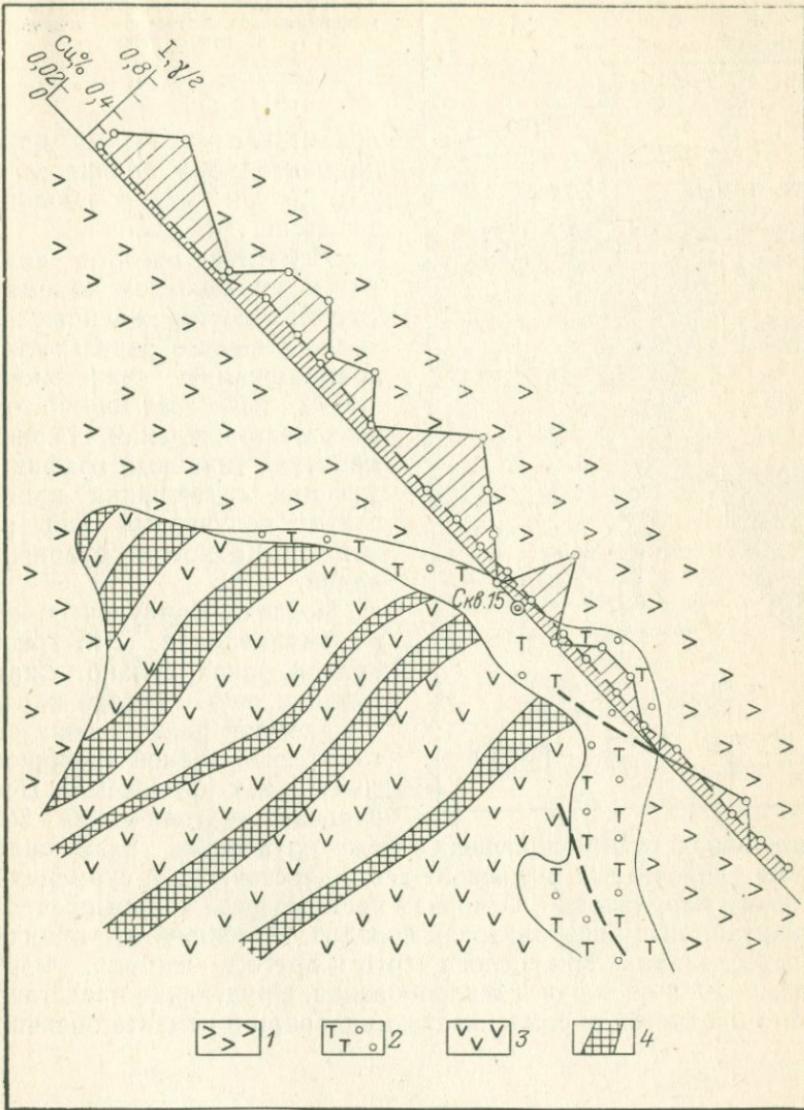
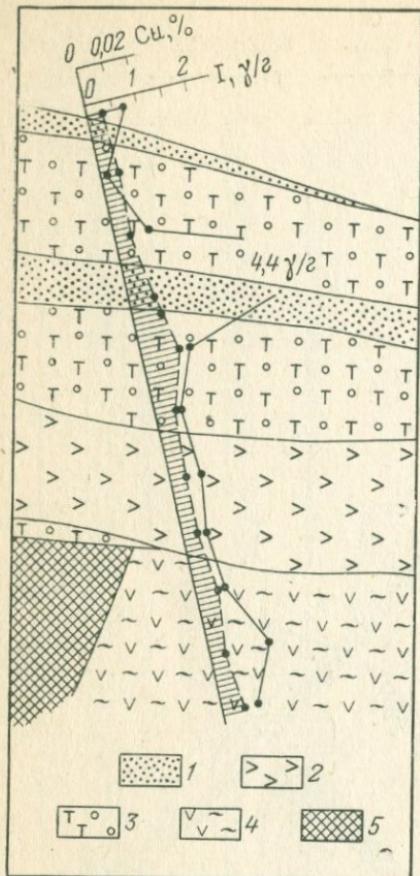


Рис. 47. Схематическая геологическая карта Карантукского месторождения и содержание меди и иода в пробах по поверхностному профилю  
(по К. Р. Варданяну)

1 — дациты; 2 — туфы; 3 — порфириты; 4 — рудное тело

Рис. 48. Распределение содержания меди и иода по скв. 15 Карнунского месторождения (по К. Р. Варданяну)  
 1 — песчаники, туфопесчаники; 2 — дациты;  
 3 — туфобрекчи, туфоконгломераты; 4 — гидротермально-измененные породы; 5 — рудное тело



являющаяся рудовмещающей. В зонах поперечных разрывов в северо-восточного и субмеридионального направлений. Основная часть разреза толщи представлена аргиллито-алевролитовой породой, состоящей из ритмично-переслаивания микрослоев того и другого состава. Форма рудных тел и сложная и жилообразная. Оруденение представлено мелкой густой вкрапленностью киновари в цементе брекчиро-

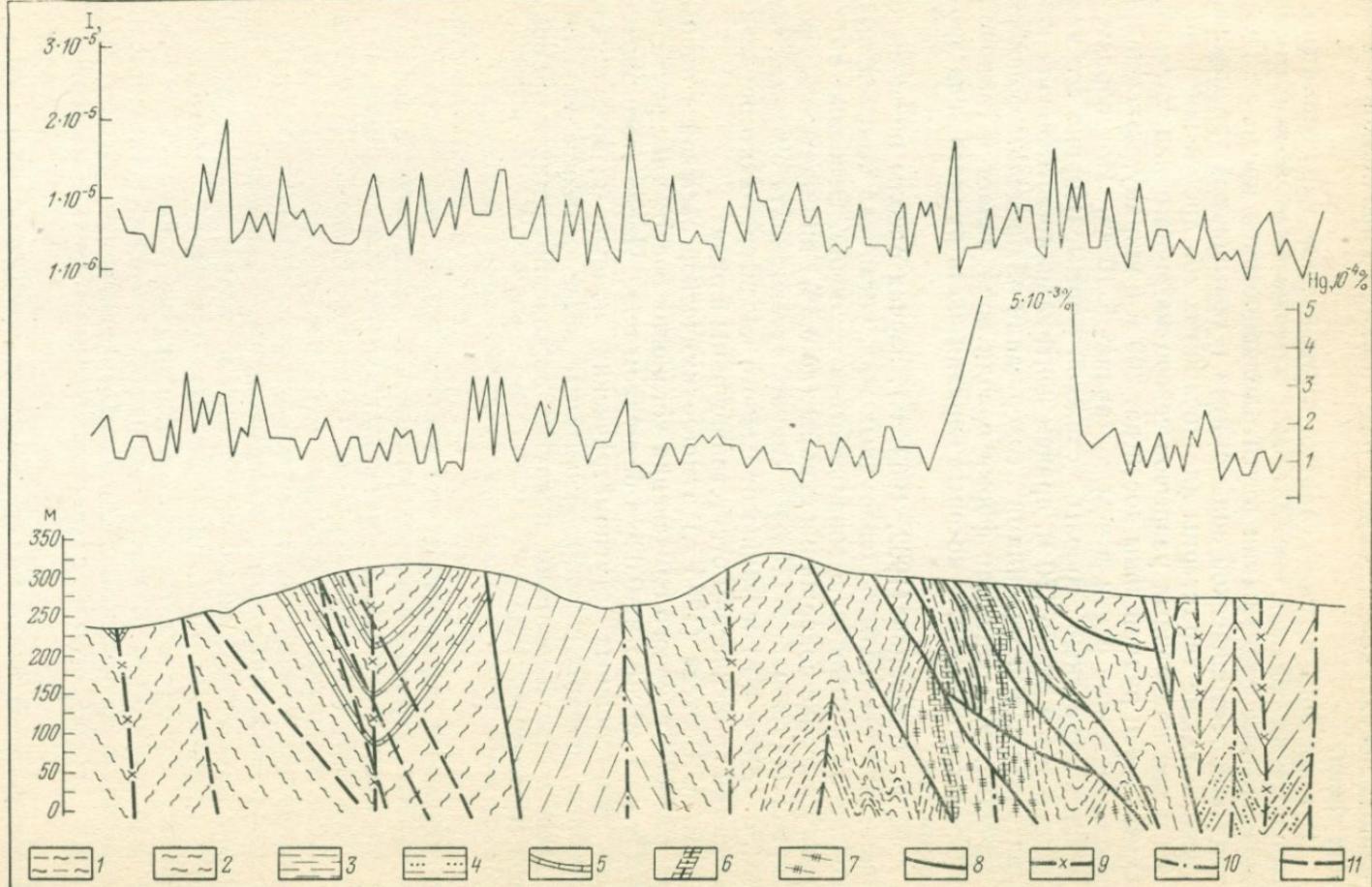
сравнению с ореолами других элементов, как правило, ореолы ртути имеют большую площадь.

Изучение ореолов иода и ртути в небольшом объеме на ртутных месторождениях дало положительные результаты по использованию этих элементов в качестве индикаторов этих месторождений. На рис. 49 приведен типичный график изменения содержания иода и ртути, полученный над рудной зоной одного из рудопроявлений.

Последнее приурочено к ядру антиклинали. Это гребневидная, узкая, сильно сжатая складка, вдоль осевой плоскости которой развита зона смятия и интенсивной трещиноватости — так называемая Центральная тектоническая зона. Реже оруденение размещается

Рис. 49. Графики содержания иода и ртути в иллювиальном почвенном горизонте по профилю через рудопроявление

1 — пересланывание аргиллитов и аргиллитоподобных глин; 2 — глины; 3 — аргиллиты; 4 — аргиллиты с прослойками песчаников; 5 — известняковый конгломерат; 6 — участки с киноварной минерализацией; 7 — центральная тектоническая зона смятия и повышенной трещиноватости; 8 — крупные разрывные нарушения; 9 — оси синклинальных складок; 10 — оси антиклинальных складок; 11 — второстепенные разрывные нарушения



ванных песчаников, а также в виде тонких ее прожилков и мелких гнезд.

Рудная зона, а также главные тектонические нарушения фиксируются на графике аномальными содержаниями иода и ртути. Повышенные содержания ртути наблюдаются в пределах Центральной тектонической зоны смятия и повышенной трещиноватости, а также характерны для послойных зон дробления и смятия и зон поперечных разрывов северо-восточного направления. Ореол ртути рудной зоны достигает 300 м в ширину, максимальное содержание ртути в нем составляет  $5 \cdot 10^{-3}\%$ . Иод образует менее контрастные ореолы, сложной формы. Ширина его над рудной зоной около 150 м, причем центральная часть ореола характеризуется изменениями содержаний в пределах фоновых значений. Наблюданная форма ореола иода является типичной для месторождений, у которых верхняя часть рудного тела эродирована.

Н. И. Сафонов (1962, 1963 гг.), изучая ореолы первичного рассеяния некоторых оловорудных жил, установил комплексный состав их и известную зональность в строении. Особенно интересны высокие содержания сурьмы (до 0,5%) при ничтожных содержаниях олова (до 0,1%) в кварце, арсенопирите и турмалине в 150—200 м по восстанию от слепого кассiterитового оруденения, при практическом отсутствии сурьмы в рудах.

Е. А. Сергеев (1955 г.) атмогеохимической съемкой в одном из районов ртутного оруденения установил содержание ртути до 0,25 γ на 1 м<sup>3</sup>, против 0,02 γ в безрудном поле. После этого проведен ряд успешных ртутнометрических поисков по воздушным ореолам, оправдывающих дальнейшие исследования в этой области, с использованием и других легкоиспаряющихся элементов (например, иода).

## ГЛАВА IV.

### ЗОНАЛЬНОСТЬ ЛИТОХИМИЧЕСКИХ ОРЕОЛОВ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

---

Зональность рудных месторождений и их ореолов определяется закономерным изменением минерального и связанного с ним химического состава на площадях месторождений. Выявление зональности имеет не только теоретическое, но и большое практическое значение и поэтому постоянно привлекает внимание исследователей.

По В. И. Смирнову, зональность месторождений определяется сменой состава руды при переходе от одного рудного тела (или их группы) к другому рудному телу (или группе). В соответствии со сменой минерального и химического состава различают зональность по мощности, простиранию и падению рудных тел. Направление зональности может быть различным. Наиболее часто проявляется зональная структура крутопадающих рудных тел по их мощности. Наиболее важной является зональность по падению и простиранию. Почти на всех свинцово-цинковых месторождениях с глубиной наблюдается то или иное увеличение количества сфалерита и вытеснение цинково-свинцовых руд свинцово-цинковыми. Это явление отмечено К. Пожарским для Садона, П. Буровым для Алтая, Г. Лабазиным для Салаира, В. Смирновым для Тетюхе. Конtrастность зональности рудных тел определяется характером перехода зоны одного состава в зону другого.

Генетические типы зональности рудных тел и первичных ореолов разнообразны, и невозможно объяснить все случаи и разновидности первичной зональности какой-либо одной причиной. В. И. Смирнов выделяет два рода первичной зональности гидротермальных рудных тел — стадийную и фациальную. Стадийная зональность обусловлена последовательным отщеплением от родоначальных магматических очагов рудоносных растворов различного состава и соответствующим последовательным отложением руд разного состава. Фациальная зональность связана с изменением геологических и физико-химических условий циркуляции рудоносных растворов на пути их движения с последовательным отложением минеральных комплексов, характеризующихся различным соотношением рудообразующих минералов.

Зональность рудных тел полиметаллических месторождений Северной Осетии главным образом стадийная. При формировании ореолов месторождений существенно повышается роль

фациальной зональности. Этим объясняется частое расхождение в зональности рудных тел и зональности их ореолов.

Первые теоретические соображения о механизмах образования первичных ореолов и причин их зональности были выдвинуты Н. И. Сафоновым (1959, 1963 гг.), который в качестве основных движущих сил процесса образования ореолов считал диффузию и инфильтрацию.

Л. Н. Овчинников и С. В. Григорян (1970 г.) основной причиной геохимической зональности рудоносных зон считают дифференциальную подвижность химических элементов в процессе рудообразования, обусловленную различной устойчивостью их соединений в рудоносных растворах. Для доказательства этого положения исследователи указывают на соответствие геохимической зональности с подвижностью распространенных комплексных соединений основных элементов-индикаторов гидротермального оруднения (по экспериментальным данным.)

Особое внимание уделяется вертикальной зональности, используемой в качестве критерия оценки уровня эрозионного среза геохимической аномалии. С. В. Григорян предложил количественный метод составления рядов зональности с помощью коэффициентов контрастности зональности и показателя зональности.

