

Г. М. ГУНДОБИН

**ПЕРВИЧНЫЕ
ОРЕОЛЫ
РУДНЫХ
РАЙОНОВ**



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ГЕОХИМИИ им. АКАДЕМИКА А. П. ВИНОГРАДОВА

Г. М. ГУНДОБИН

553.411
550.84

ПЕРВИЧНЫЕ
ОРЕОЛЫ
РУДНЫХ
РАЙОНОВ

Ответственный редактор
д-р геол.-мин. наук *В. В. Поликарпочкин*

32/5



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Новосибирск · 1980



УДК 550.84 : 553.411.412.45

Г. М. Гундобин. Первичные ореолы рудных районов. Новосибирск: Наука, 1980. 128 с.

Рассмотрены вопросы полигенности первичных ореолов, дано детальное описание их состава и строения. Особое внимание уделено вопросам зональности ореолов, которая рассматривается во взаимосвязи с особенностями развития рудной минерализации и метасоматического изменения вмещающих пород. Показано, как изменение геодинамических обстановок существенно влияет на развитие рудного процесса и обусловленных ими первичных ореолов. Установлено, что одним из главных факторов, определяющих особенности формирования разнотипных ореолов, был режим летучих компонентов в генетически связанных с оруденением магматических сериях. Рассмотренный материал позволяет сделать вывод о том, что изучение первичных ореолов дает обширную информацию, касающуюся генетических аспектов развития рудномагматических систем.

Книга рассчитана на геологов, геохимиков и специалистов, занимающихся изучением рудных месторождений.

ВВЕДЕНИЕ

Продуктивность традиционных приемов изучения рудных районов, направленных на выявление состава и пространственно-временных закономерностей размещения геологических объектов в связи с особенностями тектонического развития территорий, подтверждена всей историей развития учения о рудных месторождениях и не может быть поставлена под сомнение. Хотелось бы подчеркнуть, что при этих исследованиях, как правило, упускаются или учитываются в недостаточной степени геохимические данные, относящиеся к рассеянным формам концентрирования и перераспределения вещества.

Изучение первичных ореолов, начатое работами М. Ф. Зенина (1935), Н. И. Сафронова и А. П. Соловова [Сафронов, Соловов, 1935; Сафронов, 1936], Б. Л. Флерова (1935) и продолженное другими исследователями [Гинзбург, 1957; Красников, 1959; Россман, 1957; Сафронов, 1957, 1960; Поликарпочкин, 1957; Поликарпочкин и др., 1964, 1970; Янишевский и др., 1963; Дубов, 1964; Соловов, 1966; Григорян, Янишевский, 1968; Таусон и др., 1968, 1971₂, 1974; Овчинников и др., 1970, 1974; и др.], показало необходимость учитывать эту форму проявления рудных процессов. С. В. Григорян и Е. М. Янишевский (1968) обратили внимание на сосредоточение в околожильных ореолах значительного количества металлов. Они пришли к справедливому выводу о том, что всестороннее изучение месторождений трудно представить без исследования первичных ореолов.

Вовлечение в сферу исследований новых объектов и расширение круга изучаемых вопросов приводят к выводу о сложности образования первичных ореолов, что позволяет сформулировать представление о их полигенном характере [Таусон и др., 1968, 1974]. Справедливость данного представления была подтверждена позднее на примере целого ряда районов [Таусон и др., 1971₁; Белоголовов, 1972; Гундобин, Петров, 1974; Петровская и др., 1974; Рослякова, Росляков, 1975; и др.]. Эти исследования показали сопряженность в развитии разнотипных первичных ореолов и рудномагматических систем и зависимость состава и строения ореолов от меняющихся геолого-структурных условий формирования указанных систем.

Общее представление о развитии флюидных систем было изложено в ряде работ Г. Л. Поспелова [1962_{1,2}, 1963_{1,2}]. Он выделяет 6 основных типов эндогенных систем, которые, формируясь в условиях меняющейся геологической обстановки, дают наблюдаемое природное их многообразие.

Ниже мы остановимся только на характеристике магматогенных рудных систем, становление которых прямо или косвенно связано с магматическими процессами. Они могут быть выделены под названием рудномагматических систем, определение которым в развернутом виде было дано П. Ф. Иванкиным (1970).

Строение рудномагматических систем зависит от характера их связи с магматическими породами. Можно выделить два крайних типа систем: с генетическим и сопряженным характером связи с интрузиями.

В первом случае области рудоотложения и рудоносных очагов оказываются практически совмещенными, а во втором — они значительно разобщены и о их связи можно судить лишь на основании структурно-временной сопряженности в развитии магматизма и гидротермальной деятельности. Влияние указанного фактора на развитие рудного процесса и морфологию образующихся минерализованных зон и участков, на примере оловорудных районов Малого Хингана, было рассмотрено Г. В. Ициксон [Ициксон и др., 1965, 1959].

Особенности строения и типы ореолов находятся в зависимости от условий развития рудномагматических систем. Было установлено, что процессы эманационной дифференциации, ведущие к накоплению летучих и рудных компонентов в остаточных расплавах, сопровождаются явлениями дегазации магматических камер [Таусон, 1967], следствием чего является вынос рудных и сопутствующих им элементов во вмещающие породы с образованием околоинтрузивных ореолов [Таусон и др., 1969₂; Обер, 1971; и др.]. Однако этот процесс реализуется не во всех интрузиях, многие из них практически не сопровождаются ореолами данного типа. Эти различия — следствие меняющихся тектонических условий развития магматических комплексов, которыми определялся режим флюидной фазы как на ранней стадии становления интрузий в период формирования эманационных ореолов, так и в последующие этапы развития гидротермального процесса и обусловленных им ореолов.

Вопросы формирования первичных ореолов рассматриваются нами главным образом на примере рудных районов, относящихся к крайним типам указанных рудномагматических систем, Хапчерангинском (Восточное Забайкалье) и одном из районов Северного Приохотья, который ниже именуется Приохотским. Оруденение обоих районов обусловлено процессами мезозойской активизации, которые широко проявились в структурах Тихоокеанского пояса. Принципиальное различие между ними заключается в особенностях их тектонической позиции. Хапчерангинский район располагается в юго-западной части Монголо-Охотской внутриконтинентальной ветви Тихоокеанского пояса, а Приохотский район занимает центральную часть приконтинентальной (внешней) зоны Охотско-Чукотской ветви пояса. Этим предопределяются различные пути развития магматизма и связанного с ним оруденения. При этом в Хапчерангинском районе имеются рудные системы как с генетическим, так и с сопряженным характером связи с магматическими породами, в пределах же Приохотского района известны системы только с сопряженным типом связи. Отмеченные особенности развития рудномагматических систем позволяют проводить сопоставление как на контрастных, так и на сходных объектах.

При характеристике некоторых типов ореолов используются также литературные данные и материалы по одному из золоторудных районов Восточного Саяна, оруденение которого пространственно связано с батолитоподобными интрузиями диорит-тоналит-гранодиоритовой формации. По характеру связи оруденения с магматическими породами данный район занимает как бы промежуточное положение относительно указанных выше районов. Его отличительной особенностью является также более глубокий уровень формирования оруденения.

В сборе и анализе материалов, использованных в работе, автору большую помощь оказали П. В. Богатырев, В. А. Гуменюк, М. Н. Захаров, В. Н. Колесников, Р. Г. Кравцова, которым он, пользуясь случаем, приносит искреннюю благодарность. Особую благодарность автор выражает члену-корреспонденту АН СССР Л. В. Таусону, чьи идеи и советы лежат в основе данной работы, а также научному редактору профессору В. В. Поликарпочкину за критический разбор рукописи в процессе ее подготовки к печати.

ГЕОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНОВ

ХАПЧЕРАНГИНСКИЙ РУДНЫЙ УЗЕЛ

Район рудного узла расположен в юго-восточной части Южно-Даурского сводового поднятия, образовавшегося на месте среднепалеозойского Хэнтэй-Даурского геосинклинального прогиба [Горжевский и др., 1970; Старченко и др., 1966]. Важное место в развитии района занимает средне-верхнеюрский этап тектоно-магматической активизации, с которым связано формирование рудоносных сохондинского и харалгинского вулканоплутонических комплексов. Тектоническая позиция района в этот период определяется его принадлежностью к внутриконтинентальной Монголо-Охотской ветви Тихоокеанского пояса.

Главной структурой района является зона глубинного Онон-Туринского разлома северо-восточного простирания, фиксирующая геологическую границу между Южно-Даурским сводом и Агинским средним массивом и ограничивающая Хапчерангинский рудный район с востока. Наряду с системой сопряженных разломов, субпараллельных отмеченной зоне, важное рудоконтролирующее и рудолокализирующее значение имеют разломы субширотного и северо-западного простирания. К наиболее крупным структурам этого плана в районе относятся Тарбальджейский и Харалгинский разломы.

Площадь рудного узла сложена песчано-сланцевыми отложениями ингодинской (хапчерангинской) и метаморфическими породами ундургинской свит. Возраст пород хапчерангинской свиты определяется как триасовый, а породы ундургинской свиты различными авторами относятся к девон — карбону, нижнему палеозою и даже протерозою.

Хапчерангинская свита подразделяется на четыре подсвиты, различающиеся соотношением в их составе песчаников, алевролитов и гравелитов. Породы свиты смяты в систему линейных складок субширотного простирания со сравнительно крутым ($60-70^\circ$) падением крыльев.

Породы метаморфической свиты выходят в виде узкого блока к северу от Тарбальджейского разлома, по которому они надвинуты на отложения триаса, а также на крайнем юге площади. Свита подразделяется на две подсвиты. Верхняя представлена глинисто-углистыми филлитовидными сланцами, а нижняя — кварцево-слюдистыми филлитами с прослоями кварцитовидных песчаников. Породы северного блока слагают крыло антиклинальной структуры, срезанной с юга Тарбальджейским разломом. Простирание их субширотное, падение крутое ($60-80^\circ$) на север.

Широким распространением как на площади рудного узла, так и на его флангах пользуются магматические породы. Ниже рассматриваются особенности развития и состава только средне-верхнеюрских магматических образований, имеющих непосредственное отношение к формированию анализируемых ниже рудоносных систем.

Как уже указывалось, с эпохой мезозойской активизации связано формирование сохондинского и харалгинского вулканоплутонических комплексов. Непосредственно на площади района первый комплекс пред-

ставлен только эффузивной, а второй эффузивной и интрузивной фациями. Последовательность формирования указанных комплексов была определена В. В. Старченко (1968) и В. Д. Козловым [1973; Козлов, Свядковская, 1977]. Возрастные взаимоотношения эффузивных образований с интрузиями отмеченных комплексов не однозначны. В. В. Старченко (1968) указывает на то, что интрузии харалгинского комплекса и заключительной фазы сохондинского комплекса прорывают эффузивы джаргалантуйской свиты и перекрываются образованиями бырцинской свиты. Н. К. Дмитроченко, Н. Н. Биндеман (1971), Р. М. Константинов с соавторами (1967, 1971) указывают на то, что джаргалантуйская свита моложе интрузий харалгинского комплекса.

Противоречивость наблюдающихся в разных участках возрастных взаимоотношений между эффузивными образованиями и интрузиями, вероятно, является следствием длительности развития данных магматических очагов.

Эффузивная деятельность широкое развитие получила в зонах глубинных разломов, с которыми связано формирование наложенных впадин. Ниже приводится характеристика эффузивов, развитых в западном борту Ононской впадины.

На рассматриваемом участке впадины (междуречье Тырина и Харалги) образование толщи эффузивов началось с излияния лав и отчасти выброса пирокластического материала трахиандезитового и трахибазальтового состава, которое сменилось излиянием лав липаритового состава, отвечающих основной линии дифференциации. После этого последовало накопление липаритовых игнимбритов различной степени «спекания» и разнообразных, главным образом литокристаллокластических, псаммитовых туфов джаргалантуйской свиты. После небольшого перерыва происходили излияние и выброс новых порций средней и основной магмы (бырцинская свита).

Трахиандезиты и трахибазальты джаргалантуйской свиты обнажены в южной части площади, где они с угловым несогласием перекрывают песчаники и глинистые сланцы хапчерангинской свиты. Петрохимическими особенностями трахиандезитов и трахибазальтов являются высокая щелочность с калиевой специализацией, повышенная титаноносность; фосфористость и понижение содержания кальция (табл. 1). На диаграмме А. Н. Заварицкого эти породы обнаруживают единую ветвь дифференциации. По геохимической характеристике (табл. 2) трахиандезиты и трахибазальты близки к средне-верхнеюрской латитовой серии, исследованной в Юго-Восточном Забайкалье М. Н. Захаровым (1972). Для них также типичны высокие содержания калия, бария и стронция (табл. 3). К специфическим особенностям описываемых латитов относятся повышенные содержания в них некоторых редких щелочей, олова, фтора, тогда как свинец и цинк в них находятся на уровне нормы для пород данной основности.

Дифференциация трахиандезит-трахибазальтовой магмы в рассматриваемом районе протекает до образования липаритов (тыринский тип). О принадлежности этих липаритов к единой серии с латитами можно судить по их тесной пространственной связи, доминирующей роли в том и другом случае субфации текучих лав, порядке кристаллизации магмы и унаследованности геохимического облика. Липариты состоят из вкрапленников плагиоклаза (№ 38—40), кварца, биотита, небольшого количества роговой обманки, замещенной рудным минералом, и основной массы с микрофельзитовой структурой и массивной или флюидальной текстурой. Характерно, что весь калий (4,3%), как и в латитах, находится в основной массе, что подчеркивает их генетическое родство. В липаритах, так же как и в латитах, высока концентрация фтора, бора. Содержание остальных элементов сохраняется на уровне кларков для кислых пород (см. табл. 2).

В следующий этап вулканической деятельности формировалась толща липаритовых игнимбригов (туфолав?) и туфов. При сопоставлении образований этой толщи нами в первую очередь учитывались их фациальные особенности, петролого-геохимическая характеристика, так как корреляция частных разрезов трудна из-за специфики накопления вулканитов в континентальных условиях.

К игнимбригам нами отнесены породы, обнаруживающие все стадии спекания пепловых частиц [Сперанская, 1966], обладающие, как правило, высоким коэффициентом дробления вкрапленников и часто содержащие типичные фьямме. Игнимбриговая структура этих пород, скорее всего, сформировалась не в результате спекания пеплового материала, а в процессе подъема магмы к поверхности. Об этом свидетельствуют появление очень плотных разностей игнимбригов с совершенно четкими границами «пепловых частиц», отсутствие дробления фенокристаллов в некоторых игнимбригах, интрателлурическое дробление в комагматических субвулканических дайках и интрузиях с образованием обломков кристаллов, аналогичных по форме их обломкам в игнимбригах, появление субвулканических даек игнимбригов на водоразделе падей Нижний Дэлбэркэй и Задача. Реальность образования игнимбриговых структур в процессе извержения показана П. С. Реем (1963) и другими. В связи с этим мы считаем, что игнимбриги с высокой степенью «спекания» близки к обычным лавам липаритов. Анализ петрохимического состава рас-

Таблица 1

Средние содержания породообразующих окислов в породах Хапчерангинского района

	Порода	Количество проб	Содержание, %									
			SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	ΣFe ₂ O ₃	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	MgO	
Джаргалануйская	Латиты	7	59,3	1,25	18,7	8,6	4,1	3,2	3,9	0,64	—	
	Липариты тыринские	5	71,6	0,31	13,9	3,4	0,5	2,4	5,2	0,06	0,23	
	Липаритовые игнимбриги не-редкометалльные	7	75,7	0,13	13,6	2,3	0,3	2,3	5,5	0,01	0,11	
Бырцинская	Липаритовые игнимбриги редкометалльные	9	74,3	0,10	11,9	1,8	0,4	2,8	4,7	0,02	0,11	
	Перлит	1	73,0	0,11	12,0	1,8	0,9	3,8	2,9	0,01	0,09	
	Латиты	5	57,2	1,54	16,4	7,8	4,6	3,6	3,4	0,66	2,17	
Массив	Гранит-порфиры	—	74,4	—	12,6	2,4	0,5	3,5	5,0	—	0,10	
	Кварцевые порфиры	3	76,8	—	12,2	1,6	0,3	2,3	5,3	—	0,13	

* Данные В. Д. Козлова. Проверки здесь и далее означают, что элемент не определен.

Таблица 2

Содержание редких элементов в породах Хапчерангинского района

	Порода	Содержание, г/т										Sr/Ba	K/Rb	Ba/Rb	Rb/Sr	Количество проб
		Rb	Cs	Pb	Sn	Zn	B	F	Ba	Sr						
Свита	Джаргалантуйская	Латиты	82	Не обн.	12	3,5	80	26	1290	1200	600	0,5	390	17	0,14	7—8
		Латиты	103	5—38	10	3,6	61	21	880	870	790	0,9	272	9	0,13	7—9
	Бырчинская	Субвулканические малые тела трахиандезитов	115	25	14	7,5	80	26	950	1950	720	0,4	203	17	0,16	2
	Джаргалантуйская	Тыринские липариты	224	5	19	3,0	60	38	1200	900	201	0,2	192	4	1,1	8—11
		Липаритовые игнимбри-ты нередкометалльные	220	<5	16	2,7	41	32	450	190	47	0,2	209	0,9	4,7	16—20
		Липаритовые игнимбри-ты редкометалльные	224	14	26	7,2	32	26	550	150	48	0,3	174	0,7	4,7	8—13
		Перлиты	235	205	23	7,9	43	53	2300	83	180	2,2	111	0,4	1,3	2
Массив	Ингодинский *	Гранит-порфиры	391	—	19	110	40	—	3200	610	164	0,3	110	1,6	2,4	7
	Хапчерангинский *	»	342	—	30	9,0	40	—	2500	556	121	0,2	125	1,6	2,8	8
		Лейкократовые граниты	459	—	27	18,0	130	—	3600	405	112	0,3	92	0,9	4,1	4
	Харалгинский *	Гранит-порфиры	324	—	34	5,9	65	—	1300	220	73	0,3	123	0,7	4,4	6
		Лейкократовые граниты	378	—	27	6,9	40	—	2900	83	57	0,7	108	0,2	6,6	6
	Харатуйский *	Фельзит-порфиры	387	—	13	5,0	240	—	500	360	72	0,2	115	0,9	5,4	4
		Кварцевые порфиры	595	—	150	4,0	50	—	400	360	38	0,1	100	0,6	15,7	1
	Харалгинский *	»	288	—	35	7,0	80	—	1100	256	80	0,3	147	0,9	3,3	5

*Данные Л. В. Таусона, В. Д. Козлова и др. (1970).

Содержание редких элементов в монцитонитах Приаргунья и их субвулканических и эффузивных аналогах *

Фаза	Порода	Содержание, г/т										K/Rb	Ba/Rb	Rb/Sr
		Rb	Pb	Sn	Zn	Mo	Cl	F	Ba	Sr	Sr/Ba			
Первая	Оливиновые монцитониты, монцитонит-габбро	102	26	4,1	85	3,6	1000	1500	1970	1800	0,9	322	16	0,06
		122	27	3,8	49	3,0	900	1200	1900	1600	0,8	287	15	0,08
		126 178	31 12	4,3 2,9	62 32	2,0 2,1	530 500	800 700	1650 1400	580 900	0,4 0,7	370 200	13 7	0,22 0,20
Вторая	Монцитониты	70	25	4,9	65	2,2	—	1300	2000	2400	1,2	428	29	0,03
		113	17	4,0	113	3,7	—	2100	1300	520	0,4	277	12	0,22
		207	31	3,9	58	2,2	—	600	1400	240	0,2	220	7	0,86
Третья	Сиенит-порфиры Гранит-порфиры	70	25	4,9	65	2,2	—	1300	2000	2400	1,2	428	29	0,03
		113	17	4,0	113	3,7	—	2100	1300	520	0,4	277	12	0,22
		207	31	3,9	58	2,2	—	600	1400	240	0,2	220	7	0,86
Комплекс	Акагуевский, нерзаводской	70	25	4,9	65	2,2	—	1300	2000	2400	1,2	428	29	0,03
		113	17	4,0	113	3,7	—	2100	1300	520	0,4	277	12	0,22
		207	31	3,9	58	2,2	—	600	1400	240	0,2	220	7	0,86

* Данные М. Н. Захарова (1972).

смагриваемых вулканитов показал их близость к липаритам тыринского типа (см. табл. 1). К специфическим особенностям этих пород относятся низкие содержания кальция, титана, магния, ярко выраженная калиевая специализация. Указанные особенности пород свидетельствуют о том, что родоначальной для них была чрезвычайно бедная фемическими компонентами, богатая щелочами ультракислая магма.

По содержанию редких элементов намечаются две ветви вулканогенных пород: нередкометаллическая — с близкими к кларковым концентрациям элементов-примесей (за исключением бора, бария, стронция) и редкометаллическая — с повышенным содержанием олова, цезия и бора. Временные взаимоотношения между указанными породами определяются нахождением редкометаллических разновидностей агломератовых туфов и агломеративных и лапиллиевых игнибригов липаритового состава в верхней части разреза.

К числу отличительных признаков редкометаллических лав относится повышение роли натрия. Если в нередкометаллической ветви вулканитов отношение калия к натрию равно 2,56, то в редкометаллических эффузивах — 1,86, а в перлитах — даже меньше 1. Перлиты отличаются и повышенным содержанием кальция. Следует заметить, что между содержаниями летучих (фтор, бор) и оловом, цезием не обнаружено прямой зависимости. Не является решающей в определении уровня концентрации редких элементов и степень раскристаллизации основной массы, поскольку высокие содержания олова установлены

как в вулканических стеклах, так и в девитрофицированных разностях.

Первично-магматическая природа высоких содержаний редких элементов в вулканитах джаргалантуйской свиты доказывается на примере перлитов (см. табл. 2), состоящих из вкрапленников калиевого полевого шпата, кислого плагиоклаза, кварца, биотита и нераскристаллизованного стекла [Зубков, Гундобин, 1972].

Причины относительного накопления редких элементов в «редкометальной» ветви вулканитов до конца не выяснены. Можно было бы предположить, что рассматриваемые лавы — производные различных очагов. Но такому допущению противоречит их тесная пространственная связь, а в ряде случаев и переплетение по времени внедрения. Вероятно, это несоответствие обусловлено различным соотношением процессов кристаллизационного рассеяния и эманационного концентрирования в промежуточных камерах, которые могли приводить к существенным сдвигам в содержании редких элементов в породах.

Сопоставление рассмотренных вулканитов с глубинной фацией харалгинских гранитов показывает (см. табл. 2), что содержания свинца, цинка, бария и стронция в них тождественны, причем содержания бария и стронция низкие и однообразные, что, с одной стороны, характерно для лав с повышенным содержанием редких элементов [Коваленко и др., 1971], а с другой — подтверждает единство исходной магмы харалгинского вулканоплутонического комплекса. Концентрации олова в редкометальных эффузивах и гранитах сопоставимы, но редких щелочей и особенно фтора больше в гранитах, а бора, наоборот, в эффузивах.

Как было сказано выше, после накопления липаритовых игнимбригов и туфов джаргалантуйской свиты последовал перерыв в вулканической деятельности, после которого произошло формирование бырцинской свиты, начавшееся в описываемом районе с излияния новых порций трахиандезит-трахибазальтовых лав. По петрографическому, петрохимическому и геохимическому составу они близки вышеописанным латитам. На диаграмме А. Н. Заварицкого вариационные кривые латитов бырцинской и джаргалантуйской свит совпадают. Сравнение отношений калия к рубидию и бария к стронцию — чувствительных индикаторов процессов магматической дифференциации — показывает, что в бырцинских латитах произошло накопление рубидия. Изменилось в них и отношение стронция к барию, иллюстрирующее относительное накопление первого (см. табл. 2). Среди темноцветов в них отмечен керсутит. Все эти показатели наряду с повышением роли натрия в расплаве подтверждают разновозрастность рассмотренных латитов, а их петрографическое и петрохимическое родство указывает на происхождение из одной и той же основной магмы. Примечательно, что и среди толщи бырцинских латитов встречены липариты тыринского типа.

Необходимо отметить также наличие среди пород бырцинской и джаргалантуйской свит небольших тел субвулканических интрузий трахиандезитового состава. По петрохимическим характеристикам они являются аналогами латитовых горизонтов. Характерными отличительными чертами их служат повышенные концентрации олова, цезия, рубидия и относительно низкое значение K/Rb отношения (см. табл. 2). По содержанию олова они сопоставимы с породами харалгинского комплекса.

Интрузивная фация харалгинского комплекса представлена Хапчалангинским гранитным плутоном, занимающим центральную часть района, и Харатуйским некомпактным кварцевым порфиром, который располагается в восточной части площади в зоне влияния глубинного Онон-Туринского разлома. Харалгинский гранитный массив располагается к северу от рудного узла.

Особенности состава массивов отражают данные табл. 1 и 2. Как видно, граниты Хапчалангинского и Харалгинского массивов по хими-

ческому составу и составу редких элементов близки между собой и практически тождественны эффузивным аналогам. Различия заключаются в более высоком содержании бора в эффузивах, а фтора в гранитах. Кварцевые порфиры Харатуйского нека по уровню содержания летучих компонентов (фтор, бор) ближе стоят к эффузивам, чем к гранитам, хотя по другим показателям они и не отличаются от последних. Резкая обедненность фтором пород Харатуйского нека и эффузивов обусловлена процессами дегазации, на что неоднократно указывали Л. В. Таусон и В. Д. Козлов (1969₁, 1970₂).

Из рассмотренного материала видно, что эволюция вулканизма Ононской депрессии протекала в направлении от средних и основных лав к кислым и вновь основным. При этом на первом этапе кислые лавы заметно преобладали над основными, а на втором господствовали основные лавы. Среди кислых лав выделяется три типа. Липариты тыринского типа могут рассматриваться в качестве продуктов глубинной дифференциации латитовой магмы, что в последнее время было подтверждено данными по изотопам стронция [Таусон и др., 1976]. Менее определенную позицию занимают липариты и игнимбриты редкометальной и нередкометальной ветвей. По петрохимическим показателям они тождественны породам харалгинского комплекса и близки липаритам тыринского типа, отличаясь от них, как указывалось, меньшими содержаниями кальция, магния, бария и стронция. В свое время нами была высказана мысль [Гундобин, Зубков, 1973₂] о возможной их связи с вторичными очагами палингенного плавления под воздействием той же латитовой магмы, с которыми связывается и формирование пород харалгинского комплекса [Таусон и др., 1970₂]. Вместе с тем при сопоставлении геохимических данных по всем породам вулканоплутонической ассоциации Хапчерангинского района и по одновозрастным аналогам Приаргунья (см. табл. 2, 3) нельзя не обратить внимания на наличие своеобразного ряда с закономерным изменением содержаний большинства элементов. Липаритовые игнимбриты и редкометальные граниты занимают крайнее положение, являясь как бы конечными членами единого эволюционного ряда. Эти данные, а также тесная пространственная, структурная и временная связь между всеми рассмотренными магматическими образованиями не позволяют проводить резкую границу между ними, отделяя латитовый ряд от редкометального. Их различия, вероятно, обусловлены неодинаковыми путями дифференциации в глубинных и промежуточных камерах в связи с различным режимом летучих. В последнем случае не исключается вовлечение материала из очагов палингенного плавления. Подобные соотношения между редкометальной ветвью кислых пород и нередкометальной наблюдаются в структурах Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (см. ниже).

В связи с тем, что в Хапчерангинском рудном узле промышленные олово-полиметаллические месторождения генетически или парагенетически связаны с одноименной интрузией гранитов, более подробно остановимся на характеристике ее морфологии.

На дневную поверхность она выходит на северном фланге Хапчерангинского месторождения, где картируется небольшой шток гранитпорфиров (около 2 км²). Скрытая часть интрузии прослеживается по данным гравиметрии и по картированию зон контактового метаморфизма. Оба метода дают качественные сопоставимые результаты (рис. 1).

Интрузия представляет собой узкое гребневидное тело с тенденцией расширения его на запад (рис. 2, 3). В этом же направлении уменьшается крутизна куполов, на что указывает уменьшение отношения их высоты к основанию от 0,6—0,4 до 0,3 в поперечных сечениях.

В продольном сечении рельеф кровли более спокойный. Намечается два куполовидных поднятия (Хапчерангинское и Гарбальджейское), фиксируемых на фоне общего слабого погружения кровли в восточном

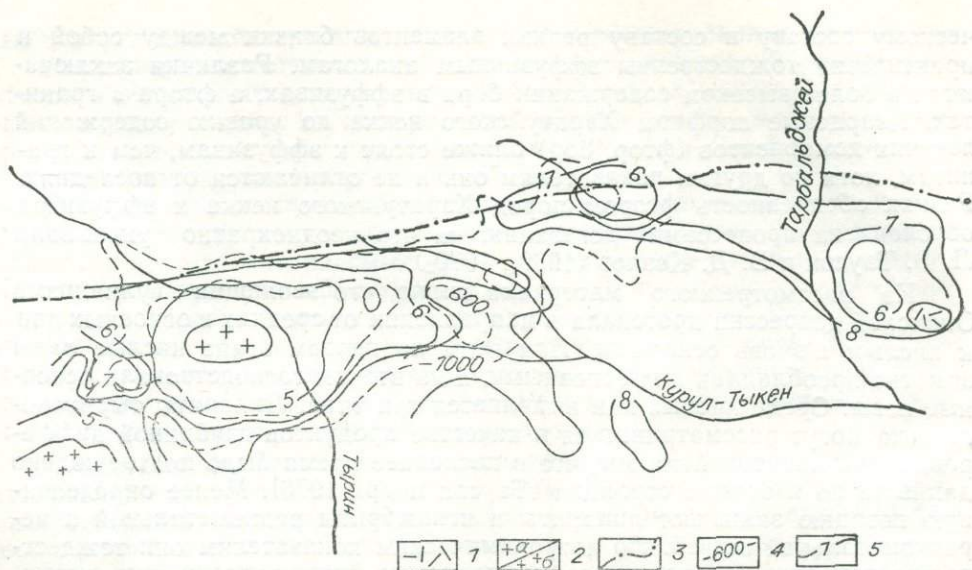


Рис. 1. Схема распространения зон контактового метаморфизма вокруг Хапчерангинской интрузии.

1 — кварцевые порфиры, 2 — граниты (а — каралгинские, б — кыринские), 3 — Тарбалдыжский разлом, 4 — изогипсы залегания кровли интрузии (м), 5 — контуры зон контактового метаморфизма. Цифры (5—8) у линий означают различные зоны, пояснения в тексте.

направлении. Куполы различаются величиной (Хапчерангинский более крупный), но близки по контрастности. Отношения высоты к основанию в продольном сечении по разным оценкам составляют 0,32; 0,28 для Хапчерангинского и 0,18; 0,29 для Тарбалдыжского, а в поперечном сечении — 0,29; 0,27 и 0,35; 0,53 соответственно.

Таким образом, верхняя часть Хапчерангинского плутона представляет собой узкое, достаточно контрастное гребневидное поднятие. Продольные воздымания кровли более спокойные и выступают в качестве структур второго порядка по отношению к нему.

Третий минимум силы тяжести (слабой контрастности) располагается в 1,5 км к северо-западу от Харатуйского некка. Он вытянут в север-северо-восточном направлении (10—15°) и прослеживается на отрезке в 5 км. Оценка глубины залегания кровли для этой аномалии не производилась. Харатуйский некк гравиметрической съемкой не фиксируется. Как уже говорилось, скрытая часть Хапчерангинской интрузии картируется и по степени контактово-измененных пород. Большая часть массива размещается в толще песчаников и глинистых сланцев. Разнозернистые кварц-полевошпатовые и полимиктовые песчаники с глинистым цементом являются основным петрографическим компонентом этой толщи. В контакте с гранитным штоком песчаники ороговикованы и отличаются массивной текстурой, неровным, близким к раковистому, изломом и фиолетовой окраской. В направлении от штока окраска песчаников изменяется от фиолетовой до зеленовато-серой, увеличивается степень выветривания полевых шпатов, исчезает массивная текстура и уменьшается их плотность. На основании изменения этих признаков удастся выделить пять хорошо диагностируемых разностей песчаников и соответственно пять зон контактового изменения, смена которых качественно отражает интенсивность метаморфизма.

Микроскопическое изучение ороговикованных песчаников показало, что в первой от контакта зоне цементирующая масса песчаников полностью перекристаллизована и превращена в тонкозернистый кварц-биотитовый агрегат. При этом бурый гидробиотит в виде мелких чешуек

Рис. 2. Продольный разрез гранитов по геофизическим данным. В интерпретации Ю. Н. Бугрова, Г. И. Менакера (I) и В. Д. Огородникова (II). Цифры — отношение высоты купола к его основанию.



развивается в межзерновом пространстве и основной массе песчаников. Наряду с этим отмечаются линзообразные стяжения, обогащенные гидробиотитом. Обломки калиевых полевых шпатов и плагиоклазов практически не изменяются, обломки кварца перекристаллизованы. Отличительная черта второй зоны — развитие, наряду с бурым, гидробиотита желтоватого и бледно-зеленого цвета. Не характерны для этой зоны и обогащенные им крупные стяжения. В третьей зоне доминирующей является бледно-зеленая разность. В четвертой зоне наблюдается только бледно-зеленый гидробиотит. Наряду с ним здесь широкое развитие получает серицит. Пятая зона представлена неизменным песчаником. Параллельно с изменением состава гидробиотита от зоны к зоне происходит уменьшение его количества и одновременно снижение степени раскристаллизации как основной массы, так и обломков кварца. Распространение зон контактового метаморфизма отражено на схеме (см. рис. 1).

Взаимосвязь оруденения с морфологическими особенностями кровли удобнее всего проанализировать на примере наиболее изученного Хапчерангинского купола. При детальном рассмотрении области Хапчерангинского минимума обращает на себя внимание неоднородное строение поля силы тяжести. В пределах поля к югу от выхода гранитов наблюдается три глубоко врезающих языка пониженных значений силы тяжести. Они хорошо выражены на карте изоаномал (в редукции Буге), а также на картах остаточных и локальных аномалий.

Наиболее контрастный из них совпадает с Центральной рудной зоной. Характерно то, что ему соответствует зона повышенного ороговирования, также заливообразно выступающая в южном направлении. Это совпадение вряд ли случайно и объясняется, скорее всего, поперечными воздыманиями кровли гранитов. Две другие аномалии пространственно совпадают с Западной и Тыринской рудными зонами.

Таким образом, в области Хапчерангинского купола месторождение располагается над пологим склоном интрузии, а рудные зоны пространственно тяготеют к участкам поперечных гребневидных усложнений ее кровли.

Для Тарбальджейского месторождения, связанного с более контрастным куполом, характерно центральное расположение руд с быстрым затуханием на фланги. Намечающиеся линейные усложнения северо-восточного направления в поле силы тяжести совпадают с аномалиями олова и сопутствующих ему компонентов (см. ниже).

Из сказанного можно сделать вывод о том, что на размещение оруденения большое влияние оказывали, с одной стороны, купольные структуры, а с другой — гребневидные поднятия на склонах интрузии.

Сопоставление Тарбальджейского и Хапчерангинского гранитных куполов показывает, что первый по объему в 2—3 раза меньше второго. Соотношение же между запасами олова в рудах — обратное. Запасы Тарбальджейского месторождения в 2—4 раза превосходят запасы Хапчерангинского.

Характерной особенностью кварцевых порфиров Харатуйского нека является большое число осколочных форм фенокристаллов и наличие оплавленных обломков фельзитов и кварцевых порфиров, количество ко-

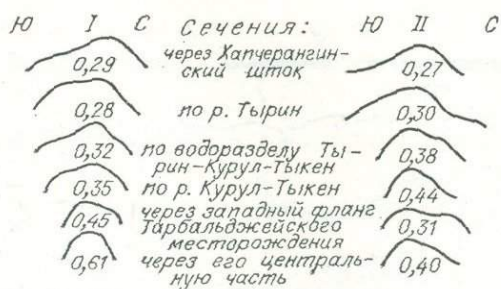


Рис. 3. Поперечные сечения через Хапчерангинскую интрузию гранитов по геофизическим данным. В интерпретации Ю. Н. Бугрова, Г. И. Менакера (I) и В. Д. Огородникова (II). Сечения расположены с запада на восток. Цифры — отношение высоты купола к его основанию.

торых возрастает в восточной части тела, где выделяется фация автомагматических брекчий. Харатуйский нект занимает дискордантное положение относительно зоны роговиков, связанной со становлением Хапчерангинского плутона, что указывает на его более молодой возраст [Гундобин, Зубков, 1973]. Последнее согласуется и с данными абсолютного возраста [Константинов и др., 1967]. Сказанное позволяет непосредственно связывать кварцевые порфиры Харатуйского некта с эффузивными аналогами джаргалантуйской свиты.

Особенности развития рудной минерализации

Определяющими для района являются олово-полиметаллический и олово-редкометалльный типы минерализации, связанные с развитием харалгинского вулканоплутонического комплекса. В юго-западной и центральной частях площади известны кварц-золоторудные рудопроявления, предшествовавшие оловянной минерализации. В полосе пород джаргалантуйской свиты, в западном борту Ононской депрессии отмечены рудопроявления сурьмы с признаками золото-серебряной минерализации. Они приурочены к зонам кварц-серицит-гидрослюдистого изменения, прослеживаемым в борту депрессии на многие километры. По возрасту это наиболее молодые образования. Характер их связи с магматическими породами остается невыясненным. В связи с тем, что предметом дальнейшего рассмотрения являются главным образом оловорудные проявления, более подробно остановимся на их описании.

Процесс формирования олово-полиметаллического оруденения был достаточно длительным и, вероятно, разорванным во времени [Константинов и др., 1976, 1971].

Первая фаза его развития тесно связана с периодом становления Хапчерангинского плутона — все месторождения и рудопроявления локализируются в зоне его влияния и характеризуются зональным строением с закономерной сменой минеральных ассоциаций по отношению к кровле интрузии. К этому этапу относятся оловорудные и олово-редкометалльные грейзены Хапчерангинского и Тарбальджейского месторождений, сульфидно-касситеритовые и полиметаллические руды указанных месторождений, а также Курултыкенское полиметаллическое месторождение и возможно, ряд жил Харатуйского месторождения.

Ко второй фазе следует отнести сульфидно-хлорит-касситеритовые руды Харатуя и рудопроявления олово-борного типа [Константинов и др., 1967; Гундобин, Магидсон, 1972; Таусон и др., 1974]. Признаки проявления минерализации этой фазы отмечены также на Хапчерангинском и Тарбальджейском месторождениях.

Особенности состава руд и зонального их размещения лучше всего рассмотреть на примере наиболее изученного Хапчерангинского месторождения. Рудные тела Хапчерангинского месторождения локализованы в пяти зонах северо-западного и субмеридионального направления: Западной, Канавной, Центральной, Тыринской, Спектральной. Развитие оруденения происходило в несколько стадий. А. Г. Теремецкая (1939) выделяет три стадии (этапа). Д. О. Онтоев подразделяет процесс на два

этапа: грейзеновый и гидротермальный, в пределах которого им выделено четыре стадии. Нами принята следующая последовательность формирования месторождения.

I — грейзеновый этап.

II — гидротермальный этап, подразделяемый на четыре стадии: 1 — кварц-касситерит-арсенопиритовую; 2 — касситерит-сульфидно-хлоритовую; 3 — полиметаллическую; 4 — послерудную кварц-кальцитовую.

В пределах месторождения наблюдается следующая горизонтальная зональность [Онтюев, 1960].

Грейзены развиты в зоне эндо- и экзоконтакта гранитного штока. Выделяется две фации: кварц-мусковит-топазовая редкометальная и кварц-мусковитовая оловоносная. Элементный состав грейзенов следующий: олово, вольфрам, бериллий, мышьяк, литий с подчиненной ролью свинца, цинка, серебра, меди, висмута, молибдена.

На расстоянии 0,5—1,2 км к югу от штока располагается зона развития кварц-пирит-халькопирит-касситеритовых и кварц-касситерит-арсенопиритовых жил.

Следующая зона представлена пирит-пирротин-касситеритовыми рудами, которые постепенно сменяются кварц-касситерит-хлоритовыми рудами в направлении удаления от штока.

Южнее располагается зона с полиметаллическим оруденением с тенденцией усиления роли галенита относительно сфалерита в наиболее удаленных жилах. За пределами этой зоны (к югу) отмечаются безрудные кварц-кальцитовые жилы.

Рассмотренная схема смены минеральных ассоциаций в общем виде фиксируется и на Тарбальджейском месторождении [Радкевич, Витушкина, 1941]. Отличие Тарбальджейского месторождения состоит в том, что зональность в его пределах более контрастная, приближающаяся к концентрической. Шире здесь проявлено и телескопирование, усложняющее картину зональности.

ПРИХОТСКИЙ РАЙОН

Поле вулканитов, входящее в Охотский сектор внешней зоны Охотско-Чукотского вулканогенного пояса [Белый, 1977], располагается на территории миогеосинклинального прогиба, формировавшегося в палеозое на южной окраине Омолонского массива.

Прогиб выполнен мощными (до 6 км) толщами песчано-сланцевых и карбонатных отложений пермского и триасового возраста (верхоянский комплекс). В юрский период, после инверсии геосинклинали, рассматриваемая территория представляет собой область размыва. В меловое время она становится ареной мощного наземного вулканизма.

В пределах поля вулканитов преобладают породы андезит-игнимбритовой формации и прорывающие их многофазные сложно построенные плутоны гранитоидов, родственные по составу с эффузивами. Менее распространена вулcano-плутоническая ассоциация щелочных базальтоидов.

Время формирования андезит-игнимбритовой формации охватывает период с конца нижнего до конца верхнего мела. Щелочно-базальтоидный магматизм в районе проявлялся дважды — в нижнем мелу и палеогене. При этом для исследуемой площади более характерна палеогеновая вулcano-плутоническая ассоциация щелочных базальтоидов, интрузии же нижнемелового возраста играют резко подчиненную роль. Широкое развитие они получают в структурах граничащего с севера Омолонского массива.

При геологическом картировании масштаба 1:200 000 породы андезит-игнимбритовой формации расчленены на три свиты. Нижняя и верх-

няя сложены игнимбритами умеренно кислого состава, а средняя — преимущественно латитовыми андезитами. Однако такой разрез вулканических отложений типичен не для всех частей площади. В пределах отдельных полей наблюдается более сложное его строение с характерным для наземного вулканизма непостоянством слагающих разрез отложений.

Завершение эффузивной деятельности в районе приходится на палеогеновый период. Эффузивная серия этого возраста представлена латиандезитами в низах и породами шошонитовой ассоциации в верхах разреза [Захаров, Легейдо, 1976].

Для заключительного этапа верхнемелового магматизма характерны крупные сложно построенные плутоны гранитоидов эпизонального типа. В составе массивов присутствует до трех интрузивных фаз. Ранняя фаза обычно представлена монцодиоритами, главная фаза — гранодиоритами и адамеллитами, поздняя — гранитами. Породы главной фазы пользуются преобладающим развитием. Широко распространены малые интрузии гранодиорит-порфиров, изохимичные породам главной фазы. По вещественному составу породы главной интрузивной фазы изохимичны породам формации «охотских гранитоидов» [Кузнецов, 1964], но отличаются от последних меньшей глубиной формирования, резко гипабиссальным обликом пород. Адамеллиты главной фазы близки к среднему составу пород батолита Сьерра-Невада. Вулканические граниты данного типа рассматриваются как продукты кристаллизационной дифференциации водонасыщенной андезитовой магмы.

Интрузивными аналогами палеогеновых латитов, латитовых андезитов и шошонитов являются малые интрузии ряда от оливиновых эссекситов до кварцевых монцодиоритов. Палеогеновые латиты и латитовые андезиты наиболее полно характеризуют особенности глубинного подкорового очага родоначальной магмы, существующего длительное время.

Особенности состава главных разновидностей эффузивных пород, изученные М. Н. Захаровым и В. А. Легейдо (1976), показаны в табл. 4—6 и на диаграмме (рис. 4). Эти данные свидетельствуют о том, что эффузивы района могут рассматриваться в качестве единой известково-щелочной серии. От средних типов пород (по Дэли) они отличаются повышенной калиевой щелочностью.

Анализ петрохимических данных [Захаров, Легейдо, 1976] и данные по составу изотопов стронция [Таусон и др., 1978₂] позволяют рассматривать латитовые андезиты средней свиты как образования мантийных расплавов, а трахидациты в качестве продуктов дифференциации латитовых лав.

Особенности редкоэлементного состава эффузивных и интрузивных пород приведены в табл. 6. Из данных видно, что латиандезиты в сравнении со средним типом андезитов по С. Тэйлору (1972) заметно обогащены барием, стронцием, ванадием, в несколько больших количествах они содержат рубидий, олово и незначительно обеднены медью и серебром.

Кислые члены эффузивной серии характеризуются пониженными содержаниями (относительно кларка) элементов литофильной группы (олово, литий, рубидий, бериллий и др.), обнаруживающей тесные связи в основном с группой летучих, обогащенной фтором, и повышенными концентрациями халькофильных элементов (цинк, медь, серебро) и элементов группы железа. Относительно исходной латиандезитовой магмы они оказываются обедненными оловом, цинком, медью, серебром, золотом, кобальтом и фтором и незначительно обогащены рубидием, литием, бериллием.

Более глубинные фации гранитоидов главной фазы, по сравнению с кларком для пород этого типа, заметно обогащены оловом, серебром,

Средний химический состав основных и средних пород Приохотского прогиба

Оксид	Порода							
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	57,37	62,24	54,85	55,10	58,02	49,98	51,31	59,59
TiO ₂	0,76	0,69	1,15	0,92	0,94	1,63	1,55	0,78
Al ₂ O ₃	15,33	15,31	15,63	16,89	16,92	15,23	15,45	17,04
Fe ₂ O ₃	1,96	2,18	4,11	3,78	6,45	4,94	4,43	2,86
FeO	4,62	3,64	3,96	4,01	—	5,54	5,38	2,79
MnO	0,10	0,08	0,11	0,12	0,11	0,14	0,18	0,11
MgO	5,67	3,29	4,21	3,48	2,95	4,40	4,84	1,85
CaO	6,68	4,68	6,86	6,32	5,04	7,99	8,39	1,23
Na ₂ O	3,52	3,95	3,77	3,09	3,59	3,50	3,64	4,29
K ₂ O	1,27	1,73	2,21	2,15	2,76	2,87	2,92	3,48
P ₂ O ₅	0,17	0,14	0,51	0,37	0,48	0,76	0,74	0,33
П. п. л.	2,55	2,07	2,24	3,83	2,74	2,65	1,04	1,46
Количество проб	8	6	3	13	9	8	4	2

Примечание. 1 — андезито-базальт, 2 — андезит, 3 — трахиандезито-базальт, 4 — андезито-базальт, 5 — трахиандезит, 6 — малые интрузии монцогаббро, 7 — дайки щелочных базальтовдов, 8 — монцоидорит.

барием, незначительно фтором, цинком и элементами группы железа и обеднены рубидием, литием, бериллием. В сравнении с эффузивными аналогами гранитоиды обогащены фтором, оловом, медью, кобальтом и обеднены рубидием, литием, свинцом. По отношению к монцонитам и андезитам в гранодиоритах (глубинная фация) отмечено заметное снижение концентраций золота, серебра, цинка, олова.

Процессы эманационной дифференциации ведут к обогащению приповерхностных фаций и апикальных частей интрузий рубидием (с понижением K/Rb отношения), литием, свинцом, золотом и, в меньшей степени, серебром.

Граниты заключительной фазы в сравнении с главной заметно обедняются летучими (см. табл. 6) и большинством редких элементов, что, вероятно, частично обусловлено процессами их дегазации. Однако процессы дегазации на уровне становления интрузий не являлись главной причиной наблюдаемых низких содержаний редких элементов, фтора и других летучих, что следует из анализа распределения фтора в зонах контактового ороговикования. Привнос фтора в зоны ороговикования наблюдается только для изолированных штоков гранитного состава, в то время как массивы главной фазы не сопровождаются положительными ореолами фтора. Эти данные, а также низкий уровень содержаний фтора в биотитах гранитоидных массивов и в биотитах из зон экзоконтакта указывают на угнетенность процессов эманационной дифференциации, что вытекает и из незначительных различий в содержаниях редких элементов в апикальных и эродированных частях интрузий.

Заканчивая общую геохимическую характеристику вулcano-плутонической серии верхнего мела, необходимо подчеркнуть, что ее кислые производные содержат меньше летучих, особенно серы, бора, и обеднены халькофильными элементами (серебро, цинк, медь), а также оловом по сравнению с родоначальными латитовыми андезитами.

В связи с тем, что в исследуемом районе золото и серебро относятся к типоморфным элементам гидротермального этапа, кратко рассмотрим особенности их поведения в магматическом процессе. Распреде-

Средний химический состав кислых эффузивов и гранитоидов верхнего мела

Оксид	Порода							
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	58,82	58,73	63,96	68,59	72,22	66,56	65,82	67,42
TiO ₂	0,77	0,80	0,52	0,34	0,21	0,40	0,58	0,33
Al ₂ O ₃	17,19	16,91	15,72	15,22	14,66	15,74	15,82	16,06
Fe ₂ O ₃	2,30	3,42	2,08	2,18	0,96	3,82	4,16	2,10
FeO	4,90	3,62	3,36	1,78	0,95	—	—	1,63
MnO	0,13	0,18	0,10	0,09	0,04	0,08	0,10	0,12
MgO	2,86	2,29	1,74	0,84	0,46	0,84	0,70	0,87
CaO	5,91	4,64	4,21	2,64	2,39	1,96	1,96	2,59
Na ₂ O	3,25	4,49	3,64	3,75	3,14	3,82	4,21	3,52
K ₂ O	1,84	2,48	2,67	3,69	4,79	3,98	4,38	3,87
P ₂ O ₅	0,26	0,22	0,25	0,19	0,12	0,16	0,13	0,21
П. п. п.	1,65	1,92	1,40	0,77	0,64	2,57	2,03	1,34
Количество анализов	3	3	9	5	2	9	4	3

Примечание. 1 — моноклиновые ранней фазы, 2 — ксенолиты моноклиновых в породах главной фазы, 3, 4 — гранодиориты и адамеллиты главной фазы, 5 — граниты заключительной фазы, 6 — трахидациты нижней свиты, 7 — трахидациты верхней свиты, 8 — невадиты верхней свиты.

Таблица 6

Средние концентрации редких элементов в эффузивных и интрузивных породах Прихотского прогиба

Элемент	Андезитобазальты (2)	Андезиты (2—3)	Игнимбри-ты (33)	Гранодиориты главной фазы			Граниты заключительной фазы (2)	Моногаббро (палеоген) (10—12)
				все	глубинная фация (8—10)	приповерхностная фация (9—11)		
K	1,8	2,3	3,4	2,3	2,3	2,4	4,5	1,9
Na	2,3	2,7	2,8	2,6	2,6	2,6	1,9	2,7
F	385	490	390	690	680	700	160	1070
Rb	51	52	87	59	53	65	100	43
Li	16	17	35	17	12	23	40	18
Be	0,8	0,9	1,5	1,4	1,4	1,4	1,1	1,0
Sn	4,0	3,5	1,7	3,2	3,2	3,2	3,1	3,6
Pb	5	9	10	9	5	13	20	12
Zn	99	95	64	78	60	99	24	173
Cu	32	27	13	53	64	42	13	80
Ag	111	91	61	100	70	130	80	149
Au	3,5	1,6	2,2	2,9	1,8	4,0	0,4	4,1
Co	17	16	4	18	20	17	3	29
B	—	17	12	9	12	7	8	20
S	—	135	61	170	—	—	100	300
CO ₂	—	0,99	0,68	0,21	—	—	0,02	0,38
H ₂ O	—	2,0	1,7	1,2	—	—	0,8	2,4
K/Rb	353	442	391	397	438	362	450	450

Примечание. Цифры в скобках — количество анализов.

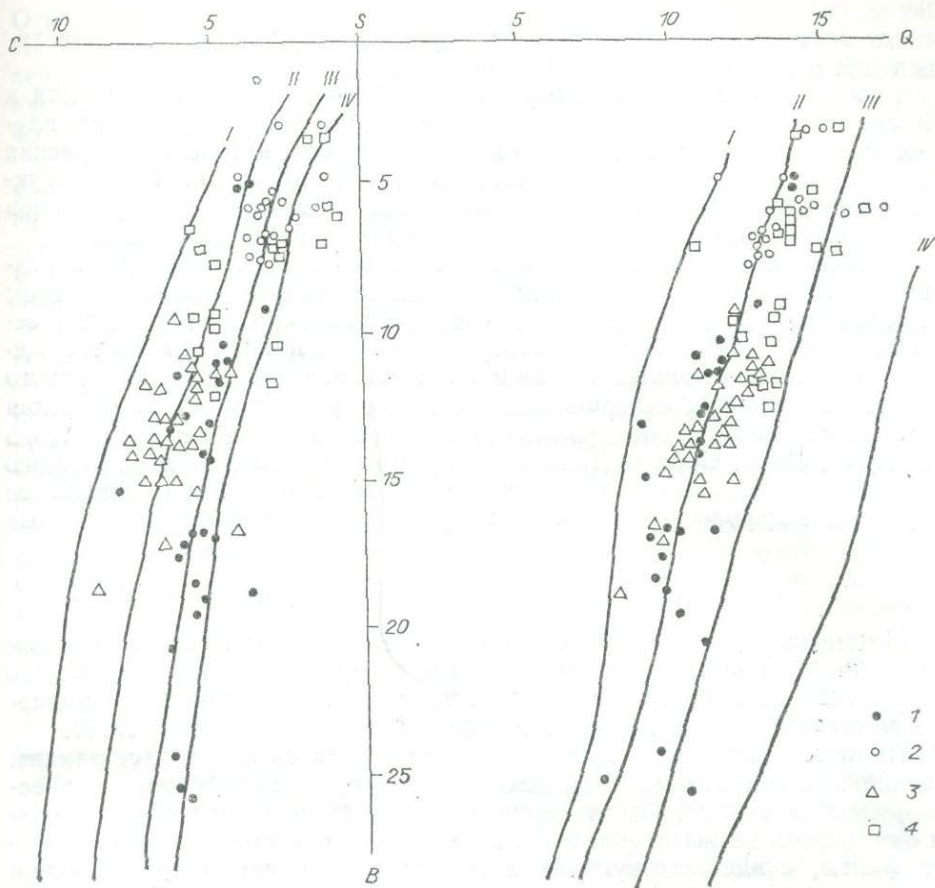


Рис. 4. Диаграмма вещественного состава известково-щелочной серии Эвенской вулканической зоны. По данным М. И. Захарова, А. А. Легейдо (1976).

1—4 — эффузивы: палеогеновой формации (1), верхней (2), средней (3) и нижней (4) свит. Типы ассоциаций; I — Пеле, II — Лассен-Пик, III — Йеллоустонского парка, IV — Этвы.

ние золота в магматических образованиях прогиба [Захаров и др., 1977] определялось двумя факторами, его сидерофильными свойствами и режимом летучих компонентов. Отмечена тенденция к накоплению золота в биотитах и апикальных частях гранодиоритовых интрузий. Процессы дегазации интрузий, фиксируемые по изменению уровня содержания фтора, указывают на то, что золото уходит с летучими, образуя положительные ореолы в зонах экзоконтакта.

В отличие от золота серебро не концентрируется в остаточных флюидах, о чем свидетельствуют его инертное поведение в процессах дегазации интрузий в приповерхностных камерах и низкое содержание (ниже валовых) в биотитах. Такое поведение серебра обусловлено его халькофильными свойствами, определяющими связь с серой.

Из вышесказанного видно, что, несмотря на обогащенность исходных базальтоидных магм летучими, показателем уровня которых может служить фтор [Гаусон, 1964], процессы кристаллизационной и эманионной дифференциации не приводят к заметному обогащению поздних кислых выплавов редкими элементами. Для многих из них (олово, цинк, серебро, золото), как уже указывалось, наблюдается даже уменьшение содержаний в кислых членах серии. Причины этого кроются в тектонических условиях развития магматических серий. Нестабильная тектоническая обстановка приводила к раннему отделению летучих и

рудных элементов на значительных глубинах, вероятно, на уровне зарождения и обособления кислых выплавов.

Рассматриваемая Р. Б. Умитбаевым (1976) территория относится к вулкано-тектоническим структурам, сформированным в условиях плутоногенного поднятия. Характерной особенностью внутреннего строения вулканического поля является сочетание кольцевых и линейных структур. Последние обусловлены широким развитием глубинных разломов северо-западного, северо-восточного и субширотного простирания.

Системы отмеченных разломов играли определяющую роль в размещении интрузивных образований и рудной минерализации. При этом основным направлением является северо-западное, ему подчинены основные рудные зоны. Разломы северо-восточного плана оказывали существенное влияние главным образом на интенсивность развития рудного процесса в пределах северо-западных зон, к участкам их пересечения тяготеют основные рудные узлы, что характерно и для других районов [Умитбаев, 1976]. Субширотные зоны прямого влияния на локализацию оруденения не оказывали, но в связи с некоторыми из них наблюдается нарушение морфологических черт в пределах северо-западных рудных зон.

Особенности развития рудной минерализации

Магматическая деятельность в районе сопровождалась интенсивным проявлением гидротермальных процессов, выразившихся в площадной пропилитизации пород, образовании мощных и протяженных зон калиевого метасоматоза и зон сульфидизации [Гундобин, Захаров, 1977].

Процессы площадной пропилитизации относятся к наиболее ранним проявлениям гидротермальной деятельности, предшествовавшей процессам рудообразования. Соотношение их с магматическими образованиями однозначно не выяснено. Р. Б. Умитбаев с соавторами (1976) приводит факты, свидетельствующие о наложении контактовых роговиков (у гранитных массивов) на поля пропилитизированных пород, что указывает на их догранитный возраст. С другой стороны, в некоторых случаях наблюдается отчетливая зависимость состава пропилитов от степени удаления от областей развития гранитоидных интрузий.

Характерной особенностью процессов региональной пропилитизации является то, что они протекали в условиях, близких к изохимичным. Заметные изменения химического состава пород отмечаются лишь в зонах повышенной трещиноватости. В этих же участках наблюдается перераспределение некоторых рудных элементов с формированием в основном компенсирующих друг друга отрицательных и положительных ореолов слабой контрастности (см. ниже).

Сульфидный этап во времени синхронизируется с периодом внедрения гранитоидных интрузий. Наиболее интенсивно он проявлен в периферических зонах прогиба в области широкого распространения гранитоидов. В рамках Центральной зоны процессы сульфидизации пространственно также увязываются с участками развития малых интрузий гранодиоритового и диоритового состава. Мощность зон сульфидизации изменяется в очень широких пределах, от десятков метров до 1—1,5 км. По простиранию они прослеживаются на несколько километров. Характерна их приуроченность к зоне экзоконтакта гранитоидных массивов, реже они встречаются в самих массивах.

Состав зон довольно простой, доминируют пирротин и пирит, подчиненную роль играют сфалерит, галенит, халькопирит, иногда встречаются молибденит, арсенопирит.

Отличительной особенностью зон с полиметаллическим оруденением являются эпидот-хлоритовый и хлорит-карбонатный типы изменения вмещающих пород, сопровождающиеся привносом железа, серы, кальция, магния, бора, углекислоты и выносом натрия, калия и рубидия.

Отношение K/Rb варьирует в очень широких пределах — от 100 до 2400. Из рудных элементов привносятся цинк, свинец, серебро, медь, молибден, олово, мышьяк, марганец, бор, кобальт. Концентрации золота низкие. Отношение Ag/Au колеблется в пределах 40—400, в среднем близко к 100.

В верхних срезах широкое развитие получают гидрослюдистые и каолин-гидрослюдистые фации вторичных кварцитов. В них наблюдается возрастание концентраций золота и уменьшение содержаний всех сопутствующих элементов в последовательности: цинк, молибден, олово, медь, свинец. Концентрации калия и редких щелочей повышаются. Отношение K/Rb изменяется в пределах 200—650.

Наблюдается зависимость состава зон от особенностей проявления гранитоидного магматизма. В общем случае в направлении удаления от интрузий, уменьшения глубины их формирования и размеров, т. е. в направлении уменьшения теплового воздействия интрузий, наблюдается смена зон с эпидот-хлоритовым изменением вмещающих пород с пирротин-халькопирит-сфалеритовым оруденением зонами кварц-гидрослюдистого замещения с пиритом.

Говоря о зависимости состава гидротермальных образований от особенностей формирования гранитоидных интрузий, необходимо подчеркнуть значительные масштабы развития сульфидной минерализации, которые на многих участках сопоставимы с масштабами интрузивного процесса. Поэтому правомерно говорить о наличии между ними лишь парагенетических связей, определенных единством процессов, идущих в более глубинном очаге. Вероятным является допущение об отделении флюидов, обогащенных серой, серебром и другими халькофильными элементами, в процессе обособления кислых выплавов от андезитовой магмы [Альмухамедов, 1974]. Этим объясняется постоянство пространственной взаимосвязи между проявлениями гранитоидного магматизма и сульфидного этапа минерализации. Золото, исходя из тенденции его связи с сидерофильной группой элементов и летучей фазой в продуктах поздней кристаллизации, в этом процессе не образует заметных концентраций. Накопление золота в продуктах поздней кристаллизации предопределяет возможность связи золота с поздними членами дифференцированных гранитоидных интрузий. Не исключено, что к их числу относятся мелкие золотоносные проявления в зонах окварцевания и флюоритизации с вкрапленной сульфидной минерализацией, пространственно ассоциирующие с калишпатизированными, обогащенными фтором граносиенитами. С этим согласуется низкое значение (10) Ag/Au отношения в данном типе руд, определяемое, как указывалось выше, различием путей миграции золота и серебра на магматическом этапе. В целом же нестабильные условия становления эпизональных гранитоидных интрузий, сопровождавшиеся массовым проявлением игнимбритового вулканизма, препятствовали накоплению летучей фазы в конечных членах дифференциации.

Проявления золото-серебряного этапа минерализации близки аналогичным проявлениям других частей Охотско-Чукотского пояса [Пляшквич, Сидоров, 1963; Сидоров, 1966, 1973], поэтому мы остановимся на характеристике только тех моментов, которые необходимы для понимания затронутого вопроса. Наиболее характерной особенностью данного этапа является интенсивное развитие калиевого метасоматоза с тенденцией к прямой зависимости между активностью калия в системе и отложением золота и серебра [Гундобин, Гуменюк, 1977]. Главные рудные компоненты — золото и серебро с отношением Ag/Au , равным 20—30. Концентрации сопутствующих элементов (молибдена, свинца, цинка, мышьяка, олова, ртути) низкие, превышают фоновые обычно не более чем в 5—10 раз. При этом в верхних срезах возрастают содержания мышьяка, сурьмы, ртути, а в нижних — молибдена, свинца, цинка,

меди. В наиболее глубоко эродированных проявлениях появляются жилы с полиметаллическим оруденением, которые по составу главных минералов близки полиметаллическим рудам сульфидного этапа минерализации. Отличительной чертой их является калиевый тип замещения вмещающих пород в полиметаллических проявлениях золоторудного этапа, низкий уровень концентраций олова, молибдена, бора, висмута, марганца — элементов, характерных для сульфидного этапа, и низкое отношение Ag/Au (20—40).

Особенностью золоторудного этапа минерализации является заметный привнос редких щелочей и постоянство K/Rb отношения [Гундобин и др., 1977, 1].

Характерно, что значения K/Rb отношения (270—310) остаются постоянными практически для всех изученных проявлений независимо от того, что они локализованы в разных структурных зонах, удаленных на значительные расстояния (до 50 км). Все это свидетельствует об относительном постоянстве растворов, поступающих в область рудоотложения, что предопределяет гомогенный характер источника и его глубинность, так как дифференциация в промежуточных малоглубинных камерах вряд ли могла происходить одинаково в разных структурных условиях, а это должно было приводить к существенным изменениям K/Rb отношения в остаточных флюидах. Последнее иллюстрируется значительными колебаниями K/Rb отношения (от 317 до 661) в различных массивах и фациях интрузий гранодиоритовой формации.

Конкретизация связи золото-серебряного оруденения с глубинным источником на сегодняшнем уровне наших знаний представляется преждевременной. Здесь можно указать лишь на развитие в районе калиевых мондонитоидов с высоким уровнем накопления золота в биотитах, что говорит о возможности формирования обогащенных золотом флюидов в связи с этой ветвью эволюции глубинного магматического очага. Калиевая специфика золото-серебряных проявлений рассматриваемого района и в целом всего пояса развития месторождений золото-серебряной формации общеизвестна [Сидоров, 1973; Шер, 1972, 1974].

Третий этап, выделяемый условно, так как его взаимоотношения с рассмотренными этапами минерализации однозначно не определены, представлен зонами кварц-гидрослюдистого замещения. Они контролируются разломами северо-восточного и субширотного простирания, которые занимают секущее положение относительно структур северо-западного простирания, контролирующих размещение золото-серебряной и сульфидной минерализации.

По составу рудных компонентов отмеченные зоны занимают промежуточное положение между золото-серебряным и сульфидным этапами минерализации. Геохимический облик проявлений этого этапа определяется относительно высокими концентрациями серебра, молибдена, часто сурьмы, ртути, заметным привносом калия и редких щелочей, с большим разбросом значений K/Rb отношения (180—450). Содержание золота, свинца, цинка, мышьяка, висмута колеблется в очень широких пределах, но они ниже для золота в сравнении с золото-серебряными и для других элементов в сравнении с сульфидно-полиметаллическими проявлениями. При этом намечается тенденция к сближению их состава с зонами золото-серебряной в пределах центральной и с зонами сульфидно-полиметаллической минерализации в периферических частях прогиба. Вопрос о связи данного этапа минерализации с магматическими образованиями остается открытым.

В заключение необходимо подчеркнуть масштабность процессов гидротермальной деятельности. Это, прежде всего, касается процессов площадной пропилитизации и зон рассеянной сульфидизации, с которыми связан привнос бора, серы, олова и большой группы халькофильных элементов. Привнос олова для отдельных зон оценивается в 50—500

тыс. т, несмотря на невысокий уровень его содержаний в них. Полученные цифры сопоставимы с уровнем привноса в Хапчерангинском районе (см. ниже).

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ РАЗВИТИЯ МАГМАТИЗМА В ХАПЧЕРАНГИНСКОМ И ПРИХОТСКОМ РАЙОНАХ

Сопоставление Хапчерангинского и Прихотского районов показывает, что в обоих регионах процессы мезозойской активизации проявились в развитии мощных толщ вулканитов игнимбрит-андезитовой формации и сопряженного с ней гранитоидного магматизма. Принципиальное отличие заключается в том, что в Хапчерангинском районе кислые производные представлены липаритами и гранитами, а в Прихотском — в основном дацитами и гранодиоритами. Процессы дифференциации в первом случае приводили к накоплению в конечных членах летучих и ряда редких элементов, а во втором данная тенденция не имела места. Последнее можно иллюстрировать на примере фтора, бора и рубидия, элементов, накапливающихся обычно в конечных продуктах дифференциации (табл. 7).

Широкое распространение в обоих районах получили постмагматические процессы, с которыми связаны месторождения и рудопоявления олова, золота, сурьмы, серебра, полиметаллов. При этом в Хапчерангинском районе профилируется олово, которое в Прихотском районе хотя и широко распространено, но крупных скоплений с промышленным уровнем концентрации не образует. Для Прихотского района к числу характерных элементов следует отнести золото и серебро. Последние известны и в Хапчерангинском районе, где их повышенные концентрации связаны с эпитермальными сурьмяными проявлениями в полях вулканитов, серебро также является постоянным спутником олово-полиметаллических руд. Остальные элементы (свинец, цинк, сурьма, мышьяк, медь, молибден) в равной степени характерны для обеих площадей.

Таким образом в развитии магматизма и рудной минерализации в рассматриваемых регионах наряду с чертами сходства имеются и существенные различия. Некоторые из них обусловлены региональными причинами, другие — различным ходом дифференциации исходных магм. В частности, слабое проявление процессов эманационной дифференциации в Прихотском районе, вероятно, в связи с явлениями глубинной дегазации явилось причиной рассеяния в больших объемах пород значительных количеств олова, бора и других элементов. В условиях Хапчерангинской площади ярко выраженные в интрузивной фации процессы эманационного накопления летучих и связанных с ними рудных элемен-

Таблица 7

Распределение фтора, бора, рубидия и изменение K/Rb отношения в магматических породах Прихотского (1) и Хапчерангинского (2) районов

Элемент (г/т)	Порода									
	андезиты		дациты		липариты		гранодиориты		граниты	
	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2
F	450	1080	390	—	—	1200	690	—	160	3200
B	17	24	12	—	—	38	9	—	8	—
Rb	52	92	87	—	—	224	59	—	100	342
K/Rb	390	331	391	—	—	192	398	—	370	121

Таблица 8

Средние содержания фтора, бора, олова, лития и рубидия в породах Балыгычано-Сугойского прогиба. По данным М. Г. Руб (1970)

Элемент (г/т)	Андезиты	Липариты	Граниты крупнозернистые	Граниты мелкозернистые (заключительная фаза)
Фтор	—	1400	1400	1800
Бор	24	14	22	30
Олово	10	19	25	42
Рубидий	39	87	176	211
Литий	11	31	33	63
K/Rb	402	411	369	255

тов приводили к обогащению ими остаточных очагов и последующему рудному концентрированию.

В связи с затронутым вопросом небезынтересно привести некоторые данные по Балыгычано-Сугойскому прогибу, занимающему как бы промежуточную позицию между вышеупомянутыми районами как в тектоническом аспекте, так и по характеру развитой здесь рудной минерализации.

Балыгычано-Сугойский, прогиб представляет собой глубоко врезанную в структуры складчатого обрамления ветвь Охотско-Чукотского пояса [Матвеевко, 1957; Руб, 1970]. Развитие магматизма в прогибе неразрывно связано с процессами, происходившими в пределах основных структур пояса. Вместе с тем, вследствие глубокого проникновения прогиба в структуры обрамления, развитие магматизма здесь протекало в обстановке повышенной мощности земной коры и, вероятно, в более стабильных тектонических условиях. Этим определяются наблюдаемые различия в составе магматической серии прогиба и Приохотского района. При сравнении указанных регионов обращает на себя внимание различный состав кислого магматизма — в Балыгычано-Сугойском районе доминируют липариты и ультракислые граниты, а в Приохотском — дациты и гранодиориты. Примечательным является также различное поведение редких и особенно летучих компонентов в процессах дифференциации исходных магм.

Как видно из табл. 6 и 8, породы Балыгычано-Сугойского прогиба характеризуются значительно более высокими содержаниями таких летучих, как бор и фтор. Показательно то, что конечные продукты дифференциации заметно обогащаются ими, а также рядом редких элементов: литием, рубидием, оловом; отношение K/Rb в ряду дифференциации закономерно понижается. Более высокие содержания фтора отмечены и в биотитах (данные М. Н. Захарова и М. Н. Руб; в скобках — количество проб):

%	Приохотский район			Балыгычано-Сугойский район	
	Монодиорит	Гранодиорит	Порода Невадит трахидацитовый	Гранит	Липарит
Фтор	0,30	0,45 (7)	0,60	1,04 (4)	1,48 (2)

В Приохотском районе, как уже указывалось, накопления большинства рудных элементов и летучих в конечных членах магматической серии не происходит, содержания их в гранитах значительно ниже, чем в андезитах и гранодиоритах.

Резкие отличия в поведении летучих и редких элементов в рассмотренных районах можно объяснить тем, что в оперяющих структурах пояса, которые формировались на коре повышенной мощности и в обстановке большей тектонической стабильности, явления глубинной дегазации расплавов не играли той роли, что в основных зонах. Это способствовало более полному протеканию процессов эманационной дифференциации и накоплению летучих и рудных элементов в остаточных гранитных расплавах и флюидах. Полученные нами в последнее время данные по распределению бора в Приохотском районе увязываются с этим представлением — наиболее высокий уровень его накопления отмечен в вулканических полях, формировавшихся на консолидированных структурах Омолонского массива.

По составу магматических образований и режиму в них летучих компонентов, а также по характеру постмагматических рудных процессов Балыгычано-Сугойский прогиб хорошо параллелизуется с Хапчерангинским районом. Для последнего наблюдается только еще более высокий уровень накопления фтора, калия, рубидия и более низкое значение K/Rb отношения (см. табл. 2) в конечных производных магматического ряда. Отмеченная тенденция согласуется с принадлежностью Хапчерангинского района к более консолидированному типу структур. Различия в уровне содержания отдельных металлов в магматических породах и масштабах их проявления на постмагматическом этапе, вероятно, следует связывать с провинциальными особенностями данных территорий.

В пределах Приохотского района процессы глубинной дегазации приводили к выводу летучих и рудных компонентов из расплава, что препятствовало накоплению их в продуктах поздней кристаллизации, несмотря на высокие потенциальные возможности исходных магм. Последнее подтверждается значительным сосредоточением ряда летучих и рудных элементов в связи с развитием ранних этапов гидротермальной деятельности, о чем говорилось выше.

В целом рассматриваемые районы близки по типу исходных магм, но существенно различаются по составу кислых производных и режиму летучих компонентов. В общем виде при переходе к более консолидированным структурам возрастает роль гранитных пород и роль процессов эманационной дифференциации, чем определяются различия в развитии постмагматических процессов. Причины преимущественного распространения, в одних случаях, дацитов и гранодиоритов, а в других, липаритов и гранитов до конца не ясны. Возможно, они связаны с особенностями дифференциации латиандезитовой магмы в различных структурах земной коры, но не исключено, что доминирующее развитие гранитов обусловлено появлением промежуточных очагов палингенного плавления [Таусон и др., 1970_{1,2}; Таусон, 1977]. Однако наблюдающуюся в Приохотском и Балыгычано-Сугойском районах сопоставимость масштабов проявления дацитовых и липаритовых лав, с одной стороны, и гранодиоритовых и гранитных интрузий — с другой, с этих позиций объяснить трудно.

Территория Ольховского района сложена вулканогенно-осадочными образованиями кембрия, которые прорваны крупными батолитового типа интрузиями гранитоидов, которые относятся к диорит-тоналит-гранодиоритовой субформации [Алабин, 1976; Долгушин и др., 1971]. В парагенетической связи с гранитоидными интрузиями находятся проявления золоторудной минерализации [Иванкин и др., 1969], тяготеющие к их экзоконтактовым зонам. Становление гранитоидных массивов района проходило на значительно больших глубинах, чем в Хапчерангинском и Приохотском районах, и связано было с завершающим периодом развития каледонской складчатости. Характерной чертой интрузий является низкий уровень летучих компонентов и очень слабое проявление процессов эманационной дифференциации, на что указывает постоянство K/Rb отношения и незначительные различия в содержаниях фтора в диапазоне 1,2 км по вертикали.

ТИПЫ ПЕРВИЧНЫХ ОРЕОЛОВ

Уже на первых этапах применения геохимических методов поисков складывается представление о разнотипности первичных ореолов. Н. И. Сафронов (1957), классифицируя отдельные виды рассеяния, вы-

деляет в группе «вторичного¹ наложенного рассеяния» две разновидности: рассеяние площадного распространения («ареалы вторичного рассеяния») и наложенное рассеяние локального распространения (ореолы рассеяния месторождений). Это же положение о разномасштабности ореолов отражено в работах И. И. Гинзбурга (1957_{1,2}), который говорил о «полях», «участках» и «точках» рассеянной минерализации. При этом он подчеркивал мысль о том, что рассеянная минерализация может развиваться вне прямой связи с какими-либо рудными телами. К. М. Муканов (1957) на примере полиметаллических месторождений Казахстана показал связь слабоконтрастных аномальных полей с процессами предрудной серицитизации и независимость их распространения от развития рудной трещиноватости.

Таким образом, уже в начальный период исследований формируется представление о площадных ореолах значительного масштаба. В последующие годы основное внимание было сосредоточено на изучении окolorудных первичных ореолов, в то время как вопросы формирования ореолов площадного типа практически не рассматривались в литературе.

Наиболее полно ореолы данного типа рассмотрены в работах Л. В. Таусона с сотрудниками [1968, 1969₂, 1971_{1,2} и др.]. Авторами этих исследований были выделены ореолы рудных узлов и месторождений; указывалось также на вероятность выделения ореолов более крупных таксономических единиц.

В целом проведенные исследования свидетельствуют о длительности и сложности формирования первичных ореолов. Наметилось два подхода к классификации различных видов ореолов — морфологический и генетический. Деление ореолов по генетическим признакам несомненно очень важно для понимания развития рудного процесса. Однако на практике этот принцип не всегда может быть применен, так как образование ореолов различного генезиса обычно происходит в одном и том же объеме пород и поэтому часто невозможно провести четкие границы в пространстве между ними. В связи с этим при выделении типов ореолов представляется более целесообразным использовать в основном морфологические признаки. Тем более, что, как показали наши данные [Таусон, Гундобин, 1971₁, 1976], морфологические особенности ореолов зависят от условий отделения и миграции рудоносных флюидов от питающих их очагов. Это указывает на то, что морфологический тип содержит в себе элементы генетического типа, хотя полностью они не могут быть отождествлены из-за явлений конвергентности.

Не задаваясь целью сколько-нибудь полно классифицировать первичные ореолы, мы выделяем только те типы, которые наблюдаются в рассматриваемых районах, но, судя по литературным данным [Хокс, Уэбб, 1964; Обер, 1971; Анахов, Николаев, 1971; Петровская и др., 1973, 1974; Рослякова, Росляков, 1975; Загорский, 1977; и др.], характерны и для других регионов.

Вслед за Н. И. Сафроновым (1957) мы подразделяем ореолы по масштабу, выделяя две группы ореолов: регионального и локального распространения.

В рамках первой группы по морфологическим признакам выделяются ореолы площадного и линейного типов, которые, в свою очередь, делятся на ореолы околотрузивные, рудных узлов, зон разломов и рудоносных зон.

Среди второй группы можно выделить ореолы месторождений и рудных тел.

¹ Под вторичным рассеянием в данном случае Н. И. Сафроновым понималось эпигенетическое изменение исходных концентраций под воздействием наложенных процессов.

ОРЕОЛЫ РЕГИОНАЛЬНОГО РАСПРОСТРАНЕНИЯ

В этой группе выделяются три вида ореолов, различающихся морфологическими чертами, временем проявления, характером связи с рудным процессом. Необходимо оговориться, что в одних случаях выделенные виды ореолов имеют четкие разграничения, в других — такие разграничения могут быть достаточно условными. В частности, для рудномагматических систем с прямой связью оруденения с интрузиями в некоторых районах становятся тождественными понятия околоинтрузивного ореола и ореолов рудного узла (см. ниже). Ореолы зон разломов и рудоносных зон объединяются нами в один вид, так как последние, по существу, являются частным случаем первых.

ОРЕОЛЫ ПЛОЩАДНОГО ТИПА

Околоинтрузивные ореолы

Общеизвестно, что все интрузии сопровождаются ореолом теплового воздействия на вмещающие породы, за счет которого формируются зоны контактовых роговиков. Образование последних, как правило, сопровождается в различной степени проявленными химическими преобразованиями пород. Эти процессы в одних случаях ведут к перераспределению, в других — к привносу или выносу отдельных компонентов. Поэтому можно предполагать, что практически все интрузии сопровождаются околоинтрузивными ореолами различного масштаба, контрастности и состава. Параметры ореолов, вероятно, обусловлены составом и природой флюидной фазы, воздействующей на вмещающие породы.

В настоящее время нет единой точки зрения на природу метаморфизирующих растворов. Одни вслед за Гольдшмидтом признают только участие поровых растворов вмещающих пород, другие считают, что главными метаморфизирующими агентами были газы и растворы, выделяющиеся из магмы. Ф. К. Шипулин (1960), не отрицая частичного привноса летучих и воды из интрузий, показал, что главную роль в процессах контактового метаморфизма играли поровые растворы вмещающих пород. Им была подчеркнута также мысль о длительности формирования контактовых зон и о проявлении в их пределах минеральных ассоциаций регрессивной стадии, обусловленных либо нарушением равновесия в условиях понижающейся температуры, либо привносом постмагматических растворов.

Изучение распределения редких элементов в контактовых зонах свидетельствует о гетерогенном характере их привноса, что коррелируется с многостадийным развитием минеральных преобразований в околоинтрузивном пространстве. Строение околоинтрузивных ореолов, их состав, продуктивность, черты зональности тесно связаны с особенностями развития магматических комплексов. Ниже предпринята попытка показать эту взаимосвязь.

Ханчегангинский район

Важная роль процессов эманационной дифференциации и дегазации при формировании гипабиссальных интрузий была показана в работах Л. В. Таусона и его учеников [Таусон, 1967, 1977; Таусон и др., 1970_{1,2}].

На примере интрузий харалгинского комплекса установлено, что приповерхностные фации гранитоидов резко обедняются летучими и

Таблица 9

Концентрации фтора, олова и лития в породах кукубейско-харалгинского комплекса

Массив, свита	Фация относительной глубинности	Порода	Фтор, %	Олово		Литий		Отношение F/Li в магматических эманациях
				г/т	г/т	г/т	г/т	
Харалгинский *	Глубинная Приповерхностная	Граниты Кварцевые порфиры	0,29 0,11	9,7	90	640	30	
				6,9	27			
Халчерангинский *	Глубинная	Граниты	0,32	11,0	70	510	130	
Харатуйский	Приповерхностная	Кварцевые порфиры	0,04	5,5	48			
Джаргалантуйская	Эффузивная	Игнимбрилы липаритов	0,05	7,0	50	800	80	

* По данным Л. В. Таусона и др. (1970₂).

** Вычислено по разнице содержания между глубиной и приповерхностной или эффузивной фациями.

редкими элементами (табл. 9). Естественно предположить, что выносимые при дегазации расплава элементы должны были фиксироваться в перекрывающих интрузии породах. Последнее нашло отражение в формировании вокруг гранитных массивов положительных околонинтрузивных ореолов. Состав околонинтрузивного ореола сложен и охватывает практически всю гамму элементов, встречающихся в повышенных концентрациях в рудных образованиях, концентрирование которых происходило в течение длительного времени. Наиболее информативными в генетическом отношении являются фтор, олово, литий — элементы, единство путей миграции которых на магматическом и постмагматическом этапах признается многими исследователями [Барсуков, 1974; Курильчикова, 1966; Говоров и др., 1970; Руб, 1970; Таусон и др., 1970]. Рассмотрим распределение этих элементов в околонинтрузивном пространстве Халчерангинского гранитного плутона.

Фтор. Повышенные относительно фона концентрации его наблюдаются в интервале до 1000—1200 м над кровлей интрузии. Распределение фтора в указанном интервале неравномерно. Наиболее высокие концентрации отмечены в узкой зоне (50 м) экзоконтакта, затем они резко падают в интервале 200—250 м, незначительно повышаются в диапазоне 200—300 м и плавно опускаются до фоновых на отрезках от 300 до 1100—1200 м от кровли интрузии (рис. 5). Величина снижения концентраций на каждые 100 м составляет 18—19% в интервале 300—800 м и 8—11% в интервале 800—1200 м.

Распределение фтора хорошо согласуется с особенностями контактового изменения пород. Область развития биотитовых роговиков характеризуется наиболее высокими концентрациями. Последующее их снижение идет на фоне возрастания роли гидро-

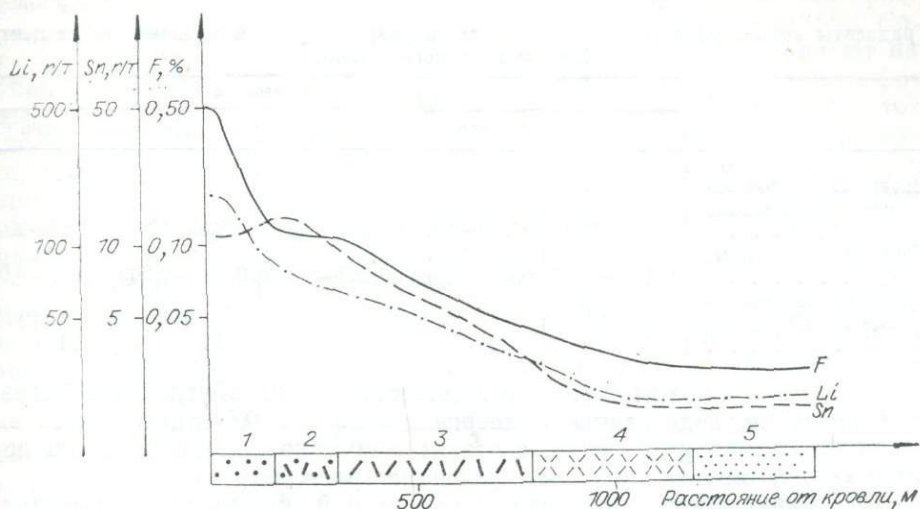


Рис. 5. Распределение фтора, олова и лития в породах кровли Хапчерангинского гранитного массива.

1—5 — различные зоны контактового метаморфизма: 1 — биотитовые роговики, 2 — биотитовые и гидробиотитовые роговики, 3 — двуслюдяные роговики, 4 — слабоороговикованные породы с серицитом, 5 — неметаморфизованные вмещающие породы.

биотита светлой окраски и серицита. Граница изменения относительного градиента концентраций от 18—19 до 8—11% совпадает с зоной исчезновения гидробиотита. Фоновые содержания отмечены в области развития неизменных пород.