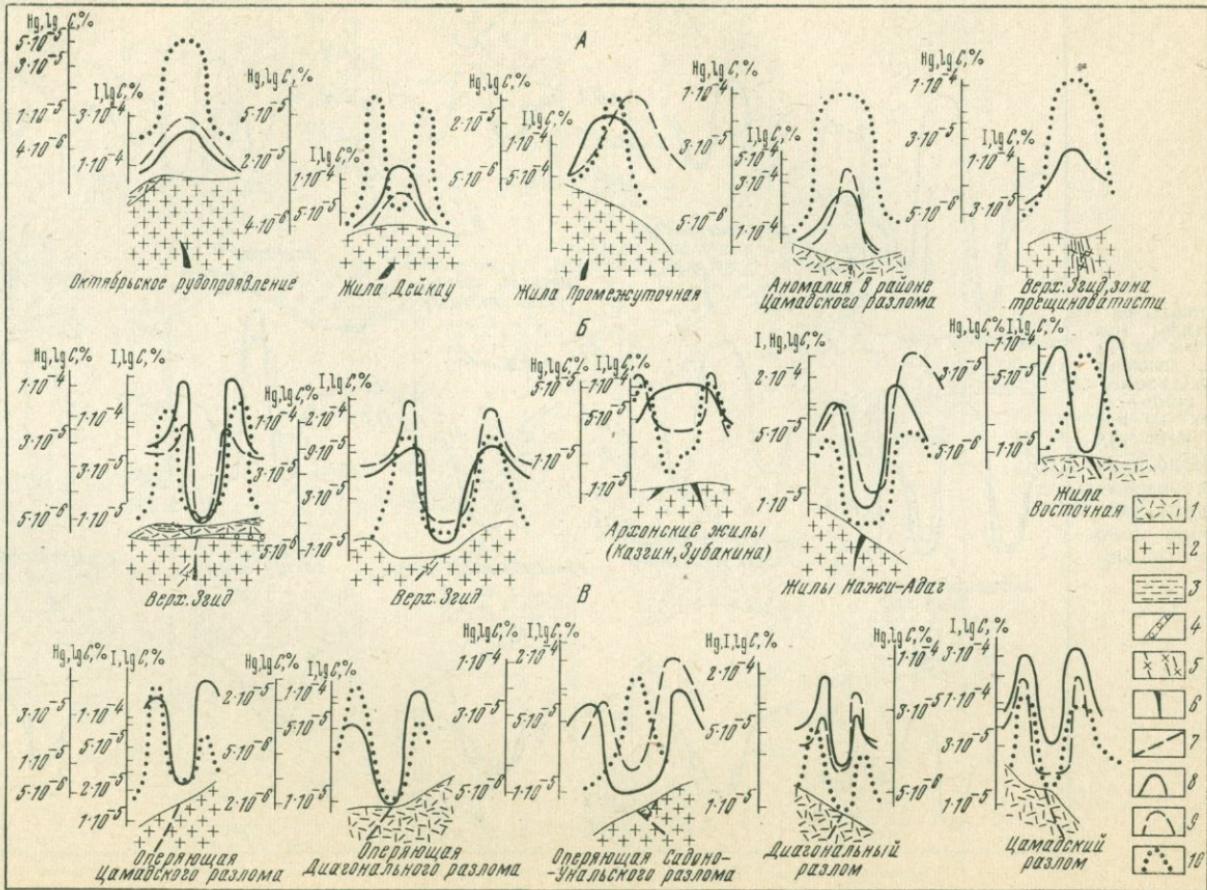
### ВЕРТИКАЛЬНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ В СТРОЕНИИ ГИПЕРГЕННЫХ ОРЕОЛОВ

По теоретическим представлениям о вертикальной зональности рудного тела (А. П. Соловов, Н. И. Сафонов) основная масса легколетучих компонентов, в частности иода, ртути, бора, распределяется в верхней зоне ореола над рудным телом; серебро и цинк находятся в средней зоне ореола, свинец образует ореол, примыкающий к рудному телу.

Вертикальная зональность в строении гипергенных ореолов прежде всего проявляется в форме, параметрах и элементном составе ореолов, наблюдаемых на поверхности, которые значительно изменяются в зависимости от уровня сечения ореола. На рис. 50—53 приведена характерная форма гипергенных ореолов элементов широкого рассеяния и основных рудных компонентов дляrudовмещающих структур как закрытых, так и вскрытых эрозией, на месторождениях Северо-Осетинского полиметаллического пояса.

Рис. 50. Типы ореолов иода и ртути на полиметаллических месторождениях Северной Осетии

*A* — ореолы закрытыхrudовмещающих структур; *B* — ореолы открытыхrudовмещающих структур; *1* — покровные альбитофирмы; *2* — граниты; *3* — глинистые сланцы; *4* — базальные конгломераты; *5* — зона трещиноватости; *6* — рудные тела; *7* — разломы; *8—9* — ореолы иода (*8* — в элювиально-делювиальном горизонте, *9* — в гумусовом горизонте почв); *10* — ореол ртути в элювиально-делювиальном горизонте



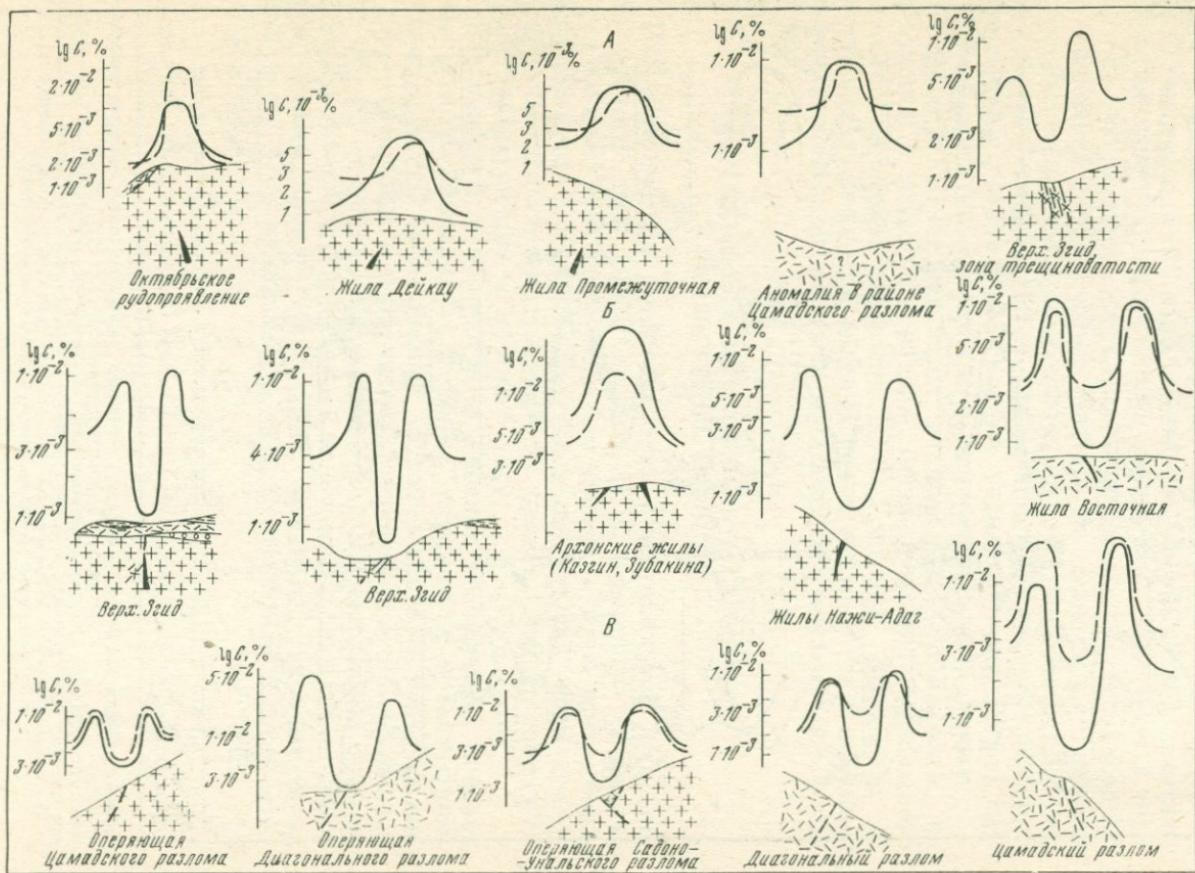


Рис. 51. Типы ореолов бора на полиметаллических месторождениях Северной Осетии  
 Условные обозначения см. на рис. 50  
 (8 — ореол бора в элювиально-делювильном горизонте;  
 9 — то же, в гумусовом горизонте горно-луговых почв)

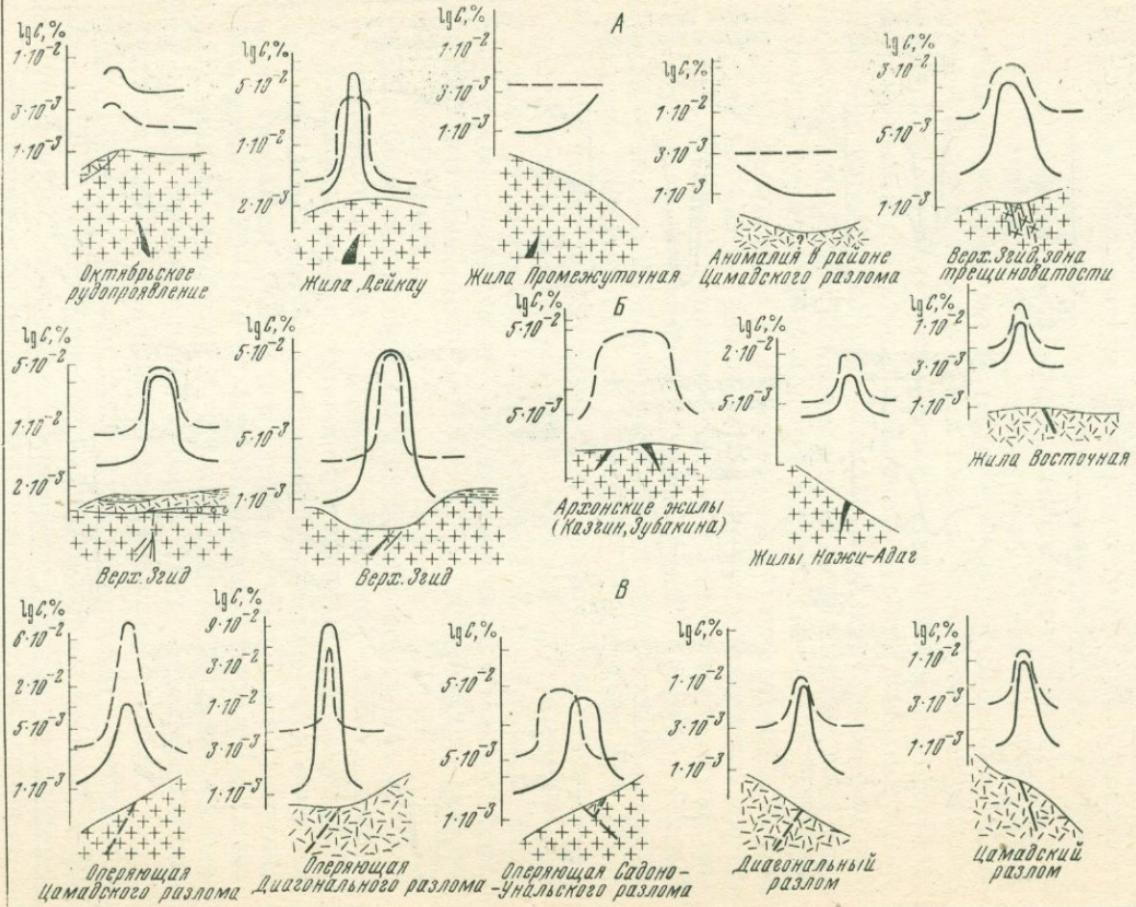


Рис. 52. Типы ореолов свинца на полиметаллических месторождениях Северной Осетии

Условные обозначения см. на рис. 50 (8 — ореол свинца в элювиально-делювиальном горизонте; 9 — то же, в гумусовом горизонте горно-луговых почв)

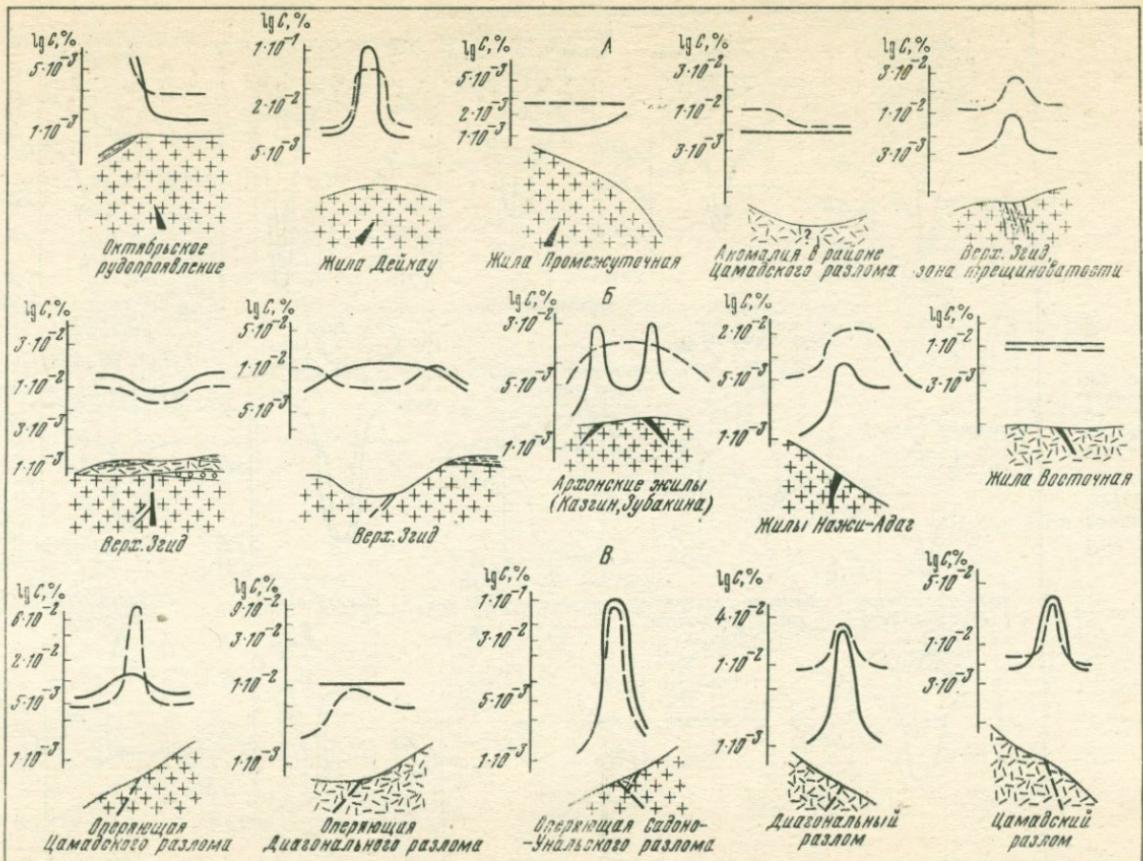


Рис. 53. Типы ореолиметаллических месторождений Северной Осетии  
Условные обозначения см. на рис. 50  
(8 — ореол цинка в злювиально-делювиальном горизонте; 9 — то же, в гумусовом горизонте почв)

Над закрытыми рудовмещающими структурами с глубиной залегания рудных тел более 150 м наблюдаются ореолы только элементов широкого рассеяния — иода, ртути и бора, имеющие над такими структурами положительную форму. Ширина ореола иода изменяется от 70 до 120 м. Линейная продуктивность ореолов иода над закрытыми рудовмещающими структурами достигает  $5-8 \cdot 10^{-1}$  м%. Ширина ореолов ртути над закрытыми структурами составляет 50—120 м, бора 80—120 м, линейная продуктивность ореолов ртути  $5-10 \cdot 10^{-3}$  м%, бора 0,6—0,8 м%.

Ореол иода выходящих на поверхность рудоносных структур имеет сложную форму. Центральная часть его характеризуется содержаниями ниже фонового значения, а на участках, непосредственно к ней примыкающих, содержание иода в 2—5 раз выше минимально-аномального значения. Ширина такого сложного ореола изменяется в элювиально-делювиальном горизонте от 100 до 180 м. Форма ореола иода над жилами Главной и Зубакина в элювиально-делювиальном горизонте представлена одной положительной кривой, в то время как в гумусовом горизонте отмечается сложная кривая того же характера, как и над остальными открытыми структурами. Видимо, особенности положения этих жил на уровне среза неполностью отразились в ореоле при шаге опробования 20 м. Линейная продуктивность ореолов иода этой группы рудных тел находится в пределах  $8-20 \cdot 10^{-2}$  м%. Ореол иода выходящих на поверхность рудоподводящих нарушений, так же как и ореолы открытых рудовмещающих структур, имеет сложный характер. Центральная часть его представлена содержаниями ниже фонового значения, в краевых участках содержание иода в 2—3 раза превышает минимально-аномальное значение. Ширина ореола варьирует в пределах 80—150 м, причем она прямо пропорциональна размерам нарушений.

Ореолы ртути над вскрытыми эрозией рудовмещающими структурами отличаются сложной формой. В центральных отрицательных зонах содержание ее несколько ниже или равно фоновому. Ширина таких ореолов 100—180 м; линейная продуктивность  $3-6 \cdot 10^{-3}$  м%.

Ореолы бора над выходящими на поверхность рудными телами неоднозначны. Над Главной Згидской зоной, жилами Восточной и Нажи-Адаг выявлены сложные ореолы бора с центральной зоной низких содержаний, меньших фонового значения, и краевыми участками резко повышенных значений. Ширина ореолов 80—100 м, линейная продуктивность в элювиально-делювиальном слое  $0,1-0,3$  м%. Над Архонскими жилами зафиксирован положительный ореол. Над рудоподводящими разломами отмечаются лишь сложные ореолы.