Имеющийся материал позволяет проследить поведение фтора в зависимости от морфологических особенностей кровли. Для этой цели сопоставим градиенты изменения концентраций в разрезах разного удаления от центра купола (табл. 10).

Из табл. 10 видно, что и градиент концентрации, и уровень содержания фтора в рассматриваемом случае практически не зависят от положения относительно купольной части интрузии в диапазоне 200—600 м от ее кровли.

Изучение зоны контактового метаморфизма пород в связи с Хапчерангинской интрузией показало наличие трех воздыманий кровли: Хапчерангинского, Тарбальджейского и Харатуйского, отличающихся друг от друга размерами (см. рис. 2, 3). Они соответственно будут равны (в границах одной и той же степени ороговикования) 24,6 и 4 км². Сопоставление концентраций фтора в надынтрузивной толще (в интервале 500—700 м от кровли интрузии) для отмеченных купольных поднятий показывает, что в доступном для наблюдения интервале глубин они различаются незначительно:

	Хапчерангинское	Тарбальджейское	Харатуйское
Пределы содержаний, %	0,052—0,065	0,056—0,100	0,040—0,069
Среднее содержание, %	0,056	0,062	0,058
Число проб	75	11	23

Основываясь на характере изменения концентраций фтора в зависимости удаления от кровли гранитов, можно вычислить его привнос во вмещающие породы. Проведенные расчеты показывают, что на 1 км³ в околоинтрузивную таблицу было привнесено от 2,5 до 3,0 млн. т фтора².

² При расчете градиента концентраций и подсчете общего количества фтора учитывались только пробы, отобранные вне влияния зон дробления, жильных тел и гидротермальных метасоматитов.

Градиенты концентраций фтора (на 100 м) в разрезах разной удаленности от центра Халчерангинского купола

	Положение разрезов, м				
	800	2000	2500	3000	5000
Интервал опробования относительно кровли, м . . .	200—500	300—500	250—450	300—500	300—600
Пределы содержаний, %	0,101—0,055	0,090—0,060	0,107—0,073	0,091—0,063	0,100—0,061
Градиент концентрации на 100 м	0,016	0,015	0,022	0,014	0,012
Число проб	16	42	38	41	15

Если предположить, что все количество фтора обусловлено дегазацией интрузии, а дегазации подвергалась зона в 0,5 км, то масса вынесенного из интрузии фтора составит примерно половину от его первоначального количества во внедрившемся расплаве.

Соподчиненность градиента концентраций фтора зонам контактового метаморфизма позволяет высказать предположение о выносе его в виде высокотемпературных газовых эманаций в ранний период становления интрузии. Вместе с тем необходимо подчеркнуть, что наблюдается и второй этап привноса фтора (более интенсивный) в связи с зонами гидротермальной проработки пород. Для этого этапа характерна зависимость интенсивности привноса от геолого-структурных условий.

О л о в о. Распределение олова в околоинтрузивном ореоле существенно отличается от распределения фтора. В зоне ближнего экзоконтакта (150—200 м) концентрации олова стабильны и колеблются в пределах 10—12 г/т, несколько возрастают на отрезке 200—300 м (до 15—16 г/т) и затем в интервале 250—800 м постепенно снижаются до уровня фона. Расчет показывает, что при формировании эманационного ореола Халчерангинской интрузии на 1 км³ привносилось около 15000 т олова.

В соответствии с различным поведением олова и фтора меняется и отношение F/Sn. Оно максимально в интервале от 0 до 50 м и равно 460—480 (достигая иногда 600—700), понижается до 70—80 в районе 200 м и стабилизируется выше этой отметки, сохраняя значения 120—140 до выхода за пределы ореолов олова. Отношение всей массы привнесенного в ореол фтора к массе олова равно 180.

Как видно из табл. 9, процесс дегазации приводит к резкому снижению в расплаве концентраций фтора и незначительному — олова. Следствием этого является сдвиг отношения F/Sn в сторону его понижения в породах приповерхностных фаций, в то время как в вынесенных эманациях оно резко повышается.

Естественно было бы ожидать, что приведенным значениям отношений в эманациях должны отвечать отношения между массами привнесенных в околоинтрузивную толщу фтора и олова. Но, как было показано, значения последних существенно смещены в сторону обогащения оловом (в 4—9 раз). Лишь в ближней к интрузии зоне (до 200—300 м) рассматриваемые отношения являются сопоставимыми.

Сказанное приводит к выводу об известной гетерогенности концентраций фтора и олова в околоинтрузивном ореоле. При этом в ранний этап, синхронный с кристаллизацией апикальной части интрузии, происходит преимущественный вынос газовой фазы, незначительно обогащенной рудными компонентами. Основная же масса рудных компонентов, вероятно, привносится позднее.

Этот взгляд находит подтверждение в характере распределения олова и фтора в глубокой (615 м) скважине, пробуренной в восточной

части Хапчерангинского купола. Концентрации фтора в породах кровли с глубиной закономерно возрастают от 0,06 до 0,100—0,135%. Содержания же олова максимальны в интервале 200—500 м и падают на глубину, особенно в диапазоне 540—615 м, где они (4 г/т) близки к фоновым (2—2,5 г/т). В связи с этим обращает на себя внимание тот факт, что в указанном интервале практически отсутствует кварц-мусковитовое замещение биотитовых роговиков, развивающееся по микротрещинам. В интервале же 220—500 м оно широко развито, сменяясь по мере уменьшения глубины мусковит-хлоритовой (с карбонатом) ассоциацией.

Приведенные данные свидетельствуют о наложенном на роговики характере повышенных концентраций олова, в то время как возрастание содержаний фтора увязывается с возрастанием степени контактового метаморфизма вне зависимости от того, развиты или нет более поздние замещающие минеральные комплексы.

Литий. Наряду с фтором одним из ведущих элементов в надынтрузивном ореоле является литий. Для него, как и для фтора, наиболее высокие концентрации отмечены в зоне ближнего экзоконтакта (50 м), затем наблюдается резкое снижение (в 2—2,5 раза) в интервале до 200 м и спокойное понижение содержаний до фоновых в диапазоне 200—1000 м от кровли интрузии. Для лития, как и для олова, характерна связь повышенных концентраций с наложенными метасоматическими процессами: грейзенизацией, серитизацией, хлоритизацией. В роговиках, не затронутых этими процессами, концентрации лития лишь незначительные (30—60 г/т) превышают фоновые (25 г/т).

Отношение фтора к литию равно 24—26 в диапазоне от 0 до 200 м и 14—16 — в интервале 200—1000 м от кровли интрузии.

Отношения лития к олову максимальны вблизи интрузии (около 20), снижаются до 5—6 в интервале 200 м и затем медленно возрастают до 9—10 на отрезке 200—1200 м.

Сопоставление F/Li отношения в околоинтрузивной толще с отношением в гранитных интрузиях и их субэффузивных аналогах показывает смещение равновесия в сторону обогащения литием пород околоинтрузивной толщи относительно магматических эманаций (см. табл. 9). Оно соответственно равно 15—25 в первом и 25—130 во втором случаях. Отношения же Li/Sn в надынтрузивной толще и в эманациях, извлекаемых при дегазации интрузий, близки между собой. Они изменяются от 5 до 20 и от 8 до 17 соответственно.

Все это указывает на то, что в ранний (первый) этап становления интрузии выносятся в основном лишь летучие компоненты и небольшая часть рудных элементов.

Основная же масса последних привносится в околоинтрузивную толщу позднее — во второй этап. Определение доли того или иного процесса в формировании околоинтрузивного ореола пока оценить трудно. Поэтому наблюдаемые в породах кровли повышенные концентрации ряда рудных элементов следует рассматривать в качестве суммарного околоинтрузивного ореола, формирование которого происходило в течение длительного периода.

В формировании такого суммарного околоинтрузивного ореола участвуют практически все элементы, отмеченные в различных рудных образованиях. К числу наиболее информативных относятся олово, свинец, серебро, литий, фтор.

Ореол простеген на 20 км в направлении простирания и на 6—10 км вкост простирания интрузии. Ореол обладает зональным строением. В направлении удаления от интрузии происходит постепенное снижение концентраций элементов в следующей последовательности: вольфрам, бериллий, литий, мышьяк, серебро, олово, литий, цинк, свинец, серебро. Двойственная позиция лития и серебра в ряду зонально-

сти объясняется тем, что для них характерны два максимума концентрации. Первый смещен относительно олова в сторону кровли интрузии, а второй располагается дальше от интрузии, чем максимумы олова (в случае лития) и свинца (для серебра). Соответственно низкие аномальные концентрации лития и серебра уходят на большее расстояние от интрузии, чем это имеет место для олова и свинца. Причины такого поведения лития и серебра обусловлены гетерогенностью околоинтрузивного ореола, отражающей особенности развития рудного процесса. Различия в поведении серебра относительно цинка и свинца на грейзеновой и гидротермальных стадиях обусловлены особенностями их миграционной способности в меняющихся условиях кислотности — щелочности [Мелентьев и др., 1968].

Из рассмотренного материала видно, что если уровень концентрирования элементов в ореоле для первого этапа слабо зависит от структурно-морфологических факторов, то для позднего (второго) грейзеново-гидротермального этапа эта зависимость проявляется отчетливо. Основная масса рудных элементов в ореоле оказывается сосредоточенной в надкупольных структурах, согласуясь с эмпирически установленной приуроченностью к ним редкометалльных месторождений. Обогащенность ореолов в связи с купольными структурами, вероятно, обусловлена тем, что последние выполняют роль флюидопроводников [Рундквист и др., 1971], определяющих пути миграции рудных веществ из глубинных источников. Приуроченность купольных структур к зонам региональных разломов и обусловленная этим повышенная проницаемость приводят к резкому возрастанию продуктивности ореолов второго этапа. Например, продуктивность ореолов этого этапа в связи с Тарбальджейским куполом (расположен в зоне одноименного разлома) в несколько раз выше, чем в ореолах Хапчерангинского купола, удаленного на 2 км от указанного разлома (табл. 11).

В связи с зависимостью уровня содержаний отдельных элементов от ряда локально проявленных причин объективным критерием зональности могут служить отношения между крайними членами ряда зональности. На схеме (рис. 6) показан характер изменения отношения $Sn + Li : Pb$, который хорошо отражает зональное строение ореола. Сопоставление контуров этого отношения с данными гравиметрической съемки показывает хорошее согласие между ними, что позволяет сделать вывод о правомерности использования геохимической съемки для картирования скрытых частей интрузии.

Параллельно с Хапчерангинским плутоном были изучены зона южного экзоконтакта Харалгинского массива гранитоидов. Отличительной особенностью ореолов южной части Харалгинского массива, обладаю-

Таблица 11

Изменение удельных продуктивностей в надинтрузивном ореоле в зависимости от особенностей геологического строения

Геологическая позиция участка	Удельные продуктивности (усл. ед.), их отношения				
	Sn	Pb	Li	Li/Pb	$\frac{Li+Sn}{Pb}$
Купольная часть, средняя глубина становления интрузии	13	7	105	15	17
То же, малая глубина становления	38	35	420	12	13
Купольная часть в зоне северо-восточного разлома	13	6	28	5	7
То же, за пределами влияния зоны разлома	5	3	17	6	7

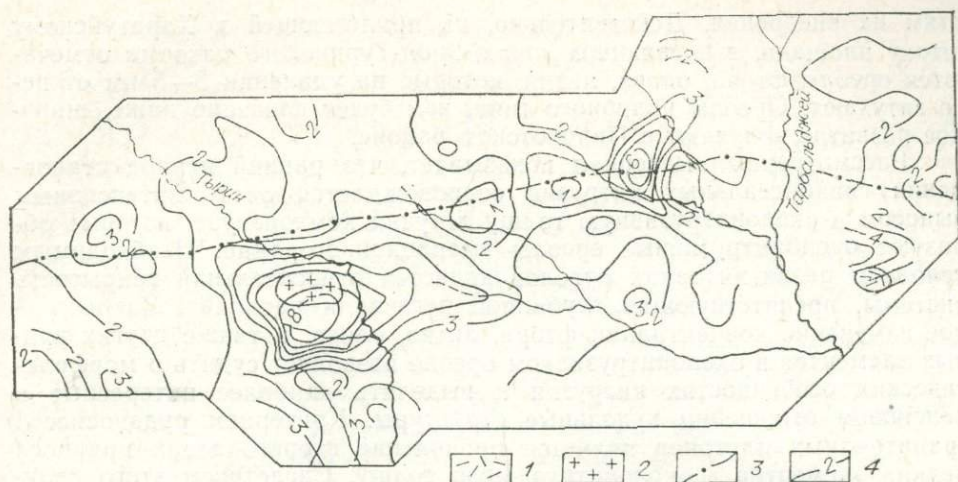


Рис. 6. Изменение отношения $\frac{\text{Sn} + \text{Li}}{\text{Pb}}$ на площади Хапчерангинского рудного узла.
 1 — кварцевые порфиры, 2 — гранит-порфиры, 3 — Тарбальджейский разлом, 4 — значение отношений $\frac{\text{Sn} + \text{Li}}{\text{Pb}}$.

щего лакколитоподобной формой, является отсутствие второго этапа привноса рудных элементов. В первый этап привносился в основном фтор, концентрации которого в ближней зоне к интрузии достигают 0,10—0,15%, но быстро падают до фоновых на расстоянии 150—200 м от контакта. Отношения (рассчитанные по их привносу) F/Sn и F/Li высокие, соответственно равны 1000—1500 и 50—100 и близки к их значениям в магматических эманациях.

В восточной части Хапчерангинского района, как уже указывалось, выходит небольшой шток кварцевых порфиров, формировавшийся в приповерхностных условиях в зоне влияния глубинного Онон-Туринского разлома. При сходстве химического состава харатуйских кварцевых порфиров с хапчерангинскими гранитами между ними имеются заметные различия в содержании фтора и связанных с ним рудных элементов (олово, литий), которые в хапчерангинских гранитах значительно выше. По фтору эти различия составляют 8 раз, а по олову и литию 1,5—2 раза. Указанные различия, как неоднократно отмечалось Л. В. Таусоном и В. Д. Козловым [Таусон, 1967; Таусон и др., 1969₁, 1970₂], обусловлены интенсивной дегазацией приповерхностных фаций.

В связи с этим небезынтересно проанализировать распределение фтора вблизи Харатуйского штока. Полученные данные указывают на то, что в зоне влияния массива его концентрации не превышают фоновых значений. Только в непосредственном контакте (5—10 м) содержания повышаются до 0,1—0,15%, что, вероятно, обусловлено влиянием наложенных процессов по мелким минерализованным зонам трещиноватости, которые здесь получают развитие. Отсутствие ореола фтора у массива приводит нас к выводу о том, что дегазация приповерхностных фаций, вероятнее всего, осуществлялась на глубине, что является следствием более мобильных условий их формирования, препятствующих сохранению летучих в быстро проникающих в верхнюю зону магматических массах.

В связи с такими массивами возникают сопряженные ореолы, распространяющиеся вдоль крупных разломов. Они не имеют непосредственной связи с конкретными массивами, но отчетливо тяготеют к обла-

стям их внедрения. Действительно, на прилегающей к Харатуйскому штоку площади, в оперяющих зонах Онон-Туринского разлома отмечаются ореолы фтора, олова, лития, которые на удалении 3—5 км от него затухают. Ореолы подобного типа, как будет показано ниже, широкое развитие получают в Прихотском районе.

Рассмотренный материал показывает, что ранний период становления гипабиссальных интрузий сопровождается очень интенсивным выносом в околоинтрузивную толщу летучих компонентов, которые образуют околоинтрузивные ореолы эманационного типа. Необходимым условием развития таких ореолов является относительная закрытость системы, препятствующая глубинной дегазации расплава. Закономерное изменение концентраций фтора, лития, олова, а также других рудных элементов в околоинтрузивном ореоле позволяет судить о морфологических особенностях интрузии и выделять наиболее интересные в поисковом отношении купольные структуры. Критерием рудоносности гранитоидных плутонов является проявление второго этапа привноса редких элементов в околоинтрузивную толщу. Следствием этого является резкое снижение (относительно магматических эманаций) отношений F/Sp и F/Li в ореолах, которые могут быть использованы в качестве показателей относительной перспективности исследуемых площадей.

Касаясь генетической стороны образования околоинтрузивных ореолов, необходимо привести некоторые цифры суммарного привноса элементов. В толщу пород над Тарбальджейским куполом на 1 км² его поверхности привносилось: 10 млн. т фтора, 200 тыс. т олова, а на весь объем купольной структуры соответственно 50 и 1 млн. т. В породы околоинтрузивной толщи Хапчерангинского купола привнесено (на 1 км³) около 3—4 млн. т фтора и 40—50 тыс. т олова.

Если принять концепцию непосредственной связи ореолов с наблюдаемыми купольными структурами, приходится допускать существование значительных по объему остаточных очагов с очень высоким уровнем содержания рассматриваемых элементов: фтора — 1—2, олова — 0,02—0,04%. Учитывая то, что гранитоиды с такими концентрациями редких элементов отмечаются крайне редко и являются экзотическими образованиями, и учитывая низкую величину коэффициента распределения флюид — расплав для фтора и рудных элементов [Бэрнем, 1970; Рябчиков, 1975], наиболее реальным представляется формирование ореолов второго этапа за счет более глубинных источников. Это положение согласуется и с фактом более высокой продуктивности ореолов Тарбальджейского купола, становление которого проходило в тектонически нестабильных условиях, неблагоприятных для формирования остаточных очагов в приповерхностных камерах. К аналогичному выводу пришел Ю. П. Трошин [Трошин и др., 1977], анализировавший ореолы Шерловогорского и Хапчерангинского гранитных плутонов.

Прихотский район

Существенно иные условия формирования гранитоидных комплексов в Прихотском районе в сравнении с Хапчерангинским определили различия режима летучих компонентов в них. Отличительной чертой гранитоидов Прихотского района, как указывалось выше, является слабое проявление процессов эманационной дифференциации в связи с явлениями глубинной дегазации. Следствием этого является слабое развитие околоинтрузивных ореолов эманационного типа. Ореолы второго гидротермального этапа проявлены достаточно широко, но они прямо не связаны с конкретными интрузиями, как это наблюдается в Хапчерангинском районе.

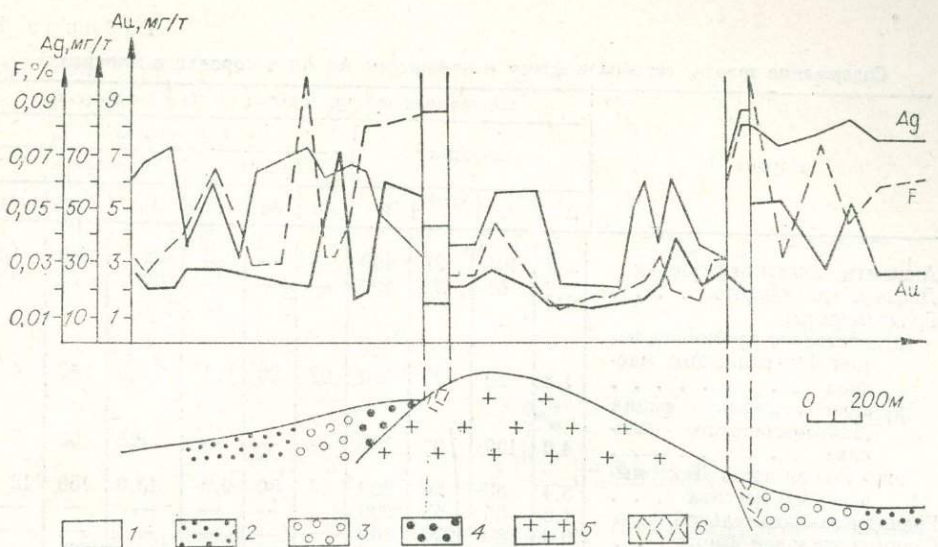


Рис. 7. Распределение фтора, золота и серебра около гранитного массива.

1 — метаморфизованные сланцы, 2 — пятнистые биотитовые роговики, 3 — массивные биотитовые роговики, 4 — биотит-полевошпатовые роговики, 5 — граниты, 6 — зоны грейзенизации.

Особенности формирования околоинтрузивных ореолов первого этапа рассмотрим на примере золота, серебра и фтора.

Выше было показано наличие существенных различий в поведении золота и серебра в магматическом процессе. Для золота характерно повышение содержаний в основных разностях пород и ярко выраженная тенденция концентрирования в остаточных флюидах, о чем можно судить по его накоплению в биотитах и обогащению золотом апикальных частей интрузии [Захаров и др., 1977; Шилин, Осипов, 1978]. Потеря летучей фазы, на что указывает резкое снижение концентраций фтора, в небольших штоках гранитоидов (см. табл. 6, 12) приводит к снижению в них содержаний золота. Эта зависимость иллюстрируется и распределением золота в самих гранитных штоках (рис. 7), где повышение его концентраций коррелируется с повышением содержаний фтора в зонах эндоконтакта.

Процессы эманационной дифференциации оказывают на распределение серебра значительно меньшее влияние, чем на золото (табл. 12). В результате Ag/Au отношение в приповерхностных и апикальных фациях интрузий снижается до 24, против 40 в относительно глубинных срезях. Об отсутствии связей серебра с литофильной группой летучих компонентов свидетельствуют также «отрицательный» (меньше 1) коэффициент его накопления в биотитах и пассивное (в отличие от золота) его поведение в процессах дегазации интрузий. Следствием этих различий является высокий уровень Ag/Au отношения (55—200) в дегазированных телах гранитов (табл. 12). В уже упоминавшемся штоке гранитов накопление серебра в зонах эндоконтакта проявлено значительно слабее, чем золота. Результатом этого является уменьшение Ag/Au отношения от 105 в центре массива до 35—40 в его эндоконтактных частях.

Анализ распределения золота и серебра в контактовых зонах показывает зависимость их поведения от режима летучих в интрузивных образованиях. Последнее можно видеть из сопоставления их распределения в контактовых зонах дегазированных и недегазированных (или слабо дегазированных) интрузий. В качестве показателя степени дегазации интрузий нами используется фтор, содержание которого, как было

Содержание золота, серебра и фтора и отношение Ag/Au в породах и минералах

Порода	Содержание золота, серебра (мг/т) и фтора (г/т)									
	в породах				в минералах					
					биотит			магнетит		
	Au	Ag	Ag/Au	F	Au	Ag	Ag/Au	Au	Ag	Ag/Au
Андезиты, андезито-базальты	3,7	101	27	490	—	—	—	496	600	1,2
Дациты, трахидациты	2,2	61	28	390	—	—	—	436	70	0,2
Гранодиориты:										
относительно глубинная фа- ция Гижигинского мас- сива	1,8	70	39	680	62	20	0,3	9,6	40	4
приповерхностная фа- ция Дактомычанского мас- сива	4,0	130	32	700	—	—	—	8,8	63	7
апикальная часть Дактомы- чанского массива	3,4	80	24	920	54	50	0,9	13,0	150	12
Граниты заключительной фазы	1,0	55	55	200	—	—	—	—	—	—
Граниты жильной фазы	0,4	80	200	160	—	—	—	—	—	—
Экструзия невадитов	4,0	105	26	490	900	50	0,06	15	800	53

показано Л. В. Таусоном (1967), определяется условиями становления гранитоидных интрузий.

Рассмотрим распределение золота, серебра, и фтора в зоне экзоконтакта штока дегазированных гранитов (см. рис. 7). Содержание фтора в нем равно 0,015—0,025%, что значительно ниже, чем в относительно слабо дегазированных интрузиях рассматриваемой формации (см. табл. 6, 12). Повышение концентраций золота наблюдается в ближайшей к интрузии зоне, сложеной биотитовыми роговиками в южном и биотитовыми и биотит-полевошпатовыми роговиками в северном экзоконтактах. При этом уровень концентрации в биотитовых роговиках оказывается более высоким (3,2 мг/т) в сравнении с биотит-полевошпатовыми роговиками (2—2,2 мг/т). Для последних характерна и более высокая дисперсия концентраций (0,4—6,2 мг/т), что согласуется с данными В. Г. Моисеенко [Моисеенко и др., 1971, 1974] о высокой подвижности золота в условиях высокотемпературных фаций контактового метаморфизма.

Область привноса золота коррелируется с областью привноса во вмещающие породы фтора при несовпадении их конкретных максимумов и минимумов, что указывает на опосредованный характер их связи. Показательно то, что наложенные на роговики более поздние процессы серицитового и кварц-серицитового замещения сопровождалась не привносом, а выносом золота. Концентрации в них падают до 1—1,2 мг/т. Зоны слабой грейзенизации, наблюдаемые во внутренних частях массива, сопровождающиеся заметным привносом фтора (до 0,1%), также характеризуются низкими содержаниями золота (0,4—0,8 мг/т). Все это свидетельствует о том, что привнос золота в зону роговиков, вероятно, был синхронен с периодом их образования.

Распределение серебра в рассматриваемом сечении более сложное. В ближней зоне контакта концентрации серебра понижаются до 50—100 мг/т, против 140—200 мг/т в неороговикованных сланцах. В слабо ороговикованных породах они немного выше (180—340 мг/т), чем в неизмененных сланцах. Среднее содержание серебра в зоне ороговикования близко к неизмененным породам (170 мг/т). Наложенные процессы серицитового и хлоритового замещения сопровождаются заметным привносом серебра (500—590 мг/т).

Отношение Ag/Au минимально в области максимального ороговикования, где оно равно 9—20, и постепенно возрастает до 180 в участ-

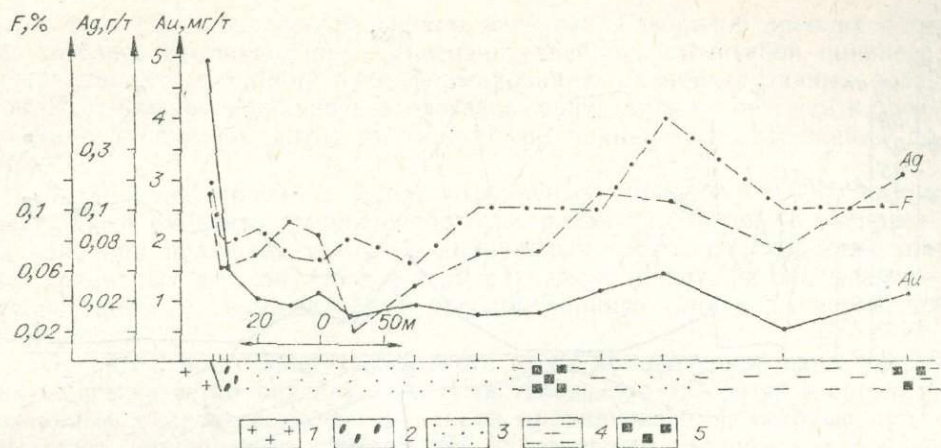


Рис. 8. Распределение золота, серебра и фтора в зоне экзоконтакта небольшого штока гранодиоритов.

1 — гранодиориты, 2 — зона обогащения биотитом, 3 — ороговикованные породы, 4 — сланцы, 5 — сланцы с рассеянной вкрапленностью пирита.

ках слабо ороговикованных пород, характеризующихся привносом серебра. В целом по зоне ороговикования оно равно 71. В неороговикованных породах отношение Ag/Au колеблется в пределах 60—230, при среднем значении 100.

Таким образом, процесс контактового метаморфизма пород сопровождается небольшим привносом золота и перераспределением серебра, с выносом его из ближней и накоплением в дальней зонах экзоконтакта. Более поздние процессы, накладывающиеся на роговики, сопровождаются выносом золота и привносом серебра, следствием чего является резкое возрастание (до 850—1500) в данных участках Ag/Au отношения.

Иной характер распределения золота и серебра наблюдается около относительно слабо дегазированных интрузий гранодиоритового состава, локализующихся в более глубинных условиях (рис. 8). Повышение концентраций золота до 5 мг/т отмечается только в узких обогащенных биотитом приконтактовых зонах слабо эродированных массивов. За пределами этой зоны фиксируется небольшое понижение содержания до 0,5—1 мг/т в сравнении с 1,2—1,5 мг/т в неизменных сланцах.

Основным минералом-концентратором и носителем золота в зоне биотитовых роговиков является биотит. Содержание в нем золота вблизи (1,5—2 м) контакта составляет 26 мг/т, а на некотором удалении (5—7 м)—72 мг/т. Содержание биотита в роговиках достигает соответственно 15—25 и 3—5%.

Если судить о поведении летучих компонентов по распределению фтора, то можно говорить о их выносе из зоны экзоконтакта (см. рис. 8). Содержания фтора в ее пределах колеблются от 0,026 до 0,046%. В неизменных сланцах они равны 0,05—0,06%. Лишь в узкой приконтактовой оторочке развития биотита содержание фтора повышается до 0,076%. Концентрация фтора в биотитах составляет 0,21—0,30%.

Вблизи более эродированных крупных массивов имеет место нарастание тенденции выноса золота из ближней зоны интенсивного ороговикования пород. Его концентрации понижаются здесь до 0,2—0,3 мг/т (рис. 9), повышаясь до 2 мг/т на некотором удалении от интрузии. В неизменных разностях глинистых сланцев содержания золота колеблются в пределах 1,5—1 мг/т. Таким образом, в рассмотренном

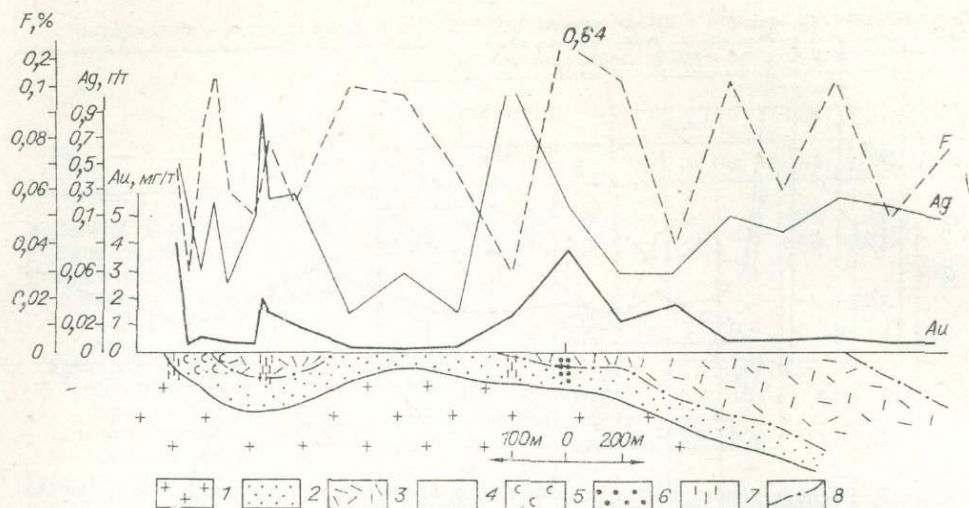


Рис. 9. Содержание золота, серебра и фтора в зоне экзоконтакта крупного гранитоидного массива.

1 — гранодиориты, 2 — роговики, 3 — слабо ороговикованные породы, 4 — неизменные сланцы, 5 — серицитизированные породы, 6 — зоны хлоритизации, 7 — минерализованные зоны дробления, 8 — граница неизменных пород.

случае имеет место в основном только перераспределение золота в экзоконтактовой зоне. Характерно, что уровень фтора в роговиках также близок к его уровню в неизменных сланцах. Если же учесть, что более поздние гидротермальные процессы сопровождались заметным привносом фтора, то вероятным является предположение о его некотором выносе в период формирования зон контактового метаморфизма.

Концентрации серебра практически во всех зонах ороговикования ниже, чем в неизменных породах (см. рис. 9). Степень понижения содержаний растет синхронно возрастанию степени метаморфизма пород. Лишь на участках интенсивного развития биотита его концентрации близки к содержанию в неизменных породах, хотя сами биотиты обеднены серебром (25—40 мг/т).

Рассмотренный материал показывает, что поведение золота на позднемагматическом этапе тесно связано с режимом летучей фазы. В случае интенсивного проявления процессов дегазации золота вместе с летучими выносятся во вмещающие породы, где формируются положительные околоинтрузивные ореолы. В интрузивных массивах, где процессы дегазации проявлены слабо, концентрации золота в околоинтрузивном пространстве в среднем либо не изменяются, либо наблюдается их снижение.

Формирование положительных околоинтрузивных ореолов золота и уровень его концентраций в продуктах поздней кристаллизации (в частности, в биотитах) являются одним из критериев для суждения о потенциальной рудоносности интрузий.

В отличие от золота серебро не накапливается в продуктах поздней кристаллизации гранитоидных магм. Ярко выраженные халькофильные свойства серебра определяют его связь с серой. Это обуславливает низкий уровень содержания серебра в биотитах, отсутствие его привноса в околоинтрузивное пространство в связи со становлением апикальных частей интрузий и формирование сереброносных зон сульфидизации, лишь косвенно связанных с вскрытыми частями гранитоидных интрузий.

Из других элементов в узкой (50—150 м) зоне экзоконтакта в повышенных концентрациях отмечаются олово и бериллий, содержания

которых в 1,5—2,5 раза превышают фоновые. Говоря об ореолах олова, хотелось бы подчеркнуть незначительность масштабов привноса этого элемента в ранний этап формирования околотрузивных ореолов. Интенсивность привноса олова здесь значительно ниже, чем в ореоле Хапчерангинской интрузии (в контуре одинаковых содержаний по фтору).

Заканчивая описание околотрузивных ореолов первого этапа, необходимо отметить ограниченность их развития. Заметное распространение они получают только в апикальных частях слабоэродированных гранитных штоков. Но и в этом случае их масштабы оказываются несопоставимыми с масштабами ореолов данного типа в Хапчерангинском районе.

Ореолы второго гидротермального этапа вблизи конкретных интрузий не всегда четко фиксируются. В частности, это относится к ореолам, связанным с процессами региональной пропилитизации, которые предшествуют оруденению и являются характерным звеном в развитии флюидных систем в вулканогенных поясах.

Временная позиция региональных пропилитов и характер их связи с магматическими породами многие годы служат предметом дискуссии [Коржинский, 1948; Наконник, 1954, 1968; Набоко, 1963, 1968; Русинов, 1972]. В. Л. Русинов (1972) в работе, посвященной пропилитам Камчатки, формировавшимся в близких с рассматриваемым регионом условиях, парагенетически связывает их с субвулканическими интрузиями гранодиоритов и кварцевых диоритовых порфиритов. Одновременно он отмечает значительную роль в их образовании вадозных вод. К близким выводам приходит Р. А. Еремин (1974), изучавший региональные пропилиты в пределах Арманской вулканоструктуры, расположенной в центральной части Охотско-Чукотского пояса.

Относительно региональных пропилитов Приохотского района была высказана мысль о их догранитном образовании [Умитбаев и др., 1976]. Наши данные указывают на зависимость состава пропилитов от степени удаления от областей развития гранитоидного магматизма. В пределах нижней свиты это выражается в смене карбонат-хлоритовой фации пропилитов эпидот-хлоритовой в направлении Дактомычанского массива гранитоидов. В рамках верхней свиты в указанном направлении наблюдается смена неизмененных пород пропилитизированными (карбонат-хлоритовая фация). Полученные цифры абсолютного возраста пропилитизированных пород [Гундобин и др., 1977.] свидетельствуют об их более молодом возрасте (61—69 млн. лет), чем возраст гранодиоритовых массивов (74—83 млн. лет). Указанные цифры возраста пропилитов близки возрасту (66—68 млн. лет) гранитов заключительной фазы [Загрузина, 1977], что указывает на близко одновременное их формирование.

Вместе с тем нельзя не отметить появление полей пропилитов эпидот-хлоритовой фации вне всякой связи с областями проявления гранитоидного магматизма, так же как и наличие «древних цифр» (80—92 млн. лет) для пропилитизированных пород. Вероятно, правильным будет вывод о неоднократном развитии этого процесса, так же как и вывод о том, что внедрение гранитоидных интрузий сопровождалось широким проявлением процессов пропилитизации. Разделение этих разновременных образований из-за тождественности их состава и слабой изученности на сегодня не может быть выполнено. Для этих целей необходимо проведение специальных исследований, в частности, эффективным показателем может быть К/Rb отношение. Ниже приводимый материал относится к тем полям, связь которых с процессами становления гранитоидных интрузий представляется достаточно обоснованной.

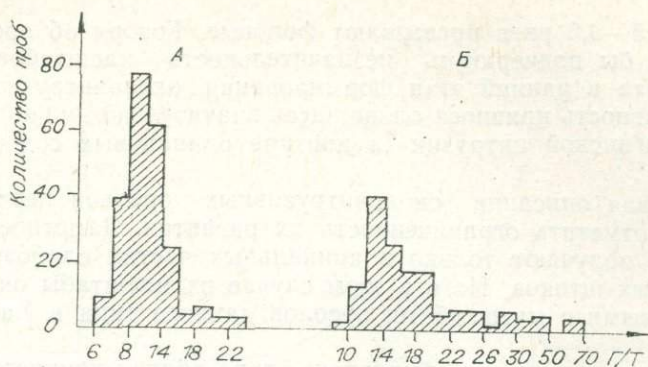


Рис. 10. Гистограмма распределения бора в пропилизированных игнимбритах (А) и андезитах (Б).

Для пропилитов характерно развитие трех минеральных ассоциаций³: 1) Кв + Кпш + Пл + Эп + Хл + Сер + Мт; 2) Кв + Кпш + Пл + Хл + Сер + Мт + Ка; 3) Кв + Кпш + Аб + Хл + Сер + Ка + Мт. Общая направленность смены ассоциаций от первой к третьей происходит в направлении удаления от гранитоидных интрузий. Показательно то, что формирование пропилитовых ассоциаций протекает в условиях ограниченного привноса флюидной фазы извне. Минеральные преобразования, вероятно, осуществлялись в основном за счет воздействия поровых растворов, активизированных тепловыми потоками в связи с внедрением в верхние горизонты значительных магматических масс. В заметных количествах в этот период привносились бор (рис. 10), сера и в незначительных — калий и некоторые рудные компоненты. Более характерно перераспределение вещества, что выражается в увеличении дисперсий содержаний при сохранении средних концентраций. Так, дисперсия серебра в слабо пропилизированных игнимбритах возрастает от 25 до 82 при очень незначительном повышении средних концентраций (изменяются от 61 до 87 мг/т). То же можно сказать и о распределении золота. На приводимой гистограмме (рис. 11) отчетливо проявлены два максимума и широкий шлейф в область высоких содержаний. Один из них, расположенный в интервале 1—4 мг/т, характеризует исходное распределение, а второй (в диапазоне 0,2—0,6 мг/т) указывает на развитие процессов выщелачивания. Правая асимметрия второго максимума свидетельствует о небольшом привносе золота в поля пропилизированных пород.

В целом для площадей пропилизированных пород характерно развитие сопряженных, компенсирующих друг друга по продуктивности отрицательных и положительных ореолов низкой контрастности. При этом положительные ореолы более контрастны. Контрастности золота и серебра равны 2—5, иногда возрастают до 10. Отрицательные ореолы охватывают большие площади, но они менее контрастны, контрастность находится на уровне 1,5—2. Ореолы этого типа приурочены обычно к областям интенсификации процессов пропилизации.

Морфологические особенности их недостаточно изучены, часто они приурочены к линейным зонам повышенной проницаемости. Зональность ореолов относительно отдельных гранитных массивов не изучалась. В общем виде, как уже указывалось, наблюдается изменение состава пропилизированных пород по мере удаления от областей развития гранитоидного магматизма. Данные по распределению рудных и

³ Сокращения здесь и далее: Кв — кварц, Кпш — калиевый полевой шпат, Пл — плагиоклаз, Эп — эпидот, Хл — хлорит, Сер — серпентин, Мт — магнетит, Ка — кальцит, Аб — альбит, Пп — пирит, Гидросл — гидрослюда, Пир — пироксен.

редких элементов в различных минеральных зонах отрывочны и не могут служить основой для обоснованных выводов. В целом ореолы этого этапа лишь косвенно связаны с гранитоидными интрузиями.

В заключение важно подчеркнуть, что, несмотря на большие масштабы и длительность процессов пропилитизации, вовлекших в миграцию значительные массы рудных компонентов, сколько-нибудь заметного концентрирования последних в связи с этими процессами не наблюдается. Данный факт указывает на то, что наличие отрицательных аномалий (или зон выноса) — далеко недостаточный аргумент для доказательства широко распространенных представлений о них, как об источниках образования рудных концентраций.

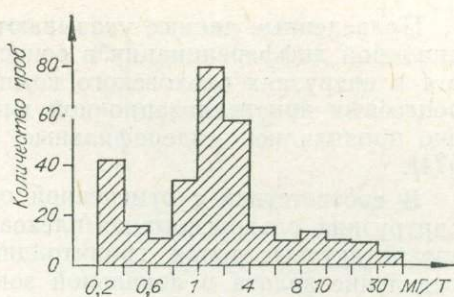


Рис. 11. Гистограмма распределения золота в пропилитизированных игнимбритах.

Ольховский район

Особенности распределения золота в гранитоидах и более поздних образованиях рассмотрены А. Ф. Коробейниковым [1977; Коробейников и др., 1976]. Сопоставление этих данных с материалами по распределению золота в породах Прихотского района [Захаров и др., 1977] говорит о наличии существенных различий в его поведении в ходе развития магматического процесса в указанных регионах. Для магматических образований Прихотского района характерна зависимость поведения золота от режима летучих компонентов, а для Ольховского района она проявлена неотчетливо.

Для гранитоидов ольховского комплекса наблюдается достаточно равномерное распределение золота по минералам [Коробейников, 1977; Коробейников и др., 1976]. Основным минералом-концентратором является магнетит, для которого среднее значение коэффициента накопления равно 4—6. В биотитах его значение находится на уровне 1,5—1,7. Лишь в биотитах из апикальной части наименее эродированного Канзыбинского массива коэффициент накопления золота возрастает до 4, но и в этом случае он оказывается более низким, чем магнетитов (4—6). В гранитоидах Прихотского района основным минералом-концентратором золота является биотит с коэффициентом накопления, равным 16—255. Содержание золота в магнетитах близко к валовому содержанию или только незначительно превышает его.

Ранее говорилось о том, что уровень содержания золота в гранитоидах Прихотского района зависит от глубины становления и эрозии интрузий, наблюдается обогащение золотом верхних частей массивов. Указанная тенденция практически не проявляется в интрузиях ольховского комплекса. Полученные нами совместно с М. Н. Захаровым материалы говорят о том, что содержания золота в интервале 1 км почти не изменяются:

Массив	Гипсометрическая отметка	Содержание золота, мг/т
Шиндинский	1400	3,6
	700	4,3
	500	3,1
Канзыбинский	1100	3,6
	950	3,8
Кордовский	400	3,9

Приведенные данные указывают на различную роль процессов эманационной дифференциации в сопоставляемых объектах. Поведение золота в интрузиях ольховского комплекса определялось, прежде всего, процессами кристаллизационной дифференциации, в которых наиболее ярко проявлялись сидерофильные свойства золота [Щербаков, 1967, 1974].

В соответствии с отмеченной особенностью распределения золота в интрузиях ольховского комплекса находится и его распределение в экзоконтактных зонах гранитоидных массивов. Ниже показано распределение золота в локальной зоне непосредственного контакта интрузии и в широкой полосе (до 1,7 км) ее воздействия на вмещающие породы.

По характеру взаимодействия интрузии на вмещающие породы можно выделить два типа контактов: с резкой границей перехода от интрузии к роговикам и с переходом через узкую зону инъецирования вмещающих пород (с частичной их переработкой) гранитным материалом. По распределению золота они заметно различаются между собой.

В зонах нормального контакта концентрации золота изменяются от 2,8 до 7,2 мг/т (рис. 12, Б). В среднем они близки к исходному содержанию во вмещающих эффузивах (4—6 мг/т). Содержания ниже фоновых отмечаются, как правило, в очень узкой (2—5 см) экзоконтактной полосе, за пределами которой они быстро выравниваются до уровня фона с небольшими флуктуациями переменного знака. Это указывает на отсутствие привноса золота в зону экзоконтакта и незначительность масштабов его перераспределения.

В зонах инъекционного контакта наблюдается вынос золота (рис. 12, В). Его концентрации здесь понижаются до 1—2 мг/т. Мощность таких зон в исследованном интервале глубин не превышает 1—2 м. Характерной чертой этих зон является тонкополосчатое строение с чередованием инъекций полевошпатового состава, с биотизированными прослоями вмещающих пород. Уровень содержания золота в последних немного выше (1,7—2 мг/т), чем в инъекциях полевошпатового состава (1—1,5 мг/т). Это обусловлено тем, что золото в данных условиях концентрируется в биотитах. Содержание в них колеблется в пределах 17—27 мг/т. Показательно, что в биотитах из гранодиоритов в зоне эндоконтакта содержания золота находятся на том же уровне (17—18 мг/т). По сравнению с биотитами из внутренних частей массива они оказываются в 2,5 раза более высокими. Валовые же содержания золота в зонах эндоконтакта и во внутренних частях массива являются сопоставимыми. Они в обоих случаях изменяются от 2 до 6 мг/т. Такой характер, вероятно, отражает тенденцию к накоплению золота в остаточном флюиде и концентрирование его вместе с летучими в биотите. В целом же этот процесс имеет локальное развитие и ограничивается узкой зоной контакта, о чем можно судить по распределению золота в пределах «макрозоны» воздействия интрузии на вмещающие породы (рис. 12, А).

Из приведенных графиков видно, что уровень содержания золота в незатронутых гидротермальными процессами роговиках близок к концентрациям золота в метаморфизованных эффузивах. Резкие повышения содержаний, отмеченные на графиках, связаны с наложением более поздних процессов окварцевания и хлоритизации.

Весьма показательным является и характер распределения фтора в околоинтрузивном пространстве. Как видно (рис. 12, А), его содержания в эффузивах колеблются от 180 до 470 г/т и лишь в отдельных точках возрастают до 750—970 г/т. Среднее содержание фтора в исследованной зоне с учетом высоких значений равно 430 г/т, а без учета трех резко аномальных проб — 350 г/т, т. е. они не превышают фоновых значений для этого типа пород, что говорит об отсутствии при-

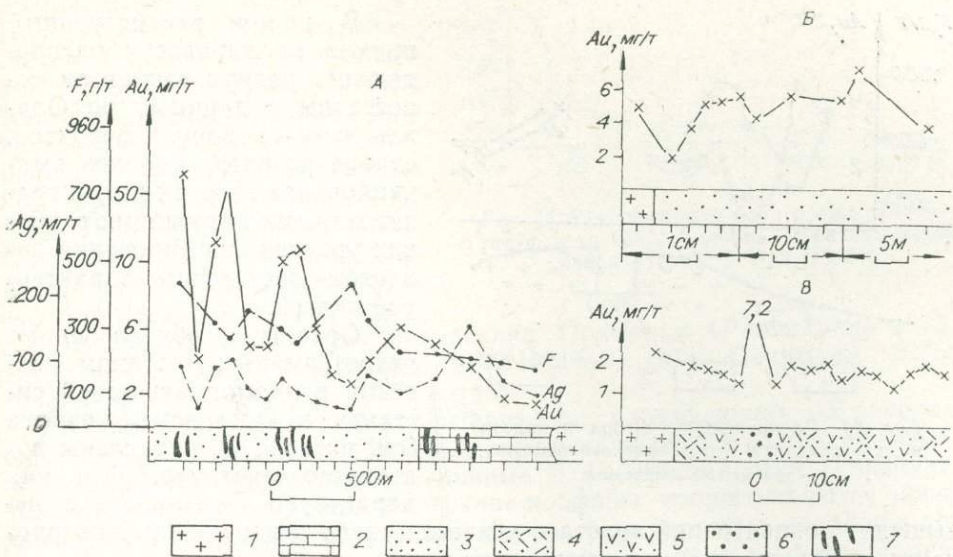


Рис. 12. Распределение золота, серебра и фтора в контактовых зонах гранитоидов ольховского комплекса.

1 — гранодиориты; 2 — мраморизованные известняки; 3 — ороговикованные эффузивы среднего состава; 4 — зона инъецирования вмещающих пород гранитным материалом; 5 — участки, обогащенные полевошпатовым материалом; 6 — участки, обогащенные биотитом; 7 — участки окварцевания и хлоритизации.

вноса фтора в зону экзоконтакта. Это согласуется с очень низкими его содержаниями в самих интрузиях, в которых концентрации фтора равны 140—180 г/т. Показательно то, что в интервале 1 км по вертикали не наблюдается их изменения. Накопление фтора отмечено только в прикровельной части Канзыбинского массива (рис. 13), где его содержания возрастают до 440—680 г/т. Параллельно с фтором возрастают концентрации серы, P_2O_5 , CO_2 . Характерно, что в ксенолитах кровли, представленных андезитами, также отмечается привнос фтора. Его содержания здесь возрастают до 600—960 г/т.

Концентрации золота как в массиве, так и во вмещающих андезитах не превышают средних значений для этих пород. Отмечается даже тенденция их некоторого понижения (см. рис. 13).

Приведенные данные указывают на то, что в относительно глубоких условиях при низком содержании летучих компонентов процессы эманационной дифференциации играют подчиненную роль, проявляясь только в апикальных частях интрузий, где фиксируются слабые эманационные ореолы фтора. Рудные элементы и, в частности, золото в этом процессе практически не участвуют.

В качестве другого примера, показывающего распределение редких элементов в зоне экзоконтакта крупного гранитного плутона, можно привести данные Г. Г. Кочемасова и Е. А. Кочемасовой (1971). Ими была изучена зона контакта крупного (10 000 км²) гранитного массива в районах развития редкометалльных пегматитов в Восточном Казахстане (табл. 13). Как видно, эндоконтактные зоны гранитного массива здесь не сопровождаются возрастанием летучих (бор, фтор) компонентов, что говорит об отсутствии или очень слабом проявлении на этом уровне процессов эманационной дифференциации. Соответственно не наблюдается повышения концентраций этих элементов и в экзоконтактной зоне. Поведение других элементов определяется слабым привносом в зону контакта редких щелочей и выносом элементов халькофильной группы (цинк, медь), содержания же олова и молибдена практически не меняются.

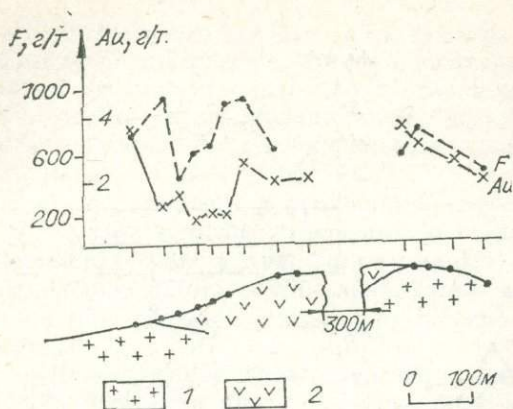


Рис. 13. Распределение фтора и золота в зоне контакта Канзыбинского массива.
1 — граниты, 2 — андезиты.

повышение концентраций золота в участках слабого изменения (окварцевание, хлоритизация) вмещающих пород.

Кроме золота в повышенных концентрациях отмечаются серебро, медь, бор, литий, свинец, цинк. Их содержания возрастают обычно в 2—3 раза, реже более. В целом наблюдается согласованное возрастание концентраций почти всех (кроме бора) указанных элементов. По

Таблица 13

Распределение ряда элементов в зонах эндо- и экзоконтакта гранитного массива (Восточный Казахстан)

Порода	Расстояние от контакта, м	Содержание, г/т							
		Li	Rb	Sn	Mo	Cu	Zn	B	F
Граниты	> 1000	60	152	4,7	0,9	40	91	11	720
	500—1000	52	143	4,2	1,1	57	93	10	710
	250—500	72	140	4,6	1,0	45	75	12	660
	100—250	66	147	4,0	1,1	47	79	10	660
	0—100	79	181	4,1	1,4	49	86	9	700
Осадочные	0—100	73	124	3,0	1,0	37	117	46	570
	100—250	63	133	2,8	1,1	42	137	40	610
	250—500	66	139	3,6	0,9	54	145	57	590
	500—1000	—	—	3,1	1,2	59	190	49	—
	> 1000 *	42	121	3,3	1,1	65	178	44	590

* Фоновые содержания.

отношению к контакту с интрузией каких-либо закономерностей не отмечено. Исключение представляет лишь бор, для которого наблюдается тенденция роста в удаленных от интрузии зонах.

Анализ приведенных графиков и полей аномальных концентраций рудных элементов, характеристика которых будет дана ниже, говорит об отсутствии непосредственных связей ореолов гидротермального этапа с интрузией, поэтому мы относим их к другому типу ореолов.

Другие примеры околоинтрузивных ореолов

Вопросы формирования околоинтрузивных ореолов в связи с гранитами специально практически не рассматривались в литературе. Кроме упоминавшейся работы Ю. П. Трошина с соавторами можно сослаться на материалы Е. И. Доломановой [Гинзбург, 1957₁], статьи Ж. Обера (1971) и Л. В. Таусона с соавторами (1968, 1969₂). Этому во-

просу был посвящен также ряд докладов на IV сессии Сибирской секции СГПМ, состоявшейся в 1975 г. во Владивостоке [Геохимические..., 1975]. Косвенно данная проблема затрагивается в работах, освещающих контактово-измененные породы [Говоров, 1967; Руб, 1960; Руб и др., 1962; Покалов, 1972] или процессы формирования полей предрудной биотитизации на оловорудных и вольфрамовых месторождениях Приморья [Размахнин, 1973, 1974, 1975_{1,2}; Размахнин и др., 1966; Иванов, 1974; Сапрыкин, 1976; Финашин, 1976; Говоров, 1977; и др.].

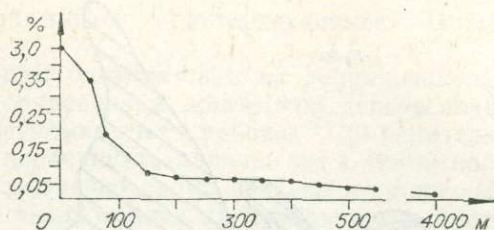


Рис. 14. Распределение бора в зоне экзоконтакта гранитного массива (Приханкайский район). По М. Г. Руб (1960).

К числу наиболее ранних материалов, упоминающих об ореолах около массива гранит-порфиров, сопровождающегося олово-вольфрамовым оруденением, относятся данные Е. И. Долмановой [Гинзбург, 1957]. Ею было показано, что гранит-порфиры сопровождаются ореолами рассеяния олова, вольфрама, фтора, бора, которые обладают зональным строением. Наиболее широкий ореол образует фтор (свыше 1 км), затем идет бор (0,5 км) и далее олово и вольфрам (менее 0,4 км).

М. Г. Руб (1960), характеризуя гранитоидные формации Приханкайского района, отмечала широкое распространение в околоинтрузивной зоне контактово-метасоматических преобразований, которые сопровождалась привносом летучих и рудных элементов. В частности, повышенные концентрации бора в экзоконтакте вознесенских гранитов фиксировались на удалении до 4 км. Наиболее высокие содержания до 3% наблюдаются в ближней зоне экзоконтакта. В интервале 150 м они резко падают до 0,07%, а затем постепенно понижаются до уровня 0,01%. В целом график распределения бора (рис. 14), приводимый в упомянутой работе, напоминает график распределения фтора вблизи Хапчерангинской интрузии (см. рис. 5).

Повышенные концентрации отдельных элементов в экзоконтактовых зонах гранитных интрузий отмечались также М. Г. Руб с соавторами (1962) для Мяо-Чанского района и Н. Я. Некрасовым (1966) для Верхояно-Чукотской складчатой области.

Более детально описаны околоинтрузивные ореолы Ж. Обером (1971) для редкометальных гранитных массивов Монтбра и Эшассьер (Франция). Он отмечает, что ведущими элементами в ореолах являются фтор, олово, литий. Их концентрации на значительных площадях (> 35 км²) изменяются от 0,1 до 1,5% для лития и от 0,01 до 0,05% для олова. Наиболее широкие ореолы образует фтор (рис. 15). Соотношение фтора к олову и литию в краевых частях ореола определяется цифрами 100 : 1 и 2 : 1, а в центральной части — 10—30 : 1 и 5—10 : 1.

Судя по приведенным схемам, элементы в ореоле распределяются зонально, при этом основные максимумы фтора и лития совпадают, а олова незначительно смещаются в сторону флангов (см. рис. 15). Элементы зональности проявляются относительно небольшого выхода альбит-мусковитовых гранитов заключительной фазы.

Показательной является еще одна особенность в развитии ореолов, описанных Ж. Обером (1971), которая хорошо увязывается с материалами по Хапчерангинскому району. Она выражается в наличии прямой корреляционной зависимости между продуктивностью ореолов и интенсивностью рудного процесса. Так, в связи с массивом Монтбра, не сопровождающимся значительными рудными концентрациями, формируются только слабые и не очень широкие (несколько сот метров)

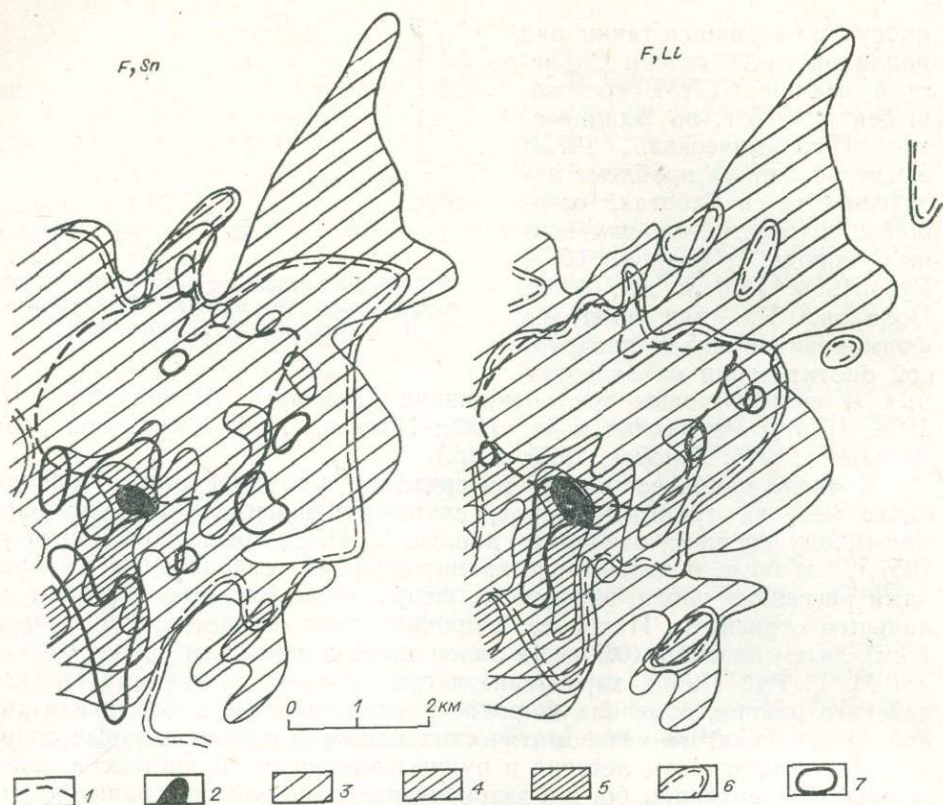


Рис. 15. Ореолы фтора, олова и лития около гранитного массива Эшассьер. По Ж. Оберу (1971).

1 — порфиридные граниты; 2 — альбит-мусковитовые граниты заключительной фазы; 3—5 — концентрация фтора в ореоле (г/т): 3 — 1000—4000, 4 — 4000—9000, 5 — >9000; 6, 7 — концентрации олова и лития в ореоле, равные соответственно (г/т): 6 — 10—100 и 500—2000, 7 — 100—500 и >2000.

ореолы фтора. Ореолы олова и лития не установлены. В связи с массивом Эшассьер, для которого характерно оруденение с большими запасами, образуются значительные (> 35 км², в контуре 0,1% по фтору) по размерам высококонтрастные ореолы фтора, лития и олова. Вероятно, по аналогии с Халчерангинским районом можно допускать двухэтапное развитие околотрузивных ореолов, описываемых Ж. Обером. Первый этап сопровождается выносом во вмещающие породы главным образом летучей фазы (ореолы фтора у массива Монтбра), а второй этап, сопряженный с периодом формирования рудных залежей, характеризовался комплексным составом с высокими уровнями концентрации как летучих, так и рудных элементов (массив Эшассьер).

Ж. Обер (1971) указывает, что формирование ореолов связано с нескрытыми частями интрузии. Такая точка зрения является достаточно обоснованной, если учесть высокие концентрации в ореоле фтора, лития, олова и его большие (> 35 км²) размеры, значительно превосходящие по площади как выходы альбит-мусковитовых гранитов заключительной (0,1 км²), так и порфиридных гранитов ранней фазы.

Весьма интересные данные о развитии предрудных ореолов имеются в публикациях, касающихся оловоносных районов Дальнего Востока [Руб, 1960; Руб и др., 1962; Размахнин, 1973, 1974, 1975_{1,2}; Говоров, 1967, 1977; Брилев, 1975; Маркович, 1975; Тарасенко, Марков, 1975; Мушенко и др., 1976; Сапрыкин, 1976; Финашин, 1971, 1975, 1976]. Гранитоидные интрузии этого региона сопровождаются обширными полями биотитовых роговиков и биотититов, выше которых получает разви-

тие пропилитовый тип изменений, также характеризующийся площадным распространением.

Вопросы генетической природы биотититов и их сопряженности с пропилитовыми изменениями и оруденением достаточно дискуссионны. Они подробно изложены в вышеупомянутых работах. Применительно к рассматриваемой теме важно подчеркнуть наличие двух типов полей биотититов. Одни из них пространственно прямо связаны с гранитными массивами, располагаясь в зоне экзоконтакта их купольных поднятий, а для других такая связь не установлена, хотя временная сопряженность между гранитами и биотититами имеет место.

Характерной особенностью биотитовых роговиков и полей биотититов является приуроченность к ним повышенных сопряжений широкого круга элементов: олова, фтора, бора, цинка, меди, серы, серебра и др., образующих площадные ореолы. Ореолы обладают зональным строением. В случае их связи с гранитными интрузиями (Фурмановский рудный район, массив Светлый) зональное распределение элементов проявляется относительно контакта с массивом. Е. П. Сапрыкин (1976) для ореолов, связанных с массивом Светлым, выделяет четыре группы элементов по их подвижности (от менее к более подвижным): молибден — бериллий, тантал, ниобий, вольфрам, фтор, олово, цинк — бор, свинец, медь — серебро, ртуть. В целом приведенный ряд близок к ряду зональности, наблюдаемому в Хатчераангинском районе.

Уровень концентрации олова в роговиках у различных массивов не остается постоянным. Л. В. Мушенко с соавторами (1976) приводят такие цифры (г/т): 9 — вблизи массива Беневокой; 5, 9 — в экзоконтакте Светлого; 30 — вблизи гранитов хр. Арагат и 4,5 — вблизи Лазовского массива. При этом, как они указывают, наиболее высокие концентрации характерны для роговиков тех массивов, с которыми связано оловянное оруденение. Неоднородность распределения олова отмечается и для биотититов, прямо не связанных с гранитами [Финашин, 1976]. Уровень содержания олова в них не остается постоянным не только на разных объектах, но изменяется и в пределах одного рудного поля (Дубровское месторождение). Так, концентрации олова в биотититах на этом месторождении изменяются от 6,5 г/т (западный фланг) до 72,5 г/т (центральная часть) при близком значении в содержаниях фтора, соответственно 1890 и 1210 г/т. Концентрации бора более высокие на центральном участке (540 г/т) в сравнении с западным флангом (225 г/т). Указанные различия в поведении бора и фтора, с одной стороны, и олова, с другой, свидетельствуют о наличии генетической неоднородности резко повышенных концентраций олова в полях биотититов. Это обусловлено сложностью формирования полей биотититов, где сочетаются биотитовые роговики с участками метасоматической биотитизации и поздними высокотемпературными метасоматитами (турмалинизация, мусковитизация и др.) [Руб и др., 1962; Размахнин, 1975_{1,2}; Финашин, 1975, 1976]. Вероятным является допущение о том, что резко повышенные концентрации олова в зонах ороговикования обусловлены наложенными процессами. Эта мысль была четко сформулирована В. К. Финашиным: «...геохимическое обогащение их⁴ оловом имеет место в пределах эндогенных ореолов пропаривания оловоносными постагмагматическими растворами, более поздними по времени формирования, чем биотитовые роговики». Ранее В. К. Финашин (1975) отмечал, что повышенная бороносность ороговикованных пород связана с наложением «рассеянной ранее — гидротермальной высокотемпературной турмалинизации». Возможно, этим объясняется корреляция повышенных содержаний олова с бором в биотититах центрального участка Дубровского месторождения.

⁴ Речь идет о биотитовых роговиках.

К аналогичным выводам приходит Ю. Г. Иванов [1974; Иванов, Огарков, 1975], изучавший контактовые ореолы вблизи вольфрамоносных гранитов Приморья. Он показал, что в зонах биотит-кордиеритовых и биотитовых роговиков содержания вольфрама, олова, бериллия возрастают в 1,5—3 раза. Повышенные концентрации этих элементов, а также фтора распространяются более чем на 1 км в сторону от контакта. Характерно более резкое возрастание концентраций вольфрама (в 15 и более раз) в роговиках вблизи тех массивов, с которыми связано грейзеновое оруденение, т. е. здесь проявляется та же тенденция, что и на оловорудных объектах. Ю. Г. Иванов (1974) указывает, что формирование полей биотитизации сопровождалось привнесом 8—10 тыс. т вольфрама на 1 км³ вмещающих пород.

Приведенные материалы свидетельствуют о том, что становление оловоносных и вольфрамоносных гранитов Сихотэ-Алиня сопровождается образованием широких околинтрузивных ореолов. В их формировании можно выделить два этапа. Первый связан с периодом образования контактовых роговиков, а второй обусловлен более поздними постмагматическими процессами, которые могли протекать в несколько стадий. Анализ опубликованных данных позволяет говорить о том, что основной привнос рудных (возможно и летучих) элементов связан со вторым этапом. В первом этапе, вероятно, доминировали (над рудными) летучие компоненты. Указанные закономерности хорошо согласуются с материалами по Хапчерангинскому району и являются достаточно общими.

В заключение подчеркнем основные положения.

Околинтрузивные ореолы образуются практически около всех гранитоидных интрузий, но масштабы их проявления различаются очень существенно и зависят, в общем случае, от типа гранитоидов и тектонических условий их становления. Наиболее интенсивные ореолы характерны для гипабиссальных интрузий редкометальных гранитов с высоким уровнем накопления летучих.

Намечаются два этапа в формировании околинтрузивных ореолов, принципиально различающихся между собой формами переноса рудных и сопутствующих компонентов. Первый этап, синхронный с образованием контактовых роговиков, обусловлен отделением эманаций апикальными частями интрузий в ранний период их становления. Второй этап связан с постмагматическими процессами, которые вызваны растворами, поступающими из глубинных магматических очагов, что вытекает из-за несоответствия массы привнесенных компонентов во вмещающие породы с их массой во вскрытых частях интрузий.

Общим для ореолов эманационного этапа является преимущественный привнос во вмещающие породы летучих компонентов, в частности фтора. Характерно, что уровни концентраций фтора в купольных структурах разных районов отличаются не существенно, в то время как масштабы процессов различаются очень резко. В условиях хорошо выраженной эманационной дифференциации ореолы охватывают значительные объемы пород, распространяясь на 1—1,5 км и более над кровлей интрузии практически независимо от ее морфологии. В условиях угнетенности процессов эманационной дифференциации типичны локальные ореолы. Очень слабо проявлены эманационные ореолы в связи с крупными батолитоподобными интрузиями гранитоидов, формирование которых протекало на значительных глубинах. Неблагоприятными для развития эманационных процессов являются также малые глубины становления интрузий и приуроченность их к мобильным зонам, что предопределяет раннюю относительно глубинную дегазацию расплавов.

Для ореолов второго этапа, связанных с постмагматическими процессами, характерно резкое возрастание роли рудных элементов. Формирование их протекает, как правило, в несколько стадий, иногда зна-

чительно разорванных во времени, что наглядно иллюстрируется временными соотношениями в развитии метасоматических преобразований [Руб и др., 1962; материалы по Харатуйскому месторождению].

Наряду с ореолами, прямо связанными с интрузиями, с зональным распределением элементов относительно их кровли, в условиях повышенной проницаемости земной коры в тектонически мобильных зонах образуются ореолы сопряженного типа (ореолы Прихотского района, Харатуйский участок, многочисленные поля биотититов Сихотэ-Алиня). Подробная их характеристика дана ниже.

Околоинтрузивные ореолы являются одним из важнейших показателей потенциальной продуктивности интрузий [Таусон, 1977]. Намечающаяся связь между масштабами предрудного привноса и последующего за ним оруденения открывает возможности для разработки методов количественной перспективной оценки территорий на ранних стадиях их изучения.

Ореолы рудных узлов

Металлогеническое изучение рудных узлов показало широкое развитие в их пределах мелких рудопроявлений и точек непромышленной минерализации, на фоне которых выделяются участки (рудные поля, месторождения) с высокой степенью концентрирования рудного вещества. Эта общая закономерность хорошо согласуется с геохимическими исследованиями, которые указывают на то, что рудные узлы и зоны выделяются общим повышением концентраций для целого ряда рудогенных элементов.

Примером тому может служить Хапчерангинский рудный узел, все месторождения которого объединяются площадным ореолом слабо повышенных концентраций ряда элементов. Этот ореол описан нами выше в качестве околоинтрузивного ореола, что, однако, не противоречит его отождествлению с ореолом рудного узла. Последнее является следствием того, что в рассматриваемом случае оруденение района прямо связано с Хапчерангинским плутоном, морфологией которого определяются особенности строения и размеры рудного узла.

Слабая изученность территории Прихотского района не позволяет четко оконтурить рудные узлы, так как многочисленные проявления рудной минерализации структурно не увязаны между собой, нет и единой точки зрения на развитие рудного процесса и связь его с вулканоплутоническими ассоциациями. В настоящее время можно лишь отметить широкое распространение ореолов площадного типа в связи с развитием процессов региональной пропилитизации (рассмотрены выше) и наличие протяженных и очень широких (5—10 км) аномальных зон, охватывающих все известные рудопроявления. По площади отмеченные аномальные зоны могут быть сопоставлены с рудными узлами. Описание ореолов этого типа рассматривается нами ниже.

При описании околоинтрузивных ореолов Ольховского района указывалось на наличие слабоконтрастных аномалий, приуроченных к незначительно хлоритизированным и окварцованным породам. Рассеянная минерализация этого типа развивается на значительной площади, аномальные концентрации отмечаются во всех пересечениях в пределах рудного узла, формируя ореол соответствующего типа. Особенности строения ореолов рудного узла можно проиллюстрировать схемами результатов съемки по потокам рассеяния. Правомерность использования данного метода для целей изучения пространственного размещения рудной минерализации была показана на целом ряде объектов [Филиппова, Поликарпочкин, 1972; Гундобин, Колесников, 1974; Григорян, Радимова, 1976]. Сопоставление данных съемки по потокам рассеяния [Поликарпочкин, Филиппова, 1978] с нашими материалами по первичным ореолам Хапчерангинского района показало хорошую сходи-

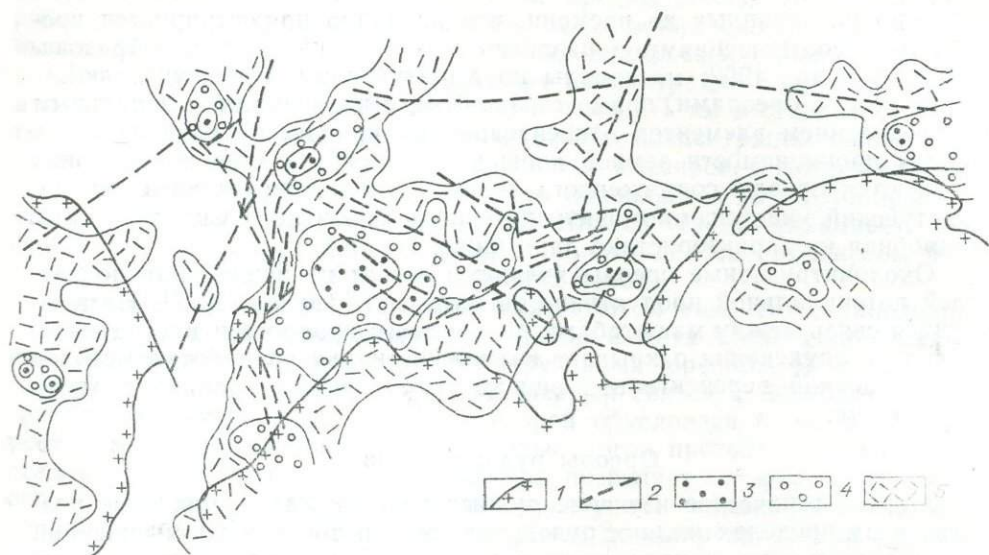


Рис. 16. Распределение аномальных концентраций серебра (Ольховский район).
 1 — контуры гранитных массивов; 2 — здесь и далее разломы; 3—5 — концентрации серебра от высоких значений к низким.

мость между ними. Методические исследования на месторождениях рассматриваемого района также подтвердили эти выводы — установлено, что состав потоков рассеяния тождествен коренным источникам, а смена в пространстве элементарных ассоциаций в потоках в общем виде отвечает минеральной зональности.

Из схем распределения серебра, молибдена (рис. 16, 17) видно, что изолиния с контрастностью 2—3 единицы оконтуривает обширное поле, вытянутое в субширотном направлении и осложненное рядом ответвлений субмеридионального простирания. Основной ореол ориентирован вдоль северной границы гранитоидного массива и контролируется системой региональных разломов субширотного простирания. Наблюдаемые ответвления связаны с системой секущих разломов. Участки сочленения разноплановых структур фиксируются возрастанием контрастности ореолов.

По отношению к контакту массива гранитоидов ореол имеет асимметричное строение. Основная его часть располагается в зоне экзоконтакта, в сторону эндоконтакта аномальные концентрации не распространяются более чем на 1,5—2,0 км.

Осевая линия ореола проходит вблизи северного контакта массива, но в отдельных местах удаляется от него на 5—7 км, что обусловлено особенностями развития пликативных и разрывных структур. Области структурных усложнений (зоны пересечения разломов, участки виргации, погружения и воздымания складок и др.), определяющие пути наиболее интенсивной миграции растворов, выступают в роли «очаговых зон». Именно относительно «очаговых зон» отмечается смена максимумов содержаний отдельных элементов по латерали. Намечается следующий ряд смены элементных ассоциаций (от центра к флангам): медь, кобальт, золото, молибден, серебро — золото, серебро, кобальт, никель, свинец — серебро, золото, никель, свинец, литий — свинец, литий. Указанная смена элементных ассоциаций в общем виде согласуется с особенностями зонального распределения элементов на месторождениях.

В качестве главной «очаговой зоны» выделяется ореольный максимум в западной части площади, определяемый сочетанием комплекса благоприятных структурных признаков, о которых говорилось выше.

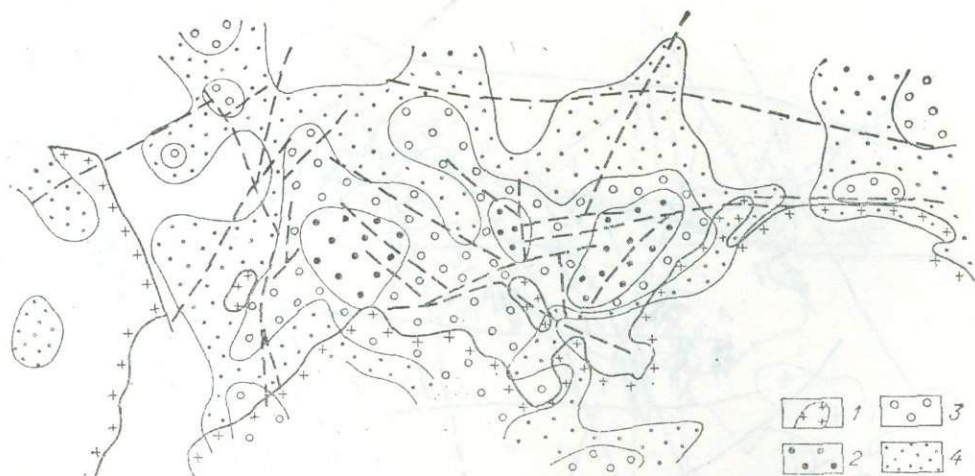


Рис. 17. Распределение аномальных концентраций молибдена (Ольховский район).
1 — контур гранитных массивов; 2—4 — концентрации молибдена от высоких значений к низким.

Зональное строение ореола не согласуется с особенностями морфологии интрузии, что указывает на отсутствие прямых связей между ними. Вероятным является представление о сопряженном развитии рудной минерализации с Ольховским плутоном и связь ее с более глубинными источниками, которые вскрывались крупными разрывными нарушениями, определявшими особенности зональности ореола рудного узла.

ОРЕОЛЫ ЛИНЕЙНОГО ТИПА

В этом типе выделяются ореолы зон разломов и рудоносных зон. Их разграничение достаточно условно, так как ореолы рудоносных зон всегда могут быть классифицированы в качестве ореолов зон разломов. Различия заключаются лишь в степени проявления рудного процесса и в длительности существования самих систем. Формирование ореолов рудоносных зон, в общем случае, охватывает более короткий отрезок времени и всегда прямо связано с развитием рудного процесса. Ореолы же зон разломов могут быть лишь косвенно связаны с рудным процессом, а развитие их может происходить в течение нескольких эпох минералообразования.

Ореолы зон разломов

Эта категория объединяет ореолы различной природы, формировавшиеся в различные периоды развития рудномагматических систем. Выделение данной категории оправдано тем, что исследования приразломных ореолов позволяют получить большой объем информации, касающейся особенностей развития рудного процесса и разрывных структур.

Примеры геохимического изучения разломов немногочисленны [Петровская, 1971; Санин, Петровская, 1972; Судаков, Уткин, 1975]. Исключение представляют материалы по газовым [Еремеев и др., 1971; Кравцов и др., 1971] и ртутным ореолам [Сауков, 1963; Озерова, 1962; и др.]. Основные выводы, к которым приходят авторы упомянутых работ, сводятся к следующему:

зоны разломов хорошо картируются ореолами различных элементов, при этом четко фиксируются зоны повышенной трещиноватости, выделение которых геологическими методами затруднено;

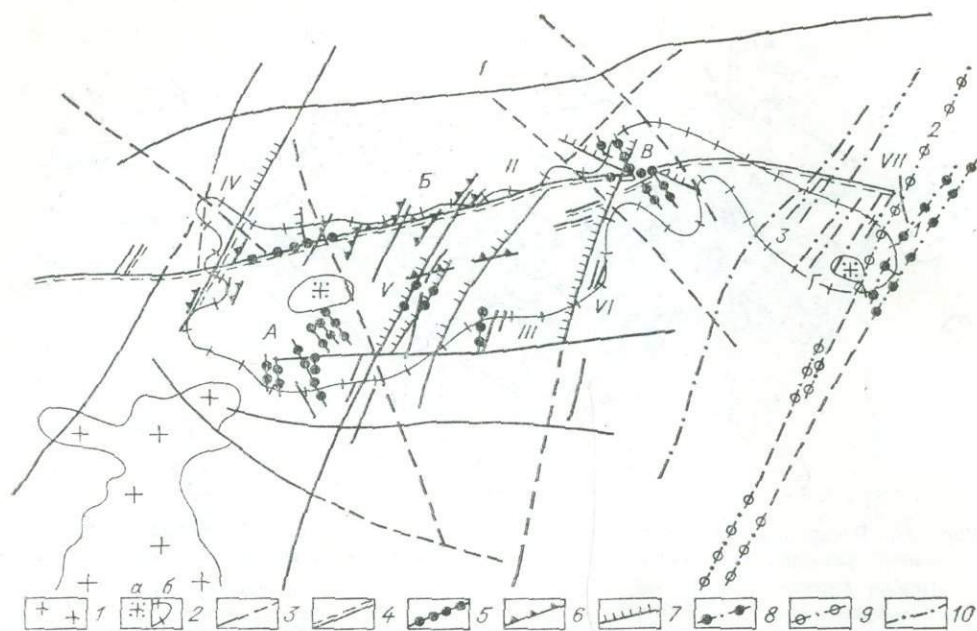


Рис. 18. Схема развития разрывных нарушений в Хапчерангинском рудном узле.

1 — кыринские граниты; 2 — харалгинские граниты (а), контур скрытой части интрузии по изогипсу 1000 м (б); 3 — разломы с невыясненным типом минерализации; 4—10 — разломы с преимущественным развитием минерализации: 4 — золоторудной, 5 — оловянно-полиметаллической, 6 — полиметаллической, 7 — олово-борной, 8 — сурьмяной, 9 — серебро-сурьмяной и 10 — серебро-мышьяковой (с признаками золота). Римские цифры — зоны разломов: I — Илыгирская, II — Тарбальджейская, III — Южная, IV — Западная, V — Центральная, VI — Курултэйтская, VII — Восточная. Арабские цифры — разломы: 1 — Далбыркейский, 2 — Харатуйский, 3 — Нижнестанский. Месторождения: А — Хапчерангинское, Б — Курултэйтское, В — Тарбальджейское, Г — Харатуйское.

состав ореолов отражает развитие гипогенных процессов, протекающих в зоне влияния разломов;

интенсивность ореолов коррелируется с масштабами процессов, которыми они обусловлены.

Ниже на примере ореолов, связанных с разломами различного порядка, предпринята попытка иллюстрировать отмеченные положения.

Хапчерангинский район

В пределах района, как указывалось выше, широко развиты разрывные нарушения субширотного, северо-восточного и северо-западного направлений (рис. 18).

Субширотная система нарушений

Тарбальджейский разлом является основной структурой района, имеет простирание $70-100^\circ$ и крутое ($65-85^\circ$) падение на север. Разлом отмечается серией швов дробления, мощной зоной окварцованных пород и дайками кислого и среднего составов. В период формирования гранитоидов харалгинского комплекса он являлся магмоконтролирующей структурой, определяя локализацию и общую ориентировку Хапчерангинской интрузии.

Распределение редких элементов по разлому представлено графиком (рис. 19) и табл. 14. На графике приведена усредненная кривая распределения редких и рудных элементов, встречающихся в аномальных концентрациях. Основной вывод из этих данных — отсутствие направленности в изменении концентраций отдельных элементов по про-

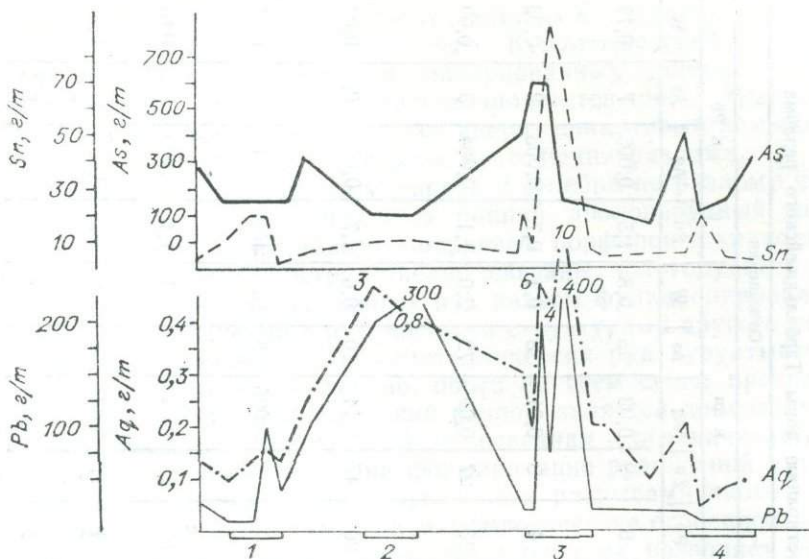


Рис. 19. Распределение свинца, серебра, олова и мышьяка вдоль зоны Тарбальджейского разлома. Приведены средние содержания по разрезам вкрест простирания зоны. Цифры внизу (1—4) обозначают участки проекций площадей месторождений на плоскость разлома: Хапчерангинского (1), Курултыкенского (2), Тарбальджейского (3) и Харатуйского (4).

стиранию разлома. Отсутствует какая-либо закономерность и в изменении индикаторных отношений элементов (см. табл. 14).

Средние концентрации лития и олова в зоне разлома в целом почти не превышают фоновых для района. Их повышения наблюдаются только на участках, примыкающих к площадям месторождений и находятся в тесной зависимости от степени удаления от последних. Ярким примером служит распределение их в интервале Тарбальджейское — Харатуйское месторождения. Здесь концентрации олова и лития последовательно снижаются по мере удаления от Тарбальджейского месторождения на восток, от 221 и 540 до 4 и 40 г/т.

Несколько иной характер распределения высоких концентраций цинка и свинца. Они также приурочены к участкам, примыкающим к месторождениям, но в отличие от олова и лития в интервале между Тарбальджейским и Хапчерангинским месторождениями их концентрации всюду значительно выше фоновых. Эти различия являются следствием особенностей локализации оловянного и полиметаллического оруденения. Полиметаллические руды контролируются и часто приурочены непосредственно к зоне Тарбальджейского разлома, в то время как оловянное оруденение связано с системой северо-западных нарушений.