Таким образом, элементный состав гипергенных геохимических аномалий, их размеры, параметры и формы кривых являются отражением зонального строения ореолов и позволяют дать предварительную оценку типу и уровню среза структур, а

комплексное рассмотрение поведения всех элементов — оценить перспективность данной структуры в отношении рудоносности. Над закрытыми рудовмещающими структурами иод, ртуть и бор образуют резко положительные ореолы. Над открытыми рудовмещающими и рудоподводящими структурами эти элементы формируют сложные ореолы, центральная часть которых характеризуется содержаниями ниже фоновых значений, а содержания в краевых зонах превышают минимально-аномальные. Ореолы элементов широкого рассеяния, имеющие положительную форму, наблюдаются лишь в самых верхних сечениях. Соотношение ширины отрицательной центральной зоны и положительных краевых участков ореолов определяется также уровнем их эрозионного сечения.

Количественным выражением вертикальной зональности в строении ореолов является контрастное изменение величин геохимических коэффициентов в зависимости от уровня сечения ореолов. Наиболее контрастно изменяются с увеличением уровня сечения ореолов геохимические коэффициенты, в числителе которых находятся параметры ореолов элементов широкого рассеяния (табл. 42). Отношение линейных продуктивностей ореолов иода и свинца как в элювиально-делювиальном, так и в гумусовом горизонте горно-луговых почв характеризуется минимальной величиной на Архонском, наиболее эродированном, месторождении. Это отношение растет постепенно с повышением эрозионного среза. Максимальное его значение приходится на ореол участка рудопроявления Октябрьское, располагающегося относительно рудного тела на самом высоком срезе. Аналогично распределяются отношения продуктивностей ореолов бора, рту-

Таблица 42

Отношения продуктивностей ореолов пар элементов-индикаторов на участках различных эрозионных уровней Садено-Унальского рудного поля

Месторождение	Уровень эрозионного среза	Отношения продуктивностей ореолов									
		I/Pb		B/Pb		Ag/Pb		Hg/Pb		Zn/Pb	
		D	A <sub>1</sub>	D	A <sub>1</sub>	D	A <sub>1</sub>	D	A <sub>1</sub>	D	A <sub>1</sub>
Октябрьское	+300— 250	3,30	5,60	6,30	6,80	1,70	1,80	0,80	—	0,04	0,05
Дейкау	+200	2,50	3,50	14,20	20,0	1,70	1,90	0,015	—	0,08	0,10
Джими	+200— 150	0,30	0,31	4,20	4,80	0,07	0,10	0,009	—	0,3	0,5
Аномалия района Цамадского разлома	+150— 100	0,09	0,13	0,76	0,91	0,36	0,60	0,007	—	1,0	1,3
Згидское	0—50	0,05	0,08	0,6	0,7	0,04	0,06	0,005	—	1,2	1,5
Холстинское	-200	0,01	0,015	0,9	1,1	0,03	0,04	0,002	—	1,3	1,8
Архонское	-150— 200	0,0005	0,0008	0,4	0,45	0,01	0,018	0,001	—	1,8	1,8

ти и серебра к продуктивности ореола свинца в почвенных горизонтах.

Расчет обобщенного коэффициента  $\gamma = I \cdot B \cdot Hg/Pb \cdot Zn^2$  и анализ его величины по тем же участкам подтвердил наличие зональности в строении гипергенного ореола. Ниже приведены геохимические коэффициенты на участках различных эрозионных уровней:

Месторождение	$\gamma$
Октябрьское . . . . .	0,339
Дейкау . . . . .	0,125
Згидское . . . . .	0,001
Архонское . . . . .	0,0001

На Садонском месторождении, где геохимические профили на поверхности пересекают рудную зону на разных уровнях эрозионного среза, общий изученный интервал гипергенного ореола составил по вертикали 600 м. Надрудный гипергенный ореол месторождения представлен преимущественно элементами широкого рассеяния — иодом, ртутью, бором, сурьмой; в верхнерудном ореоле появляются наряду с ними рудные компоненты и их

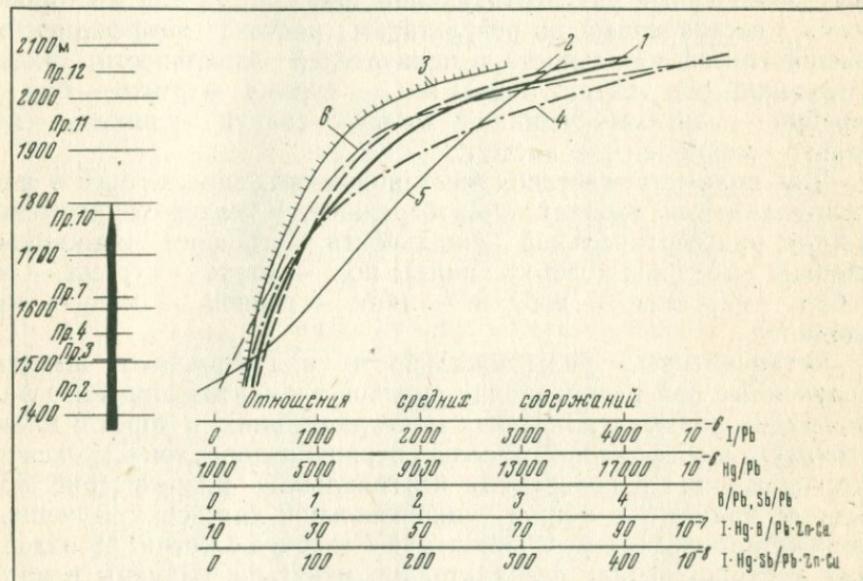


Рис. 54. Зависимость величин геохимических коэффициентов от уровня эрозионного среза гипергенного ореола Садонского месторождения  
1 — I/Pb; 2 — Hg/Pb; 3 — Sb/Pb; 4 — B/Pb; 5 — I-Hg-B/Pb-Zn-Cu; 6 — I-Hg-Sb/Pb-Zn-Cu

спутники — свинец, цинк, серебро, марганец, которые в ореоле среднего сечения рудной жилы становятся преобладающими.

На рис. 54 показана зависимость величин геохимических коэффициентов гипергенного ореола Садонской жилы от уровня

эрозионного среза. Значения величин геохимических коэффициентов, в числителе которых представлены средние содержания элементов широкого рассеяния в ореоле, значительно увеличиваются по мере уменьшения эрозионного среза общего ореола.

Зональное строение гипергенных ореолов являются ключом для определения уровня эрозионного среза выявленных геохимических аномалий.

### ВЕРТИКАЛЬНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ В СТРОЕНИИ ЭНДОГЕННЫХ ОРЕОЛОВ

Наиболее полно вертикальная зональность в строении эндогенных ореолов, включая элементы широкого рассеяния, изучена на полиметаллических месторождениях Северо-Осетинского пояса: Садонском, Зgidском, Какадур-Ханикомском, Левобережном, Архонском.

На Садонском месторождении вертикальная зональность ореолов выведена на основании изучения распределения элементов по рудной зоне на восьми горизонтах (800 м) по семи разрезам. Обобщенный ряд вертикальной зональности для месторождения, составленный по результатам расчета коэффициентов контрастности зональности и показателей зональности, имеет следующий вид (сверху вниз): иод — сурьма — ртуть — бор — серебро — марганец — цинк — медь — свинец — никель — кобальт — молибден — висмут.

Для полиметаллических месторождений, залегающих в песчано-сланцевых породах (Левобережное, Какадур-Ханикомское м-ния), ряд вертикальной зональности в строении эндогенных ореолов имеет вид (сверху вниз): иод — ртуть — сурьма — серебро — марганец — кобальт — цинк — свинец — медь — молибден.

Установленные ряды зональности подтверждают выводы, полученные при рассмотрении ореолов элементов широкого рассеяния на полиметаллических месторождениях, и хорошо иллюстрируются обобщенной моделью первичных ореолов Садонского месторождения в поперечном вертикальном разрезе (рис. 55). Модель является в общем универсальной для всех изученных полиметаллических месторождений Северной Осетии; на отдельных месторождениях незначительно меняются размеры и параметры ореолов в зависимости от литолого-физических свойств вмещающих пород и тектонического строения.

Ореолы иода, ртути, сурьмы и бора далее других элементов уходят вверх от рудной жилы и характеризуются сложной формой. Наиболее похожи по форме ореолы иода (подвижного, извлекаемого водно-солевой вытяжкой) и бора: по восстанию рудной зоны постепенно увеличивается общий ореол, в котором выделяются зоны максимальных концентраций. Эти зоны начинаются со средних сечений ореола и расположены в боковых

частях рудной зоны, выше максимальные концентрации элементов приурочены к самой зоне и к ее крыльям, еще выше эти максимумы сливаются в один, находящийся непосредственно над рудной зоной. Ореол иода выгодно отличается тем, что зоны максимальных концентраций в крыльях и рудной зоне у не-

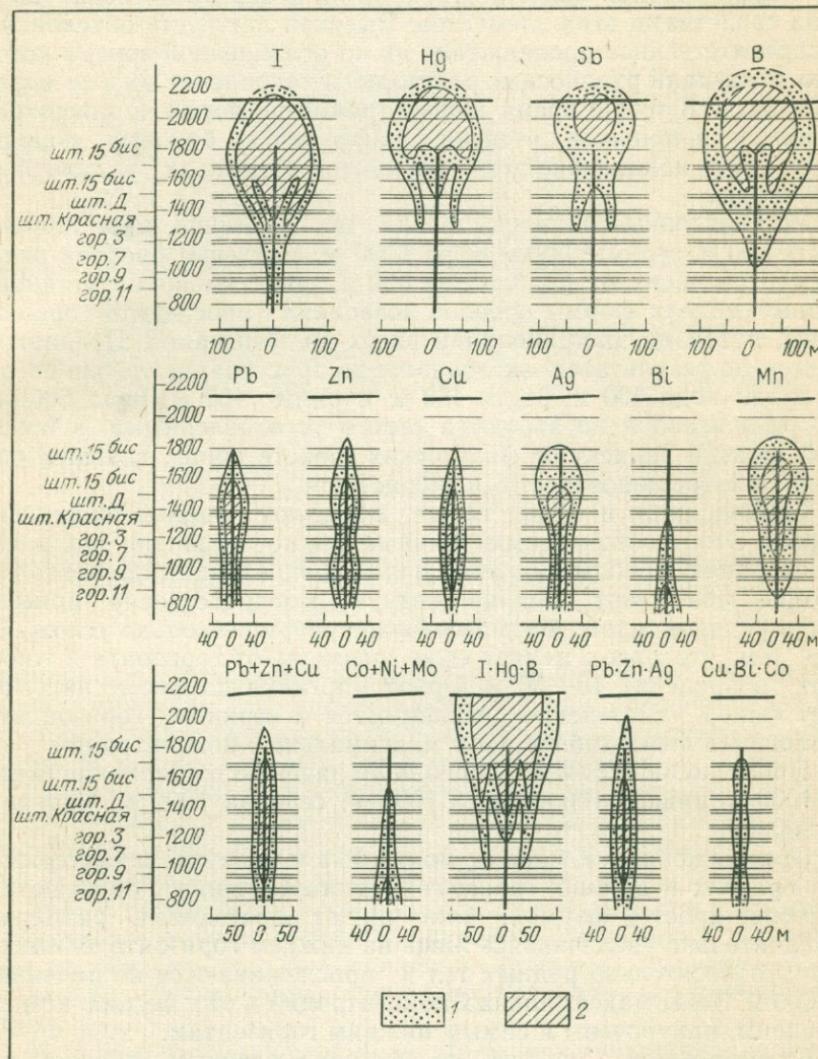


Рис. 55. Обобщенная модель первичных ореолов Садонского месторождения  
в поперечном вертикальном разрезе  
Содержание элементов: 1 —  $C_{\Phi} \cdot \varepsilon^3$ ; 2 —  $> C_{\Phi} \cdot \varepsilon^3$

го появляются на более низких горизонтах, чем у бора, т. е. ореол иода в нижних и средних сечениях более контрастный.

Ореолы ртути и сурьмы отличаются тем, что в нижнем сечении они развиты только в крыльях рудной зоны в виде узких слабоконтрастных полос. Максимальные концентрации этих элементов в ореолах приурочены к их надрудным частям.

Форма ореолов иода, ртути, сурьмы и бора безусловно вызвана свойствами этих элементов. Высокая летучесть обусловила беспрепятственное продвижение их по ослабленной зоне, в которую поступали рудоносные растворы, и накопление их в ее верхней части. В то же время инфильтрация по порам и микротрешинам и, в меньшей степени, диффузия в боковые породы обусловила накопление этих элементов в крыльях рудоносной структуры.

Установленные размеры ореола по падению: иода 1200 м, ртути 800 м, сурьмы, 900 м, бора 1000 м, удаление ореолов этих элементов вверх от рудных тел 300 м. В то же время установленные модели формы ореолов позволяют проследить ореолы выше, путем их экстраполяции вверх до замыкания. Предполагаемое по результатам экстраполяции простирание ореола вверх от руды: иода 400 м, ртути 450 м, сурьмы 400 м, бора 600 м. Размеры ореолов не являются строго установленными, в большой степени зависят от физических свойств пород, главным образом их трещиноватости и пористости.

Свинец, цинк и медь также образуют ореолы подобной формы. Это, в общем, симметричные как по падению, так и по простиранию ореолы, максимальные концентрации элементов которых повторяют внешние контуры, непосредственно примыкая к рудным телам. Форма ореола серебра несколько усложняется тем, что ореол меняет свои размеры от горизонта к горизонту в пределах 10—50 м. Ореол марганца по форме напоминает факел, постепенно расширяется к верхним горизонтам, аналогично ведет себя и зона максимальных концентраций.

Прослеженные размеры ореола по падению составляют: свинца 1000 м, цинка 1100 м, меди 1000 м, серебра 1000 м, марганца 900 м.

Ореолы кобальта, никеля, молибдена и висмута, характерные для средних и нижних горизонтов месторождения, отличаются наиболее простой формой. Они имеют постоянные размеры, незначительно увеличиваясь лишь на нижнем горизонте, симметричны относительно рудных тел и прослеживаются по падению на 600 м. Зоны максимальных концентраций в них весьма незначительны, приурочены к самым нижним горизонтам.

Суммированные ореолы по форме и главным образом по своим размерам почти не отличаются от ореолов слагающих их элементов.

Вертикальная зональность эндогенных ореолов наиболее наглядно выражается в закономерном изменении с глубиной

величин отношений параметров ореолов элементов, максимально удаленных в ряду зональности. На рис. 56 показана зависимость величин геохимических коэффициентов от уровня среза ореола Садонского месторождения. Наиболее контрастно по вертикали в ореоле изменяются величины геохимических коэффициентов, в числителе которых представлены параметры ореолов элемен-

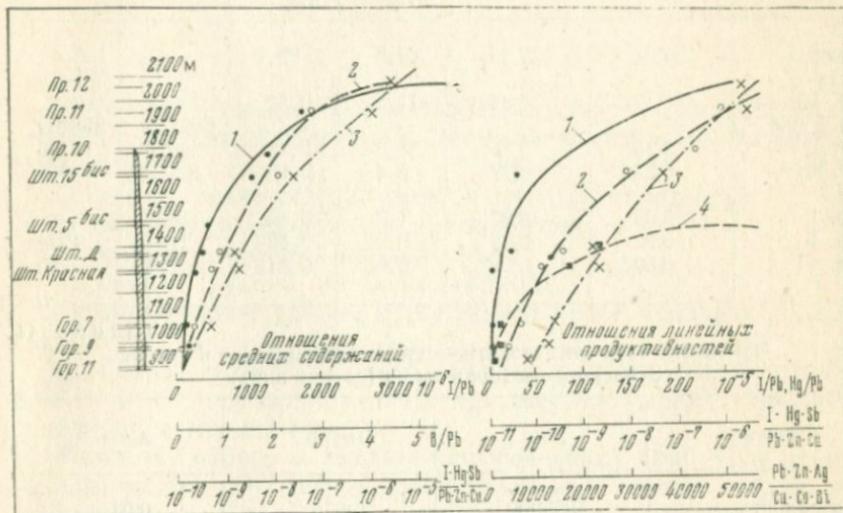


Рис. 56. Графики зависимости величин геохимических коэффициентов от уровня среза эндогенного ореола Садонского месторождения  
 1 — I/Pb; 2 — B/Pb (на левом графике) и Hg/Pb (на правом графике); 3 — I-Hg-Sb/Pb×  
 XZn·Cu; 4 — Pb·Zn·Ag/Cu·Co·Bi

тов широкого рассеяния ( $I/Pb$ ,  $I/Mo$ ,  $Hg/Pb$ ,  $B/Pb$ ,  $I\text{-Hg Sb}/Pb ZnCu$ ). Величины этих отношений на верхних горизонтах и особенно на горизонтах при слепом залегании рудной зоны в десятки тысяч раз больше, чем на нижних горизонтах.