В отличие от рассмотренных элементов концентрации серебра и мышьяка повышаются как на участках, примыкающих к месторождениям, так и между ними. Обычно к участкам повышения содержания серебра и мышьяка тяготеют аномальные концентрации вольфрама. Двойственный характер распределения серебра и мышьяка обусловлен гетерогенностью их источника; они образуют аномальные концентрации как в олово-полиметаллическом, так и в раннем золоторудном этапах минерализации. Из других элементов следует отметить фтор, повышенные содержания которого наблюдаются на протяжении всего разлома.

Особенности распределения основных рудных компонентов по разлому согласуются с характером изменения вмещающих пород. На участках развития оловорудной ассоциации наблюдается ороговикование пород, а непосредственно для зоны разлома характерно мощное предрудное

Характер изменения средних содержаний и индикаторных отношений в ореолах по простиранию зоны Тарбальджейского разлома

Местоположение разломов	Минеральное заполнение, сопутствующая минерализация	Среднее содержание, г/т						Отношения								
		Sn	Pb	Zn	Ag	As	W	к Sn					к Pb			
								Pb	Zn	Ag	As	W	Zn	Ag	As	W
К западу от Хапчерангинского месторождения	Окварцевание, серицитизация	5	30	45	0,15	220	4	6	9	0,03	45	0,8	1,5	0,005	7	0,13
Хапчерангинское * месторождение	То же	15	60	45	0,16	120	2	4	3	0,01	8	0,1	0,7	0,003	2	0,03
Между Хапчерангинским и Курултыкенским месторождениями	Слабое окварцевание, серицитизация	3	70	80	0,26	215	6	23	27	0,09	72	2,0	1,1	0,004	3	0,09
Курултыкенское месторождение	Хлоритизация, сульфидизация	10	260	470	1,35	100	6	26	47	0,14	10	0,6	1,7	0,005	0,5	0,03
Тарбальджейское * месторождение	Окварцевание, секущие сульфидные жилы	220	65	685	1,10	1130	36	0,3	3	0,005	5	0,2	10,8	0,017	19	0,55
Его восточный фланг	То же	50	860	960	4,20	160	7	17	19	0,09	3	0,1	1,1	0,005	0,2	0,01
Между Тарбальджейским и Харатуйским месторождениями	Без видимых изменений	4	15	70	0,10	220	8	4	17	0,02	55	2,0	4,7	0,007	15	0,53
Харатуйское * месторождение	Слабая хлоритизация	20	20	90	0,06	90	6	1	4	0,003	4	0,3	5,0	0,003	5	0,33

* Отрезок разлома, отвечающий проекции на него площади месторождения.

окварцевание. Последующие изменения выразились в грейзенизации пород на Тарбальджейском и в хлоритизации на Хапчерангинском участках разлома. Отличительная особенность Курултыкенской площади — отсутствие зон ороговикованных и окварцованных пород. Процессы хлоритизации здесь проявлены достаточно интенсивно. Мышьяково-серебряная ассоциация сопровождается кварц-серицитовым замещением, которое прослеживается почти на всем протяжении разлома.

Равномерное распределение мышьяка и серебра по разлому является свидетельством его активности в ранний дооловорудный период. Последнее фиксируется и дайками кварцевых порфиров и гранодиорит-порфиров, с которыми пространственно связаны золоторудные жилы. К моменту формирования оловянных руд разлом функционировал только на участках пересечения с рудоносными структурами другого направления. В период становления полиметаллических руд курултыкенского типа разлом подновлялся, вероятно, почти на всем своем протяжении.

Таким образом, Тарбальджейский разлом является дооловорудным. Его роль в размещении месторождений косвенная и ограничивается тем влиянием, которое он оказывал на формирование рудоносной интрузии. Локализация же месторождений обусловлена разрывами иного направления, вероятно, они же определяли морфологические особенности кровли плутона. Геохимическое изучение зоны разлома позволяет проследить историю его развития и его роль в период рудоотложения. Элементный состав аномалий согласуется с составом месторождений и может служить критерием их поисков.

Аналогичные результаты получены по Илыгирскому и Южному разломам. По первому из них проявление слабых аномалий олово-полиметаллической ассоциации отмечено к северу от Тарбальджейского и Харатуйского месторождений, там он пересекается разломами северо-восточного и северо-западного направлений, а по второму — на участке Центральной зоны и на площади Хапчерангинского месторождения. Невысокие, но аномальные концентрации серебра, мышьяка и иногда вольфрама и фтора фиксируются почти на всем протяжении указанных разломов.

Полученные материалы свидетельствуют об активной роли субширотных разломов в период проявления золоторудной минерализации. Повышенные концентрации фтора, образующего мощный надинтрузивный ореол на раннем этапе становления гранитоидного плутона, указывают на то, что субширотные разломы во время становления Хапчерангинской интрузии играли роль дренирующих магматическую камеру структур. Более поздняя история их развития тесно связана с разломами секущего направления.

Северо-восточная система нарушений

Система северо-восточных разрывных дислокаций широко развита на рассматриваемой площади. В своем развитии она сопряжена с глубинным Онон-Туринским разломом, контролирующим размещение верхнемезозойских вулканогенных образований. Рассматриваемая система является удобным объектом для исследований, так как представлена структурами различного масштаба и различной глубины заложения.

Западная зона состоит из серии тектонических швов, залеченных ранними дайками лампрофиров, диоритовых и диабазовых порфиров, расположенных в полосе 1,5—2,5 км. В южной части вдоль зоны локализованы гранодиориты кыринского комплекса. К северу от Тарбальджейского разлома фиксируется ряд зон дренирования и окварцевания мощностью до 1,5—2 м. Центральная часть таких зон выполнена кварцем, часто с обильными охрами и высоким содержанием свинца, цинка, мышьяка и серебра. В северной части зоны обнаружены дайки кварце-

вых порфиров с эруптивными брекчиями, являющиеся аналогами эффузивов джаргалантуйской свиты.

Отличительной особенностью зоны является доминирующее развитие в ее пределах ранней кварцевой минерализации с золоторудной ассоциацией элементов в ореолах: мышьяк, серебро, вольфрам, свинец, цинк. Первые три элемента встречаются в большинстве нарушенных рассматриваемой зоны. Содержания свинца и цинка подвержены большим колебаниям и они характерны не для всех нарушений.

В северной части зоны отмечены повышенные концентрации серебра в ассоциации с цинком, свинцом, оловом, бором, мышьяком, сурьмой, медью. Зоны с такой ассоциацией отмечены в зальбандах дайки кварцевых порфиров и на ее северо-восточном продолжении. Зона сопровождается ореолами олово-полиметаллической ассоциации.

Таким образом, максимальное развитие зоны происходило в период формирования дайковой серии кыринского комплекса и пространственно тесно с ними связанной минерализации золоторудного этапа. Оловорудная ассоциация проявлена только вблизи Хапчерангинского месторождения. Нарушения северного фланга зоны подновлялись в период становления верхнеюрских субэффузивных даек фельзит-порфиров и кварцевых порфиров и ассоциирующей с ними олово-полиметаллической минерализации.

Центральная зона разломов проходит к востоку от Хапчерангинского месторождения. Под зоной Центрального разлома мы понимаем серию субпараллельных нарушений, локализованных в полосе пород шириной 1—1,5 км. В этой полосе зафиксировано более десяти зон дробления мощностью от 0,5—2 до 10—15 м. Их простираение варьирует в пределах 10—40°, падение крутое, в основном на северо-запад. Породы в зонах дробления подверглись интенсивному окварцеванию и хлоритизации, на которые накладывается более позднее дробление, сопровождающееся жилами друзовидного кварца.

Одной из особенностей Центральной зоны разломов является затухание процессов гидротермального изменения в юго-западном направлении по мере удаления от центральной части Хапчерангинского плутона. За пределами интрузии в зоне разлома отсутствуют гидротермальные изменения вмещающих пород и жильная минерализация, а концентрации рудных и сопутствующих элементов не превышают фоновых для района.

К отдельным нарушениям рассматриваемой зоны приурочены жилы с полиметаллической минерализацией. По ряду нарушений отмечаются кварц-касситеритовые прожилки. Несомненна контролирующая роль этой зоны на размещение проявлений олово-борной минерализации [Гундобин, Магидсон, 1972]. К северу от Тарбальджейского разлома на продолжении Центральной зоны располагается Курултыкенское полиметаллическое месторождение, рудные тела которого приурочены к системе северо-восточных разрывов.

Для Центральной зоны разломов характерен привнос олова, серебра, лития, мышьяка, цинка и свинца с зональным размещением их по простираению и вкрест простираения отдельных нарушений и всей зоны в целом. Критерием зональности могут служить отношения ряда элементов к литию, олову, свинцу, серебру (табл. 15). Наблюдаемая зональность в общем виде согласуется с характером погружения кровли скрытой части гранитной интрузии, с некоторым смещением максимума концентраций элементов высокотемпературной ассоциации к юго-западу относительно апикальной части плутона. Та же тенденция изменений, т. е. возрастание роли относительно низкотемпературной и уменьшение высокотемпературной ассоциаций элементов, прослеживается при сравнении Главной зоны с нарушениями, развитыми к востоку и западу от нее, и при сопоставлении центрального сечения с южным и северным

(см. табл. 15). При этом, как видно, контрастность изменений по Главной зоне в северном направлении более высокая, чем в южном. Такой характер изменения согласуется с данными о более резком погружении кровли интрузии в северном направлении. Центральный и южный разрезы по зоне расположены в поле почти одинаковой степени орого-вирования пород, что пред-определяет их одинаковую удаленность от интрузии и близкий состав ореолов.

В случае наложения на северо-восточные зоны более поздней полиметаллической минерализации происходит резкое изменение всех показателей. Хотя при этом и сохраняется направленность изменения, но контрастность ее превосходит границы, намеченные для тех зон, где полиметаллическая минерализация не проявлена. Зоны такого состава развиты не только на северо-восточном фланге, но установлены и в центральной части. Примером может служить зона 0512 (табл. 16).

Приведенный материал позволяет сделать вывод об активной роли Центральной зоны в оловорудный этап минерализации. Для этого этапа характерна зависимость между элементарным составом зоны и степенью удаления ее от кровли интрузии. В период становления полиметаллической минерализации курултыкенского типа такая связь проявляется менее отчетливо. Важной особенностью Центральной зоны является широкое развитие в ее пределах олово-борной минерализации.

Восточная зона разломов проходит вдоль внешнего контура Ононского прогиба. Она состоит из

Таблица 15

Изменение средних содержаний в ореолах по простиранию и вкряст простирания Центральной зоны разломов

Местоположение разрезов	Среднее содержание, г/т						Отношение											
	Sn		Pb		Ag		As		Li		Sn		Pb		Ag		As	
	г	т	г	т	г	т	г	т	г	т	г	т	г	т	г	т	г	т

По простиранию зоны

Северо-восточный фланг	8	390	0,66	170	40	0,2	10	0,016	4,2	49	0,08	21	0,002	0,5
Центральная часть зоны	19	4	0,05	65	135	0,1	0,03	0,001	0,5	0,2	0,001	3	0,012	16,2
Юго-западный фланг	19	60	0,16	80	65	0,3	1	0,003	1,3	3	0,01	4	0,003	1,3

Вкряст простирания зоны от восточного фланга к центру

Восточный фланг	4	200	1,00	60	100	0,04	2,0	0,010	0,6	50	0,250	15	0,005	0,3
Промежуточные части зоны	17	15	0,08	120	115	0,15	0,1	0,001	1,0	1	0,005	7	0,005	8,0
Центральная часть зоны	19	4	0,03	50	50	0,38	0,1	0,001	1,0	0,2	0,002	3	0,007	12,5

Изменение средних содержаний и отношений элементов по зонам Центрального разлома (относительно Главной) в различных сечениях (разрезы по сечениям — с востока на запад)

Номер разреза, зона	Содержание, г/т				Отношения					
	Sn	Pb	Ag	Li	Sn/Li	Pb/Li	Pb/Sn	Ag/Sn*	Zn/Pb	Ag/Pb*
<i>Сечение в 0,3 км к северу от Тарбальджейского разлома</i>										
01642	12	780	1,30	40	0,3	19	65	1,10	1,1	0,02
01834, Главная	7	40	0,24	70	0,1	0,6	5,7	0,34	3,1	0,06
852В	6	76	0,08	50	0,1	1,5	13	0,13	0,6	0,01
0679, Западная	4	33	61,2	30	0,1	1,1	8,2	153	2,3	18,3
<i>Сечение в 0,5—1,5 км к югу от Тарбальджейского разлома (центральная часть зоны)</i>										
К-1	19	32	0,10	40	0,50	0,8	1,7	0,05	8,0	0,03
69, Главная	18	4	0,08	230	0,08	0,02	0,2	0,04	28	0,20
143	9	8	0,06	80	0,10	0,1	0,9	0,07	7,5	0,08
0512	3	209	2,20	180	0,02	1,3	70	7,3	0,4	0,10
03801	55	53	0,16	40	1,40	1,3	1,0	0,03	4,0	0,03
<i>Сечение в 2,5—3,0 км к югу от Тарбальджейского разлома</i>										
03588	4	200	1,00	100	0,04	2,0	50	2,5	0,3	0,05
0841	14	15	0,08	132	0,10	0,1	1,1	0,06	7,0	0,05
03028	21	10	0,07	97	0,20	0,1	0,5	0,03	9,0	0,07
Главная	20	4	0,02	37	0,50	0,1	0,2	0,01	14,0	0,05

* Отношения умножены на 10.

ряда тектонических швов, количество которых уменьшается в западном направлении, главными из которых являются Далбыркейский, Харатуйский, Водораздельный, Нижнестанский.

Характерной особенностью зоны является развитие в ее пределах в основном молодой (поствулканогенной) минерализации. Она представлена мощными (более 100 м) зонами кварц-серицитового и кварц-каолинит-гидрослюдистого замещения с жилами гребенчатого и халцедоновидного кварца мощностью от 0,1—0,3 до 10—15 м. С этими зонами связаны промышленные концентрации сурьмы (Ононское месторождение в зоне Далбыркейского разлома) и жилы с золото-серебряной и полиметаллической минерализацией.

О раннем периоде развития зоны можно судить по локализации в ее пределах даек гранит-порфиров, аналогичных гранит-порфирам Хапчерагангинского штока и плагиоклазовых андезитов, сопоставимых с постоловорудными дайками аналогичного состава на Тарбальджейском месторождении.

Кроме указанных крупных разломов установлена серия более мелких нарушений с тем же составом жильного выполнения. Несомненно генетическая однородность рассматриваемой системы нарушений и связь ее с региональными глубинными разломами, хотя периоды наибольшей активности каждого нарушения в отдельности могут и не совпадать.

Далбыркейский разлом проходит в полосе пород, сложенной липаритовыми игнимбритами и туфами джаргалантуйской свиты, и состоит из серии швов, увязка которых между собой из-за плохой обнаженности не представляется возможной. Поэтому приводимые ниже характеристики относятся ко всей зоне развития гидротермальной минерализации в целом.

Прежде всего, хотелось бы обратить внимание на разрез через Далбыркейское месторождение (табл. 17). В направлении восток—запад наблюдается уменьшение отношений сурьмы к серебру и сурьмы к серебру со свинцом. Изменение этих отношений происходит за счет воз-

Изменение средних содержаний в ореолах зоны Далбыркейского разлома в направлении восток — запад

№ п/п	Местоположение разрезов	Среднее содержание, г/т						Sb/Ag	Sb/Ag+ +Pb	Sb/As	As/Ag
		Sb	As	Ag	Pb	Sn	Li				
1	Центральное рудное тело	680	170	0,68	15	6	40	1000	96	4,0	250
2	Рудные тела западного фланга	750	700	1,20	22	3	30	620	60	1,1	580
3	В 100 м к востоку от Центрального рудного тела	45	30	0,01	10	3	20	4500	1,5	1,5	3000
4	Зона Центрального рудного тела	30	40	0,02	11	3	20	1500	0,8	0,8	2000
5	В 100 м к западу от рудного тела	45	75	0,04	14	3	55	1120	0,6	0,6	1870
6	В 200 м к западу от рудного тела	20	110	0,06	17	4	20	330	0,2	0,2	1830
7	В 700 м к западу от рудного тела	15	210	0,85	45	6	75	20	0,02	0,1	250

Примечание. Разрезы 1 и 2 взяты в узкой (5—10 м) зоне рудных тел; 3—7 — вблизи слабо минерализованных зон дробления мощностью до 50 м (из них 3—6 — в юрских эффузивах, 7 — в отложениях триаса). Sb/Ag+Pb — отношение кратных содержаний к фоновым.

растания концентраций серебра и свинца как в рудах, так и в межрудных интервалах. Синхронно с изменением параметров ореола меняется характер околожилных изменений: каолинит-кварц-гидрослюдистый замещающий комплекс сменяется кварц-серицит-гидрослюдистым. Отмеченное направление отвечает переходу от верхов разреза джаргалантуйской свиты к ее основанию с последующим смещением в отложения нижнего структурного яруса, т. е. отвечает увеличению глубины эрозионного среза.

Рассматривая изменения состава по простиранию зоны (рис. 20), можно видеть проявление той же тенденции в направлении Нижний Далбыркей — Харгуйтуй — Чалбачи с последующим подъемом индикаторных отношений в сторону пади Шивочи. Та же закономерность проявляется и в изменениях концентраций ртути. Таким образом, в направлении Далбыркей — Харгуйтуй идет возрастание роли элементов (Pb, Ag, Li) нижней и падение роли элементов (Sb и Hg) верхней зоны.

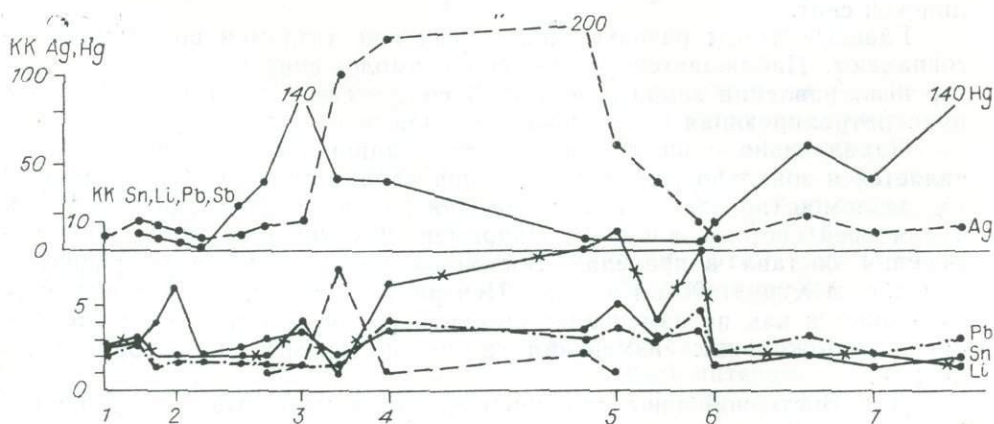


Рис. 20. Распределение серебра, свинца, ртути, сурьмы, лития и олова по простиранию Восточной зоны разломов. Содержания нормированы по фону.

Цифры на нижней оси (1—7) — положение разрезов: 1 — по р. Моком, 2 — по р. Загачи, 3 — по р. Нижний Далбыркей, 4 — район горы Харатуй, 5 — по р. Чалбачи, 6 — по р. Шивочи, 7 — по р. Хоры.

В северо-восточном направлении возрастают отношения As и Hg к Ag и падают — Sb к Ag, Li и Ag + Pb при общем падении концентраций сурьмы, серебра и мышьяка и возрастании ртути. Все это позволяет высказать предположение о меньшем уровне среза северо-восточной части зоны относительно ее центра.

Концентрации олова меняются без заметных закономерностей. Можно лишь указать на больший уровень аномальных значений в районе Чалбачи — Харатуй.

Таким образом, общая направленность эволюции элементного состава зоны проявляется в закономерном возрастании относительной роли в западном направлении свинца, цинка, олова и снижении роли серебра и сурьмы. Эта тенденция получает дальнейшее развитие в западных ответвлениях зоны, расположенных в пределах песчано-сланцевых отложений основания вулканогенного прогиба.

Одной из главных особенностей Восточной зоны является масштабность проявления гидротермальной деятельности, аномальные концентрации главных ореолообразующих элементов прослеживаются на десятки километров по простиранию. Характерны также относительное постоянство состава ореолов (Ag, Sb, Pb, Hg отмечены на всех участках зоны) и слабое проявление элементов зональности по простиранию зоны за пределами месторождений и рудопроявлений. Необходимо отметить также, что наряду с типоморфными элементами, которые в повышенных концентрациях встречаются на всем протяжении зоны, в ее пределах встречаются локальные участки с «экзотическим» набором элементов в ореолах (Sn, F, Be, B), что указывает на гетерогенный характер их источников.

В пределах Курултэйской зоны отмечены повышенные концентрации олова, свинца, цинка, серебра, лития, иногда сурьмы и мышьяка. Исходя из установленной зональности, Курултэйская зона в сравнении с Центральной характеризуется более низкотемпературной, а в сравнении с Восточной — более высокотемпературной элементными ассоциациями.

Анализ истории развития разрывных структур северо-восточного направления и их состава между собой позволяет сделать несколько общих выводов.

Заложение системы северо-восточных разломов проходило в доолловорудное время. Наиболее молодые фиксируемые процессы связаны с формированием вулканогенных образований джаргалантуйской и бырчинской свит.

Главные этапы развития различных зон разломов во времени не совпадают. Наблюдается закономерное омоложение разрывных структур в направлении запад — восток. В соответствии с этим меняется их рудоконтролирующая и рудо локализирующая роль.

Параллельно с временной или пульсационной зональностью проявляется и зональность отложения. Она характерна как для отдельных зон разломов (показана на примере Центральной и Восточной зон), так и для всей системы в целом. Например, наметившаяся тенденция изменения состава в пределах Восточной зоны дальнейшее развитие получает в Курултэйской и далее Центральной зонах. Это хорошо прослеживается как по изменению элементного состава, так и по изменению околожильных изменений и морфологическим особенностям кварца.

Для Восточной зоны типичным является натечный халцедоновидный кварц. Для Курултэйской зоны он почти не характерен, здесь получает развитие друзовидный, часто дымчатый и аметистовый кварц. В пределах Центральной зоны халцедоновидный кварц не отмечался, практически отсутствует здесь аметистовый кварц, сменяясь бесцветными разновидностями. Для Западной зоны характерен только массивный круп-

нокристаллический кварц. В околожильных метасоматитах состав изменяется следующим образом: кварц, каолинит, гидрослюда — кварц, гидрослюда, серицит — кварц, серицит — кварц, серицит, хлорит. Отмеченные изменения, вероятно, обусловлены последовательным увеличением глубины эрозионного среза.

Зональность изменения элементного состава в зонах северо-восточных разрывных нарушений полностью соответствует зональности размещения рудных образований.

Северо-западная система нарушений

Рассматриваемая система разломов была заложена в дорудное время, активно функционировала в период рудоотложения и практически не подновлялась в пострудный период. Эти особенности развития северо-западных нарушений находят отражение и в составе сопровождающих их ореолов. Доминирующей является олово-полиметаллическая ассоциация элементов. Зональность в пределах отдельных нарушений проявлена отчетливо. Она будет рассмотрена ниже при описании ореолов месторождений и рудных тел.

Не повторяя тех общих выводов, которые были сделаны при описании конкретных разрывных нарушений, необходимо остановиться еще на одном важном следствии. На примере Восточной зоны, с одной стороны, и других разломов, с другой, видно, что особенности зональности приразломных ореолов зависят от масштабов разрывных нарушений и, вероятно, глубины вскрытия ими рудоносных очагов. В случае вскрытия неглубоких очагов образуются ореолы с высококонтрастной зональностью, что характерно для ореолов оловорудного этапа, которые формируются за счет источников, располагающихся в пределах неглубоко залегающего Хапчерангинского плутона. Для ореолов, связанных с глубинными разломами (Восточная зона), типичны ореолы со слабоконтрастной зональностью, вероятно, в связи с глубинным характером источника. Появление в их пределах «экзотических» ассоциаций с контрастным характером зональности может быть обусловлено вскрытием промежуточных менее глубинных камер. Это согласуется с приуроченностью таких ореолов в Восточной зоне к участкам развития субвулканических интрузий кислого состава.

Приохотский район

В развитии гидротермальных процессов в Приохотском районе несомненно много общего с районами современного проявления гидротермальной деятельности, для которых С. И. Набоко (Вулканизм, гидротермальный..., 1974) выделяет два типа термальных систем: собственно вулканические и вулканогенно-магматогенные. Особенностью последних является связь их с глубинными очагами, миграция флюидов из которых осуществляется по глубинным разломам. Этим определяется появление линейных, прослеживающихся на десятки километров минерализованных зон.

Спецификой района, как указывалось, является то, что современной эрозионной поверхностью вскрывается небольшой интервал (от 0,3 до 1,5, редко до 2 км) от поверхности периода развития основных этапов гидротермальной деятельности. Вероятно, вследствие этого глубинные разломы того периода фиксируются на указанном уровне широкими зонами повышенной трещиноватости, с которыми связано формирование мощных линейных аномальных зон. Особенности распределения рудных элементов по зонам рассматриваются ниже на примере Центральной, Восточной и Западной зон, являющихся главными для района.

Центральная зона

Центральная зона хорошо выделяется геофизическими методами и фиксируется полосой повышенных аэроаномалий калия, которые прослеживаются вдоль нее на протяжении многих километров. Морфологически зона отмечается системой мелких нарушений, которые сопровождаются кварцевыми жилами и в различной степени гидротермально измененными породами. В пределах зоны получили развитие главным образом проявления золото-серебряного этапа минерализации.

Распределение основных элементов вкост простирания Центральной зоны показано на графике (рис. 21), из которого видно, что для зоны в целом характерно повышение концентраций золота, серебра и молибдена. Контрастность изменения усредненных значений (из 10 проб), показанных на рис. 21, для золота не превышает 10, для серебра — 8, а для молибдена — 2—3. Точки с более высокими коэффициентами контрастности (до 20—40) составляют не более 2—3% от общего числа (300) проб. Из других элементов устойчивые аномалии слабой контрастности (не выше 2—3) образуют литий, рубидий, калий, мышьяк. Реже отмечаются аномалии свинца, цинка, олова, меди, но также с очень невысоким коэффициентом контрастности.

Повышенные концентрации калия обусловлены широким развитием процессов серитизации и адуляризации. Степень изменения пород, как правило, невысокая.

Аномалии указанной группы элементов прослеживаются на протяжении всей зоны. В направлении простирания зоны от центра на северо-запад и юго-восток наблюдается снижение концентраций серебра и мышьяка, что говорит о наличии слабо проявленной зональности. В качестве показателя зональности может быть использовано отношение Ag/Au , максимальные значения которого отмечены в центральной части. Следует подчеркнуть, что контрастность изменения этого показателя очень низкая (отношение Ag/Au меняется от 20 до 30—50). Характер изменения Ag/Au отношения и уменьшение содержания мышьяка от центра к флангам зоны коррелируются с изменением состава рудопроявлений. Эта зависимость не является случайной. Она отражает генетическое единство процессов, ведущих к формированию региональных зон рассеянной минерализации и последующего ее концентрирования на отдельных участках.

Вкост простирания зоны соотношение между главными элементами в ореоле также несколько изменяется. Отношение Ag/Au понижается от 40—100 на западном до 5—30 на восточном фланге. Учитывая сопос-

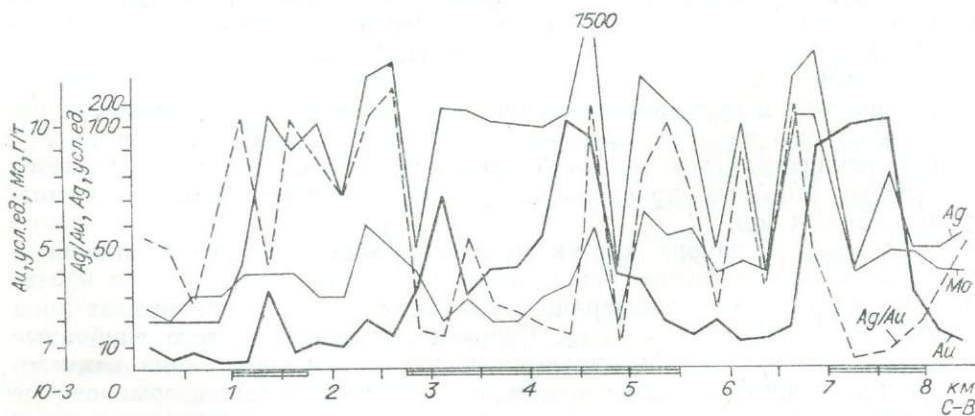


Рис. 21. Распределение золота, серебра, молибдена и изменение Ag/Au отношения вкост простирания Центральной зоны. Штриховкой на оси абсцисс показаны участки зоны, отвечающие площадям рудопроявлений.

тавимость эрозионного среза для этих частей зоны, следует предполагать относительную независимость в развитии отдельных потоков единой гидротермальной системы.

Необходимо подчеркнуть постоянство состава ореолов на протяжении всей зоны. Наибольшие изменения характерны для Ag/Au отношения, но и они не очень контрастны.

Восточная и Западная зоны

Указанные зоны проходят по западной и восточной периферии вулканогенного прогиба. Они связаны с разломами фундамента, фиксируемыми комплексом геофизических методов. К ним тяготеют участки интенсивного проявления гранитоидного магматизма. Широкое развитие в пределах зон получила гидротермальная деятельность. Доминирующей по масштабам является минерализация сульфидного этапа, проявляющаяся в виде мощных зон рассеянной сульфидизации. Этим определяется формирование преимущественно линейных ореолов, охватывающих значительные площади.

Сопряженность сульфидного этапа минерализации с развитием гранитоидного магматизма определяет более сложную морфологию ореолов в сравнении с ореолами золото-серебряного этапа, контролируемого исключительно разрывными дислокациями. В зависимости от особенностей распространения гранитоидов общая линейная направленность в строении ореолов осложняется флексурными перегибами, многочисленными пережимами и раздувами.

Характерной особенностью ореолов этого этапа является более высокая контрастность зональности. Зональность проявляется в смене эпидот-хлоритового и хлорит-карбонатного типов замещений на серицит-гидрослюдистый. Параллельно со сменой состава метасоматических идет смена элементных ассоциаций. Ассоциация с преобладающим развитием (в последовательности от более к менее характерным элементам) цинка — свинца — серебра — олова — молибдена — меди — марганца сменяется свинцом — серебром — цинком — медью — оловом — молибденом — марганцем и далее — серебром — свинцом — цинком — мышьяком — сурьмой — ртутью. Отмеченная смена ассоциаций осуществляется на отрезках в 1—3 км с контрастностью изменения в указанном интервале в 5—10 раз, в то время как для ореолов золото-серебряного этапа такие изменения выявляются только на протяжении 10—15 км, а контрастность изменения концентраций элементов и их соотношений не превышает 2 единиц.

Ограниченное число разрезов опробования коренных пород не позволяет отразить наблюдаемую зональность ореолов картографически, поэтому при дальнейшем описании мы используем данные съемки по литохимическим потокам рассеяния. Правомерность такого подхода основывается на хорошей сходимости результатов по потокам рассеяния с данными опробования коренных пород по отдельным разрезам. Вовлечение в сеть опробования водотоков протяженностью 1—1,5 км позволяет свести к минимуму эффект «размазывания» ореолов, который неизбежен при использовании этого метода.

Из схем (рис. 22—24) видно, что ореолы этого этапа охватывают значительные площади и в целом тяготеют к участкам развития гранитоидных интрузий. Это отчетливо видно в пределах Восточной зоны, где ореолы локализуются со стороны западных контактов гранодиоритового и гранитного массивов, а также в южной части Западной зоны, где они тяготеют к выходам гранодиоритов. На схеме отчетливо видна линейность ореолов, определяемая субширотной и северо-западной системами разломов. Последние не нашли отражения на картах масштаба

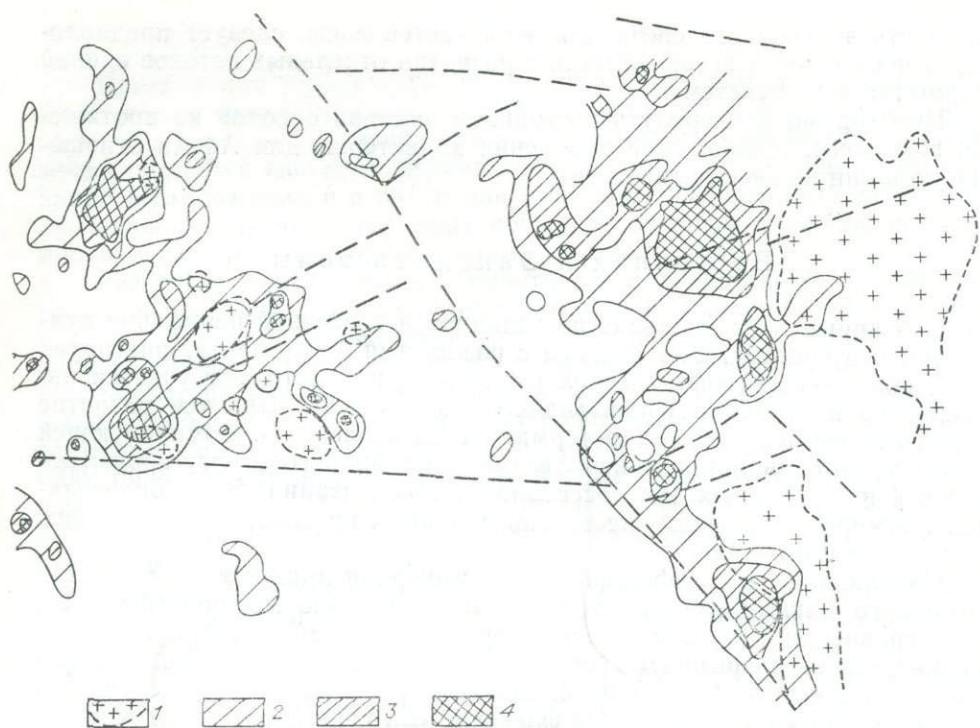


Рис. 22. Ореолы цинка.

1 — гранитоидные массивы; 2—4 — содержания цинка от низких к высоким.

1 : 200 000, так как плохо выражены с поверхности, но они отмечаются, как указывалось выше, геофизическими методами.

Если сопоставить схемы распределения серебра, цинка, свинца, молибдена (см. рис. 22—24), то можно видеть зональное расположение их относительно друг друга. При совпадении основных максимумов значительно более широкие ореолы в градациях равной контрастности (содержания нормированы по фону) образуют свинец, цинк, серебро в сравнении с молибденом. При этом области их концентрирования смещаются в западном направлении от эпицентров развития минерализации. Особенно показательна эта тенденция у ореолов свинца.

По отношению к гранитоидным массивам элементы зональности проявлены неотчетливо. Последнее хорошо видно на схеме распределения молибдена, максимумы которого занимают незакономерное положение относительно положения гранитов. В целом наблюдается тенденция усиления ореолов в северном направлении за пределами крупного гранитного массива. Та же тенденция отмечается и для цинка, в то время как свинец и серебро не образуют в северной части повышенных концентраций. Это указывает на локализацию наиболее высокотемпературной ассоциации не вблизи, а на удалении от основного гранитного массива, что подчеркивает опосредованный характер связи между ними.

Аналогичные закономерности отмечаются и в пределах Западной зоны (см. рис. 22—24). В сравнении с Восточной зоной здесь менее контрастны ореолы молибдена и цинка, тогда как контрастность ореолов серебра и свинца значительно повышена. Эти различия особенно рельефно прослеживаются на схеме ассоциаций (см. рис. 24). Данная закономерность согласуется с меньшей эродированностью гранитоидных массивов на площади зоны.

Рассмотренные особенности проявления зональности в рамках указанных этапов минерализации обусловлены, вероятно, различием глубин

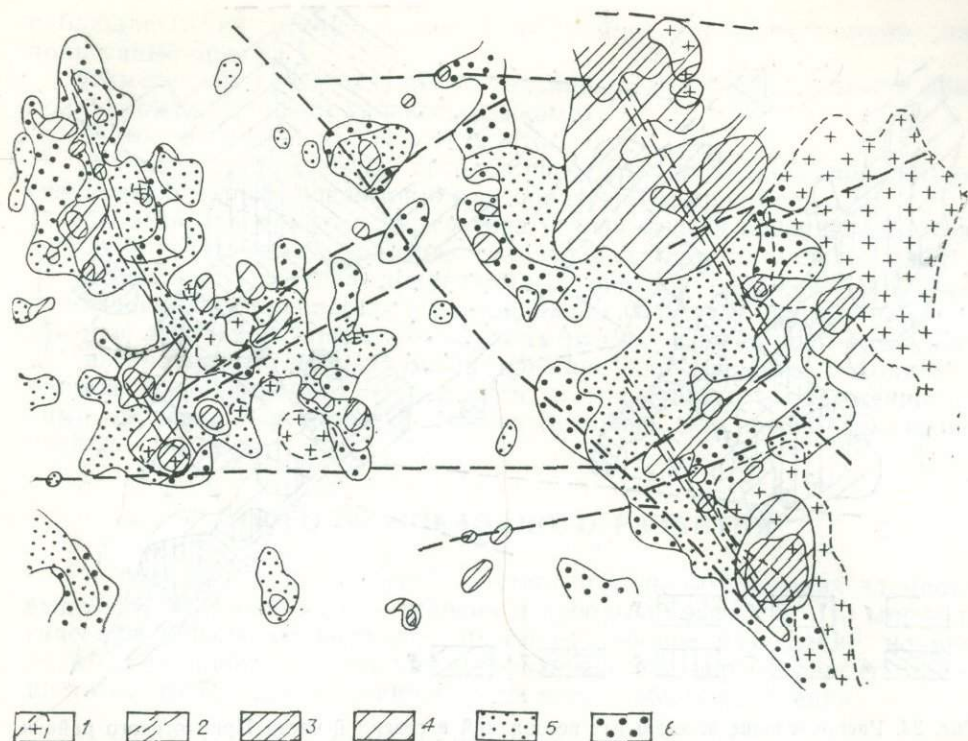


Рис. 23. Совмещенные ореолы свинца, цинка и молибдена.

1 — гранитоидные массивы; 2 — зоны повышенной проницаемости; 3, 4 — ореолы молибдена средней (3) и слабой (4) контрастности; 5, 6 — внешние (относительно молибдена и цинка соответственно) поля аномальных содержаний цинка (5) и свинца (6).

залегания рудоносных очагов. Малая контрастность изменения состава ореолов золото-серебряного этапа минерализации обусловлена глубиной и гомогенностью питающих ее очагов. Меньшая глубинность рудоносных очагов и вероятная относительная изолированность их в рамках отдельных частей системы определили более контрастный тип зональности в ореолах полиметаллического этапа. В случае полной изолированности отдельных очагов, вскрываемых разломами, развитие ореолов в них может быть прерывистым, а состав меняться очень резко.

Не останавливаясь на характеристике серебряного этапа минерализации, необходимо отметить, что она контролируется поперечными, относительно господствующего северо-западного направления, северо-восточными разломами. Данная особенность находит отражение в их составе, который при сохранении общих черт на всем протяжении зон — гидрослюдистом типе изменений и серебро-сурьмяно-ртутной специализации — может обогащаться группой металлов, свойственных либо сульфидному, либо золото-серебряному этапам минерализации в зависимости от того, какого состава зоны северо-западного направления они пересекают. Соответственно латеральная зональность по северо-восточным зонам проявляется в зависимости от состава и интенсивности развития рудоносных процессов в северо-западных структурах. При этом полиметаллическая ассоциация, в общем случае свидетельствующая о нижних срезах, не всегда является таковым показателем в данном примере.

Рассмотренный материал по приразломным ореолам Хапчерангинского и Прихотского районов указывает на то, что среди них можно выделить два подтипа, отличающихся по строению и зональности.

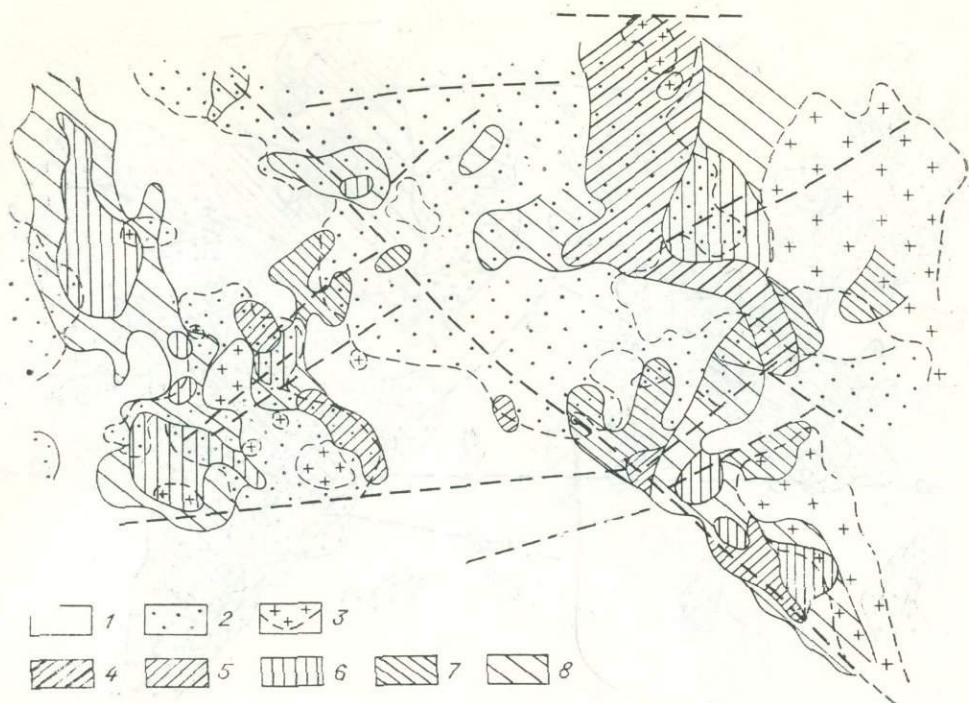


Рис. 24. Распределение аномальных ассоциаций в северной части Приохотского района. 1 — вулканогенные образования; 2 — отложения верхоянского комплекса; 3 — гранитоидные массивы; 4—8 — элементные ассоциации (ведущие элементы перечислены в порядке их значимости): 4 — цинк, молибден, серебро, свинец; 5 — цинк, серебро, свинец; 6 — серебро, свинец, цинк, олово; 7 — свинец; 8 — серебро, свинец.