Составные геохимические коэффициенты, представляющие собой отношения параметров суммированных ореолов, отличаются наибольшей стабильностью в характере изменения их величин с глубиной (табл. 43).

Закономерное контрастное уменьшение с глубиной отношений параметров ореолов элементов широкого рассеяния к параметрам ореола свинца, указывающее на зональное строение общего ореола, установлено также на Згидском месторождении (табл. 44).

М. А. Лапп, Б. А. Судов, К. А. Даниелян [35] также пришли к выводу, что иод, ртуть и сурьма на полиметаллических, медноколчеданных, медно-молибденовых, медно-никелевых и других месторождениях составляют внешнюю зону ореола и наиболее далеко уходят вверх от рудных тел. Составленный этими авто-

Таблица 43

**Величины групповых геохимических коэффициентов на разных горизонтах сечения эндогенного ореола Садонского месторождения**

Горизонт	I·Hg·Sb/Pb·Zn·Cu		I·Hg·B/Pb·Zn·Cu		Pb·Zn·Ag/Cu·Co·Bi	
	линейная про- дуктивность, $n \cdot 10^{-8}$	среднее со- держание, $n \cdot 10^{-8}$	линейная про- дуктивность, $n \cdot 10^{-7}$	среднее со- дера- ние, $n \cdot 10^{-7}$	линейная про- дуктивность	среднее со- дера- жение
Поверх- ность	173,38	122,25	82,6	32,0	—	—
Шт. 15	6,17	4,83	11,5	0,30	—	—
Шт. 5 бис	—	—	—	—	602246	355189
Шт. Д	0,13	0,18	3,0	0,43	22679	13463
Шт. Крас- ная	0,32	0,27	5,4	0,36	16319	5597
Гор. 7	0,03	0,07	1,0	0,10	1891	—
Гор. 9	0,02	0,03	0,03	0,008	2184	1974
Гор. 11	0,007	0,02	0,03	0,015	200	655

Таблица 44

**Изменение величины геохимических коэффициентов в ореоле Згидского месторождения (сверху вниз)**

Горизонт	I/Pb	Hg/Pb	Ag/Pb
Поверхность	0,05000	0,005	0,04
Шт. 6	0,03000	0,001	0,003
Шт. 4	0,00100	0,00022	0,0004
Гор. 1	—	—	—
Гор. 2	0,00030	0,0005	0,0007
Гор. 3	0,00012	0,0003	0,0002

рами ряд зональности имеет вид (от руды вверх): Cu → Pb → Zn → Hg → As, Sb → Ge → Tl → I. Зональность геохимического ореола Гайского медноколчеданного месторождения выражается следующим зональным рядом (в направлении от тыловых зон к фронтальным), также возглавляемым иодом и ртутью: Mo → Co → Cu → Zn → As → Pb → Ag → Ba → Hg → I.

Практически на всех месторождениях, где были изучены ореолы элементов широкого рассеяния, в частности ртути и иода, эти элементы накапливаются преимущественно во внешней зоне ореола и наиболее далеко уходят вверх от рудных тел. В составленном Л. Н. Овчинниковым, С. В. Григоряном, Э. Н. Барановым (1973 г.) универсальном ряду вертикальной зональности сульфидных месторождений ртуть и иод также находятся, соответственно, на предпоследнем и последнем местах, т. е. являются элементами, наиболее далеко уходящими по вертикали от рудных тел. Эта особенность элементов широкого рассеяния выдвигает их на первое место при поисках глубокозалегающих месторождений.

## НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ МЕТОДИКИ ПОИСКОВ И ОЦЕНКИ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ ЭЛЕМЕНТОВ ШИРОКОГО РАССЕЯНИЯ

---

Методика проведения геохимических поисков во многом определяет их эффективность. К наиболее важным вопросам следует отнести:

- 1) отбор геохимических проб и методы их анализа;
- 2) обработку результатов анализа проб;
- 3) выбор элементов-индикаторов;
- 4) оценку рудной природы аномалий;
- 5) определение уровня эрозионного среза ореола и рудного тела.

Для каждого рудного района эти вопросы необходимо решать при изучении ореолов на известных месторождениях, создавая обобщенную модель ореола.

**Методика отбора и анализа геохимических проб.** При отборе геохимических проб перед исследователями обычно встают три вопроса: какая должна быть выбрана сетка опробования или шаг опробования, тип пробы и материал пробы. Сеть опробования зависит от цели и масштаба исследования и, в общем, определяется соответствующей инструкцией, т. е. является строго установленной для геохимических поисков каждого масштаба. Необходимо только добавить, что при проведении поисков глубокозалегающих месторождений по ореолам элементов широкого рассеяния шаг опробования менее 20 м нерационален, так как элементы широкого рассеяния образуют большие ореолы, надежно выявляемые при шаге отбора геохимических проб по профилям в 20 м.

Отбор геохимических проб в настоящее время проводится главным образом двумя способами: штуфным и методом пунктирной борозды, хорошо зарекомендовавшим себя в последнее время. Оба способа имеют свои преимущества и недостатки. Штуфный способ позволяет изучать содержание элементов непосредственно в каждой опробованной точке. Такие пробы легче и быстрее отбирать, но при штуфном опробовании легко пропустить узкие ореолы, характерные для ореолов главных рудных компонентов, которые могут оказаться между точками опробования. Однако изучение ореолов элементов широкого рассеяния, которые своими размерами, как правило, превышают шаг опробования (особенно при крупномасштабных поисках), значительно снижает вероятность пропуска аномалии при поисках.

Отбор проб методом пунктирной борозды практически обеспечивает исследователю изучение изменения содержаний химических элементов непрерывно по всему профилю; графики содержаний элементов получаются более плавные, снижается вероятность пропуска аномалий из-за того, что какой-то интервал остался неопробованным. Однако не всегда из-за плохой обнаженности участков можно отобрать 4—5 сколов на интервале шага опробования, т. е. такие пробы часто будут разнопредставительными. Ясно, что в одну пробу могут быть объединены пробы с высоким содержанием и 3—4 пробы с низким и наоборот, т. е. контрастность аномалии может быть резко снижена, и она может быть пропущена.

Метод пунктирной борозды должен применяться главным образом при мелкомасштабных поисках и обязательно в комплекс с изучением суммированных ореолов, контрастность которых значительно выше моноэлементных.

При поисках глубокозалегающих месторождений по комплексу элементов-индикаторов, включающему элементы широкого рассеяния, лучше применять штуфный метод опробования, масса пробы должна составлять 150—200 г.

При поисках в закрытых и плохо обнаженных районах пробы, как правило, отбираются из того или иного почвенного горизонта. Ореолы элементов, выявленные в коренных породах (рудовмещающих или их экранирующих), повсеместно обнаруживаются во всех генетических горизонтах почв. Исключение, как показали методические работы по изучению ореолов полиметаллических месторождений в Северной Осетии, составляет ртуть, ореол которой не фиксируется в гумусовом горизонте горно-луговых почв. Однако показатели ореолов элементов (коэффициенты рассеяния, продуктивность, контрастность, ширина) в различных почвенных горизонтах неодинаковы и определяются в значительной мере ландшафтными условиями — характером почвообразующих пород и растительности, крутизной склона и рядом других факторов.

Оптимальный горизонт опробования, определяемый с учетом минимально возможной глубины опробования, должен отвечать наиболее эффективному и экономичному ведению работ.

Как показали результаты методических работ в пределах Садоно-Унальского рудного поля, горизонты максимального накопления элементов не всегда являются лучшими для выявления вторичных ореолов, поскольку эти накопления обусловлены особенностями миграции элементов в поверхностных условиях и непосредственно не связаны с рассеянием элементов от рудного тела. Оптимальный горизонт опробования может быть определен как глубина, на которой содержание элементов в ореоле тесно коррелируется с их содержанием в коренных породах; необходимо учитывать также контрастность ореола в поч-

венном профиле и местный коэффициент пропорциональности между продуктивностью рудных тел и их ореолов.

В табл. 45 приведены результаты корреляционного анализа содержаний элементов в генетических горизонтах почв и коренных породах Зgidского свинцово-цинкового месторождения. В почвах, образующихся на рудовмещающих гранитах и альбитофирах, наиболее тесно с содержаниями в коренных породах ( $r > 0,5$ ) связаны содержания элементов в горизонтах В и С. Почвы на перекрывающих рудовмещающие породы песчано-глинистых сланцах характеризуются значительно более развитым, чем на гранитах и альбитофирах, почвенным профилем (до 1,5—2 м). В горизонтах А и В этих почв отсутствуют тесные связи содержаний элементов с их содержанием в коренных песчано-глинистых сланцах. В то же время в этих горизонтах часто наблюдаются накопления элементов, не связанные с ореолами в коренных песчано-глинистых сланцах. Тесные зависимости содержаний элементов отмечаются лишь для элювиально-делювиального горизонта С и песчано-глинистых сланцев.

Результаты корреляционного анализа содержаний химических элементов в почвенных горизонтах и в коренных породах, полученные на полиметаллическом рудопроявлении Джими (табл. 46), показывают, что в почвах, формирующихся на рудовмещающих альбитофирах, наиболее тесно связаны содержания элементов в коренных породах и в горизонте В. В горно-луговых почвах, формирующихся на мощном

Таблица 45

Корреляционные отношения между содержаниями элементов в различных горизонтах горно-луговых почв и коренных породах на Зgidском месторождении

Порода	Pb				Hg				I				Hg				Zn			
	A—Д	В—Д	С—Д	A—Д	В—Д	С—Д														
Гранит	0,586	0,686	0,712	0,384	0,576	0,725	0,212	0,502	0,836	0,085	0,636	0,531	0,654	0,650	0,572					
Альбитофибр	0,602	0,674	0,890	0,296	0,633	0,785	0,386	0,535	0,765	0,088	0,724	0,584	0,526	0,586	0,386					
Глинистые сланцы	0,394	0,682	0,888	0,315	0,574	0,782	0,336	0,636	0,812	0,035	0,695	0,736	0,507	0,612	0,786					

Причение. В этой и следующей таблице: А — гумусовый горизонт почв; В — иллювиальный горизонт; С — элювиально-делювиальный горизонт; Д — коренная порода.

Таблица 46

**Корреляционные отношения содержаний химических элементов  
в коренных породах и почвенных горизонтах различных ландшафтов**

Коренные породы	Элемент	А—Д	В—Д	С—Д
Глинистые сланцы (мощность делювия 2— 20 м)	Pb	0,155	0,024	0,683
	Zn	0,253	0,031	0,535
	Ag	0,186	0,235	0,723
	I	0,135	0,296	0,815
	B	0,203	0,135	0,715
Глинистые сланцы (ма- ломощный делювий)	Pb	0,425	0,099	0,712
	Zn	0,688	0,123	0,613
	Ag	0,724	0,095	0,734
	I	0,836	0,224	0,428
	B	0,725	0,238	0,715
Альбитофиры	Pb	0,135	0,574	0,738
	Zn	0,217	0,623	0,710
	Ag	0,247	0,584	0,623
	I	0,380	0,412	0,386
	B	0,350	0,574	0,693
Песчаники	Pb	0,645	0,593	0,764
	Zn	0,334	0,325	0,330
	Ag	0,725	0,713	0,834
	I	0,512	0,535	0,234
	B	0,487	0,596	0,758
Кристаллические слан- цы	Pb	0,556	Не опр.	0,737
	Zn	0,636	» »	0,532
	I	0,738	» »	0,374
	B	0,374	» »	0,578

(до 20 м) элювио-делювии песчано-глинистых сланцев, тесная связь содержаний элементов фиксируется только для горизонта С, так же как и на Зgidском месторождении. В горно-луговых почвах, формирующихся на склонах большой крутизны (более 30°) и малой мощности элювио-делювия песчано-глинистых сланцев (до 1 м), наблюдается тесная связь содержаний элементов в гумусовом горизонте и коренных породах. В горно-луговых почвах на песчаниках содержание элементов во всех генетических горизонтах хорошо коррелирует с содержанием их в коренных песчаниках.

При поисках полиметаллических месторождений по вторичным ореолам в закрытых горных районах с широким развитием горно-луговых почв наиболее эффективен отбор геохимических проб из горизонта В, обычно залегающего на глубине 30—40 см, так как в этом горизонте отмечается наибольшая согласованность с содержаниями элементов в коренных породах и, как пра-

вило, наибольшие значения коэффициента пропорциональности  $K$ . На этой же глубине фиксируется ореол ртути. В почвах, развитых на породах, экранирующих рудовмещающие, при большой мощности элювио-делювия содержаниям в коренных породах наиболее соответствует горизонт С, находящийся, как правило, ниже 80 см от поверхности; при малой мощности элювио-делювия опробование можно производить с глубины 15 см, т. е. из горизонта А<sub>1</sub>.

Изучение ореолов элементов широкого рассеяния требует применения наряду со спектральным методом и химического метода анализа проб. Бор определяется обычным спектральным методом с применением специальных безборовых электродов. Чувствительность определения сурьмы обычным спектральным анализом, как правило, недостаточна, однако в настоящее время в Институте геохимии СО АН СССР разработана специальная высокочувствительная методика спектроскопического определения мышьяка и сурьмы в горных породах [25], надежно выявляющая содержание сурьмы в геохимических пробах в количествах, превышающих 8·10<sup>-5</sup>%. Как при стандартном спектральном анализе ртути, так и при применении специальных методик с повышенной чувствительностью ее определения, происходит улетучивание некоторого количества ртути при сжигании пробы. Поэтому, учитывая низкие фоновые содержания ртути в породах и почвах, необходимо определять ртуть в геохимических пробах химическими (метод Н. Х. Айдиньян или определение с дитизоном) или атомно-абсорбционными методами. Атомно-абсорбционные методы анализа литогеохимических проб, основанные на применении атомно-абсорбционных спектрофотометров, в настоящее время используют все шире. Для определения ртути применяются разработанные в СССР ртутные атомно-абсорбционные спектрофотометры (РАФ) и портативные атомно-абсорбционные анализаторы ртути (АРП-1).

В последнее время появились работы, в которых сообщается о потере ртути и иода в геохимических пробах при их хранении. Авторы подобного явления не наблюдали (возможно, из-за того, что все пробы обычно анализировались в течение 6—12 месяцев после их дробления и истирания). Следует, однако, отметить, что при определении содержания иода в пробах замечена зависимость содержания от степени истирания проб. Как правило, обработка проб (дробление и истирание) в разных лабораториях приводит к разным содержаниям иода в пробах одних и тех же пород. Опыт работ подсказывает, что наиболее оптимальным является истирание проб до 250—300 меш.

Выбор способа анализа геохимической пробы имеет особое значение при геохимических поисках. В нашей стране широко используется спектральный эмиссионный способ испытания проб. Неоспоримым и заманчивым преимуществом способа является возможность определения за один прием большого количества

элементов (хотя нужно сказать, что расшифровка спектрограммы производится отдельно для каждого элемента). Но спектральный способ имеет и ряд недостатков, существенными из которых являются следующие два. Это, во-первых, крайне низкая чувствительность на многие элементы и низкая точность; во-вторых, полученные данные соответствуют валовому содержанию элемента в пробе. Основной же интерес, конечно, представляют те формы элемента, которые образуют ореол рудного тела.

В Канаде и США были широко распространены различные модификации колориметрического способа анализа проб (главным образом с применением дитизона), отличающиеся исключительной простотой, высокой чувствительностью и точностью анализа. Сразу после своего появления доминирующим стал метод атомной абсорбции. Этот метод, сохраняя все преимущества колориметрического метода, характеризуется также высокой скоростью анализа.

Таблица 47

**Аналитические методы, применяемые в поисковой геохимии в Канаде и США [36]**

Аналитический метод	Число проанализированных проб, %	
	Канада	США
Атомно-абсорбционный	72,6	61,7
Колориметрический	12,5	16,1
Колориметрия холодной вытяжки	3,0	3,8
Рентгенофлюoresцентный анализ	4,0	0,1
Спектральный анализ	3,8	13,3
Бумажная хроматография	0,6	0,2
Селективные ионные электроды	0,4	1,0
Прочие	3,1	3,8

В табл. 47 А. Левинсон приводит данные работы лабораторий двух стран (более 1 млн. проб) за один год.

Здесь нет необходимости подробно обсуждать преимущества и недостатки разных методов анализа геохимических проб, поскольку этому посвящена работа А. Левинсона [36]. Следует лишь заметить, что отсутствие современных методик анализа сдерживает внедрение в производственную практику прикладной геохимии возможность использования новых элементов-индикаторов, в особенности элементов широкого рассеяния.

В приложении 1 приводится методика анализа геохимических проб на иод.

**Обработка результатов анализа геохимических проб.** Интерпретация результатов анализа геохимических проб начинается с их статистической обработки, имеющей цель установить фоновые и минимально-аномальные значения содержаний химиче-

ских элементов. Затем по установленным величинам содержаний производится оконтуривание аномалий и построение карт геохимических аномалий. В ряде случаев строятся также графики изменения содержаний элементов по профилям, специализированные геохимические карты, карты суммированных ореолов и распределений величин индикаторных отношений. Все это общепринятые и общеизвестные вопросы. Авторы предлагают читателю новые дополнения к методике определения фоновых и минимально-аномальных содержаний химических элементов при проведении работ на известных рудных полях и месторождениях.

Согласно инструкции [21], фоновые и минимально-аномальные содержания элементов в породах определяются путем статистической отработки результатов анализов геохимических проб, отобранных на площадях, заведомо не содержащих рудные тела. Фоновое содержание элемента является при этом параметрической величиной, а минимально-аномальное — непараметрической, так как определяется произвольно в зависимости от принятого уровня вероятности аномальности. Обычно за нижнее аномальное содержание принимается содержание, превышающее фоновое на два или три стандартных отклонения. В то же время правильное определение величины содержания, по которому мы оконтуриваем аномалии, очень важно. Неправильное определение пороговых аномальных содержаний ведет, с одной стороны, к пропуску слабых геохимических аномалий, связанных с глубокозалегающими рудными телами, а с другой — к выделению аномалий, не обусловленных рудным процессом, а связанных со значительной дисперсией содержаний в области фоновых значений.

При проведении геохимических исследований в районе Архино-Холстинского рудного района были выполнены экспериментальные работы по определению фоновых и минимально-аномальных содержаний. Последние определялись для всей изученной площади по методике, рекомендуемой инструкцией, а также для пород каждого из выделенных на площади структурно-текtonических блоков. На структурно-текtonических площадях в статистические выборки включались результаты анализов всех геохимических проб, в том числе и отобранных по профилям вкрест простирации известных полиметаллических рудных тел. Всего изучено около 1000 рядов распределений. Ряды распределений химических элементов в структурных блоках с известными рудными телами отличаются появлением на гистограмме двух максимумов содержаний (табл. 48, 49). Первый максимум точно соответствует фоновому содержанию элемента, определенному для всей площади по методике, установленной инструкцией. Появление второго максимума на гистограмме в области высоких содержаний, безусловно, вызвано влиянием наложенного рудного процесса; особенно четко этот максимум наблюдается

на гистограммах рудных элементов, который можно использовать для оконтуривания на исследуемой площади геохимических аномалий. Величина минимально-аномального содержания элемента, определенная таким образом, почти всегда лежит в области аномальных содержаний, рассчитанных по инструкции для вероятности аномальности  $P$  от 0,95 до 0,99 (табл. 50).

Таблица 48

**Распределение иода в альбитофирах блока I (Архено-Холстинский рудный район)**

Классы содержаний, $n \cdot 10^{-6} \%$	Частота	Классы содержаний, $n \cdot 10^{-6} \%$	Частота
2—4	12	18—24	11
4—6	18	24—36	1
6—9	35*	36—50	3
9—13	32	50—70	9**
13—18	17	70—100	5

\* Фоновое содержание.

\*\* Минимально-аномальное содержание.

Таблица 49

**Распределение свинца в альбитофирах блока II  
(Архено-Холстинский рудный район)**

Классы содержаний,	Частота	Классы содержаний,	Частота
0—0,001	35	0,008—0,02	10**
0,001—0,002	42*	0,02—0,04	6
0,002—0,004	18	0,04—0,10	1
0,004—0,008	5		

\* Фоновое содержание.

\*\* Минимально-аномальное содержание.

Таблица 50

**Величины фоновых и аномальных содержаний свинца в гранитах, %**

Содержание	Содержание Pb в гранитах				
	по инструкции	по двум максимумам на гистограмме в подблоках			
		I-a	I-б	I-в	IVa
Фоновое	0,0015	0,0015	0,0020	0,0015	0,0015
Минимально-аномальное при $p=0,99$	0,35	—	—	—	—
То же, при $p=0,95$	0,037	—	—	—	—
Минимально-аномальное	—	0,03	0,07	0,03	0,03
					0,014

Величина минимально-аномального содержания, установленная по второму максимуму на гистограмме выборки, включающей все отобранные пробы, становится параметрической величиной, не зависящей от субъективных факторов, а целиком определяемой степенью проявления рудного процесса и уровнем среза исследуемого структурного блока.

Следовательно, при проведении поисковых геохимических работ в рудных районах необходимо строить ряды распределений химических элементов для каждой площади путем включения в статистическую выборку всех проб, отобранных на данной территории, и оконтуривать геохимические аномалии по величинам, соответствующим вторым максимумам на гистограммах содержаний.

**Элементы-индикаторы.** Известно, что критериями для выделения геохимической аномалии служат особенности распределения одного или нескольких микроэлементов, характеризующих определенный тип месторождения полезного ископаемого. Химические элементы полезных ископаемых в той или иной форме и в соответствующих концентрациях достигающие земной поверхности и позволяющие судить о залегающих на глубине месторождениях, с которыми они генетически связаны, называют элементами-индикаторами этих глубинных месторождений. При геохимических поисках рудных месторождений обычно индикаторами служат элементы, концентрирующиеся в рудах данного типа месторождений, а также наиболее характерные микроэлементы-спутники рудной минерализации. Элементы, непосредственно слагающие полезное ископаемое, называются прямыми индикаторами, а элементы-спутники выделяются в группу косвенных индикаторов.

Выбор элементов-индикаторов для проведения геохимических поисков определяется как геохимическими, так и экономическими соображениями, однако главным фактором, от которого зависит этот выбор, является принцип максимальной эффективности поисков. Для ее обеспечения элементы, используемые в качестве прямых индикаторов, должны обладать хорошей миграционной способностью, позволяющей обнаруживать его повышенные концентрации на достаточном удалении от месторождения. Большое значение при этом имеет также метод количественного определения элемента в пробе, который должен быть быстрым, чувствительным и недорогим. Если эти условия не соблюдаются, то часто более эффективным оказывается использование косвенных индикаторов, связанных с рудными компонентами четко выраженной корреляционной связью. Так, при поисках глубоко-залегающих месторождений главное значение приобретают такие косвенные индикаторы, как элементы широкого рассеяния — иод, ртуть, сурьма, бор, образующие ореолы, наиболее далеко уходящие вверх от руды и позволяющие обнаруживать месторождения.

рождения, которые при поисках по прямым индикаторам не были бы выявлены.

В настоящее время в практике поисковой геохимии используются главным образом прямые элементы-индикаторы, а косвенные индикаторы изучаются в небольшой степени, в основном в пределах геохимических аномалий, установленных по прямым индикаторам. Например поиски полиметаллических гидротермальных месторождений ведутся преимущественно по свинцу, цинку и меди, т. е. по так называемым сквозным элементам, а в пределах аномалий этих элементов изучаются содержания надрудных элементов (сурьма, мышьяк, барий). Ореолы иода, фтора, хлора, бора и других изучают крайне редко, видимо, из-за того, что это требует организации и проведения помимо обычного спектрального еще и других видов анализов. Сейчас уже ни у кого не вызывает сомнения, что ореолы элементов широкого рассеяния являются наиболее проникающими, мало зависящими от литологических, плотностных и прочих качеств пород. Установлено, что иод и ртуть проникают в такие породы и горизонты, которые являются непроницаемыми для основных рудообразующих элементов. Ореолы иода и ртути наблюдаются на всех месторождениях разного генезиса и состава.

При поисках глубокозалегающих месторождений необходимо изучать ореолы элементов широкого рассеяния не только в пределах аномалий прямых элементов-индикаторов, но и самостоятельно, так как это существенно повысит глубинность геохимических поисков.

Месторождения, тем более глубокозалегающие, необходимо искать по комплексу элементов-индикаторов, включающему наряду с прямыми индикаторами также группу элементов широкого рассеяния.

Исследования, проведенные на полиметаллических гидротермальных месторождениях, показали, что на всех месторождениях выделяются три группы ореолов: 1) ореолы, сопровождающие рудные тела по всему их падению и простианию и замыкающиеся практически вместе с выклиниванием рудных тел ( $Pb$ ,  $Zn$ ,  $Cu$ ,  $Ag$ ,  $Mn$ ), 2) ореолы, развитые в верхней и, главным образом, надрудной части месторождений ( $I$ ,  $Hg$ ,  $Sb$ ,  $B$ ), и 3) ореолы, развитые в средней и нижней частях месторождений ( $Co$ ,  $Ni$ ,  $Mo$ ,  $Bi$ ). Наличие трех групп ореолов определяет комплекс элементов-индикаторов. Искать месторождения нужно по комплексу элементов, включающему в себя все три группы указанных ореолов, т. е. в комплекс элементов-индикаторов должны входить сквозные элементы, подрудные и обязательно надрудные. Это увеличит глубинность поисков, снизит вероятность пропуска аномалий при поисках, позволит избежать ошибки в разбраковке аномалий и даст материал для оценки уровня среза найденных ореолов. Рекомендуемый комплекс элементов-индикаторов для поисков глубокозалегающих гидротермальных по-

лиметаллических месторождений следующий: свинец, цинк, медь, серебро, иод, ртуть, сурьма, бор, висмут, кобальт.

Установление комплекса элементов-индикаторов данного типа месторождений не означает, что при геохимических поисках этих месторождений нужно анализировать геохимические пробы лишь на означенный комплекс элементов; анализируемый круг элементов должен быть, как правило, шире, так как на исследованной площади могут быть неизвестные месторождения другого минерального состава.

**Оценка рудной природы аномалий.** Основным вопросом в оценке любой аномалии является выяснение ее природы, т. е. выяснение того, вызвана ли эта аномалия рудным процессом и является ли она ореолом.

При поисках по гипергенным ореолам, как правило, наряду с аномалиями, обусловленными миграцией рудных компонентов от коренных источников, выявляются геохимические аномалии, возникающие в результате перераспределения элементов в ландшафтах под влиянием термодинамических и физико-химических процессов. В почвах главными причинами возникновения «ложных» ореолов являются изменения соотношений механического и химического стока при резком увеличении крутизны склона и осаждение элементов твердого стока в нижних частях склонов, а также сорбционная способность органических и минеральных почвенных коллоидов.

Одним из существующих в настоящее время методов разбраковки геохимических аномалий является выявление ассоциаций элементов, характеризующих заведомо рудные аномалии (ореолы), а затем путем сравнения дается оценка другим выявленным аномалиям (М. А. Глазовская, 1967 г.). Определение ландшафтно-геохимических коэффициентов, коэффициента местной минеральной концентрации и коэффициента рассеяния позволяют выделить элементы, которые не накапливаются в обычных условиях.

А. П. Соловов и А. В. Гаранин [62] предложили искать геохимические различия между геологическими объектами графическим методом геохимических спектров аномалий. Накладывая эталонный график известной аномалии на геохимические спектры выявленных аномалий, устанавливаем группы элементов, находящихся в избытке и в дефиците по сравнению с рудной аномалией. Геохимический коэффициент, представляющий собой отношение произведений элементов первой и второй групп, количественно отражает различия между аномалиями (рис. 57).

Большую роль в разбраковке геохимических аномалий играет изучение ореолов иода и ртути. По мнению ряда исследователей (А. Д. Миллер, Л. Я. Крылова и др.), изучавших формы нахождения иода в ореоле, установлено, что иод, генетически связанный с оруденением, находится в ореоле главным образом в подвижной форме. Специальные исследования по определению

количество подвижных форм (водорастворимая фаза) иода и ртути в породах ореольных и фоновых участков были проведены на ряде полиметаллических месторождений Северной Осетии (см. гл. II).

Результаты работ показали, что ореольные и фоновые участки резко различаются по количественному содержанию в них водорастворимых составляющих ртути и иода (рис. 58).

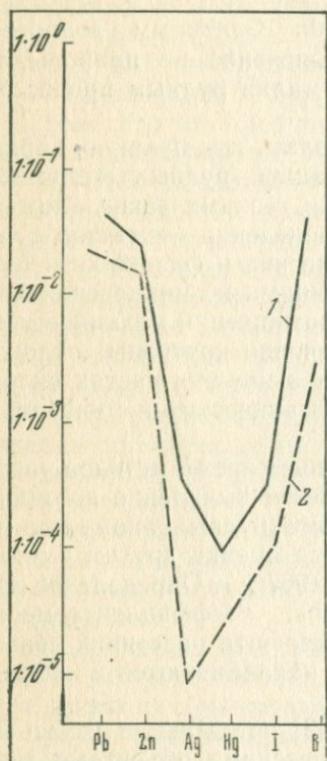


Рис. 57. Сравнение аномалий с эталонным ореолом методом геохимических спектров

1 — ореол Главной Верхне-Зgidской зоны;  
2 — аномалия на участке северо-западного  
фланга Зgidского месторождения

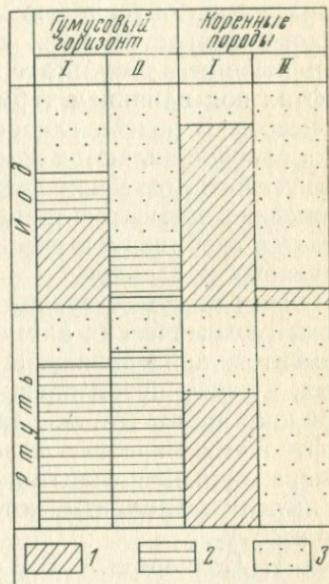


Рис. 58. Соотношение различных фаз иода и ртути на ореольном и фоновом участках полиметаллических месторождений

I — ореольный участок; II — фоновый участок; фазы: 1 — водорастворимая; 2 — органическая; 3 — труднорастворимая

На ореольном участке водорастворимая составляющая ртути в коренных породах составляет от 50 до 80%; на фоновом участке лишь в одной из точек была обнаружена водорастворимая фаза ртути в количестве 20% от общего содержания, в остальных точках водорастворимая фаза ртути в коренных породах фонового участка не выявлена. Водная вытяжка извлекает от

5 до 10% от общего содержания иода в коренных породах на фоновом участке и до 100% — на ореольном; в гумусовом горизонте горно-луговых почв содержание подвижного иода составляет 40—60% от общего содержания на юреольном участке и 1—5% — на фоновом.

Следовательно, содержание подвижной составляющей иода и ртути в выявленных аномалиях может служить критерием разбраковки этих аномалий. Высокие содержания водорастворимых фаз иода и ртути в аномалиях свидетельствуют об их рудной природе.

Если при проведении геохимических поисков в пробах определяется не валовое содержание иода, а лишь его подвижная составляющая в водно-солевых вытяжках, то наличие в комплексной аномалии высоких содержаний подвижного иода указывает на генетическую связь выявленной аномалии с рудным процессом. Дополнительным критерием оценки природы аномалии служит определение во вмещающих ее породах процентного количества водорастворимой составляющей ртути.

Работы, проведенные рядом исследователей (В. З. Фурсов и др.) по дифференциальной возгонке ртути из аллохтонных отложений (глин, суглинков) и коры выветривания в зоне рудных залежей, показывают, что в одной и той же пробе ртуть возгоняется дискретно при температуре 50—80, 120—150, 220—250 и 330—350°C. Эти работы позволили В. З. Фурсову [70] разработать принципы классификации геохимических аномалий ртути и дали возможность в ряде случаев отличать сорбированную составляющую ртути в аномалии от сингенетической, не имеющей отношения к рудным процессам.

Среди аномалий, обусловленных гидротермальным процессом, следует различать ореолы рудных тел и аномалии тектонических нарушений. Это очень важный вопрос, так как часто безрудные тектонические нарушения сопровождаются геохимическими аномалиями, по элементному составу и параметрам отвечающими ореолам.