Первый подтип связан с гидротермальными системами, не обнаруживающими прямых связей с конкретными магматическими проявлениями. В целом они характеризуются очень простым строением, прослеживаются без заметных изменений на многие километры по простиранию, элементы зональности в их пределах выражены очень слабо. В зависимости от особенностей развития магматизма наблюдаются некоторые вариации в ореолах этого подтипа. Так, в условиях развития вулканогенных поясов в окраинных частях континентов (Приохотский район, Центральная зона) состав их наиболее простой и наиболее выдержанный, с зональностью очень низкой контрастности. В условиях внутриконтинентальных вулканогенных поясов (Ононская депрессия) состав их в ряде случаев усложняется и, на фоне зональности с низкой степенью контрастности появляются участки с более высокой контрастностью распределения рассеянных элементов. Это находит объяснение в особенностях формирования магматических серий в пределах Ононской депрессии. Характерной чертой магматизма здесь и в прилегающих районах ее обрамления, как показано Л. В. Таусоном и В. Д. Козловым (1970₂), является образование промежуточных очагов, с которыми связано внедрение гранитов харалгинского комплекса и, возможно, редкометальной ветви кислых эффузивов [Гундобин, Зубков, 1973₂]. В случае вскрытия рудоносными разломами этих очагов в их пределах формируются участки с полиэлементным и достаточно контрастным характером ореолов (Харатуйский участок в зоне Далбыркейского разлома).

Второй подтип обусловлен рудными системами, прямо связанными с магматическими породами. Для ореолов этого подтипа характерна достаточно контрастная зональность при ограниченной их протяженности. В зависимости от того, формируются ли разломы в одну стадию или

наблюдается их неоднократное подновление, образуются моно- или полигенные ореолы.

Отмеченные крайние подтипы связаны между собой наличием ореолов с промежуточными характеристиками.

В заключение можно отметить, что:

изучение приразломных ореолов способствует расшифровке истории становления и роли разломов в рудообразующем процессе;

особенности морфологии, состава и зональности ореолов позволяют судить о генетических условиях становления гидротермальных систем;

особенности состава приразломных ореолов отражают зональное размещение оруденения как в региональном (в рамках рудных районов), так и в локальном плане (зональность рудных полей, месторождений);

интенсивность приразломных ореолов, как правило, находится в прямой корреляционной зависимости с масштабами сопряженного с ними оруденения и может быть использована для целей прогнозной оценки.

ОРЕОЛЫ ЛОКАЛЬНОГО РАЗВИТИЯ

В этой группе по масштабу и степени концентрирования элементов выделяются ореолы месторождений и ореолы рудных тел. По морфологическим признакам возможно их более дробное разделение, но вряд ли это целесообразно, так как морфологические черты зависят от конкретных структурных обстановок и не имеют общего значения.

ОРЕОЛЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Уже в ранних работах можно найти примеры или указания на развитие площадных ореолов, которые могут быть классифицированы как ореолы месторождений [Миллер, 1957; Муканов, 1957, 1963; Хокс, Уэбб, 1964]. Последующие исследования показали, что поля аномальных концентраций характерны для многих месторождений [Таусон и др., 1968, 1971₂; Анохов, Николаев, 1971; Покалов, 1972; Рослякова, Росляков, 1975; и др.]. Л. В. Таусоном с соавторами (1971₂, 1976₁, 1978₁) и Н. В. Росляковой и Н. А. Росляковым (1975) были рассмотрены соотношения между разномасштабными ореолами (включая ореолы месторождений) и даны критерии их отличия. Одним из основных показателей отличия разномасштабных ореолов является их контрастность, отражающая степень концентрирования рудных и сопутствующих элементов.

Ореолы месторождений отчетливо картируются резким повышением уровня концентрации элементов на невысоком фоне ореолов регионального плана. Они отражают появление качественно новой флюидной системы, характеризующейся более высоким энергетическим потенциалом. Указанная соподчиненность в развитии ореолов согласуется с представлениями Г. Л. Поспелова о строении и развитии «фильтрующихся гидротермальных систем». Г. Л. Поспеловым [1962_{1, 2}, 1963, 1973; Поспелов, Лалухов, 1971] подчеркивается мысль о том, что необходимым условием, ведущим к формированию месторождений, является образование устойчивых длительно существующих термосистем, в пределах которых имеет место «фазовое обособление обогащенных струй». Эта идея Г. Л. Поспелова перекликается с представлениями Ф. А. Летникова и В. А. Нарсеева (1971) о «термостатированных» системах. Следствием формирования таких длительно существующих систем является образование достаточно локальных ореолов месторождений.

Говоря об ореолах месторождений, нельзя не остановиться на соотношении их с околорудными ореолами в связи с господствующей точкой зрения о том, что они являются интегральным выражением пос-

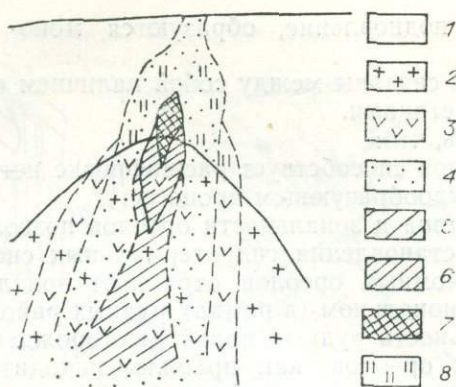


Рис. 25. Схема строения и развития колонны рудообразующих флюидов, сформировавшей Салаирские сульфидно-баритовые месторождения. По Г. Л. Пospelову, А. С. Лапухову (1971).

1 — вулканогенно-осадочная толща, 2 — интрузия кварцевых порфиров, 3 — зона предрудного позднемагматического и аутометаморфического окремнения, 4 — следы первичной продуктивной флюидной системы, общей для всего рудного поля, сформировавшей обширные зоны рассеянной баритизации и сульфидизации, 5 — штокерво-вкрапленные оруденение, 6 — зона промышленных штокерво-вкрапленных руд, 7 — сливные сульфидно-баритовые руды, 8 — окварцевание.

ледных. Несомненно, в генетическом отношении между ореолами месторождений и околорудными ореолами нет принципиальных различий, так как их формирование связано с развитием одной и той же флюидной системы. Ореолы рудных тел в качестве составной части входят в ореолы месторождений, отражая более высокий уровень развития рудного процесса в локальных благоприятных для этого участках. Временная соподчиненность между рассматриваемыми ореолами определяется более ранним образованием слабоконтрастных ореолов месторождений, на что указывают данные по метасоматическому преобразованию пород, последовательности формирования которых интерпретируется вполне определенно. Изучение метасоматитов на рудных полях свидетельствует о том, что, наряду с околорудными изменениями, в их пределах широкое распространение получают более ранние дорудные изменения пород, охватывающие значительные площади.

Г. Л. Пospelовым и А. С. Лапуховым (1971) на примере месторождений Салаирского района показано площадное распространение предрудных метасоматитов (рис. 25), которые сопровождаются рассеянной сульфидной минерализацией, определяющей повышенную концентрацию ряда элементов на площади рудного поля.

Примеры предрудных ореолов площадного типа достаточно многочисленны, о чем можно судить по широкому распространению ранних метасоматических изменений, которые охватывают всю площадь месторождений. Они весьма характерны для оловорудных районов самых различных регионов [Ицксон, 1963; Ицксон, и др., 1959; Лугов и др., 1974; Радкевич и др., 1971; Рудные месторождения..., 1974; Тэрнер, 1959; и др.], не менее типичны для ряда молибденовых [Покалов, 1972], золоторудных [Рудные месторождения..., 1974; Еремин, 1974] и других месторождений.

В упоминавшейся работе С. Д. Миллера (1957) показано соотношение между слабоконтрастными и высококонтрастными ореолами и месторождениями вольфрама и меди. Из схемы (рис. 26) видно,

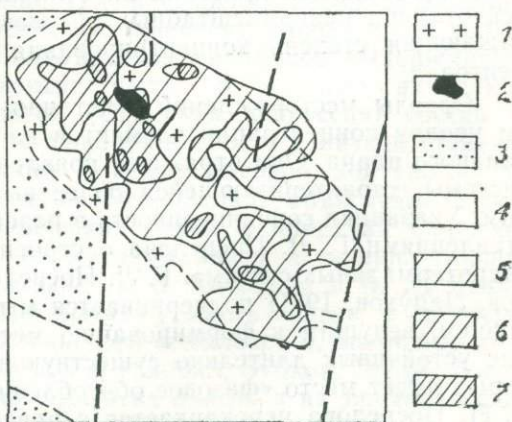


Рис. 26. Купрометрическая схема района медного месторождения. По В. И. Волобуеву [Миллер, 1957].

1 — плагиогранит-порфиры мелкозернистые; 2 — плагиогранит-порфиры крупнозернистые; 3 — кварцевые порфиры; 4 — конгломераты, песчаники; 5—7 — первичные ореолы меди с содержанием (%): 0,02—0,1 (5); 0,1—0,25 (6); >0,25 (7).

что локальные центры развития рудной минерализации (концентрации меди в ореоле более 0,25%) объединяются общим полем низких (0,02%) содержания, которое вытянуто в северо-западном направлении согласно с ориентировкой массива плагиигранитов. Ореолы высокой контрастности тяготеют к участкам его пересечения с субмеридиональными разломами, с которыми, вероятно, связано формирование зон повышенной проницаемости, определявших интенсификацию рудного процесса.

Таким образом, необходимо признать, что предрудный этап развития гидротермального процесса весьма характерен для многих типов месторождений. С ним связано образование метасоматически измененных пород и слабоконтрастных ореолов площадного распространения. В случае благоприятных условий развитие рудного процесса ведет к формированию рудных тел и сопровождающих их ореолов. Генетическое единство этих двух этапов подчеркивается одинаковой направленностью изменения состава ореолов месторождений и рудных тел, хотя полного тождества между ними и не наблюдается.

Особенности развития рудного процесса, тесно связанные с особенностями геолого-структурной обстановки, определяли морфологические черты ореолов и уровень концентрирования в них редких элементов. Заметные различия наблюдаются прежде всего между ореолами, обусловленными развитием флюидных систем с различным характером связи с интрузиями (генетически связанный и сопряженный типы), но и в пределах отдельно взятой системы отмечаются заметные вариации в строении ореолов. Ниже приводится характеристика ореолов месторождений, геолого-структурные условия формирования которых были неодинаковыми.

Хапчерангинское месторождение

Выше было показано, что Хапчерангинское месторождение формировалось в два этапа и несколько стадий. При этом минерализация первого грейзенового этапа непосредственно связана с купольной структурой Хапчерангинского гранитного штока, а второго гидротермального этапа — с более глубокими очагами этой интрузии [Таусон, 1977]. Различия в глубинности расположения рудоносных очагов нашли отражение в морфологических особенностях развития минерализации этих этапов. Для первого характерен трещинно-площадной тип распространения, а для второго — типично трещинный, с локализацией рудных жил в пределах крупных рудоносных зон.

Общим для ореолов почти всех элементов, встречающихся в рудах, является линейная форма с образованием широких ореольных полос вокруг рудоносных зон. Наиболее широкие ореолы образуют серебро, свинец, цинк, литий (до 500—600 м). Ширина ореолов олова, молибдена составляет 100—200 м, а мышьяка, кобальта, бериллия, вольфрама — 50—100 м. Для последних сокращается и протяженность ореолов до 1—1,2 км против 3—3,5 км у остальных элементов.

Характерной особенностью ореолов олова, вольфрама, бериллия, лития, молибдена и мышьяка является увеличение их размеров в северном направлении с образованием ореолов площадного типа в зоне распространения грейзенов вблизи контакта гранитного массива (рис. 27). Ореолы же свинца, цинка и серебра «выклиниваются» в северном и расширяются в южном направлениях. Эти морфологические особенности в развитии ореолов находятся в прямой связи с зональным размещением оруденения.

Ниже мы рассмотрим особенности строения ореолов олова и серебра. Выбор этих элементов определяется их ролью в рудном процессе. Олово — главный рудный элемент. Серебро — постоянный спутник как оловянных, так и полиметаллических руд. Второй особенностью серебра

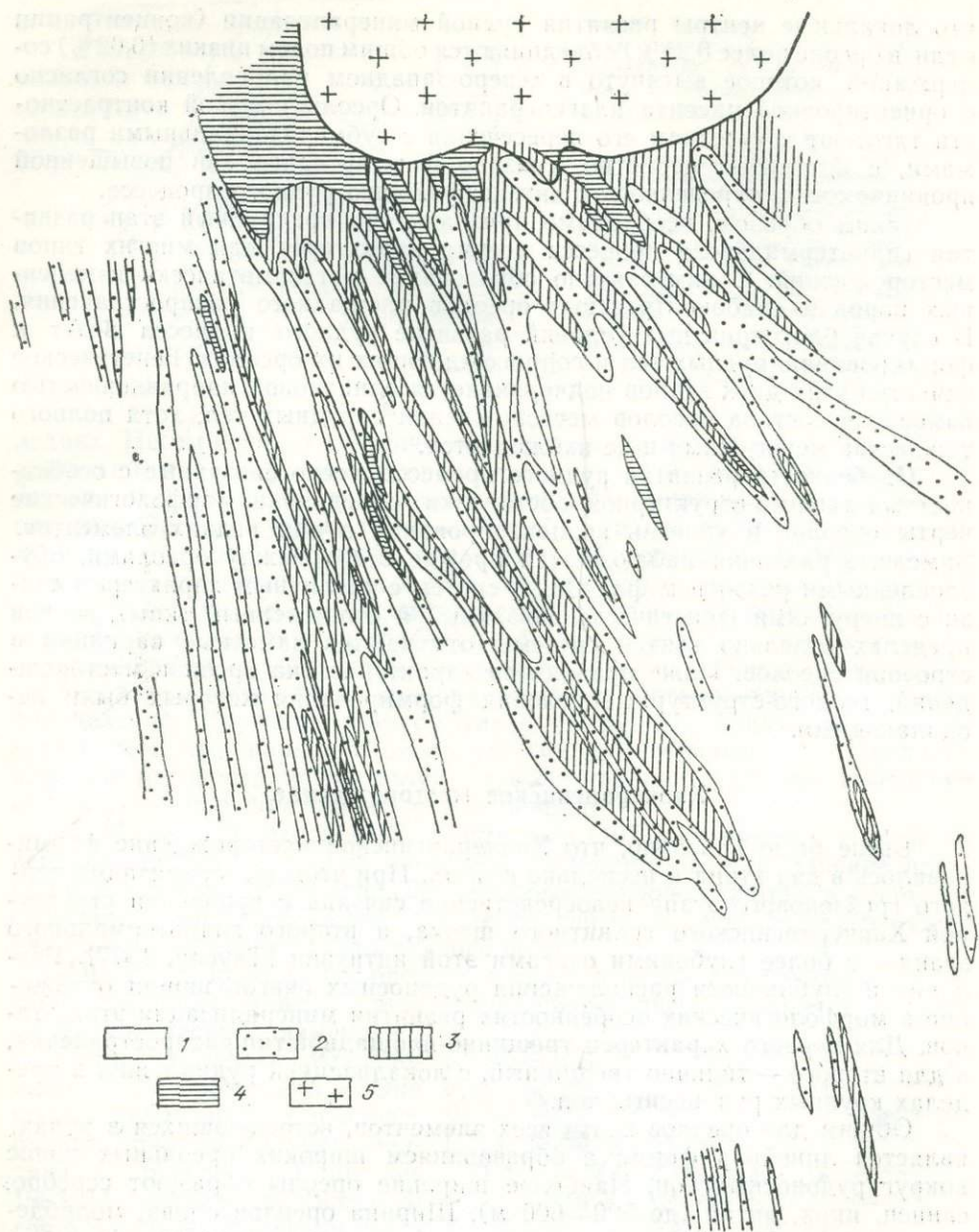


Рис. 27. Ореолы лития. Хапчерангинское месторождение.

1—4 — содержания лития (усл. ед.): <40 (1), 40—80 (2), 80—200 (3), >200 (4); 5 — гранит-порфиры.

является тенденция его накопления в верхних частях жил, что служит показателем относительной эродированности рудных жил.

Ореолы олова. Характерной особенностью их является закономерное возрастание концентраций и интенсивности в северном направлении (рис. 28). Ореолы линейные, с ориентировкой $330-350^\circ$. Их ширина колеблется в широком диапазоне: на юге месторождения обычно от 10 до 100 м, на севере от 50—100 до 300 м. В районе же непосредственного контакта (зона до 1 км) с массивом гранит-порфиров, вероятно, правильнее говорить о сплошном ореоле, так как участки с концентрациями ниже аномальных составляют не более 10% опробованного интер-

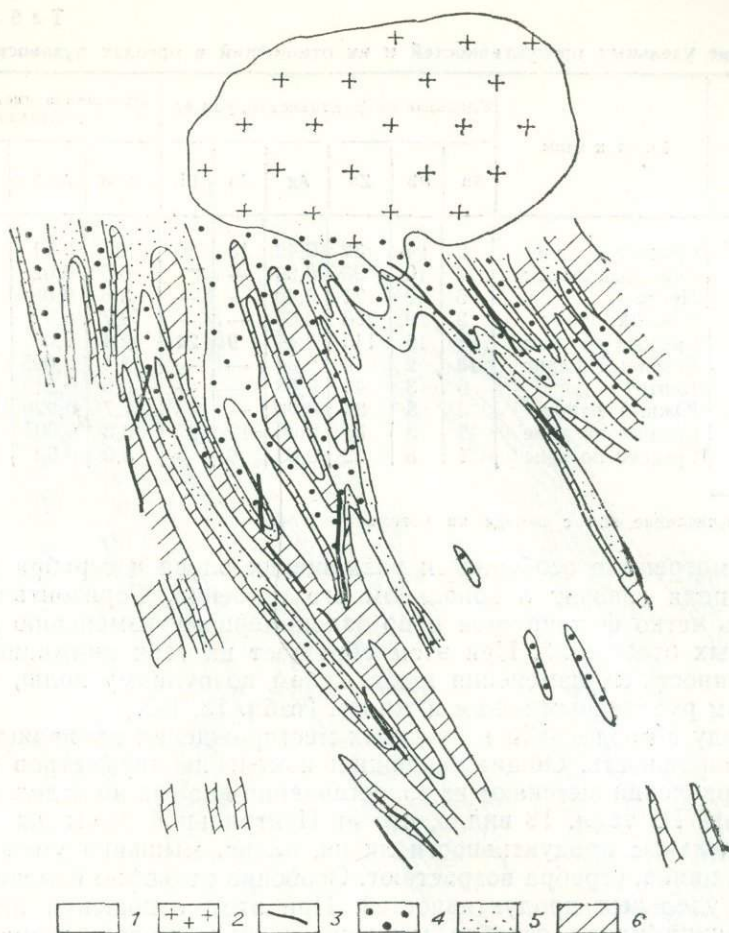


Рис. 28. Ореолы олова. Хапчерангинское месторождение.

1 — песчано-сланцевые отложения; 2 — гранит-порфиры; 3 — рудные жилы; 4—6 — содержания олова (г/т): >20 (4), 10—20 (5), 6—10 (6).

вала. Вместе с тем хотелось бы подчеркнуть, что наметившиеся ореольные зоны отбиваются и в этой части площади по различным уровням аномальных концентраций.

Важно отметить, что все рудные зоны фиксируются ореолами олова. При этом их интенсивность достаточно хорошо коррелируется с масштабами оруденения в сечениях, расположенных на одинаковом удалении от штока.

Анализ ореольного поля показывает, что в его пределах можно выделить четыре крупные аномальные зоны: Спектральную, Центральную, Канавную, Западную (параметры приведены в табл. 18).

Ореолы серебра. Отличительной особенностью ореолов серебра является противоположная олову тенденция (рис. 29) в распределении повышенных концентраций. Увеличение концентраций и ширины ореолов, как правило, происходит в южном направлении. Исключение представляет ореол западной части Спектральной зоны, на северном фланге которого наблюдается некоторое возрастание концентраций серебра. Это объясняется тем, что в пределах северного фланга зоны Спектральной на оловянное оруденение наложена минерализация полиметаллической стадии.

Кроме основных аномальных зон на западном фланге рисуется несколько ореолов серебра с концентрацией до 0,8 г/т.

Изменение удельных продуктивностей и их отношений в ореолах рудоносных зон

Рудная зона*	Участок зоны	Удельная продуктивность, усл. ед.						Отношения удельной продуктивности			
		Sn	Pb	Zn	Ag	As	Li	Pb/Sn	Ag/Sn	Zn/Sn	Zn/Pb
Западная Канавная	Среднее по зоне	2	24	32	0,42	13	36	12	0,21	16	1,3
	Северный фланг	17	10	90	0,26	—	—	0,6	0,02	5	9,0
	Центр	5	18	71	0,40	—	—	3,6	0,08	14	4,0
Центральная	Южный фланг	3	29	278	0,66	—	—	9,7	0,22	93	9,6
	Среднее по зоне	8	19	143	0,44	9	24	2,4	0,06	18	7,0
	Северный фланг	18	2	42	0,04	—	—	0,1	0,005	2	21
	Центр	6	3	40	0,08	—	—	0,5	0,013	7	13
	Южный фланг	3	5	36	0,06	—	—	1,7	0,020	12	7,2
Тыринская	Среднее по зоне	9	3	39	0,06	12	27	0,3	0,007	4	13
	Среднее по зоне	1	8	32	0,03	6	5	8,0	0,03	32	4,0

* Перечисление зон с запада на восток.

Рассмотренные особенности размещения олова и серебра в ореоле рудного поля говорят о зональном его строении. Горизонтальная зональность четко фиксируется и по закономерному изменению ряда индикаторных отношений. При этом обращает на себя внимание единая направленность их изменения как в целом по рудному полю, так и по отдельным рудоносным зонам и жилам (табл. 18, 19).

Наряду с продольной в пределах месторождения проявляется поперечная зональность. Общие тенденции изменения параметров ореола в этом направлении вытекают из сопоставления данных по отдельным рудным зонам. Из табл. 18 видно, что от Центральной зоны на запад и восток удельные продуктивности лития, олова, мышьяка уменьшаются, а свинца, цинка, серебра возрастают. Особенно рельефно изменяются отношения удельных продуктивностей. При этом отношения продуктивностей свинца, цинка, серебра, мышьяка и лития к олову возрастают от центральной к восточной и западной частям рудного поля, а отношения олова, цинка, серебра, мышьяка и лития к свинцу уменьшаются в этом же направлении.

Одна из вероятных причин, обусловивших поперечную зональность, связана с особенностью рельефа кровли рудоносного плутона. Асимметричность ореола относительно Центральной зоны, хорошо согласующаяся с асимметричностью погружения кровли массива, о чем можно судить по геофизическим данным (рис. 30) и характеру контактового изменения пород, подтверждает высказанное мнение.

Единая направленность изменения величин продуктивностей и их отношений как в направлении простирания, так и вкрест простирания

Таблица 19

Изменение удельных продуктивностей и их отношений в ореоле Хапчерангского месторождения

Расстояние от массива гранитов, км	Тип руд	Удельная продуктивность, усл. ед.							Отношение удельных продуктивностей			
		Sn	Pb	Zn	Ag	As	Co	Li	As/Sn	Li/Sn	Co/Sn	Co/Ag
0—0,2	Грейзеновый	21	5	18	0,10	112	1,3	252	5	12	0,06	13
0,2—1,2	Сульфидно-касситеритовый	9	5	42	0,02	16	1,8	27	2	3	0,20	90
1,2—1,8	Сульфидно-касситеритовый	4	3	10	0,07	4	0,5	15	1	4	0,13	7
1,8—2,4	Полиметаллический	2	9	14	0,14	10	5,0	16	5	8	2,50	36
2,4—3,5		2	9	23	0,10	9	2,0	14	4	7	1,00	20

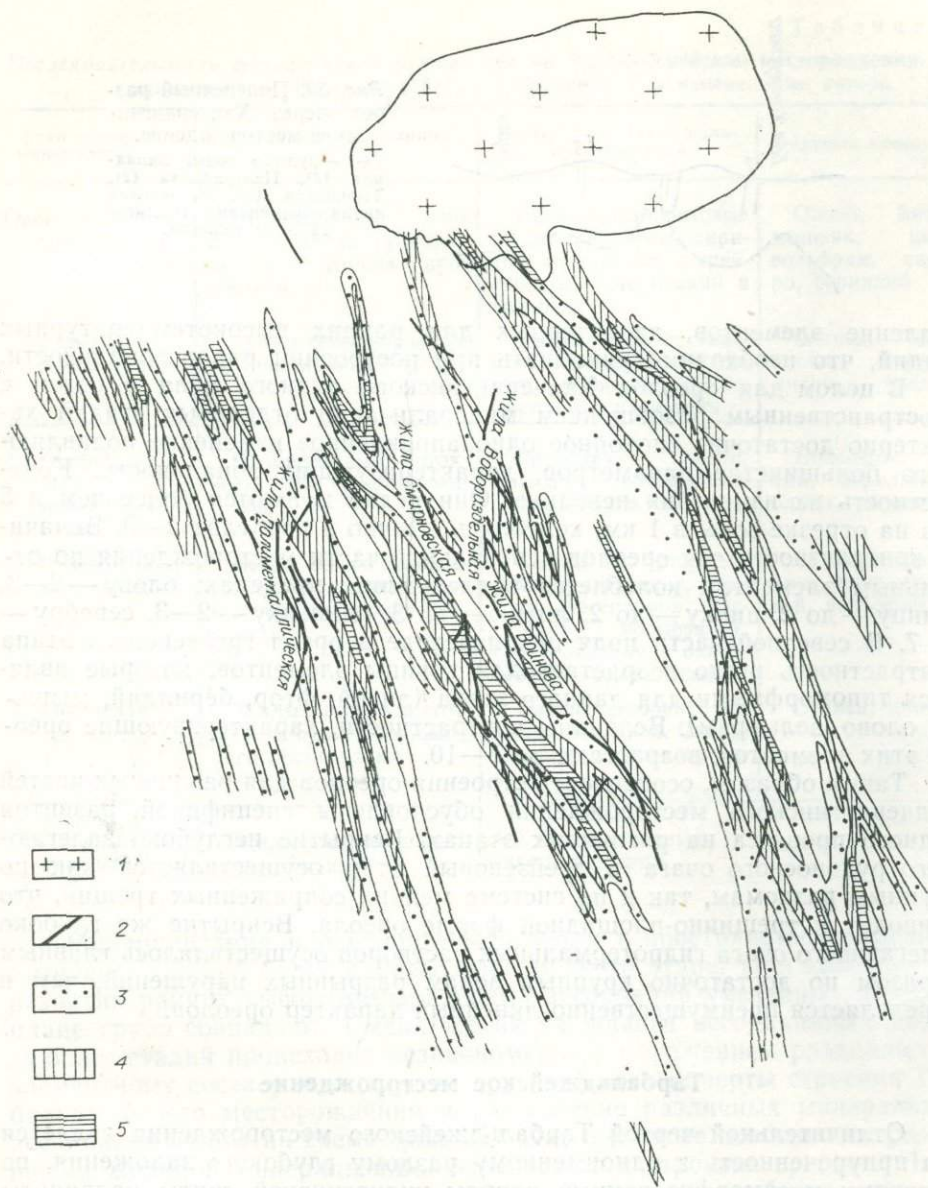


Рис. 29. Ореолы серебра. Хатчерангинское месторождение.

1 — гранит-порфиры; 2 — рудные жилы; 3—5 — содержания серебра (г/т): 0,06—0,1 (3); 0,1—0,3 (4); >0,3 (5).

рудных зон позволяет проводить их сопоставление и с этих позиций интерпретировать перспективы глубоких горизонтов.

Обращает на себя внимание скачкообразное изменение рассматриваемых параметров, наблюдаемое на общем фоне их понижения или повышения в направлении с севера на юг. При этом чередование максимумов и минимумов значений подчиняется определенной закономерности (табл. 19). В подавляющем большинстве они оказываются приуроченными к участкам перехода от одной стадии руд к другой (грейзеновая — сульфидно-касситеритовая — полиметаллическая).

Отсюда вытекает вывод о том, что характер зональности ореолов (моно- или полиасцендентный) зависит от особенностей развития рудного процесса. Важно и то, что в ореолах, связанных с поздними стадиями минерализации, в головных частях жил может вновь происходить на-

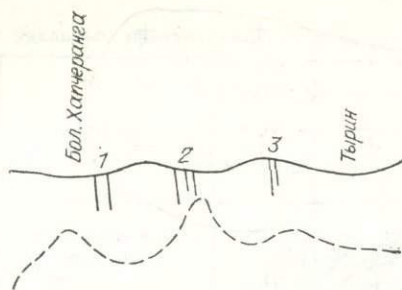


Рис. 30. Поперечный разрез через Хапчерангинское месторождение.

1—3 — рудные зоны: Западная (1), Центральная (2), Тыринская (3). Штриховая линия — изменение градиента силы тяжести.

копление элементов, характерных для ранних высокотемпературных стадий, что необходимо учитывать при построении рядов зональности.

В целом для ореолов Хапчерангинского рудного поля в связи с пространственным разобщением минерализации отдельных стадий характерно достаточно спокойное однонаправленное изменение подавляющего большинства параметров, характеризующих зональность. Контрастность их изменения невелика. Они редко меняются более чем в 5 раз на отрезке зоны в 1 км, колеблясь обычно в пределах 2—3. Величина контрастности для ореолов центральной части месторождения по отдельным элементам колеблется в следующих пределах: олову — 2—3, свинцу — до 2, цинку — до 2, литию — до 3, мышьяку — 2—3, серебру — до 7. В северной части поля при переходе в ореол грейзенового этапа контрастность резко возрастает для группы элементов, которые являются типоморфными для данного этапа (литий, фтор, бериллий, мышьяк, олово, вольфрам). Величины контрастности, характеризующие ореолы этих элементов, возрастают до 5—10.

Таким образом, особенности строения ореолов для различных частей Хапчерангинского месторождения обусловлены спецификой развития рудного процесса на различных этапах. Вскрытие неглубоко залегающего рудоносного очага в грейзеновый этап осуществляется как по крупным разломам, так и по системе мелких сопряженных трещин, что приводит к трещинно-площадной форме ореола. Вскрытие же глубоко залегающего очага гидротермальных растворов осуществлялось главным образом по достаточно крупным зонам разрывных нарушений, чем и определяется преимущественно линейный характер ореолов.

Тарбальджейское месторождение

Отличительной чертой Тарбальджейского месторождения является его приуроченность к одноименному разлому глубокого заложения, по которому метаморфизованные породы ундургинской свиты надвинуты на породы хапчерангинской свиты. Повышенная тектоническая мобильность участка, обусловленная влиянием Тарбальджейского разлома, определила развитие здесь штокверковой грейзеновой минерализации в удаленной (свыше 600 м) зоне экзоконтакта гранитного плутона, апикальные части которого вскрываются на глубине от 500 до 650 м от выхода рудоносных грейзеновых штокверков на поверхность. Наряду со штокверковым оруденением на месторождении, как правило, на его флангах проявлен жильный тип сульфидно-касситеритовых и полиметаллических руд.

Последовательность формирования руд и направленность смены минеральных ассоциаций в пространстве близки таковым для Хапчерангинского месторождения. Существенным отличием Тарбальджейского месторождения является наличие позднего полевошпатового этапа минерализации и не совсем четкая позиция сульфидно-касситеритовой ассоциации, вследствие чего она объединена с полиметаллической ассоциацией в одну стадию (табл. 20).

Последовательность формирования рудных тел на Тарбальджейском месторождении. По данным Е. А. Радкевич (1941) с добавлениями и изменениями автора

Этап и стадия минерализации	Тип минерализованных тел	Состав жил, околожилные изменения	Ведущие элементы
Оловорудный грейзеновая	Штокверковые зоны № 1—3, сетка субпараллельных тонких прожилков	Кварц-касситеритовые прожилки с арсенопиритом, флюоритом, с грейзеновыми оторочками в зальбандах	Олово, литий, мышьяк, цинк, вольфрам, серебро, бериллий
сульфидно-касситеритовая	Жилы северо-западного простиранья	Кварц, хлорит, галенит, сфалерит, касситерит, пирротин, арсенопирит. Хлоритизация	Свинец, цинк, олово, серебро, литий, мышьяк
Полевошпатовый полевошпатовая	Изометричный штокверк, зоны брекчий, жилы	Ортоклаз, кварц, флюорит, вольфрамит. Окварцевание	Вольфрам, литий, бериллий, олово, мышьяк
полевошпатово-кварцевая	Жилы северо-западного, субмеридионального и северо-восточного простираний	Кварц, ортоклаз, флюорит, галенит, сфалерит, арсенопирит, касситерит, вольфрамит. Грейзенизация, окварцевание, серицитизация	Свинец, олово, цинк, мышьяк, литий, вольфрам
кварцевая	Жилы северо-восточного и субмеридионального простираний	Кварц, флюорит, галенит, сфалерит. Окварцевание и серицитизация	Свинец, цинк
Пострудный кварцевый	Жилы северо-западного простиранья	Халцедоновидный кварц, флюорит	

Минерализация полевошпатового этапа в пространстве совмещена с минерализацией более раннего оловорудного этапа. При этом центры развития ранних высокотемпературных ассоциаций указанных этапов в плане грубо совпадают. Смена же их на фланги ассоциациями последующих стадий происходит закономерно с наложением различных по элементному составу жил друг на друга. Основные черты строения Тарбальджейского месторождения и размещение различных минеральных ассоциаций видны на схеме (рис. 31). Наблюдаемые особенности размещения жильной минерализации определяют и строение ореолов. Ниже дается краткая характеристика ореолов отдельных, наиболее информативных элементов.

Ореол вольфрама имеет хорошо выраженный максимум в области сочленения Бурятского и Тарбальджейского разломов с тенденцией постепенного снижения в северо-западном и более контрастного изменения концентраций в других направлениях. Влияние разрывных нарушений на распределение вольфрама в ореоле очевидно. При этом они выполняют в основном функцию экранов (рис. 32).

Кроме основного максимума имеются еще два поля слабого повышения концентраций. Одно располагается на участке сочленения жилы Параллельной с Тарбальджейским разломом, а второе — в северной части площади. В последнем обнаруживается тенденция роста концентраций в северо-восточном направлении.

Ореол бериллия. Для бериллия, так же как и для вольфрама, характерен максимум на участке сочленения Бурятского разлома с Тарбальджейским и общая тенденция понижения концентраций от центра к флангам. Вместе с тем несомненно влияние на распределение бе-

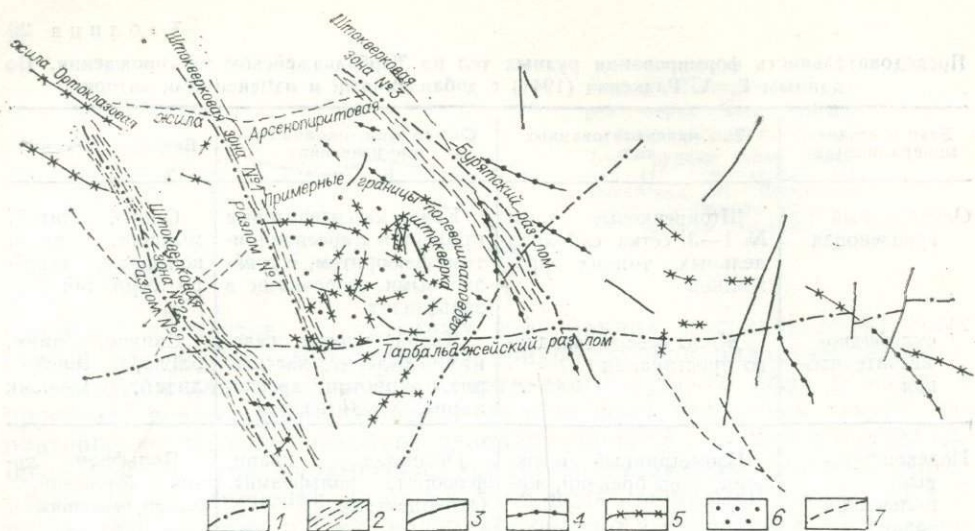


Рис. 31. Схема размещения различных типов минерализации на Тарбальджейском месторождении.

1 — разломы; 2 — штокерковые оловяносные зоны; 3 — преимущественно кварцевые жилы; 4 — кварц-флюоритовые жилы; 5 — кварц-полевошпатовые брекчии с флюоритом; 6 — полевошпатовые брекчии с флюоритом; 7 — олово-полиметаллические жилы.

риллиа разрывных нарушений северо-западного и северо-восточного простираний (см. рис. 32).

Черты сходства и различия в распределении вольфрама и бериллия обусловлены тем, что вольфрам в основном связан с минерализацией полевошпатового штокерка, а бериллий — как с ним, так и с жильными образованиями оловорудного этапа.

Ореол лития. Отличительной особенностью его является тяготение к зоне Тарбальджейского разлома. При этом высокие концентрации отмечены только в интервале между разломом № 2 и Бурятским, т. е. на участке развития роговиков и сопровождающих их дорудных зон окварцевания (см. рис. 32).

В целом для ореола лития характерны постепенное падение концентраций на фланги и слабо выраженная северо-западная и местами северо-восточная ориентировки. Показательно отсутствие максимумов в зоне сочленения жил Параллельной и Бурятской с Тарбальджейским разломом.

Ореолы олова и цинка. Между ореолами этих двух металлов много общего (рис. 33). Основные максимумы олова локализованы в участках сочленения разломов № 2 и Бурятского, а также жил Параллельной и Бурятской с Тарбальджейским разломом и Бурятского разлома с северо-восточными нарушениями. Повышенные концентрации цинка оказываются сопряженными с максимумами ореолов олова, располагаясь на их периферии. В этом отношении они параллелизуются с ореолами мышьяка, только цинк смещен в сторону флангов. Исключение составляет максимум олова на участке сочленения Тарбальджейского и Бурятского разломов, для которого характерны пониженные концентрации цинка.

Черты сходства и различия в поведении цинка и олова объясняются тесной связью между ними при формировании рудных тел оловорудного этапа и отсутствием такой связи в период развития жил высокотемпературной ассоциации в полевошпатовом этапе.

Ореолы свинца и серебра. Характер распределения этих элементов в ореолах очень близок между собой и в целом близок к рас-

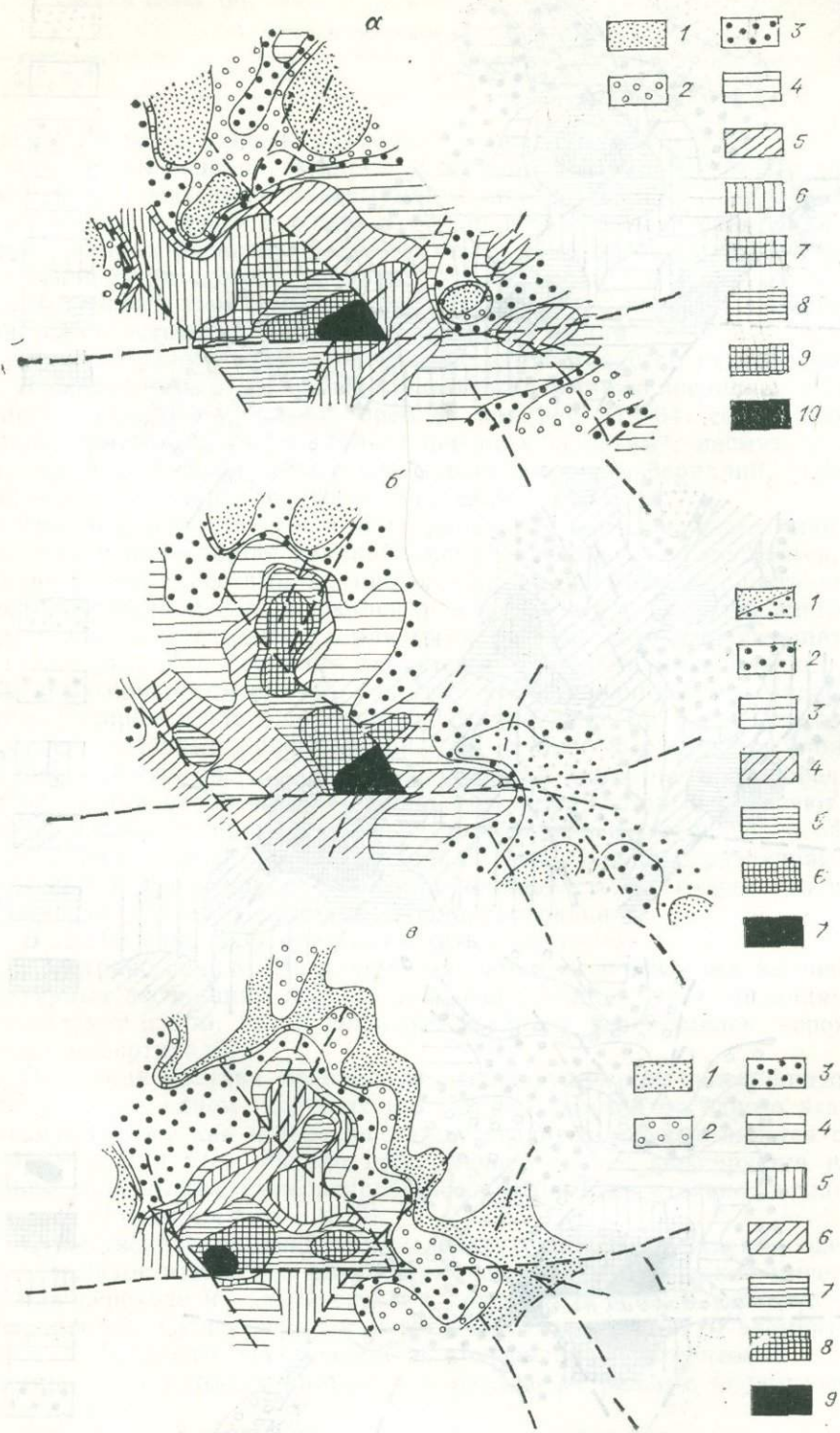


Рис. 32. Ореолы вольфрама (а), бериллия (б) и лития (в). Тарбальджейское месторождение.

1-10 — концентрации вольфрама, бериллия и лития от низких (1) до высоких (10) значений.

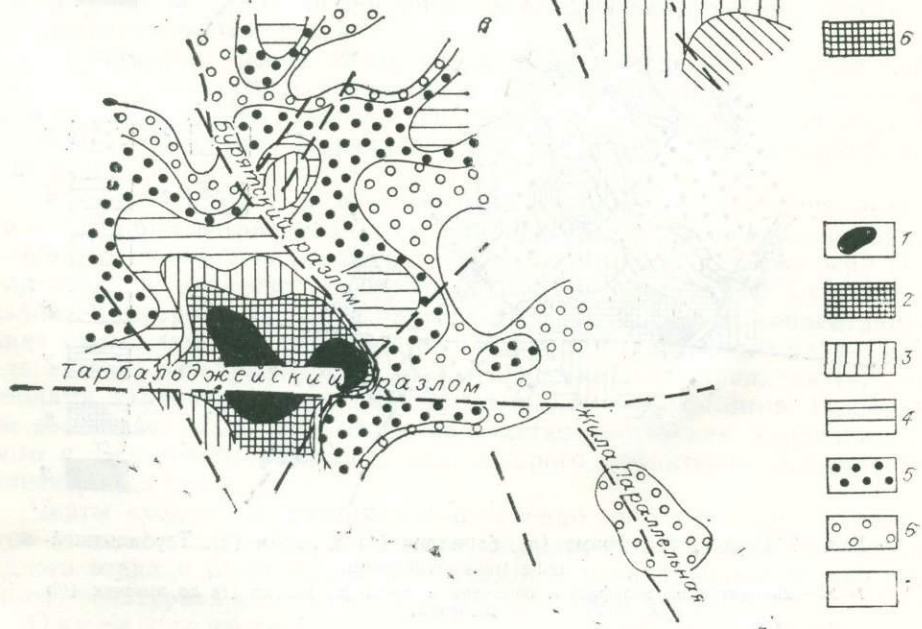
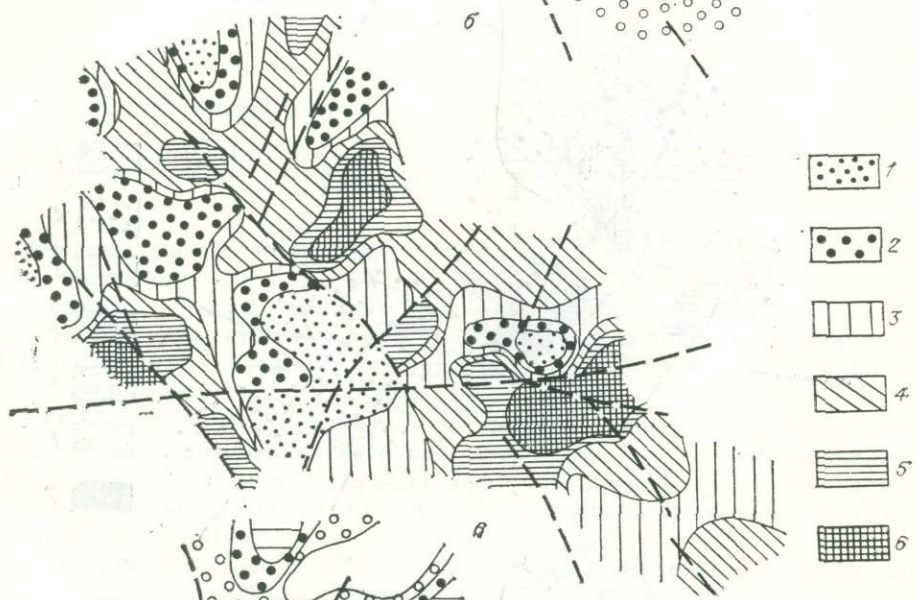
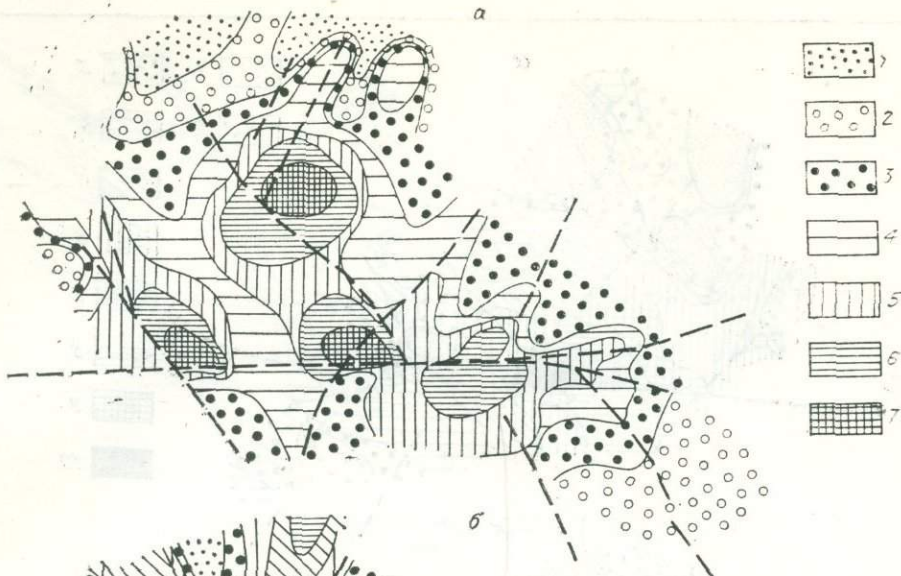


Рис. 33. Ореолы олова (а), цинка (б) и изменение отношения $\frac{\text{Sn} + \text{W} + \text{Be} + \text{Li} + \text{A}}{\text{Sn} + \text{Pb} + \text{Zn} + \text{Ag}}$ (в). Тарбальджейское месторождение.
 1—7 — концентрация олова и цинка от низких (1) до высоких (7) значений, величины отношения от высоких (1) к низким (7) значениям.

пределению цинка. Здесь хотелось подчеркнуть только тот факт, что максимумы серебра смещены в сторону центральной части месторождения относительно максимумов цинка и свинца. Максимальные концентрации серебра и олова в большинстве случаев совпадают, исключая область развития высокотемпературных ассоциаций на участке скопления Бурятского и разлома № 2 с Тарбальджейским разломом. Противоречивый характер соотношения серебра с другими элементами является следствием полигенности их концентраций.

Таким образом, грубое совпадение в пространстве центров развития оловорудного и полевошпатового этапов предопределяет общую концентрическую зональность ореолов (см. рис. 31—34) со следующей сменой элементных ассоциаций от центра к флангам⁵: висмут, молибден, литий, вольфрам, бериллий — олово, мышьяк, бериллий, серебро, цинк — серебро, цинк, свинец — цинк, свинец, серебро.

Вместе с тем для ореолов отдельных элементов, как это видно из схем, отмеченная общая закономерность существенно нарушается, что связано с особенностями их проявления во времени и пространстве. Преимущественной концентрацией в жилах полевошпатовой стадии определяется один его максимум, приуроченный к полевошпатовому штокверку. Для бериллия характерно несколько максимумов, обусловленных привнесом его как в ранний, так и поздний этапы минерализации. Распределение олова, цинка, свинца, серебра определяется несколькими стадиями минерализации, следствием чего является сложная конфигурация их ореолов. Обращает на себя внимание противоречие в распределении олова, цинка, свинца и серебра, которые образуют два ряда зональности: прямой (олово — цинк — свинец — серебро) и обратный (олово — серебро — свинец — цинк). Это связано с различиями их поведения в грейзеновом (обратная зональность) и гидротермальном (прямая зональность) этапах минералообразования.

В заключение необходимо отметить следующее.

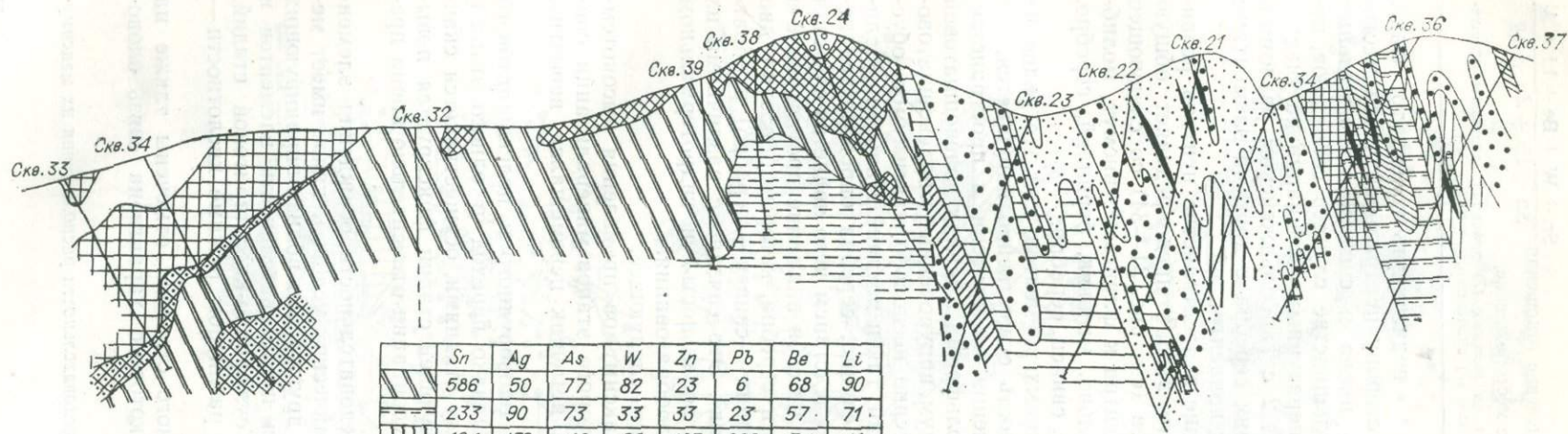
Пространственное совпадение максимумов проявления высокотемпературных ассоциаций первого и второго этапов минерализации свидетельствует о том, что рудоносный источник перемещался, вероятно, только по вертикали.

Эволюция состава ореолов для оловорудного и полевошпатового этапов идет в одном направлении. Однако переход от одного этапа к другому, так же как и переход между стадиями, осуществляется скачкообразно. При этом начало последующей стадии фиксируется повышением роли высокотемпературной ассоциации относительно конца предыдущей [Гундобин и др., 1973].

Существенное влияние на последовательность осаждения элементов оказывает изменение физико-химических условий, какое имеет место при переходе из одной среды в другую или вблизи экранирующих поверхностей. Существенно меняется последовательность элементов в рядах зональности грейзеновой и сульфидно-касситеритовой стадий, формирование которых протекает в различном режиме кислотности — щелочности.

Ореолы концентрически-зонального строения отмечены также на Харатуйском месторождении, для которого характерна связь олово-

⁵ Перечень элементов приводится в последовательности расположения их максимумов относительно центральной части.



	Sn	Ag	As	W	Zn	Pb	Be	Li
	586	50	77	82	23	6	68	90
	233	90	73	33	33	23	57	71
	124	159	48	22	183	890	54	19
	105	543	40	18	64	176	65	60
	97	48	50	490	12	5	61	84
	96	49	56	1200	10	6	80	87
	84	41	30	80	28	54	52	48
	83	92	16	24	45	199	45	17
	73	34	36	101	9	67	61	63
	73	33	80	40	14	2	46	119
	36	56	26	16	23	12	151	48
	34	58	72	16	38	22	20	17
	24	37	43	10	12	9	16	24
	23	40	10	3	54	9	17	11
	22	33	40	12	9	3	51	21
	8	49	6	17	9	4	12	6



Рис. 34. Распределение элементарных ассоциаций в разрезе через Тарбальджейское месторождение. Данные П. В. Богатырева. В таблице даны коэффициенты контрастности элементов. 1 — жилы.

рудной минерализации с локальным куполом, сформировавшимся на относительно небольшой глубине (менее 1,5 км). Особенности строения ореола можно рассмотреть на примере олова (рис. 35).

Олово образует ореол эллипсоидальной формы (размеры $2,2 \times 1,5$ км), вытянутый в северо-западном ($310-330^\circ$) направлении. Внешний контур ореола проведен по концентрации в 10 г/т. Его замыкание в северном и восточном направлениях не вызывает сомнений. За границами контура возможно лишь появление локальных ореолов, связанных с конкретными жильными или трещинными каналами. Северо-западное, западное и юго-западное ограничения ореола до некоторой степени условны, так как осуществлены на ограниченном материале в связи с перекрытием площади мощным чехлом четвертичных отложений. По отношению к неку максимум концентраций олова смещен на северо-запад примерно на 1 км.

В пределах внешнего контура выделяются области повышенных концентраций (50—100 и > 100 г/т), ориентированные в субмеридиональном и северо-западном направлениях, согласно с простираем рудных жил и общей ориентировкой ореола.

Особенности зональности ореола Харатуйского месторождения очень хорошо отражаются в изменении значений Pb/Sn отношения, для которого характерно возрастание значений от центра к флангам (см. рис. 35).

На примере Харатуйского месторождения можно проследить за соответствием состава ореолов месторождения и рудных тел. В каче-

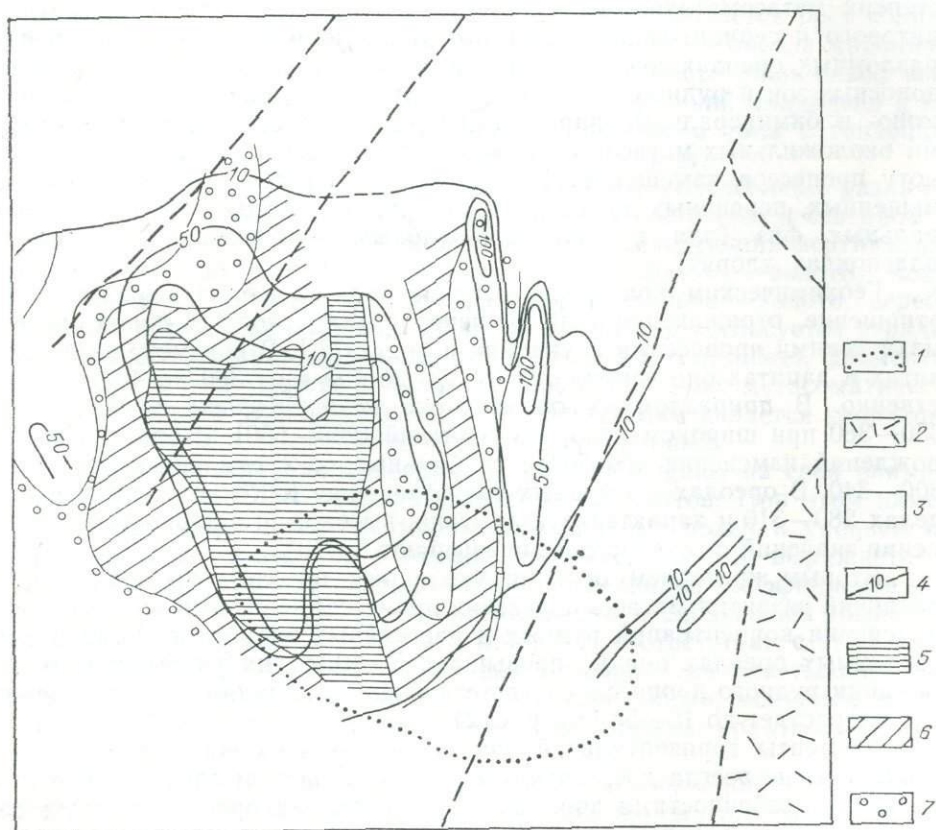


Рис. 35. Зональность ореолов Харатуйского месторождения.

1 — контур неку кварцевых порфиров; 2 — эффузивы кислого состава; 3 — осадочные образования халчегангинской свиты; 4 — ореолы олова (г/т); 5—7 — отношение Pb/Sn: 1 (5), 1—2 (6), 3—4 (7).

стве сравниваемого показателя используем отношения Pb/Sn, Pb/As, наиболее четко отображающие зональность ореолов:

	Северо-западный фланг		Южный фланг		Северо-восточный фланг	
	1	2	3	4	5	6
Pb/Sn	0,2—1,8	1,0	0,2—1,2	0,3	0,6—4,7	4,0
Pb/As	0,06—0,3	0,8	0,1—0,8	0,3	0,5—4,0	2,0

Примечание. 1 — ореолы жил северо-западной группы; 3 — ореолы жил № 1—4; 5 — ореолы жил Промежуточной, Октябрьской, Меридиональной и др.; 2, 4 и 6 — ореолы месторождения.

В целом изменение параметров околожилных ореолов согласуется с их изменением в ореолах месторождения, но характеризуется более широкими пределами значений.

Приохотский район

Отличительной чертой рудопроявлений района является связь их с глубинными источниками, вскрытие которых осуществлялось крупными зонами разломов. Поэтому морфологические черты ореолов месторождений определяются в основном особенностями развития разрывных структур. В пределах структур с однонаправленной ориентировкой трещин формируются линейные ореолы, в то время как для разноориентированных структур сопряжения и пересечения характерны ореолы изометричных очертаний.

Ореолы линейной формы, рассматриваемые на примере рудопроявления *Б*, развиваются в рамках слабоконтрастных приразломных ореолов (их краткая геологическая характеристика приводится ниже). В их пределах обособляются участки, характеризующиеся усилением гидротермальных процессов. Это проявляется прежде всего в возрастании степени метасоматического изменения пород, с развитием здесь серицитового и серицит-гидрослюдистого типов изменений, которые в приразломных ореолах проявлены очень слабо. В отличие от ореолов рудоносных зон и рудных жил в ореолах месторождений не формируются моно- и биминеральные парагенезисы, являющиеся конечными членами околожилных метасоматических колонок. Это указывает на неполноту процессов замещения. Последнее отражается и наличием незамещенных, первичных по отношению к данному типу изменений, минеральных фаз (для пропилитизированных андезитов это пироксен, плагиоклаз, хлорит).

Геохимическим критерием отличия ореолов может служить K/Rb отношение, отражающее полноту переработки исходных пород метасоматическими процессами [Гундобин и др., 1977]. В неизменных андезитах и дацитах оно изменяется от 390 до 455 и от 360 до 450 соответственно. В приразломных ореолах оно незначительно снижается до 350—380 при широком разбросе значений (200—650). В ореолах месторождений изменения его более стабильные со стремлением к уровню 300—340. В ореолах же рудных зон отношение K/Rb колеблется в пределах 280—310 и характеризуется очень высокой стабильностью, отклонения значений от среднего не превышают 5—10%.

Вторым критерием отличия указанных ореолов, вытекающим из различий развития метасоматических процессов, является контрастность изменения концентраций рудных и рассеянных элементов. Если в приразломных ореолах она не превышает 5—10, то на участках интенсификации рудного процесса, соответствующих площадям месторождений, она возрастает до 10—50 (см. рис. 21).

Элементы горизонтальной зональности в ореолах месторождений проявлены не всегда достаточно отчетливо. В общем случае они согласуются с особенностями зональности в пределах ореолов рудных тел и жильных зон, которые рассматриваются ниже.

В целом ореолы месторождений, приуроченные к системам субпараллельных нарушений, более четко обозначаются в направлении простирания рудоносных структур, чем вкрест их простирания, где в случае

развития интенсивной мелкой трещиноватости возникают трудности их обособления от ореолов жильных зон.

Ореолы, развивающиеся в участках сопряжения или пересечения рудоконтролирующих структур, рассмотрим на примере рудопроявления В, которое расположено в зоне пересечения основной рудоконтролирующей структуры северо-западного простирания с разрывами субширотного и северо-восточного плана.

На схемах (рис. 36) показано распределение в ореолах золота, серебра, молибдена, мышьяка. Из данных видно, что элементы образуют аномальные поля изометричных очертаний сложной конфигурации с тенденцией ориентировки длинных осей в субширотно-северо-восточном и северо-западном направлениях согласно с простиранием основных структур. Поля сильно дифференцированы по уровням содержаний металлов. Контрастность (K) ореолов изменяется в пределах 4—300 для золота, 3—600 для серебра, 2—60 для молибдена и 1,5—3 для мышьяка.

Аномальные поля (см. рис. 36) средней и низкой контрастности формируются вне связи с рудоносными зонами, в то время как аномалии высокой контрастности контролируются ими и представляют собой, по существу, уже ореолы рудных тел.

Площадной ореол имеет зональное строение. Намечаются два эпицентра в развитии рудного процесса: на восточном и западном флангах, которым отвечают ореолы существенно отличного состава. В центральной части западного ореола доминирующим элементом является золото (K достигает 300). Контрастность же ореолов других элементов очень низкая (серебро — до 10, молибден — до 2—3, мышьяк — фоновые содержания). К периферии максимума золота наблюдается рост концентраций серебра и молибдена. В пределах восточного ореола максимумы всех элементов практически совпадают, имеет место лишь слабо выраженная тенденция смещения повышенных содержаний молибдена к югу. Мышьяк здесь также образует ореол площадного типа с тенденцией смещения наиболее высоких концентраций к северу.

Наблюдаемое изменение состава ореолов обусловлено различием уровня эрозионного среза. Он уменьшается в восточном и северном направлениях. Соответственно можно наметить следующий вертикальный ряд элементных ассоциаций (снизу вверх): золото — золото, молибден, серебро — золото, молибден, серебро, мышьяк — золото, серебро, мышьяк. Предложенный ряд зональности хорошо согласуется с рядами зональности, устанавливаемыми для рудных зон (см. ниже). Элементная зональность увязывается с зональностью площадных метасоматических преобразований. В западной части доминирующим является хлоритовый тип изменений, а в восточной — хлорит-серицитовый.

При сопоставлении приведенных схем обращают на себя внимание различные масштабы ореолов отдельных элементов. При этом намечается корреляция между размерами аномальных полей и уровнем концентрирования элементов в рудном процессе, который выражается величиной коэффициента контрастности. По величине коэффициента контрастности все элементы можно расположить в следующий убывающий ряд: серебро, золото, молибден, мышьяк. В соответствии с этим наиболее широкие ореолы характерны для серебра. Они охватывают почти всю рассматриваемую площадь. Далее идут золото, молибден и затем мышьяк, для которого типичны локальные ореолы, практически не выходящие за пределы влияния рудоносных зон.

Подобные соотношения между размерами ореолов отдельных элементов и их значимостью в рудном процессе просматриваются и на других месторождениях. В частности, на месторождениях Хапчерангинского района эта зависимость прослеживается при сопоставлении ореолов грейзенового этапа для молибдена и висмута, с одной стороны, и олова, вольфрама, бериллия, лития — с другой. Первые два элемента менее

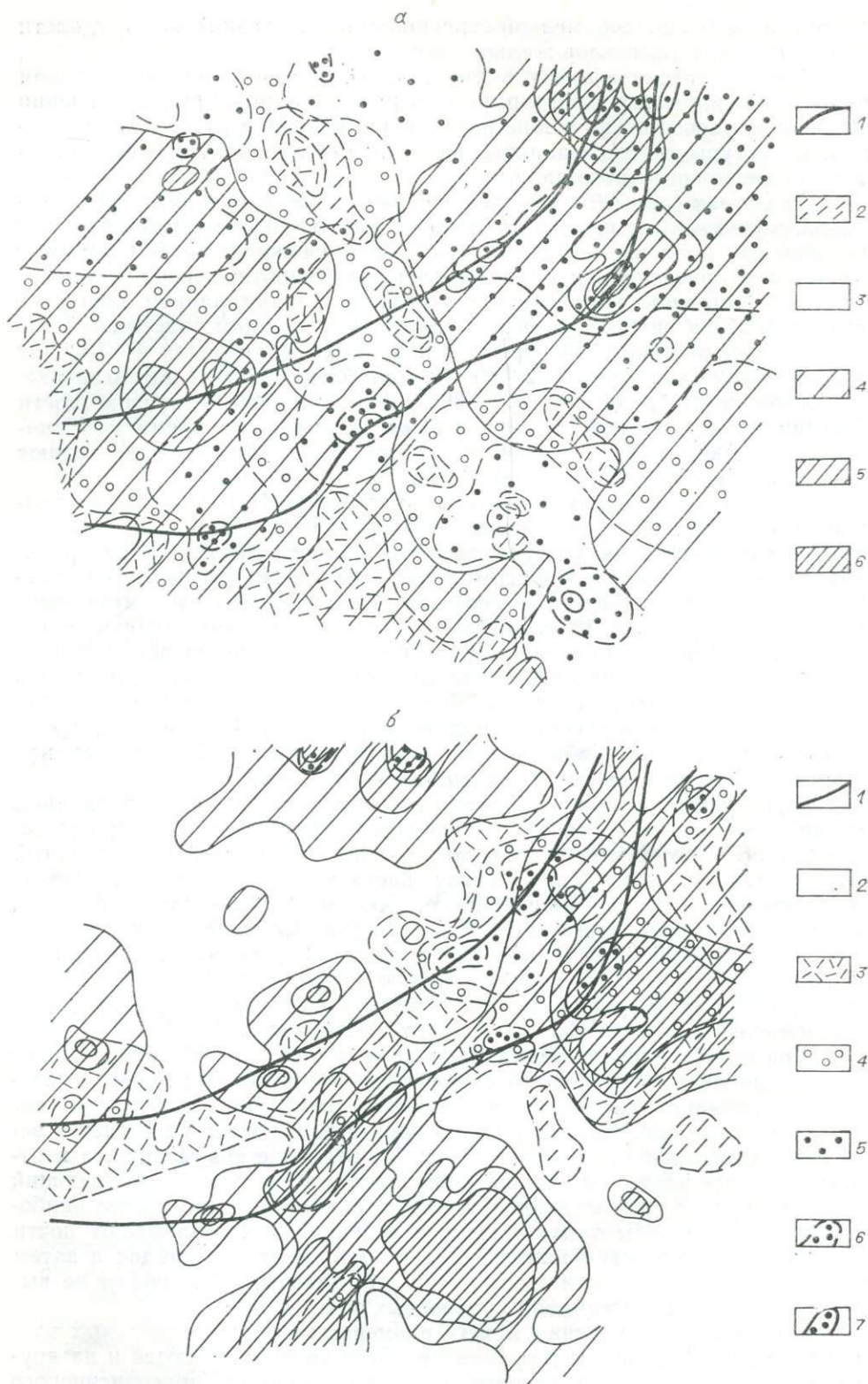


Рис. 36. Ореолы серебра и золота (а), молибдена и мышьяка (б).
Поверхность рудопроявления В.

а — 1 — жилы; 2—6 — концентрации молибдена и золота: 2 — ниже фоновых, 3 — фоновые, 4—6 — выше фоновых; б — 1 — жилы; 2—7 — концентрации серебра и мышьяка: 2 — фоновые, 3—7 — выше фоновых. Густота штриховки и крапа соответствует возрастанию содержания.

характерны для рудного процесса, чем последние, соответственно и размеры их ореолов меньше. Аналогичные соотношения были отмечены в рудном поле Шахтаминского месторождения [Таусон и др., 1971].

Данная закономерность накладывает определенные ограничения на использование элементных соотношений при интерпретации зональности аномальных полей. В рассмотренном выше примере отношение мышьяка к золоту в западном поле уменьшается от центра к флангам. В соответствии с установленной зональностью (мышьяк обогащает верхние горизонты) это должно отвечать возрастанию уровней среза. Фактически данный показатель отражает только более локальное распространение ореолов мышьяка. Действительно, при анализе отношений элементов с близкими уровнями контрастности картина получается иной: так, имеющее генетический смысл отношение Ag/Au возрастает от центра к флангам, что означает уменьшение среза в этих направлениях и что согласуется с особенностями состава рудной минерализации. При сопоставлении же отдельных относительно независимых аномальных полей (западное и восточное) отношение мышьяка к золоту отражает различие в их уровне формирования.

Наблюдаемое соответствие между масштабами площадных ореолов отдельных элементов и их ролью в рудном процессе является достаточно общей закономерностью. Для околорудных ореолов данная закономерность отмечалась многими исследователями. Применительно к ореолам месторождений такой пример описан К. М. Мукановым (1963). Приводимые в его работе схемы показывают, что площадные ореолы меди значительно превосходят по своим масштабам ореолы свинца (рис. 37), что согласуется с составом руд, в которых доминирующим компонентом является медь.

Ореолы центрального типа в вулканогенных рудных системах возникают и в случае структурной сопряженности в развитии гидротермального процесса с субвулканическими интрузиями. В рассматриваемом районе к ним можно отнести поля аргиллизитов с близкой к концентрической зональностью метасоматических изменений. В общем виде от центра к флангам наблюдается последовательная смена монокарцитовых зон зонами каолин-алунитового, гидрослюдистого, серицитового

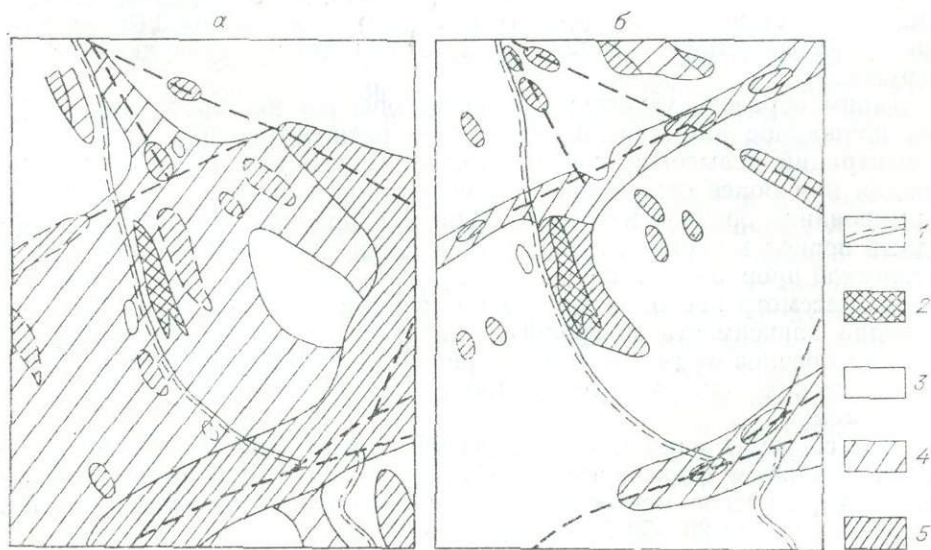


Рис. 37. Площадные ореолы меди (а) и свинца (б) на одном из медных месторождений Казахстана. По К. М. Муканову (1963).

1 — граница между свитами; 2 — рудное тело; 3 — фоновые содержания; 4, 5 — ореолы меди и свинца соответственно с содержанием (%): до 0,01 (4) и >0,01 (5).

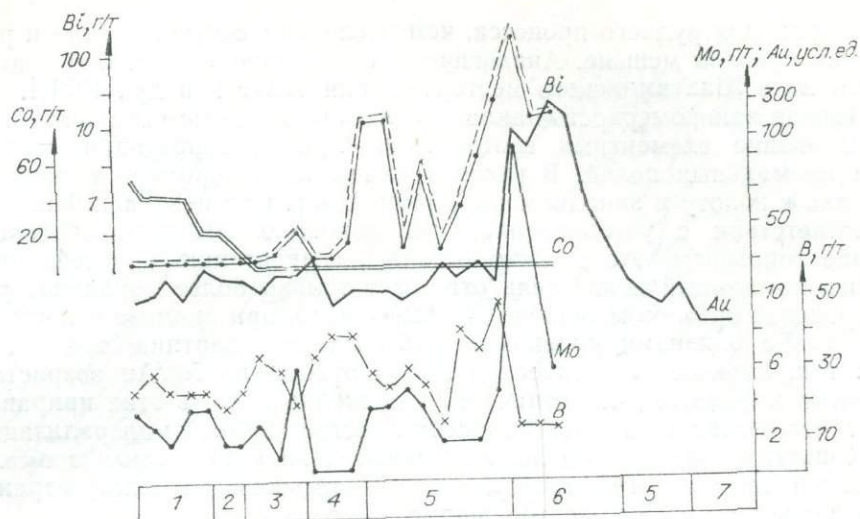


Рис. 38. Распределение ряда элементов в полях аргиллизитов.
 Цифры внизу (1—7) — типы замещений: 1 — пропилитовый, 2 — пропилитовый с палочным гидрослюдам, 3 — кварц-каолинитовый, 4 — кварц-каолинитовый с самородной серой, 5 — кварц-каолинит-алунитовый, 6 — монокварциты, 7 — окварцованные аргиллизиты с самородной серой.

и пропилитового замещений. Поведение рудных элементов здесь довольно сложное, так как зоны привноса чередуются с зонами выноса, но в целом их распределение согласуется с особенностями состава метасоматитов. Последнее показано на обобщенном разрезе (рис. 38).

Формирование ореольных полей концентрического типа, вероятно, является достаточно распространенным явлением в вулканогенных системах. В качестве примера можно сослаться на недавно опубликованную работу М. М. Константинова и Х. Х. Лайпанова (1978), в которой рассмотрены особенности метасоматической и рудной зональности на одном из золото-серебряных месторождений Прихотья. Судя по составу метасоматических зон и приуроченным к ним рудным минералам, для месторождения вероятными являются площадные ореолы с центральным типом зональности относительно субвулканической интрузии.

Таким образом, характерной чертой ореолов месторождений является площадное или линейно-площадное распространение аномальных концентраций невысокой контрастности. Контрастность их обычно на порядок или более отличается от контрастности околорудных ореолов. Формирование ореолов месторождений, как правило, начинается в до-рудный период и часто сопровождается площадной предрудной метасоматической проработкой пород.

Из рассмотренного материала по ореолам месторождений отчетливо видна зависимость морфологии, характера зональности и продуктивности ореолов от геолого-структурных условий формирования рудно-магматических систем. Выявленные закономерности сводятся к следующему.

1. В системах одноэтапного развития с неглубоко залегающим рудоносным очагом формируются ореолы с центральным типом зональности (Харатуйское месторождение) и достаточно высоким уровнем контрастности (до 20—50).

2. Для систем с относительно глубоким расположением рудоносного источника отмечается линейный тип ореолов с более низким уровнем контрастности, в изученном случае он колеблется от 2 до 10. Характер зональности ореола зависит от особенностей развития разрывных струк-

тур, определявших направление движения растворов. При однонаправленном развитии разрывных нарушений наблюдается зональность со сменой элементарных ассоциаций в направлении последовательного раскрытия рудоносных структур. Такой тип ореолов характерен для Хачерангинского месторождения. В том случае, если реализация рудоносных очагов осуществляется по системе разноориентированных трещин, могут формироваться ореолы с центральным (или приближающимся к нему) типом зональности. Такое строение ореолов имеет место на флангах Тарбальджейского месторождения.

3. В системах полиэтапного развития образуются ореолы очень сложного строения. Их морфология и зональность зависят от относительного расположения рудоносных очагов и от путей миграции рудных растворов. В случае преимущественно вертикальной миграции очага и движения растворов сопоставимого состава по одним и тем же трещинным структурам образуются совмещенные ореолы с зональностью усложненного типа. Примером их могут служить ореолы Тарбальджейского месторождения, образование которых обусловлено двумя этапами минерализации, эпицентры развития которых в общих чертах совпадают. В принципе в системах полиэтапного формирования возможны самые различные сочетания в строении ореолов. Расшифровка их требует изучения состава и особенностей развития минерализации для каждого этапа.

4. В системах с глубинным расположением рудоносного источника с преобладающим развитием субпараллельных нарушений формируются ореолы линейного типа со слабо выраженной зональностью в направлении простирающихся рудоконтролирующих структур. В участках сопряжения и пересечения разноплановых структур образуются ореолы изометричных очертаний. Характер ореолов в системах этого типа зависит также от глубины образования месторождений. В условиях малых глубин формируются интенсивные ореолы, охватывающие всю площадь месторождения (объекты *Б* и *В*). Возрастание глубины становления ведет к сужению ореолов и уменьшению их продуктивности. В ряде случаев (объект *Г*) ореолы месторождений вообще могут не картироваться на фоне слабых региональных ореолов. В этом случае показателем развития рудной стадии процесса может служить возрастание дисперсии содержания на участках месторождений.

5. Наряду с глубиной залегания рудоносного очага на продуктивность ореолов большое влияние оказывает проницаемость среды. В тектонически мобильных условиях с высокой степенью трещиноватости вмещающих пород уже на раннем этапе образуются ореолы с высокой степенью контрастности, которая может достигать значений 50—100 и более.

Представление об изменении величин контрастности и продуктивности ореолов месторождений, формировавшихся в различных условиях, но относящихся к одному типу флюидных систем, дает пример Хачерангинского рудного узла. Он показывает, что прямое сравнение объектов в целях их перспективной оценки по величине продуктивности ореолов является неправомерным. Оно должно учитывать изменение геолого-структурных условий формирования месторождений. Поскольку эти факторы на сегодня не могут быть оценены количественно, то сравнение месторождений по продуктивности ореолов применимо только для однотипных (по всем признакам) объектов и является весьма приближенным.

ОРЕОЛЫ РУДНЫХ ТЕЛ

В последние 10—15 лет большое внимание уделяется изучению околорудных ореолов, так как эти исследования, с одной стороны, позволяют решать практические задачи по перспективной оценке месторождений,

а с другой — являются инструментом для познания процессов рудообразования. Центральное место при изучении околорудных ореолов занимают вопросы вертикальной и, в меньшей мере, поперечной зональности. Анализу вертикальной зональности околорудных ореолов посвящено большое число публикаций. Характерной особенностью их является акцентирование внимания на положительных примерах, что формирует представление об относительной простоте и достаточно полном решении проблемы поисков скрытого оруденения. На практике же приходится сталкиваться не только с положительными, но и с отрицательными примерами (возможно, не менее, если не более многочисленными), что порождает элементы скептицизма в отношении самого метода и сдерживает его широкое использование геологическими службами разведочных и эксплуатационных предприятий. Представляется, что выяснение факторов нарушающих и осложняющих направленное изменение геохимических характеристик ореолов имеет важное значение для понимания развития рудного процесса и выработки критериев для прогнозной оценки. При дальнейшем изложении мы остановимся на отдельных вопросах этой проблемы.

Поперечная зональность околорудных ореолов

Теоретические аспекты миграции элементов в околожильном пространстве рассмотрены в работах Р. И. Дубова (1964, 1966), В. С. Голубева, и А. А. Гарибянца (1968), В. С. Голубева и А. А. Беуса (1968) и других исследователей. Следует отметить, что практическое использование теоретически выведенных формул миграции вещества в гидротермальном процессе затруднено тем, что для их решения «необходимо знать длительность времени рудообразования, константы равновесия и скоростей адсорбции, диффузии, химических реакций и т. п.» [Голубев, Беус, 1968, с. 78]. Многие из этих параметров остаются на сегодня неопределенными.

При рассмотрении конкретных графиков концентраций вкрест простирания жил обращает на себя внимание различное поведение элементов в ореолах относительно жильного канала. Наиболее характерен случай приуроченности максимальных концентраций большинства элементов к зальбандам жилы с постепенным их падением по мере удаления от нее. Наряду с этим отмечаются случаи с разобщенным расположением максимумов с различным положением их относительно жилы. Причины, определяющие различный характер поведения элементов в ореолах, достаточно разнообразны. На их распределение влияют изменение физико-химических условий рудоотложения, состав растворов, стадийность процесса и другие факторы.

На рис. 39 и 40 показано распределение золота и серебра по зонам

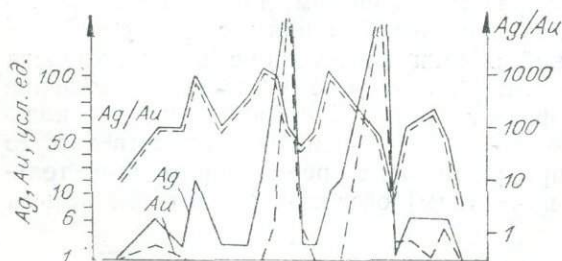


Рис. 39. Распределение золота, серебра и изменение серебряно-золотого отношения вкрест простирания зоны окварцевания с существенно серебряной минерализацией.

окварцевания, сопровождающимся одним и тем же типом метасоматических изменений, с развитием пропилитовых ассоциаций во внешних и кварц-адуляр-гидрослюдистых во внутренних зонах, но существенно отличающихся по содержаниям золота и серебра. Кривые изменения Ag/Au отношения наглядно иллюстрируют соотношение между ними. Для одной из зон

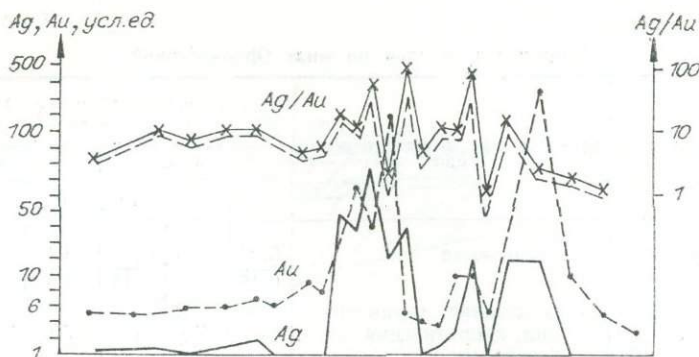


Рис. 40. Распределение золота, серебра и изменение золото-серебряного отношения вкосте простираения зоны окварцевания с золото-серебряной минерализацией.

это отношение редко опускается ниже 100, а для второй оно колеблется в пределах 10 и только в участках развития прожилков поднимается до 20—40, редко до 100. Следствием различий в уровне содержаний золота и серебра в исходных растворах является разный характер их распределения в ореолах. В первом случае более локальные ореолы образует золото, а во втором — серебро, что можно объяснить изменением граничных условий устойчивости комплексов золота и серебра при изменении их содержаний в растворах [Барнс, Чаманский, 1970; Павлов, 1971; Павлов, Павлова, 1971].

Влияние меняющихся условий на распределение отдельных элементов в ореолах можно показать на следующем примере. Рис. 41, В иллюстрирует смещение максимумов цинка и свинца в сторону от жилы относительно олова в ореоле маломощного прожилка с олово-полиметаллической минерализацией. В. Д. Пампурой и другими (1969) пока-

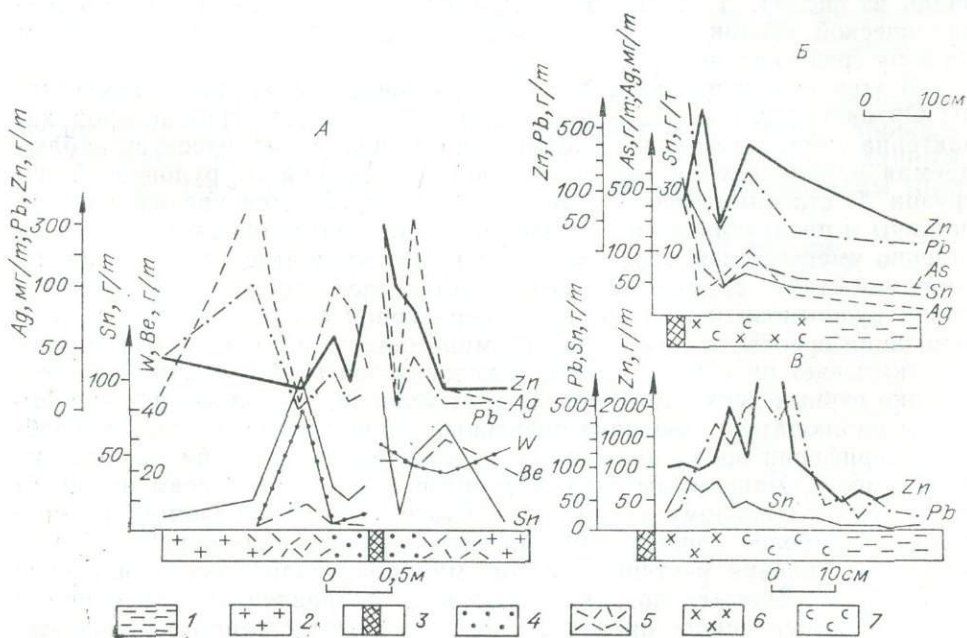


Рис. 41. Распределение некоторых элементов около кварцевых прожилков с олово-полиметаллической минерализацией.