Аномалии тектонических нарушений, изученные на месторождениях Северо-Осетинского полиметаллического пояса, в горных выработках по своему элементному составу полностью отвечают ореолам рудных тел; на поверхности в зонах нарушений часто отсутствует марганец, нет четкой приуроченности к зонам разломов ореолов рудных элементов — свинца, цинка и меди. Этот факт свидетельствует о том, что высокие содержания марганца, свинца, цинка и меди в обнаруженной на поверхности аномалии говорят о ее более вероятной связи с рудным телом, чем с безрудным тектоническим нарушением.

Другим, более надежным фактором отличия ореолов рудных тел от аномалий тектонических нарушений являются различные значения параметров (линейных продуктивностей и средних содержаний) элементов в рудных ореолах и аномалиях тектониче-

ских нарушений. Величины линейных продуктивностей и средних содержаний свинца, цинка и меди на полиметаллических месторождениях в ореолах рудных тел значительно выше, чем в аномалиях нарушений, а иода и ртути — наоборот (на одних и тех же горизонтах). Различия в этих величинах для суммированных ореолов еще больше. Это и предопределяет возможность по величинам значений геохимических коэффициентов в выявленной аномалии установить, связана ли она с рудным телом или с безрудным нарушением. В табл. 51 приведены значения линейных продуктивностей и геохимических коэффициентов в ореоле рудной зоны и аномалиях тектонических нарушений для Садонского свинцово-цинкового месторождения.

Таблица 51

Значения линейных продуктивностей и геохимических коэффициентов в ореоле рудной зоны и аномалиях тектонических нарушений

Элемент	Поверхность		Штолния 15	
	Рудная зона	Восточный взброс	Рудная зона	Западный сброс
<i>Линейная продуктивность, м%</i>				
Pb	0,022	0,022	0,065	0,005
Zn	0,912	0,424	0,070	0,020
Cu	0,010	0,012	0,085	0,035
I	$15,0 \cdot 10^{-5}$	$12,8 \cdot 10^{-5}$	$3,6 \cdot 10^{-5}$	$2,6 \cdot 10^{-5}$
Hg	$5,4 \cdot 10^{-5}$	$15,2 \cdot 10^{-5}$	$9,8 \cdot 10^{-5}$	$14,7 \cdot 10^{-5}$
Pb·Zn·Cu	$2269 \cdot 10^{-10}$	$838 \cdot 10^{-10}$	$446 \cdot 10^{-8}$	$5,7 \cdot 10^{-8}$
I·Hg·B	$270 \cdot 10^{-15}$	$1157 \cdot 10^{-15}$	$458 \cdot 10^{-15}$	$440 \cdot 10^{-15}$
<i>Геохимический коэффициент</i>				
Hg/Pb	$2,45 \cdot 10^{-3}$	$7,0 \cdot 10^{-3}$	$1,5 \cdot 10^{-3}$	$29,4 \cdot 10^{-3}$
I·Hg·B/Pb·Zn·Cu	$12 \cdot 10^{-7}$	$140 \cdot 170^{-7}$	$1,0 \cdot 10^{-7}$	$77,2 \cdot 10^{-7}$

Величина геохимического коэффициента  $I \cdot Hg \cdot B / Pb \cdot Zn \cdot Cu$  в аномалиях тектонических нарушений на порядок выше, чем в ореолах рудных тел.

Следует отметить, что работы по нахождению критерия отличия ореолов рудных тел от аномалий тектонических нарушений по величинам геохимических коэффициентов носят предварительный характер. Установлена лишь общая закономерность в отличии ореолов рудных тел от аномалий безрудных разломов по величинам геохимических коэффициентов, содержащих в числителе параметры ореолов элементов широкого рассеяния, а в знаменателе — параметры ореолов рудных элементов. В дальнейшем необходим набор фактических данных для определения статистическим путем пределов числовых значений этих коэффициентов в ореолах рудных тел и аномалиях тектонических нару-

шений. Наличие вертикальной зональности в строении эндогенных ореолов обуславливает необходимость привязки величин геохимических коэффициентов к уровню сечения ореола.

**Определение уровня эрозионного среза ореола и глубины залегания рудных тел.** Определение уровня геохимической аномалии относительно предполагаемого оруденения является важной задачей, особенно при поисках слепых рудных тел. Для ее решения с успехом может быть использована установленная вертикальная зональность в строении эндогенных и гипергенных ореолов месторождений.

Важным критерием определения уровня среза ореола является наличие в его составе элементов-индикаторов с характерными для над- и подрудных сечений соотношениями параметров. Для характеристики уровня среза комплексной аномалии А. П. Соловов предлагает использовать отношения средних содержаний и линейных продуктивностей пар элементов, максимально удаленных в ряду вертикальной зональности.

С. В. Григорян для оценки уровня аномалий относительно соответствующих рудных тел рекомендует использовать отношения параметров суммированных ореолов, представляющих группы над- и подрудных элементов и обладающих более монотонной стабильной зональностью. Определить положение ореола относительно рудного тела (подрудное, рудное или надрудное), как правило, можно по ассоциации элементов в ореоле. Наличие в ореоле высоких содержаний элементов широкого рассеяния однозначно указывает на то, что ореол надрудный. Для приблизительной количественной оценки глубины рудных тел в надрудных ореолах необходимо знать конкретные числовые значения этих отношений для различных уровней окорудного пространства.

Как было показано в разделе о зональности ореолов, наиболее контрастные значения для разных уровней сечения месторождений приобретают геохимические коэффициенты, числители которых содержат параметры ореолов элементов широкого рассеяния, а знаменатели — параметры ореолов рудных (сквозных) или подрудных элементов.

В табл. 52 приведены обобщенные значения геохимических коэффициентов для различных уровней сечения эндогенных ореолов полиметаллических месторождений Северной Осетии. Надрудный и верхнерудный ореолы хорошо отличаются от ореолов, характерных для средних и нижних сечений месторождений, по величинам геохимических коэффициентов, в числителе которых представлены элементы, наиболее далеко уходящие вверх от руды ( $I/Pb$ ,  $I/Mo$ ,  $Hg/Pb$ ,  $I\cdot Hg\cdot B/Pb\cdot Zn\cdot Cu$ ,  $I\cdot Hg\cdot Sb/Pb\cdot Zn\cancel{X}Cu$ ). Значения этих коэффициентов на верхних горизонтах месторождений и особенно при слепом залегании месторождений, на 3—4 порядка выше, чем на нижних горизонтах. На рис. 59 показано, что экстремальные значения различных геохимических коэффициентов в эндогенном ореоле приурочены к разным уров-

Величины геохимических коэффициентов в эндогенных ореолах  
для разных уровней сечения месторождений

Сечение месторождения	I/Pb		Hg/Pb	Mn/Pb	I/Mo
	$C_{cp} \cdot n \cdot 10^{-6}$	Линейная продуктивность $n \cdot 10^{-5}$	Линейная продуктивность $n \cdot 10^{-5}$	$C_{cp} \cdot \% \cdot n \cdot 10^{-6}$	$C_{cp} \cdot n \cdot 10^{-6}$
Слепое залегание	>2000	<200	>2000	<30	>11000
Верхнее сечение	500—1000	20—50	100—300	30—100	6000— 11000
Среднее сечение	200—300	5—10	40—80	10—20	5000— 6000
Нижнее сечение	<200	>5	<40	>10	2000— 5000

ням среза месторождения. Этот факт дает возможность более точно определять уровень среза аномалии в ее верхне- и среднерудном сечении, так как экстремальные участки значений коэффициентов обычно узкие и определяют точную привязку аномалии к сечению рудной жилы. Ореол верхнего сечения рудной жилы характеризуется максимальным значением геохимического коэффициента Mn/Pb (по средним содержаниям), для ореала рудной жилы в ее среднем сечении характерны минимальные значения Ag/Pb и максимальные значения Pb/Mo (по средним содержаниям). Экстремальные значения этих коэффициентов уточняют уровень среза ореала, определенный на основе числовых значений наиболее стабильных коэффициентов I:Pb, I/Mo, Hg/Pb, I·Hg·Sb/Pb·Zn·Cu, I·Hg·B/Pb·Zn·Cu, т. е. уровень среза выявленных эндогенных ореолов должен определяться по комплексу геохимических коэффициентов, наиболее характерных для различных уровней сечения месторождений.

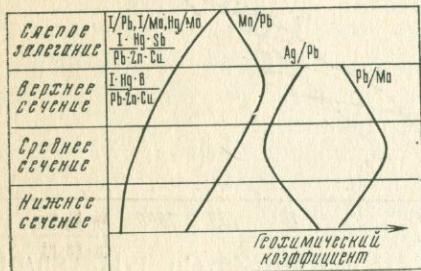


Рис. 59. Схема характера изменения величин геохимических коэффициентов в эндогенных ореолах полиметаллических месторождений Сев. Осетии по зонам сечений

С. В. Григорян приводит совмещенные графики отношений мультиплекативных ореолов  $\text{Ag} \cdot \text{Pb} \cdot \text{Zn}/\text{Cu} \cdot \text{Co} \cdot \text{Bi}$  для разновозрастных полиметаллических месторождений в различных горных

полиметаллических месторождений Сев. Осетии, характерные сечения месторождений

Ag/Pb		Pb/Mo	I·Hg·Sb/Pb·Zn·Cu		I·Hg·B/Pb·Zn·Cu	
$C_{cp} \cdot n \cdot 10^{-5}$	Линейная продуктивность $n \cdot 10^{-4}$	$C_{cp} \cdot \% \cdot n \cdot 10^{-6}$	$C_{cp} \cdot n \cdot 10^{-8}$	Линейная продуктивность $n \cdot 10^{-8}$	$C_{cp} \cdot n \cdot 10^{-7}$	Линейная продуктивность $n \cdot 10^{-7}$
1000—2000	100—200	10	100	100	$n \cdot 10$	100
		50	1—10	1—10	$n \cdot 0,1$	10—20
		50—150	0,1—1,0	0,1—1,0	$n \cdot 0,1$	1—6
100—200	<30	50	0,1	0,1	0,1	1,0
400—800	30—150	50				

породах. Этот составной геохимический коэффициент, определенный для Садонского свинцово-цинкового месторождения, хорошо совпадает с указанным совмещенным графиком (рис. 60). Тем самым подтверждается вывод С. В. Григоряна о возможности создания на основе суммированных ореолов табулированных

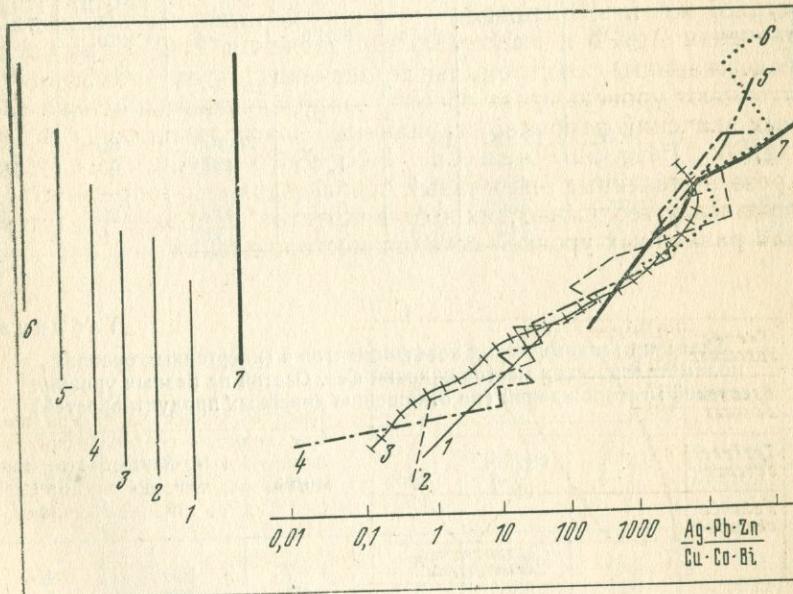


Рис. 60. Совмещенные графики отношений мультиплекативных ореолов Разновозрастные месторождения в различных горных породах: 1 — Акташ; 2 — Кансай; 3 — Канимансур; 4 — Курусай; 5 — Алтын-Топкан; 6 — Гарпенберг; 7 — Садон (1—6 по С. В. Григоряну)

величин для оценки уровня геохимических аномалий конкретных рудных формаций не только в пределах известных месторождений, но и на площадях, где эталонные месторождения не известны. Однако для оценки уровня среза надрудных ореолов коэффициент  $\text{Ag} \cdot \text{Pb} \cdot \text{Zn} / \text{Cu} \cdot \text{Co} \cdot \text{Bi}$  мало пригоден, так как глубокозалегающие месторождения не фиксируются на поверхности ореолами элементов, входящих в коэффициент. Лучших результатов следует ожидать, применяя коэффициент  $I \cdot \text{Hg} \cdot \text{Sb} / \text{Pb} \times \text{Zn} \cdot \text{Cu}$ .

При поисках по гипергенным ореолам количественная оценка уровня эрозионного среза выявленного ореола также производится по величинам геохимических коэффициентов на основе установленной вертикальной зональности. В табл. 53, 54 приведены значения геохимических коэффициентов в гипергенном ореоле полиметаллических месторождений по данным опробования

Таблица 53

**Значения геохимических коэффициентов в гипергенных ореолах полиметаллических месторождений Сев. Осетии на разных уровнях сечений месторождений (по отношению средних содержаний)**

Расстояние до верхней границы рудного тела, м	$I/\text{Pb}$ , $10^{-6}$	$\text{Hg}/\text{Pb}$ , $10^{-6}$	$\text{B}/\text{Pb}$	$\text{Sb}/\text{Pb}$	$I/\text{Mo}$ , $10^{-6}$	$I \cdot \text{Hg} \cdot \text{B} / \text{Pb} \cdot \text{Zn} \times \text{Cu}$ , $10^{-7}$	$I \cdot \text{Hg} \cdot \text{Sb} / \text{Pb} \cdot \text{Zn} \times \text{Cu}$ , $10^{-8}$
270	4000	16 200	12	3	20 000	80	500
170	1800	8000	3	1,4	9000	60	180
0	1300	4500	0,4	0,7	—	—	—
—230	2100	4600	1,0	0,3	4000	20	32
—340	400	1400	0,3	0,2	2300	8	3

Таблица 54

**Значения геохимических коэффициентов в гипергенных ореолах полиметаллических месторождений Сев. Осетии на разных уровнях сечений месторождений (по отношению линейных продуктивностей)**

Расстояние до верхней границы рудного тела, м	$I/\text{Pb}$ , $10^{-5}$	$\text{Hg}/\text{Pb}$ , $10^{-5}$	$\text{B}/\text{Pb}$	$\text{Mn}/\text{Pb}$	$I \cdot \text{Hg} \cdot \text{B} / \text{Pb} \times \text{Zn} \cdot \text{Cu}$ , $10^{-7}$	$I \cdot \text{Hg} \cdot \text{Sb} / \text{Pb} \times \text{Zn} \cdot \text{Cu}$ , $10^{-8}$
270	250	2300	22	7	100	400
170	680	250	3	54	290	570
0	—	200	—	55	—	—
—230	400	130	1,5	45	30	70
—340	180	110	2	2	14	3

элювиально-делювиального слоя почв, развитых на гранитах и кислых вулканогенных породах. Наблюдается четкая зависимость величин геохимических коэффициентов в ореоле от уровня его эрозионного среза. Определение уровня среза аномалии относительно рудного тела на основе не одного, а комплекса геохимических коэффициентов дает более точные результаты.

При отсутствии на поверхности ореолов отрицательная оценка участку может быть дана не вообще, а только на ограниченную глубину. Глубинность поисков слепого оруденения по первичным ореолам в случае крутопадающих рудных тел определяется вертикальной протяженностью надрудных ореолов. Как было показано, максимальным удалением вверх от рудных тел, определяющим глубинность геохимических поисков, обладают ореолы элементов широкого рассеяния, прежде всего ореолы иода, ртути, сурьмы, бора.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аналитическая химия фтора/ Н. С. Николаев, С. Н. Суворова, Е. И. Гурович и др. М., Наука, 1970.
2. Айдинян Н. Х. Определение малых количеств ртути в природных объектах. — Вопросы геохимии. М., 1960, т. II, вып. 46.
3. Аристов В. В. Поиски твердых полезных ископаемых. М., Недра, 1975.
4. Беус А. А. Геохимия литосферы. М., Недра, 1972.
5. Беус А. А., Грабовская Л. Н., Тихонова Н. В. Геохимия окружающей среды. М., Недра, 1976.
6. Барсуков В. Л., Волосов А. М. Геохимический метод прогноза оруднения на глубину и обнаружение слепых рудных тел на сульфидно-касситеритовых месторождениях. — Геохимия, 1967, № 11.
7. Барсуков В. Л., Курильчикова Г. Е. О формах переноса олова в гидротермальных растворах. — Геохимия, 1966, № 8.
8. Беус А. А., Григорян С. В. Геохимические методы поисков и разведки месторождений твердых полезных ископаемых. М., Недра, 1975.
9. Варданян К. Р. Опыт применения иодометрии для поисков медных руд в Армянской ССР. — В кн.: Труды геохимического семинара. М., 1967.
10. Варданян К. Р. Теоретическое обоснование возможности применения иода в качестве элемента-индикатора для поисков «слепых» рудных тел на примере некоторых медноколчеданных месторождений Армянской ССР/ Автореф. канд. дис., Ереван, 1971.
11. Вернацкий В. И. Избр. соч. Т. I. М., Изд-во АН СССР, 1954.
12. Виноградов А. П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. — Геохимия, 1962, № 7.
13. Гавrusевич Б. А. Основы общей геохимии. М., Наука, 1968.
14. Генезис эндогенных рудных месторождений. Под ред. В. И. Смирнова. М., Недра, 1968.
15. Гладышев В. П., Левицкая С. А., Филлипова Л. М. Аналитическая химия ртути. М., Наука, 1974.
16. Григорян С. В., Янишевский Е. И. Эндогенные геохимические ореолы рудных месторождений. М., Недра, 1968.
17. Григорян С. В. О вертикальной зональности первичных геохимических ореолов гидротермальных месторождений. — Тезисы докл. Межд. геохимич. конгр., М., 1971.
18. Гуллева Л. А., Иткина Е. С. Галогены в морских и пресноводных отложениях. Геохимия, 1962, № 6.
19. Диксон Ф. У. Происхождение ореолов рассеяния ртути. — Геология и геохимия рудных месторождений. Сер. Науки о Земле. М., Мир, 1971.
20. Ещенко О. П. Дитизоновый метод анализа тяжелых металлов в применении к гидрохимическому и металлометрическому методам поисков месторождений полезных ископаемых. М., УДН, 1967.
21. Инструкция по геохимическим методам поисков рудных месторождений. М., Недра, 1965.
22. Иткина Е. С. Иод и бром в палеозойских отложениях некоторых нефтеноносных районов Второго Баку. — Тр. Ин-та нефти АН СССР, 1958, т. 9.
23. Карпухина В. С. Формы нахождения элементов-индикаторов в геохимических ореолах полиметаллических месторождений Лениногорского рудного поля. — В кн.: Материалы Всесоюз. науч.-технич. конф. «Новые методы поисков, изучения и оценки месторождений полезных ископаемых». М., 1975.
24. Ковда В. А. Основы учения о почвах. М., Наука, 1973.
25. Костюкова Е. С., Райхбаум Я. Д., Герасимов К. С. Высокочувствительная методика спектроскопического определения мышьяка и сурьмы в горных породах. — Ежегодник Ин-та геохимии СО АН СССР, Новосибирск, 1972.

26. Крайнов С. Р. Геохимия редких элементов в подземных водах в связи с геохимическими поисками месторождений. М., Недра, 1973.
27. Крайнов С. Р. Гидрогеохимический метод поисков месторождений бора. М., Недра, 1964.
28. Краускопф К. Б. Возможная роль летучих соединений металлов в генезисе руд. — Econ. Geol., 1964, № 1.
29. Крейтер В. М. Поиски и разведка месторождений полезных ископаемых. М., Недра, 1960.
30. Крылова Л. Я. Использование подвижной формы иода для поисковых целей. — Геохимические методы при поисках и разведке рудных месторождений. М., 1971, вып. 2.
31. Крылова Л. Я., Миллер А. Д., Шнейдер Л. А. — О связи иода с горными породами. Геохимические методы при поисках и разведке рудных месторождений. М., 1971, вып. 2.
32. Крылова Л. Я., Миллер А. Д., Шнейдер Л. А. О форме нахождения иода в горных породах. — Геохимические методы при поисках и разведке рудных месторождений. М., 1971, вып. 2.
33. Лапп М. А., Судов Б. А. О возможности использования ореолов рассеяния иода для поисков глубокозалегающих рудных тел. ОНТИ ВИТР, 1963, вып. 63.
34. Лапп М. А., Судов Б. А. Поиски глубокозалегающих рудных тел и месторождений по ореолам элементов широкого рассеяния. — Сов. геология, 1963, № 10.
35. Лапп М. А., Судов Б. А., Даниелян К. А. Зональное распределение элементов в первичных ореолах Ахтальского полиметаллического месторождения (Армянская ССР). — Методика и техника разведки, 1965, № 50.
36. Левинсон А. Введение в поисковую геохимию. М., Мир, 1976.
37. Миллер А. Д., Вычужанина Н. П., Шнейдер Л. А. Методы определения общего содержания и подвижной фазы иода и брома в горных породах и природных водах для целей геохимических поисков. Л., ОНТИ ВИТР, 1968.
38. Миллер А. Д., Шнейдер Л. А., Каравайкова А. П. Геохимические поиски рудных месторождений на основе высокочувствительного определения галогенов. Л., ОНТИ ВИТР, 1963.
39. Мишки Я. Основы геохимии. Л., Недра, 1969.
40. Некрасов Е. М. Структурные условия локализации свинцово-цинкового оруденения в месторождениях Садонского рудного поля. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1966, № 2.
41. Немодрук А. А. Аналитическая химия мышьяка. М., Наука, 1976.
42. Немодрук А. А., Карапова З. К. Аналитическая химия бора. М., Наука, 1964.
43. Овчинников Л. Н., Григорян С. В., Баранов Э. Н. Зональность первичных геохимических ореолов гидротермальных месторождений и их поисковое значение. — Изв. высш. уч. завед. Сер. Геология и разведка, 1973, № 10.
44. Озерова Н. А. О применении первичных ореолов рассеяния ртути для поисков свинцово-цинковых месторождений. — Геохимия, 1959, № 7.
45. Озерова Н. А. Первичные ореолы рассеяния ртути. — Вопросы геохимии, 1962, ч. 4, вып. 72.
46. Перельман А. И. Геохимия ландшафта. М., Высшая школа, 1966.
47. Побокова О. П., Трофимов Н. Н., Рычков А. И. Значение ореолов легкоподвижных элементов для поисков глубокозалегающих свинцово-цинковых месторождений. — В кн.: Научные основы геохимических методов поисков глубокозалегающих рудных месторождений. Иркутск, 1970.
48. Прокопенко Н. М. Стадии минерализации в свинцово-цинковых месторождениях Садонского района. — В кн.: Природные ресурсы СО АССР. М., 1950.
49. Пятницкий И. В., Сухан В. В. Аналитическая химия серебра. М., Наука, 1975.
50. Реми Г. Курс неорганической химии. М., Мир, 1972.
51. Розен Б. Я. Геохимия брома и иода. М., Недра, 1970.

52. Ронов А. Б., Ярошевский А. А. Химическое строение земной коры. — Геохимия, 1967, № 11.
53. Саэт Ю. Е., Игумнов Н. Я., Несвижская Н. Н. Геохимические поиски эндогенных месторождений бора. М., Наука, 1973.
54. Сауков А. А. Геохимические методы поисков месторождений полезных ископаемых. Изд. МГУ, 1963.
55. Сауков А. А., Айдиньян Н. Х., Озерова Н. А. Очерки геохимии ртути. М., Наука, 1972.
56. Сафронов Н. И. Основы геохимических методов поисков рудных месторождений. Л., ОНТИ ВИТР, 1967.
57. Сафронов Н. И. Основы геохимических методов поисков рудных месторождений. М., Недра, 1971.
58. Смирнов В. И. Геология полезных ископаемых. М., Недра, 1969.
59. Соловов А. П. Количественная интерпретация вторичных остаточных ореолов рассеяния рудных месторождений. Алма-Ата, 1966.
60. Соловов А. П. Оценка сравнительной подвижности элементов в ореолах рудных месторождений. — Геохим. поиски руд. м-ний, 1965, № 3.
61. Соловов А. П. Параметры первичного ореола эндогенного месторождения. — Геология рудных м-ний, 1966, № 3.
62. Соловов А. П., Гаранин А. В. Геохимические спектры аномалий и дискриминантный анализ. — В кн.: Литохимические поиски рудных месторождений по их гипергенным ореолам и потокам рассеяния. Алма-Ата, 1968.
63. Соловов А. П., Дубов Р. И. Применение методов физико-математического анализа при геохимических поисках. — Геохим. поиски руд. м-ний, 1965, № 3.
64. Судов Б. А. Некоторые вопросы образования первичных ореолов иода и брома на гидротермальных рудных месторождениях. — В кн.: Теоретические аспекты миграции элементов-индикаторов рудных месторождений и математические методы обработки геохимической информации. М., 1974.
65. Ферсман А. Е. Избр. тр. Т. 4, М., Изд-во АН СССР, 1958.
66. Фурсов В. З., Степанов Н. Н. Новые формы ртутных атомно-абсорбционных фотометров для геохимических поисков. — Разведка и охрана недр, 1971, № 10.
67. Фурсов В. З. Ореолы рассеяния ртути как поисковый признак на свинцово-цинковом месторождении Ачисай. — Геохимия, 1958, № 3.
68. Фурсов В. З. Поиски слепых свинцово-цинковых месторождений по ореолам рассеяния ртути. — Докл. АН СССР, 1961, т. 137, № 2.
69. Фурсов В. З., Степанов Н. Н. О возможности определения формы нахождения ртути в горных породах и рудах путем возгонки при разных температурах. — Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1967, № 2.
70. Фурсов В. З. Ртуть — индикатор при геохимических поисках рудных месторождений. М., Недра, 1977.
71. Хардер Т. Геохимия бора. М., Мир, 1965.
72. Хетагуров Г. В., Катова Л. М. Закономерности распределения и условия формирования руд полиметаллических месторождений Горной Осетии. — Сов. геология, 1972, № 9.
73. Шнейдер Л. А. К вопросу о форме нахождения иода в силикатных породах. — Методика и техника разведки, 1965, № 50.
74. Brar S. S., Nelson D. M., Kanbrocki E. L. Termal neutron activation analysis of airborne particulate matter in Chicago Metropolitan area. — Nat. Bur. Standards. Spec. Publ., 1969, v. 1, N 312.
75. Durum W. H., Hem I. D., Heidel S. G. Reconnaissance of selected minor elements in surface waters of the United States, Oktober 1970. — Geol. Surf. Circ., 1971, v. 643.
76. McCarthy I. H. Mercury vapor and other volatile components in the air as guides to ore deposits. — J. Geochem. Explor., 1973, v. 1, N 2.
77. McCarthy I. H., Vayghn W. W., Lead R. E. Mercury in soil gas and air a potential tool in mineral exploration. — U. S. Geol. Surv. Circ., 1969, v. 609.
78. Williston S. H. Mercury in the atmosphere. — J. Geophys. Res., 1968, v. 73.

## МЕТОДИКА АНАЛИЗА ГЕОХИМИЧЕСКИХ ПРОБ НА ИОД

---

В настоящее время разработана высокочувствительная методика определения иода в геохимических пробах (А. Д. Миллер, Л. А. Шнейдер, А. П. Каравайкова).

Известно, что в сернокислой среде скорость реакции



зависит от содержания иодида и прямо пропорциональна его концентрации. В отсутствии иодида реакция идет чрезвычайно медленно, иодид-ион каталически ускоряет ее. Аналогично действуют элементарный иод и иодат в присутствии хлористого натрия (или калия). Хлориды устраниют влияние большинства посторонних солей и увеличивают скорость реакции.

Наиболее удобно для определения иода разложение горных пород спеканием с последующим выщелачиванием спека водой. При спекании силикатных горных пород со смесью окиси цинка и карбонатов щелочных металлов образуется нерастворимый в воде силикат цинка. Кремниевая кислота оказывается связанный и остается в осадке. Небольшие количества сульфидной серы окисляются до сульфата и не мешают дальнейшему анализу. При выщелачивании водой в раствор переходит минимальное число компонентов — в основном соли щелочных металлов (в том числе все галогениды).

При разработке методики было изучено мешающее влияние ряда элементов. После разложения проб спеканием многие из них остаются в нерастворимом остатке. Из марганцовистых пород в раствор переходит небольшое количество марганца (в виде мanganата, распадающегося на перманганат и двуокись марганца), оказывающего также некоторое каталитическое действие. Небольшое изменение методики устраняет влияние марганца.

При анализе водных вытяжек могут мешать микротропы серебра, соли двухвалентного железа, органические вещества. Влияние серебра подавляется хлоридным фоном анализируемых растворов, а двухвалентного железа и органических веществ — предварительным окислением.

Разложение горных пород спеканием и применение каталитического объемного метода дает возможность определять кларковые и закларковые содержания иода. Чувствительность метода определения иода в горных породах при навеске 0,5 г, разведении до 100 мл и аликвотной части 50 мл составляет  $2 \cdot 10^{-5}\%$ . Производительность труда составляет 30 анализов на 1 человека за смену. Водные вытяжки из горных пород анализируются так же, как и воды. Чувствительность 0,008 γ/г ( $8 \cdot 10^{-7}\%$ ).

### ОПРЕДЕЛЕНИЕ ВАЛОВОГО СОДЕРЖАНИЯ ИОДА В ГОРНЫХ ПОРОДАХ

Для спекания 5 г смеси  $\text{KNaCO}_3$  и  $\text{ZnO}$  делят на три части. Одну часть, примерно 0,5—0,7 г, насыпают на дно фарфорового тигля (дно должно быть закрыто полностью). Вторую часть (3—3,5 г) тщательно перемешивают с навеской породы 0,5 г и насыпают в тигель (порода должна быть истерта до 200 меш). Третью часть (примерно 1—1,2 г) насыпают сверху так, чтобы навеска была полностью покрыта смесью. Помещают тигель в муфель, нагретый до  $700^{\circ}\text{C}$ , и спекают в течение 25—30 мин при этой температуре (повыше-

ние температуры приводит к потере нода, поэтому ведут контроль с помощью платино-родиевой или хромель-алюмелевой термопары).

Охлаждают тигель на воздухе и вынимают спек, который должен хорошо отделяться от тигля в виде компактного комка. При температуре спекания, превышающей 700°C, спек прилипает к стенкам и не отделяется при легком постукивании по тиглю (это может служить дополнительным контролем температуры). Холостая проба плохо отделяется от стенок тигля и в случае спекания при 700°C. При плохом спекании масса остается порошкообразной. Помещают спек в стакан емкостью 200—300 мл, на который предварительно нанесена метка 100 мл. Заливают спек дистиллированной холодной водой (примерно 50—60 мл) и дают ему распасться. Затем палочкой разминают оставшиеся кусочки и доливают водой до 100 мл. В течение одного часа пробу многократно перемешивают. Затем дают ей отстояться в течение 30 мин. Осторожно сливают 50 мл пробы в цилиндр и переносят раствор (не обращая внимания на взмученную окись цинка) в коническую колбу на 100 мл с нанесенной меткой 25 мл.

Упаривают осторожно пробу на плитке примерно до 15 мл. Охлаждают, нейтрализуют серной кислотой 1:1 до pH 4—2, добавляют 2 мл 12,5 н. H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub>. Затем доливают 4 мл 25%-ного раствора KCl, доводят дистиллированной водой до метки 25 мл и перемешивают. Добавляют из бюретки 5 мл раствора мышьяковистокислого натрия, перемешивают раствор и затем добавляют 5 мл сульфата церия (порядок добавления реагентов следует строго соблюдать). Вновь перемешивают раствор и помещают колбу в термостат на 40 мин при 20°C (в качестве термостата может быть использован любой удобный сосуд, где температура регулируется простым добавлением горячей или холодной воды, например кристаллизатор). Через 40 мин вынимают колбу из термостата и добавляют 5 мл раствора соли Мора и 4 капли раствора фенилантраниловой кислоты. Медленно, по каплям, титруют раствором сульфата церия до появления красно-фиолетовой окраски, не исчезающей в течение 1 мин (приближение конечной точки титрования можно заметить по пожелтению раствора).

При массовой работе удобно термостатировать одновременно несколько проб. Через 40 мин термостатирования добавляют соль Мора во все пробы сразу и затем титруют. Из количества (в мл) сульфата церия Ce(SO<sub>4</sub>)<sub>2</sub>, использованного на титрование избытка соли Мора, вычитают то его количество, которое пошло на титрование холостой пробы (проба на реагенты, проведенная через весь анализ). Содержание иода в титруемом растворе находят по калибровочному графику.

Расчет окончательного результата производят по формуле

$$x = \frac{x_1 \cdot v_1}{v \cdot a},$$

где  $x$  — содержание иода, γ/г;  $x_1$  — содержание иода в титруемом растворе, найденное по графику;  $v_1$  — общий объем пробы, мл;  $v$  — аликвотная часть;  $a$  — навеска, г.

В случае, если раствор окрашен солями марганца, ход анализа изменяется. При сравнительно небольших содержаниях марганца (до 500 γ в навеске анализируемого материала) в раствор после упаривания, добавления всех реагентов и доведения до метки 25 мл добавляют избыток мышьяковистокислого натрия до полного обесцвечивания раствора и далее ведут анализ, как обычно (добавляют 5 мл Na<sub>3</sub>AsO<sub>3</sub> и т. д.). Если содержание марганца в навеске 0,5 г превышает 500 γ (т. е. содержание Mn больше 0,1%), то для получения правильных результатов марганец следует отделить. Для этого анализируемый раствор, содержащий взвесь спеченных частиц, после отстаивания сливают в цилиндр и добавляют 2—3 капли раствора Na<sub>3</sub>AsO<sub>3</sub> (0,2 н. раствор). Образовавшийся осадок отфильтровывают через промытый горячей водой фильтр. Фильтрат (50 мл) помещают в коническую колбу и упаривают до 15—18 мл. Далее ведут анализ, как описано выше.

После окончания анализа силикатной породы осадок растворяют в соляной кислоте и тем самым проверяют полноту разложения. Если проба

спеклась хорошо, осадок растворяется полностью (возможно выпадение кремнекислоты).

## Построение калибровочного графика

Растворяют 35 г  $KNaCO_3$  и осторожно нейтрализуют  $H_2SO_4$  (1 : 1) до pH 4. Добавляют 14 мл  $H_2SO_4$  (плотность 1,84) и разбавляют раствор до 500 мл. Прибавляют 15 г  $NaCl$  или 20 г  $KCl$  и перемешивают. 25 мл этого раствора содержат сульфат в количестве, эквивалентном 1,75 г  $KNaCO_3$  и 0,75 г  $NaCl$  (или 1 г  $KCl$ ). Раствор A\* 1 н. по  $H_2SO_4$ .

В конические колбы на 100 мл помещают стандартный раствор иодистого калия 0,1 γ/мл или 1 γ/мл в количестве 0,00; 0,05; 0,1; 0,2; 0,3; 0,5; 1,0 γ иода и добавляют в каждую колбу по 25 мл раствора A для построения графиков.

Добавляют из бюретки по 5 мл растворов  $Na_3AsO_3$  и  $Ce(SO_4)_2$  и помещают на 40 мин в терmostat при 20°C. Затем добавляют 5 мл соли Мора, 4 капли фенилантраниловой кислоты и медленно, по каплям, титруют р-ром  $Ce(SO_4)_2$  до появления красно-фиолетового оттенка, не исчезающего в течение 1 мин.

По полученным данным строят калибровочный график. По оси абсцисс откладывают содержание иода (в γ), а по оси ординат — количество сульфата церия (в мл), израсходованного на титрование избытка соли Мора, за вычетом холостой пробы.

Калибровочные графики проверяют для каждой новой партии реактивов.

Перед использованием вновь приготовленных растворов проверяют соотношение между солью Мора и сульфатом церия.

Для этого к 25 мл 1 н.  $H_2SO_4$  добавляют 5 мл соли Мора, 4 капли фенилантраниловой кислоты и титруют сульфатом церия до красно-фиолетовой окраски. Количество сульфата церия, пошедшего на титрование, должно всегда превышать количество соли Мора примерно на 1 мл.

## Реактивы и их приготовление

- Серная кислота  $H_2SO_4$  (плотность 1,84).
- Серная кислота  $H_2SO_4$  (1 : 1).
- Серная кислота  $H_2SO_4$  1 н. (в 1 л р-ра содержится 28 мл  $H_2SO_4$ , плотность 1,84).
- Серная кислота  $H_2SO_4$  12,5 н. (в 1 л р-ра содержится 350 мл  $H_2SO_4$ , плотность 1,84).
- Церий сернокислый  $Ce(SO_4)_2$  0,00845 н. р-р;  
3,41 г  $Ce(SO_4)_2 \cdot 4H_2O$  растворяют в 1 л 1 н.  $H_2SO_4$ .
- Натрий мышьяковистокислый  $Na_3AsO_3$ ;  
0,02 н. (для титрования);  
1,92 г растворяют в 1 л р-ра ( $H_2O$ ).
- Соль Мора 0,01 н.;  
3,92 г  $FeSO_4(NH_4)_2SO_4 \cdot 6H_2O$  растворяют в 1 л  $H_2SO_4$  (1 : 10).
- Фенилантраниловая кислота, 0,03%-ный р-р;  
к фенилантраниловой кислоте добавляют 0,3 г  $Na_2CO_3$  и немного воды.  
По растворению разбавляют до 100 мл.
- Растворы иодистого калия KI:
  - 0,1308 г KI растворяют в 1 л  $H_2O$ , 1 мл этого р-ра содержит 100 γ I<sup>-</sup>;
  - 10 мл раствора (а) разбавляют до 100 мл, 1 мл содержит 10 γ I<sup>-</sup>;
  - 10 мл раствора (б) разбавляют до 100 мл, 1 мл этого р-ра содержит 1 γ I<sup>-</sup>;
  - 1 мл раствора (б) разбавляют до 100 мл, 1 мл этого р-ра содержит 0,1 γ I<sup>-</sup>.

\* А — вспомогательный раствор.

- Растворы (в) и (г) следует готовить в день работы.
10. Калий хлористый (х. ч.) 25%-ный р-р; 250 г KCl растворяют в дистиллированной воде и доводят объем до 1 л.
  11. Калий-натрий углекислый KNaCO<sub>3</sub> (ч) или (ч. д. а.). Реактив истирают до 20—30 меш и тщательно перемешивают.
  12. Оксись цинка ZnO (ч. д. а.) или (х. ч.).
  13. Смесь для спекания: семь частей истертого KNaCO<sub>3</sub> и три части ZnO тщательно перемешивают в фарфоровой ступке и просеивают через сито 20—30 меш; смесь приготовляют в небольших количествах (300—400 г), чтобы избежать расслоения.
  14. Натрий мышьяковистокислый Na<sub>3</sub>ASO<sub>3</sub>, 0,2 н.; 19,2 г растворяют в 1 л р-ра (H<sub>2</sub>O).
  15. Калий марганцевокислый KMnO<sub>4</sub>, 0,057 г/л; раствор содержит 0,02 г/л Mn 20 γ/мл.

### ОПРЕДЕЛЕНИЕ ИОДА В ВОДНО-СОЛЕВЫХ ВЫТЯЖКАХ ИЗ ГОРНЫХ ПОРОД

Навеску породы 50 г\* помещают в стакан, заливают 200 мл горячей воды (на стакан следует нанести метку) и кипятят на плите (на асбесте!), постоянно перемешивая в течение 3 мин, охлаждают пробу, добавляют воду до метки и вносят хлористый натрий или хлористый калий из расчета 4 г NaCl или 5 г KCl на 100 мл раствора. В течение рабочего дня пробу несколько раз перемешивают и оставляют на ночь.

На следующий день осветленный раствор осторожно отфильтровывают (не взмучивая!) через двойной фильтр «синяя лента», предварительно промытый горячей водой 4—5 раз. Первые порции фильтрата отбрасывают. Отбирают аликвотную часть из фильтрата (5, 10 или 20 мл) и помещают в коническую колбу емкостью 100 мл (на колбу предварительно наносят метку 25 мл).

Добавляют 2 мл H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> (12,5 н.) и NaCl (KCl) так, чтобы в титруемом объеме его было 0,8 г (или 1 г KCl).

Если аликвотная часть составляет 20 мл, добавлять хлориды не следует, а при объеме 10 мл добавляют 2 мл 20%-ной NaCl (25%-ной KCl), при 5 мл — 3 мл 20%-ной NaCl (25%-ной KCl). Разбавляют водой до 25 мл и далее ведут анализ, как описано в разделе «Определение иода в горных породах». Из количества сульфата церия, израсходованного на титрование, следует вычесть холостую пробу на реактивы.

Для водных вытяжек проб и природных вод помимо холостой пробы проводят анализ на восстановители: т. е. к исследуемому объему добавляют H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> (12,5 н.), хлориды, если аликвотная часть меньше 20 мл, доводят водой до 25 мл, добавляют 5 мл р-ра сульфата церия, ставят на 40 мин в терmostat при 20°C, затем сразу же добавляют 5 мл соли Мора и титруют по фенилантраниловой кислоте раствором сульфата церия.

Количество сульфата церия, израсходованного на окисление восстановителей, добавляют потом к параллельной пробе на иод и анализируют пробу, как обычно, — подкисляют, добавляют хлориды, доводят до метки и прибавляют 5 мл р-ра Na<sub>3</sub>AsO<sub>3</sub>, 5 мл р-ра Ce(SO<sub>4</sub>)<sub>2</sub> и т. д.

Израсходованному на реакцию между церием и мышьяком количеству сульфата церия (в мл) соответствует определенное содержание иода (в γ), найденное по калибровочному графику для 1 н. H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub>, которым пользуются при анализе вод и водных вытяжек.

Содержание иода в пробе рассчитывают по формуле

$$x = \frac{x_1 \cdot v_1}{v \cdot a},$$

\* Если материала мало, можно взять меньшую навеску (но не меньше 10 г), сохранив отношение твердой и жидкой фаз 1 : 4.

где  $x$  — содержание иода,  $\gamma/\text{г}$ ;  $x_1$  — содержание иода в титруемом объеме, найденное по графику,  $\gamma$ ;  $v_1$  — общий объем водной вытяжки, мл;  $v$  — аликвотная часть, мл;  $a$  — навеска, г.

Для построения калибровочного графика используют вспомогательный раствор: к 500 мл 1 н.  $\text{H}_2\text{SO}_4$  прибавляют 15 г  $\text{NaCl}$  (или 20 г  $\text{KCl}$ ) и перемешивают раствор. 25 мл этого раствора содержит 0,75 г  $\text{NaCl}$  (или 1 г  $\text{KCl}$ ).

Перед использованием вновь приготовленных растворов проверяют соотношение между солью Мора и сульфатом церия. Для этого к 25 мл 1 н.  $\text{H}_2\text{SO}_4$  добавляют 5 мл соли Мора, 4 капли фенилантраниловой кислоты и титруют сульфатом церия до красно-фиолетовой окраски. Количество сульфата церия, израсходованного на титрование, должно всегда превышать количество соли Мора (примерно на 1 мл).

## Реактивы и их приготовление

1. Серная кислота  $\text{H}_2\text{SO}_4$  (плотность 1,84) и  $\text{H}_2\text{SO}_4$  (1 : 10).
2. Серная кислота  $\text{H}_2\text{SO}_4$  1 н. (в 1 л р-ра содержится 28 мл  $\text{H}_2\text{SO}_4$ , плотность 1,84).
3. Серная кислота  $\text{H}_2\text{SO}_4$  12,5 н. (в 1 л р-ра содержится 350 мл  $\text{H}_2\text{SO}_4$ , плотность 1,84).
4. Церий сернокислый  $\text{Ce}(\text{SO}_4)_2$  0,00845 н. р-р; 3,41 г.  $\text{Ce}(\text{SO}_4)_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$  растворяют в 1 л 1 н.  $\text{H}_2\text{SO}_4$ .
5. Натрий мышьяковистокислый  $\text{Na}_3\text{AsO}_3$  0,02 н. р-р; 1,92 г  $\text{Na}_3\text{AsO}_3$  растворяют в 1 л  $\text{H}_2\text{O}$ .
6. Соль Мора, 0,01 н. р-р; 3,92 г  $\text{FeSO}_4(\text{NH}_4)_2 \cdot \text{SO}_4 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$  растворяют в 1 л  $\text{H}_2\text{SO}_4$  (1 : 10).
7. Фенилантраниловая кислота (0,03%-ный р-р); к 0,03 г кислоты добавляют 0,3 г  $\text{Na}_2\text{CO}_3$  и немного воды; по растворении разбавляют до 100 мл.
8. Растворы иодистого калия:
  - а) 0,1308 г  $\text{KI}$  растворяют в 1 л  $\text{H}_2\text{O}$ ; 1 мл р-ра содержит 100  $\gamma \text{I}^-$ ;
  - б) 10 мл р-ра (а) разбавляют до 100 мл; 1 мл р-ра содержит 10  $\gamma \text{I}^-$ ;
  - в) 10 мл р-ра (б) разбавляют до 100 мл; 1 мл р-ра содержит 1  $\gamma \text{I}^-$ ;
  - г) 1 мл р-ра (б) разбавляют до 100 мл; 1 мл р-ра содержит 0,1  $\gamma \text{I}^-$ ;растворы (в) и (г) готовят в день работы.
9. Натрий хлористый  $\text{NaCl}$ , очищенный от иода перекристаллизацией.
10. Натрий хлористый, 20%-ный р-р; 200 г  $\text{NaCl}$  растворяют в  $\text{H}_2\text{O}$  и доводят объем до 1 л.
11. Калий хлористый  $\text{KCl}$ , очищенный от иода перекристаллизацией.
12. Калий хлористый  $\text{KCl}$ , 25%-ный р-р; 250 г  $\text{KCl}$  (х. ч.) растворяют в дистиллированной воде и доводят объем до 1 л.

## ОГЛАВЛЕНИЕ

---

	С.
Предисловие . . . . .	3
Глава I. Физико-химические свойства элементов широкого рассеяния и их распределение в земной коре . . . . .	5
Физико-химические свойства элементов широкого рассеяния . . . . .	9
Распространение элементов широкого рассеяния в земной коре . . . . .	18
Глава II. Формы нахождения элементов широкого рассеяния в горных породах и рудах . . . . .	34
Минеральная форма элементов . . . . .	35
Распределение элементов-индикаторов по стадиям рудного процесса . . . . .	39
Безминеральная форма элементов . . . . .	47
К вопросу участия элементов широкого рассеяния в процессах эндогенного рудообразования . . . . .	54
Глава III. Геохимические поля элементов широкого рассеяния . . . . .	57
Свинцово-цинковые жильные месторождения . . . . .	62
Медно-колчеданные месторождения . . . . .	120
Краткие сведения о геохимических полях элементов широкого рассеяния других месторождений . . . . .	126
Глава IV. Зональность литохимических ореолов рудных месторождений . . . . .	131
Вертикальная зональность в строении гипергенных ореолов . . . . .	132
Вертикальная зональность в строении эндогенных ореолов . . . . .	140
Глава V. Некоторые вопросы методики поисков и оценки геохимических полей элементов широкого рассеяния . . . . .	145
Список литературы . . . . .	164
Приложение . . . . .	167

*Николай Николаевич Трофимов  
Анатолий Иванович Рычков*

**Геохимические поля элементов  
широкого рассеяния  
и поиски глубокозалегающих  
рудных месторождений**

ИБ № 1623

Редактор издательства С. Г. Бароянц

Обложка художника С. А. Смирновой

Художественный редактор Е. Л. Юрковская

Технические редакторы Н. В. Жидкова, Л. Г. Лаврентьева

Корректор Е. Н. Антонова

Сдано в набор 21.02.79.

Подписано в печать 07.06.79.

Т-08572

Формат 60×90<sup>1/16</sup>

Бумага № 3 Гарнитура литер.

Печать высокая

Печ. л. 10,75

Уч.-изд. л. 11,70.

Тираж 1800 экз.

Заказ 98/6710—2

Цена 60 коп.

Издательство «Недра», 103633, Москва, К-12.  
Третьяковский проезд, 1/19

Подольский филиал ПО «Периодика» Союзполиграфпрома  
при Государственном комитете СССР  
по делам издательств, полиграфии и книжной торговли  
г. Подольск, ул. Кирова, 25

2904

60 коп.

НЕДРА