1 — сланцы, 2 — кварцевые порфиры, 3 — жила, 4 — хлорит-карбонатное замещение, 5 — грейзенизация, 6 — хлоритизация, 7 — серцитизация.

Параметры ореолов по жиле Ортоклазовой

Положение разрезов (см. рис. 42)	Характер околорудных изменений	Продуктивность (числитель, М.‰) и мощность (знаменатель, м)					
		жилы			ореола		
		Sn	Pb	Ag*	Sn	Pb	Ag*
Восточный фланг (А—А)	Грейзенизация	0,03 0,15	0,30 0,15	0,45 0,15	0,043 9,0	0,08 0,6	0,08 0,6
Западный фланг (Б—Б)	Окварцевание, серицитизация, хлоритизация, карбонатизация	0,01 0,2	0,62 0,2	0,60 0,2	0,009 1,4	0,24 10,6	0,41 10,6

* Значения продуктивности умножены на 1000.

зано, что развитие ореола происходит в пределах единой метасоматической колонки, включающей внутреннюю хлоритовую и внешнюю хлорит-мусковитовую зоны. Поэтому разобщение максимумов олова, свинца и цинка в ореоле можно объяснить только с позиций различной устойчивости их соединений, в виде которых они мигрировали в растворах. Исходя из состава метасоматических зон, осаждение свинца и цинка протекало в более кислотных условиях в сравнении с оловом при одновременном снижении температуры. В колонках с непроявленной зональностью такого разобщения не наблюдается (рис. 41, Б).

Возможной причиной образования ореолов с совмещенным типом расположения максимумов является одновременность поступления растворов различного состава. В противном случае трудно найти объяснение соосаждения в призальбандовой зоне весьма разнородной группы элементов (свинец, цинк, серебро, олово, вольфрам, бериллий), как это видно из рис. 41, А. В данном случае фиксируется наложение полиметаллической стадии с хлорит-карбонатным замещающим комплексом на зону грейзенизации.

В этом отношении показательное поведение элементов в ореоле жилы Ортоклазовой (Тарбальджейское месторождение), для которой характерна смена оловорудной ассоциации на полиметаллическую, наблюдаемая в направлении (на северо-запад) удаления от рудоносной интрузии. В строении ореолов данная смена отражается увеличением их ширины и продуктивности для элементов полиметаллической и соответственно уменьшением этих показателей для элементов оловорудной ассоциации (табл. 21, рис. 42), что является следствием меняющихся условий рудоотложения. В высокотемпературной области развития грейзенизации ореолы свинца и серебра минимальны, а олова максимальны, что указывает на неблагоприятные условия зон грейзенизации для осаждения первых двух элементов. В этих условиях, казалось, должно было бы наблюдаться смещение ореольных концентраций свинца и серебра к периферии ореолов олова. В действительности такая картина не имеет места, максимумы всех элементов оказываются совмещенными и тяготеют к жильному каналу. Для объяснения наблюдаемого распределения наиболее приемлемым является представление о одновременности поступления растворов, которыми приносились олово и свинец с серебром. Естественно, что отмеченное направленное изменение в строении комплексного ореола жилы может существенно нарушаться, если разрыв во времени между двумя импульсами поступления растворов будет значительным.

Показательным является распределение молибдена и вольфрама в ореолах кварц-молибденитовых жил Шахтаминского месторождения

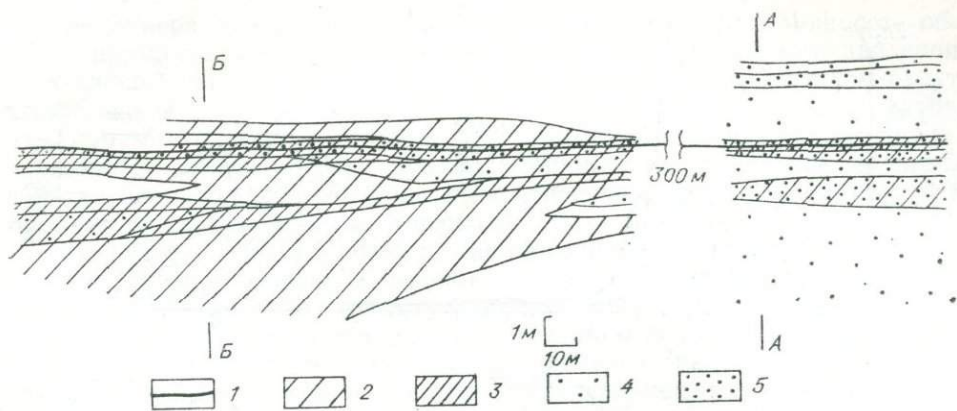


Рис. 42. Ореолы олова и свинца около жилы Ортоклазовой. Тарбальджейское месторождение. А—А и Б—Б—линии разрезов, данные по которым приведены в табл. 21. 1—жила; 2—5—ореолы свинца (2, 3) и олова (4, 5) с содержанием выше $C_{\Phi} + \sigma$ (2, 4) и выше $C_{\Phi} + 3\sigma$ (3, 5).

[Петровская, 1971; Гундобин, Петровская, 1975]. В общем для молибдена отмечается последовательное снижение концентраций от зоны кварц-серицитового замещения в приальбандовой части к неизменным гранодиоритам. Участки калишпатизации на фоне кварц-серицитового замещения характеризуются понижением концентраций молибдена, а на фоне слабоизмененных гранодиоритов их повышением (рис. 43). В тех случаях, когда калишпатизация развивается в условиях повышенного кислородного потенциала, что фиксируется появлением гематита, наблюдаются пониженные содержания молибдена и в первом, и во втором вариантах. Для вольфрама характерна ярко выраженная тенденция накопления в участках калишпатизации (см. рис. 43). Развитие по метасоматитам кварц-молибденитовой стадии кварц-каолинит-гидрослюдистого замещения, связанного с поздней полиметаллической стадией, приводит к перераспределению и выносу из околожильной зоны как молибдена, так и вольфрама (Петровская, 1971).

В заключение хотелось бы обратить внимание на одну особенность ореолов, формирующихся около изолированных маломощных прожилков. Как видно из графиков (см. рис. 41 и 44), построенных по данным тонких (0,5—1 см) распилов, переход к фоновым содержаниям (при

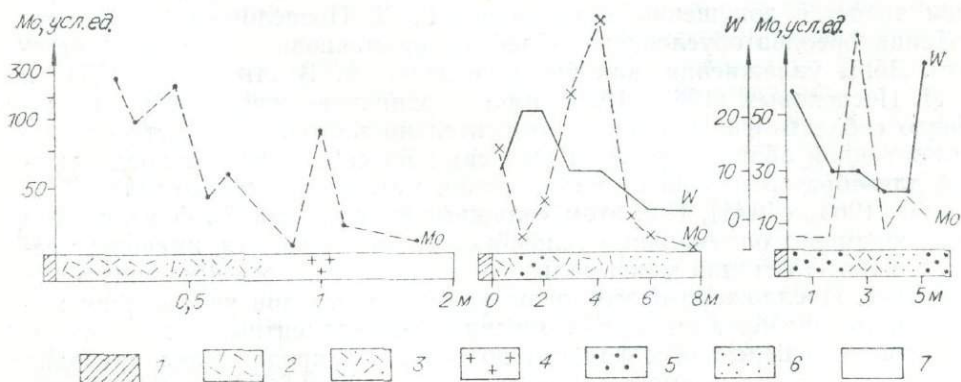


Рис. 43. Распределение вольфрама и молибдена в зависимости от состава измененных пород. Шахтаминское месторождение. Данные С. Г. Петровской.

1 — кварц-молибденитовые жилы; 2 — кварц-серицитовое замещение; 3 — слабоизмененные гранодиориты; 4 — калишпатизированные гранодиориты; 5 — калишпатизированные с гематитом гранодиориты; 6 — преимущественно гидрослюдисто-карбонатное замещение; 7 — практически неизмененные гранодиориты.

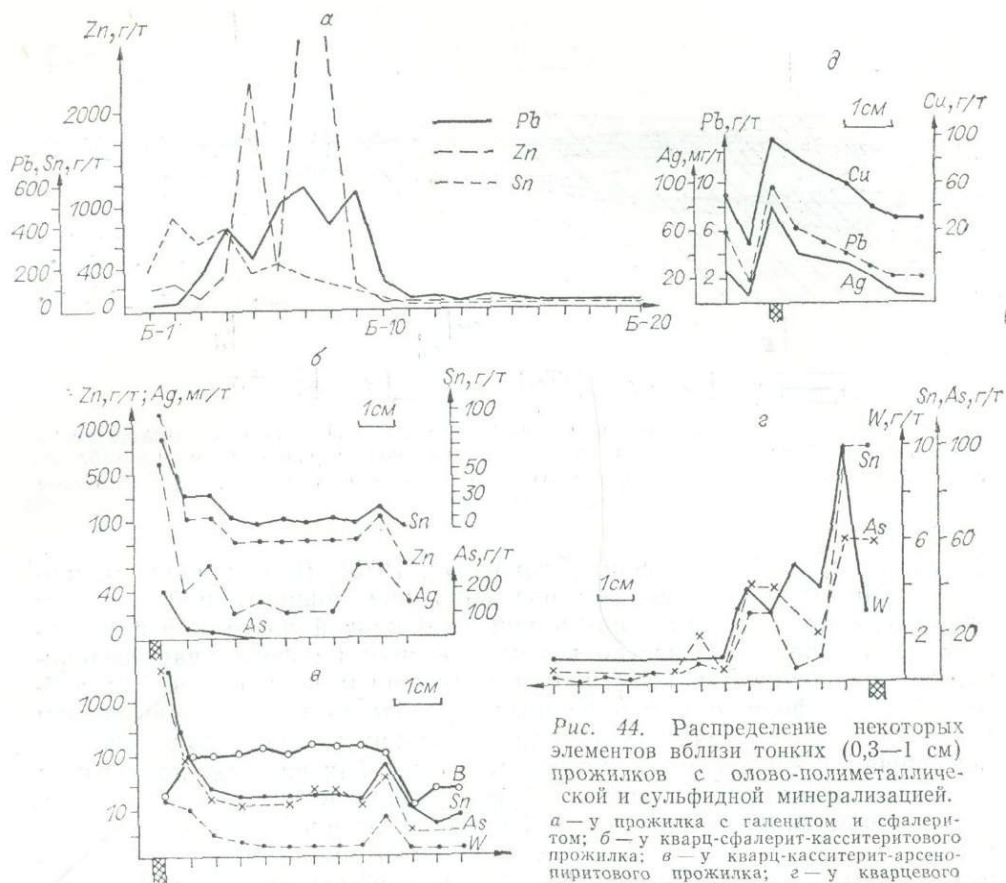


Рис. 44. Распределение некоторых элементов вблизи тонких (0,3—1 см) прожилков с олово-полиметаллической и сульфидной минерализацией. а — у прожилка с галенитом и сфалеритом; б — у кварц-сфалерит-касситеритового прожилка; в — у кварц-касситерит-арсенипиритового прожилка; г — у кварцевого прожилка с вольфрамитом и касситеритом; д — у кварцевого прожилка с пирротинном.

достигнутой чувствительности и точности анализа), несмотря на разный уровень содержаний отдельных элементов и различие их миграционных свойств, происходит практически на одном и том же отрезке. Это указывает на то, что ширина таких ореолов не зависит от индивидуальных свойств элементов, а определяется более общими причинами, в одинаковой степени влияющими на всю группу элементов в ореоле. Вероятным является допущение, высказанное Г. Л. Поспеловым, о том, что граница ореолов обусловлена областью промачивания породы раствором. Зоны увлажнения, как было показано А. В. Лыковым (1954) и Г. Л. Поспеловым (1963, 1973), имеют граничную поверхность, отделяющую «область фильтрации от относительно застойной области или неувлажненной области, которая уже сама по себе является предпосылкой для образования на ее месте границ метасоматического тела» [Поспелов, 1963, с. 141]. При этом «влажные участки как бы фиксируют в своих размерах оптимальные условия своего образования, имевшие место на какой-то стадии максимального гидротермального промачивания» (там же). Предложенный механизм формирования зон увлажнения может быть положен в основу образования многоэлементных ореолов с единой границей перехода к фоновой области. Эта предпосылка приводит к выводу, что все элементы, участвующие в строении ореолов такого типа, одновременно содержатся в просачивающемся во вмещающие породы растворе. Вероятно, такой характер распределения элементов в ореоле может служить одним из критериев одностадийности процесса.

Иной характер распределения элементов должен наблюдаться на границе фоновых и аномальных концентраций при совмещении в одном

канале минерализации двух или большего числа стадий. Мощность области промачивания прямо связана с величиной трещинного давления и интенсивностью поступления раствора. Естественно, ее размеры будут неодинаковы для различных стадий, так как трудно ожидать, чтобы эти параметры могли сохраниться неизменными длительное время. Следствием смены состава рудных компонентов в растворе является формирование ореолов с зональным строением, что и наблюдается в ореолах жил, образованных в несколько стадий.

Приведенные разрозненные и немногочисленные примеры строения околожильных ореолов показывают, что не только градиентом концентрации и миграционной способностью элементов определяется их поведение в ореолах, важное значение имеет динамика процесса и исходный состав растворов. Необходимость всестороннего анализа распределения элементов в ореолах нам представляется очевидной, так как накопление материала в этой области позволит глубже понять многие вопросы миграции рудных элементов в гидротермальном процессе.

Вертикальная зональность околорудных ореолов

Л. Н. Овчинниковым и С. В. Григоряном (1970) применительно к ореолам было высказано представление об универсальном ряде зональности. Предложенный ряд зональности (сурьма — мышьяк — барий — серебро — свинец — цинк — медь — висмут — вольфрам — молибден — олово — кобальт — никель — бериллий) в общем виде согласуется с зональным развитием рудной минерализации, что в свое время было отмечено В. Эммонсом. Вместе с тем при изучении конкретных объектов нередко приходится сталкиваться с рядами зональности, заметно отличающимися от вышеприведенного, что не является неожиданным, так как примеры обратной рудной зональности и зональности усложненного типа неоднократно рассматривались в литературе. Ниже мы остановимся на примерах, иллюстрирующих влияние отдельных факторов на зональное распределение элементов в ореолах.

На Хапчерангинском месторождении, как уже указывалось, в направлении удаления от штока гранит-порфиров происходит закономерная смена ранних высокотемпературных минеральных ассоциаций более поздними низкотемпературными парагенезисами. В соответствии с этим для большинства жил наблюдается направленное изменение параметров сопровождающих их ореолов. Согласно рудной зональности, для которой характерен стандартный ряд олово — цинк — свинец, серебро смена элементных ассоциаций в ореолах отвечает приведенной последовательности в случае жил одностадийного развития. В оловорудных жилах без наложенного полиметаллического оруденения в направлении на юг и по восстанию жил закономерно уменьшаются отношения Sn/Pb, Sn/Zn, Sn/Ag, Zn/Pb. В ореолах жил с полиметаллическим оруденением наиболее закономерно изменяются отношения Zn/Pb, Zn/Ag, Pb/Ag — элементов, тесно связанных с развитием именно этой стадии. В то время как в изменении содержаний олова и его отношений с указанными элементами не всегда обнаруживаются четкие закономерности, нередки и обратные (по отношению к ореолам оловорудных жил) тенденции (табл. 22). Причины этих отклонений, вероятно, обусловлены особенностями развития слабо проявленной в полиметаллических жилах ранней оловорудной ассоциации.

Изменение рядов зональности, как следствие телескопированного развития разновременных минеральных ассоциаций, отмечается для жил Параллельной, Параллельной II и Спектральной. В пределах первых двух жил наблюдается наложение поздней полиметаллической стадии на раннюю касситерит-сфалеритовую ассоциацию. Следствием

Изменение средних содержаний элементов (г/т) и их отношений в ореолах по простиранию полиметаллических жил

Сечение жилы	Zn	Pb	Sn	Ag	Zn/Pb	Pb/Sn	Zn/Sn	Zn/Ag	Pb/Ag	Sn/Ag
<i>Жила Промежуточная (горизонт штольни № 33; 1070,2 м)</i>										
Северное	2540	870	4,5	2,4	2,9	19	565	1 055	363	2
Среднее	800	300	19,5	1,8	2,7	15	41	445	166	11
Южное	233	178	28,1	0,7	1,3	6	8	334	254	40
<i>Жила Свинцовая (горизонт штольни № 30, 1120,7 м)</i>										
Северное	1400	119	15,1	1,5	12	8	93	937	78	10
Среднее	500	127	21,4	1,3	3,9	6	24	384	98	16
Южное	70	26	6,7	0,9	2,7	4	10	78	29	7
<i>Жила Полиметаллическая (поверхность)</i>										
Северное	1000	20	10	0,10	50	2	100	10 000	200	100
Среднее	200	60	7	0,07	3,3	9	29	2 860	860	100
Южное	80	50	14	0,06	1,6	4	6	1 330	830	233

этого является сложный характер распределения основных рудных минералов в жилах и соответственно усложненное изменение индикаторных отношений элементов в ореолах (табл. 22, 23).

Для северного фланга жилы Спектральной характерно наложение минерализации полиметаллической стадии на раннюю кварц-касситерит-арсенопиритовую ассоциацию. В результате этого возрастание в ореолах концентраций серебра, свинца, цинка происходит не в южном, а в северном направлении.

В целом для месторождения типично пространственное разобщение разновозрастных минеральных ассоциаций с последовательным смещением во времени областей их проявления на юг. Поэтому отмеченное нарушение рядов зональности для Хапчерангинского месторождения является скорее исключением, чем правилом. В тех же случаях, когда области разгрузки для различных стадий минерализации совпадают, развитие ореолов с обратным и усложненным типом зональности становится определяющим. В рассматриваемом районе такая картина наблюдается на Тарбальджейском месторождении, о чем говорилось выше.

Примеры пространственного совмещения оруденения различных стадий или этапов минерализации достаточно многочисленны [Абрамсон и др., 1973; Геохимические..., 1974; Григорян и др., 1969; Лидин, 1973; Петровская, 1971; Покалов, 1972; и др.]. В связи с этим можно приве-

Таблица 23

Изменение средних концентраций (г/т) и индикаторных отношений в ореолах жил Параллельной и Параллельной II

Положение разрезов	Sn	Zn	Pb	Ag	Zn/Sn	Pb/Sn	Zn/Pb
<i>Параллельная</i>							
Северный фланг	24	4200	1200	4,2	175	50	4
Центр	50	6000	500	1,7	120	10	12
Южный фланг	24	6000	340	0,6	250	14	18
<i>Параллельная II</i>							
Северный фланг	14	240	100	0,003	17	7	2
Центр	19	1000	150	0,13	53	8	7
Южный фланг	17	180	180	0,20	11	11	1

ти высказывание С. В. Григоряна [Геохимические..., 1974] о том, что «дальнейшее изучение полиформационных геохимических ореолов... является чрезвычайно актуальной задачей в связи с тем, что подобные ореолы, как показывают исследования последних лет, пользуются более широким распространением, чем считалось ранее» (с. 89).

Несомненно, что и ряд других факторов влияет на последовательность расположения элементов в рядах зональности. В частности, современные представления о миграции рудных элементов в гидротермальных растворах допускают существование широкого круга комплексных соединений с различными комплексообразователями, которые характеризуются различной устойчивостью. Существование тех или иных комплексных соединений определяется составом и термодинамическими условиями существования растворов. Поэтому логично предположить, что изменение исходных составов растворов должно влиять на последовательность осаждения рудных элементов из них. Ограниченность наших знаний о составе исходных растворов и формах миграции элементов не позволяет иллюстрировать высказанное положение прямыми примерами, но оно может быть показано на основе анализа косвенных данных.

В этом отношении показательна позиция в рядах зональности молибдена и вольфрама на молибденовых месторождениях и вольфрама, олова, молибдена и бериллия — на оловорудных. В ореолах грейзенового этапа Хапчерангинского и Тарбальджейского месторождений самое нижнее положение занимает молибден, далее идут вольфрам и бериллий; а затем олово. Существенно иная последовательность отмечается в ореолах штокверковых зон полевошпатового этапа (Тарбальджейское месторождение), для которых характерен ряд $Mo-W-Sn-Be$. Более дальняя миграция бериллия относительно вольфрама и олова наблюдается и в ореолах жильных тел этого этапа. В них отношение Be/Sn растет от центра к флангам. Возможной причиной относительного смещения центров накопления указанных элементов в ореолах является изменение состава растворов. Судя по составу жильного выполнения и широкому распространению вкрапленного флюорита во вмещающих породах, растворы, формировавшие оруденение второго этапа были обогащены фтором относительно образований первого этапа. Повышенной активностью фтора определяется большая подвижность соединений вольфрама и особенно бериллия (Смирнов и др., 1965; Иванов, 1972; Брызгалин, 1967), что и приводит к смене их мест в ряду зональности. Проявлению данной тенденции способствовало, вероятно, и повышение роли калия в растворах второго этапа минерализации, так как фторбериллаты калия обладают большей прочностью в сравнении с фторбериллатами натрия [Беус, Диков, 1967].

Интересные данные о поведении вольфрама и молибдена были получены на Шахтаминском, Джидинском и Сорском месторождениях [Петровская, 1971; Петровская и др., 1974; Страгис, 1976]. На этих месторождениях вольфрам и молибден связаны с одной стадией минерализации, хотя в рамках этой стадии и наблюдается некоторое их разобщение во времени. При этом на Шахтаминском месторождении наблюдается более раннее осаждение вольфрама, а на Джидинском — молибдена. Соответственно в рядах зональности они занимают разное положение, на Шахтаминском месторождении вольфрам смещается в подрудную, а на Джидинском⁶ в надрудную зоны. Надрудное положение ореолы вольфрама занимают и на Сорском месторождении.

Отмеченные различия в поведении вольфрама и молибдена коррелируются с различной ролью фтора на рассматриваемых объектах. Значительно более высокий потенциал фтора характерен для Сорского и

⁶ Имеется в виду одно из месторождений Джидинского рудного района.

Джидинского месторождений в сравнении с Шахтаминским. Для Сорского и Шахтаминского месторождений эти различия подтверждаются и составом газовой фазы во включениях [Сотников и др., 1977]. Имеющиеся данные по устойчивости хлоридных и фторидных комплексов молибдена и вольфрама указывают на то, что для молибдена более устойчивы хлоридные, а для вольфрама фторидные комплексы [Бабко, 1959; Косалс, 1976]. Большая роль фтора в переносе вольфрама и хлора в миграции молибдена подтверждается изменением отношения хлора к фтору в газовой-жидких включениях. На молибденовых месторождениях оно колеблется в пределах 1—15, а на вольфрамовых — 0,7—1,8 [Берзина, 1967; Суцевская, Иванова, 1967]. Исходя из сказанного, становится понятным более высокое положение ореолов вольфрама относительно молибдена в системах с повышенной активностью фтора.

Показательным является положение золота в рядах зональности золоторудных месторождений различной формационной принадлежности [Воин, 1971; Силин, 1972; Геохимические..., 1974; Бертман, Хорват, 1978; и др.]. В относительно высокотемпературных и глубинных месторождениях золото занимает позицию в нижних частях зонального ряда, а в близповерхностных месторождениях вулканоплутоногенной группы формаций оно смещается вверх, располагаясь выше цинка и свинца. Характерной особенностью этой группы формаций является повышенная роль в них сурьмы, серебра, теллура, селена [Сидоров, 1973; Шило, 1976]. Не исключено, что именно повышение роли указанных элементов влияло на смещение золота в верхние горизонты рудоносных систем. Мысль о прямой зависимости между положением золота в рядах зональности окolorудных ореолов и уровнем концентрирования в них сурьмы в свое время высказывалось С. В. Григорьяном [Геохимические..., 1974]. Смещение золота вместе с серебром и сурьмой в верхние части гидротермальной колонны для поздних полисульфидных ассоциаций недавно была показана Э. Б. Бертманом и В. А. Хорватом (1978).

Околожилные ореолы проявлений золото-серебряной формации

Влияние меняющихся физико-химических условий на вертикальную зональность окolorудных ореолов более подробно рассмотрим на примере проявлений золото-серебряной формации, для которых характерно достаточно контрастное их изменение. Нами было изучено несколько жильных зон, которые локализовались в различных условиях глубинности [Гундобин, Гуменюк, 1977]. Исходя из геологической обстановки и особенностей состава, можно предположить, что указанные зоны представляют отдельные звенья в целом единой системы суммарной протяженностью более 1 км. Намечаются четыре зоны, существенно различающиеся по своему составу и относящиеся к разным фациям глубинности, которые в дальнейшем обозначаются (от приповерхностной зоны к относительно глубинной) индексами А, Б, В и Г.

Ниже мы более детально рассмотрим особенности окolorудных изменений и строение ореолов зоны Б с малой глубиной формирования, на фоне которой приведем сравнительный анализ по другим зонам.

Геологическая характеристика участков

Рудные жилы на участке Б залегают среди андезитов, которые в низах разреза сменяются игнимбритами кислого состава. Жилы сложены кварцем с широким развитием колломорфных и ритмично-полосчатых текстур. В подчиненных количествах в жилах отмечаются адуляр, серицит, гидрослюды. Рудные минералы представлены электрумом, аргентитом, сульфосолями серебра, пиритом, иногда отмечаются галенит,

сфалерит, халькоперит, арсенопирит. Временные взаимоотношения между кварцевыми жилами различных текстурно-структурных характеристик, но в целом близкого состава сложны и неоднозначны. Мы исходим из представления об эволюционном развитии единой долгоживущей гидротермальной системы. Однако это не исключает пульсационного поступления растворов в отдельные ее части, что и фиксируется пере-сечениями различных прожилков.

Зоны прожилкования сопровождаются интенсивными метасоматическими изменениями, накладывающимися на регионально пропилитизированные породы, состав которых рассмотрен выше. При развитии по ним преобразований рудного этапа возникает сложная метасоматическая зональность. Развиваются метасоматиты трех типов: кварц-серицитового, кварц-адулярового и кварц-гидрослюдистого (табл. 24). Во внешних зонах образуются парагенезисы, сходные с парагенезисами региональных пропилитов и отличающиеся от них лишь несколько повышенным содержанием калия и кремния. Состав внутренних зон и ход процессов замещения отражены в табл. 24, 25. Как видно из данных, для метасоматитов всех типов характерна одинаковая направленность изменений химического состава, состоящая в привносе летучих, K_2O , в тыловых зонах SiO_2 и в разной степени проявленном выносе других компонентов.

По составу вновь образованных ассоциаций по восстанию рудной зоны можно выделить три подзоны с преобладающим развитием внизу кварц-серицитовых, в средней части адуляровых и сверху кварц-гидрослюдистых метасоматитов. Метасоматическими изменениями охвачена вся зона прожилкования. При этом в исследованном интервале 200—300 м по вертикали заметного ослабления степени преобразования пород и уменьшения мощности зоны изменения не отмечается.

Т а б л и ц а 24

Метасоматическая колонка околорудного преобразования пород на участке Б

Зона	Минеральный состав	Минеральные преобразования
0	Пл, Пир, (норм. Кв, норм. Кпш)	
<i>Кварц-серицитовый тип</i>		
1—3	Аналогично продуктам региональной пропилитизации (парагенез. I—III)	
4	Кв, Сер, Кпш, Хл, Аб, Пи	Разложение карбоната
5	Кв, Сер, Кпш, Хл, Пи	Аб→Сер, Кпш, Кв
6	Кв, Сер, Кпш, Пи	Хл→Сер (Кв, Кпш)
7	Кв, Сер, Пи	Кпш→Сер, Кв
8	Кв, Пи	Сер→Кв
9	Кв	Растворение пирита
<i>Кварц-гидрослюдистый тип</i>		
1—7	Аналогично колонке кварц-серицитового типа	
8	Кв, Гидросл, Пи	Сер→Гидросл
9	Кв, Пи	Гидросл→Кв
10	Кв	Растворение пирита
<i>Кварц-адуляровый тип</i>		
1—3	Аналогично продуктам региональной пропилитизации	
4	Кпш, Кв, Сер, Пи, Хл, Аб	Разложение карбоната
5	Кпш, Кв, Сер, Пи, Хл	Аб→Сер, Кв
6	Кпш, Кв, Сер, Пи	Хл→Сер
7	Кпш, Кв	Кв→Кпш
8	Кпш	Кв→Кпш

Поведение компонентов и баланс вещества в окколорудно-измененных породах

Компонент	Вес. % в пересчете на 100 % (по зонам метасоматической колонки, показанным на рис. 45)										Привнес-вынос компонентов в г на 100 см ³					
	0	1	2	3	4	5	6	1-0	2-0	3-0	4-0	5-0	6-0			
SiO ₂	56,80	56,50	54,50	53,40	57,10	57,70	60,10	-3,9	-12,0	-18,1	-5,9	-7,8	-6,6			
TiO ₂	0,79	0,77	1,04	0,77	1,18	1,19	1,20	-0,8	+0,6	-0,2	+0,9	+0,9	+0,8			
Al ₂ O ₃	17,05	17,16	14,32	16,08	16,90	17,40	19,67	-0,3	-8,8	-5,3	-2,2	-2,1	+2,2			
ΣFe ₂ O ₃	7,35	6,60	8,25	6,80	7,15	7,15	4,18	-2,2	+1,5	-2,6	-1,3	-1,8	-9,5			
MnO	0,11	0,11	0,16	0,28	0,19	0,23	0,04	-0,04	+0,1	+0,4	+0,2	+0,3	-0,2			
MgO	3,75	3,15	3,43	3,58	4,15	3,85	1,04	-1,8	-1,3	-1,1	+0,6	-0,4	-7,6			
CaO	6,48	5,45	5,18	4,90	0,49	0,40	0,11	-3,0	-4,0	-5,0	-14,4	-16,4	-17,1			
Na ₂ O	3,10	3,05	2,57	1,79	2,67	1,08	0,17	-0,2	-1,7	-3,8	-1,4	-5,6	-7,9			
K ₂ O	1,76	2,61	3,25	4,75	3,60	5,80	6,50	+3,0	+3,7	+8,2	+5,6	+9,9	+11,2			
P ₂ O ₅	0,25	0,34	0,30	0,41	0,57	0,40	0,19	+0,2	+0,1	+0,4	+0,8	+0,3	-0,2			
П.п.п.	2,56	4,26	7,00	7,24	6,00	4,80	6,80									
Объем. вес.	2,69	2,65	2,58	2,52	2,58	2,52	2,44									

На участке В жилы залегают в толще липарито-дацитов. По своему составу они близки к жилам участка Б, отличаются от них в основном более широким (особенно на нижних горизонтах) распространением карбонатов. Жильная зона представляет собой систему веерообразно расходящихся кверху жил с пологим залеганием основной и более крутым залеганием мелких жил.

С поверхности метасоматические преобразования охватывают все межжильное пространство, образуя сплошное поле измененных пород. С глубиной наблюдается уменьшение мощности зоны метасоматитов и ее расщепление на отдельные узкие полосы. На самых глубоких горизонтах мощность окколорудно-измененных пород у основной жилы уменьшается до нескольких метров. Качественно по составу метасоматиты почти тождественны метасоматитам участка Б. Существенным отличием является то, что доминирует здесь кварц-серпичитовый тип измененный, а кварц-адуляровый и кварц-гидрослюдистый имеют подчиненное значение (с одинаковой сменой их по восстанию жил). Второе отличие — большая устойчивость альбита в сравнении с хлоритом, что объясняется особенностями состава вмещающих пород. На нижних горизонтах параллельно с уменьшением мощности метасоматитов уменьшается и степень изменения пород, что выражается в выпадении внутренних зон колонки. Непосредст-

венно с жилой здесь контактирует парагенезис Кв—Сер—Кпш—Аб—Пи—Ка.

Жилы объекта Г кварц-карбонатного состава с полиметаллами залегают в эпидотовых пропилитах нижней игнимбритовой толщи. Метасоматические преобразования развиваются только в узкой (10—20 м) прижильной зоне. Мощность их уменьшается с глубиной. По составу в верхних срезах они сопоставимы с метасоматитами нижних горизонтов участка В. В нижних срезах устойчивым минералом во внутренних зонах становится эпидот.

Направленность изменений химического состава на всех участках одинакова. Она выражается в привносе K_2O , SiO_2 , летучих и выносе почти всех других элементов. Степень и масштабы преобразований возрастают от участка Г к участку Б и снизу вверх на каждом из них.

Для приповерхностной зоны характерно площадное развитие метасоматитов кварц-каолининового и кварц-каолинит-алунитового составов. В центральных частях этих полей располагаются изометричные тела монокварцитов, с которыми связаны слабоповышенные концентрации золота.

Характерным для этих зон является наличие самородной серы, образующей местами значительные скопления.

Распределение щелочных элементов

Выше было показано, что в процессе метасоматического преобразования пород в зоны рудоотложения в значительных масштабах привносятся калий и выносятся натрий. Изменение их концентраций находится в прямой зависимости от вновь образованных минеральных ассоциаций. Наряду с калием метасоматиты обогащаются рубидием и незначительно цезием и литием. Щелочные элементы, так же как и рудные, образуют широкие ореолы и служат хорошими показателями зональности рудоотложения. Вместе с тем в отличие от рудных изменение их концентраций прямо связано с метасоматическими изменениями пород и тем самым наглядно отражает изменение физико-химических условий развития гидротермального процесса. Поэтому ниже на примере участка Б мы подробно рассмотрим особенности их распределения.

К а л и й. Представление о распределении калия по различным зонам колонки дает табл. 25 и рис. 45, из которых видно, что он привносится во все зоны, исключая зоны существенно кварцевого состава. Средняя концентрация K_2O для всей зоны измененных пород равна 4,0%, что

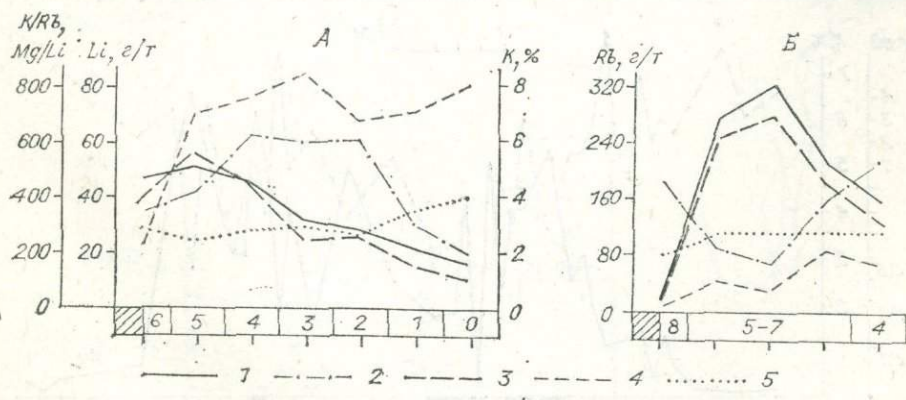


Рис. 45. Распределение щелочных элементов и изменение K/Rb и Mg/Li отношений по различным зонам метасоматической колонки.

А — для колонки кварц-серцитового типа, Б — для совмещенной колонки кварц-адулярового и кварц-гидрослюдистого типов. 1 — калий, 2 — литий, 3 — рубидий, 4 — отношение Mg/Li , 5 — отношение K/Rb . Цифры внизу отвечают номерам колонок соответствующего типа, показанным в табл. 27.

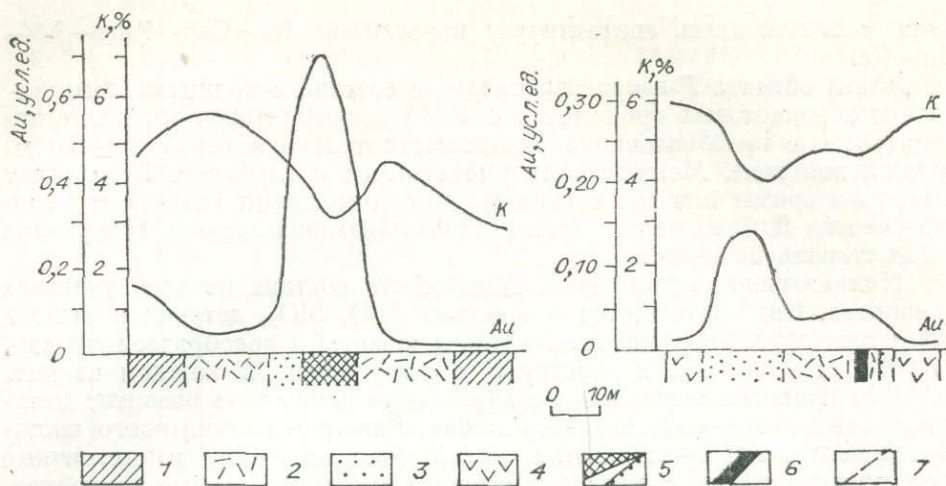


Рис. 46. Усредненные кривые распределения калия и золота через рудную зону. Пробы отбирались через 1—2 м.

1 — зоны пропиловых изменений, 2 — кварц-серицит-калишпатовые метасоматиты, 3 — зоны кварц-серицит-калишпатовых и кварц-гидрослюдистых изменений, 4 — существенно кварц-калишпатовые метасоматиты, 5 — кварцевые жилы и зоны прожилкования с адуляром, 6 — кварц-адуляровые жилы, 7 — границы между зонами.

на 2,0—2,2% выше, чем в неизменных разностях. Максимальные содержания калия в метасоматитах достигают 8—10%, а минимальные колеблются от 2 до 2,5%, лишь во внутренних зонах окварцевания они опускаются ниже этих значений.

Вкрест простирания рудных тел распределение калия очень сложное. При общем волнообразном изменении концентраций в объеме всей зоны измененных пород (рис. 46) частные кривые распределения калия имеют пилообразный вид (рис. 47). Это, вероятно, обусловлено инфильтрационно-диффузионной природой метасоматического процесса — инфильтрационная колонка макрозоны усложняется колонками диффузионного типа, развивающимися вблизи мельчайших прожилков.

Весьма показательное распределение калия по восстанию рудной зоны (рис. 48, 49). Имеет место нарастание концентраций калия снизу и средней части с последующим снижением в верхах разреза. Такое изменение содержаний отвечает смене доминирующего гидрослюдисто-серицитового замещающего комплекса в нижних частях разреза на

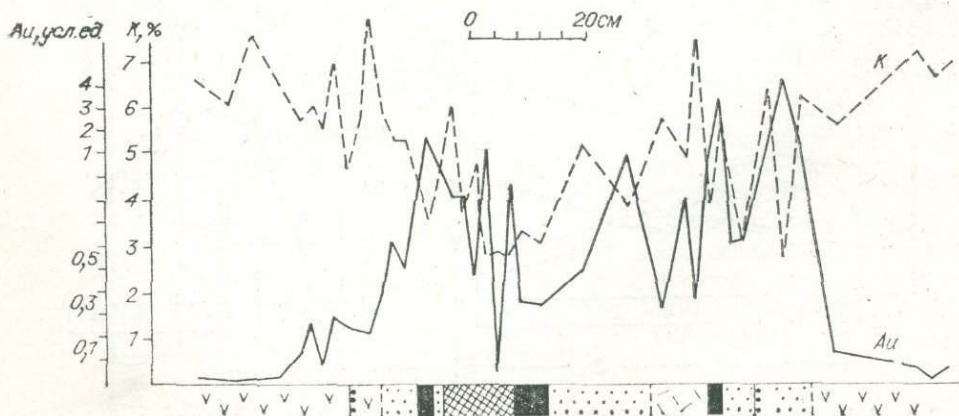


Рис. 47. Кривые распределения калия и золота вблизи жилы № 1. Пробы отбирались путем распиливания непрерывно отобранных штуфов с интервалом до 1 см. Усл. обозн. см. на рис. 46.

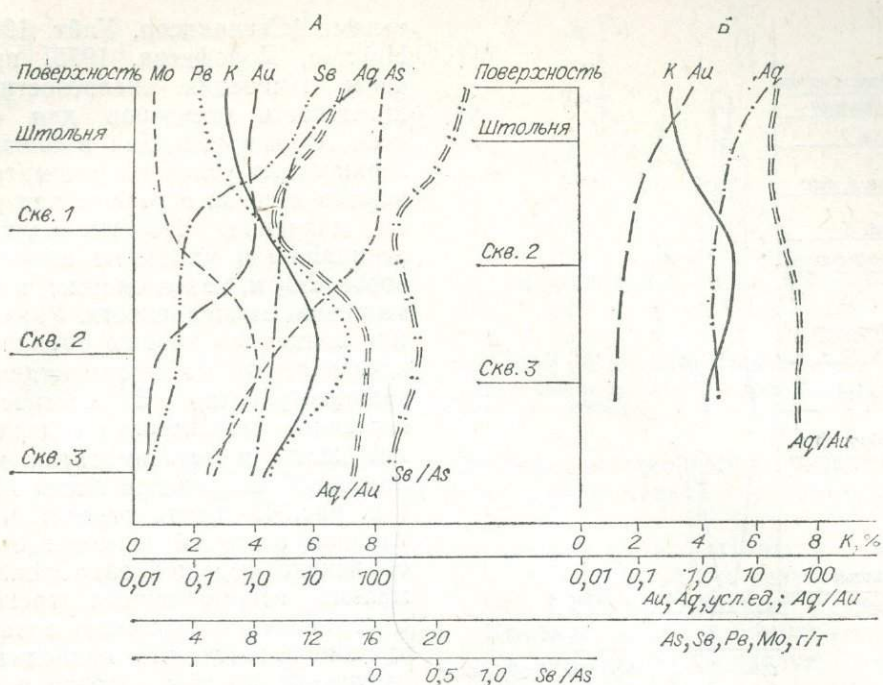


Рис. 48. Изменение средних содержаний элементов и их отношений в ореолах жилы № 1 (А) и № 3 (Б), разрез VIII.

адуляровый в средней части и адуляр-каолинит-гидрослюдистый в верхах разреза. Это означает, что развитие метасоматического процесса происходило в условиях меняющейся активности калия с максимумом в средней части. Наблюдаемая закономерность является весьма характерной как для месторождений золото-серебряной формации [Сидоров, 1973], так и для современных гидротермальных систем [Набоко, 1963, 1968; Сигвалдсон, Уайт, 1965]. Вероятной причиной наблюдаемой смены минеральных ассоциаций является изменение кислотно-щелочных свойств системы. С. И. Набоко (1963, 1968) и другими исследова-

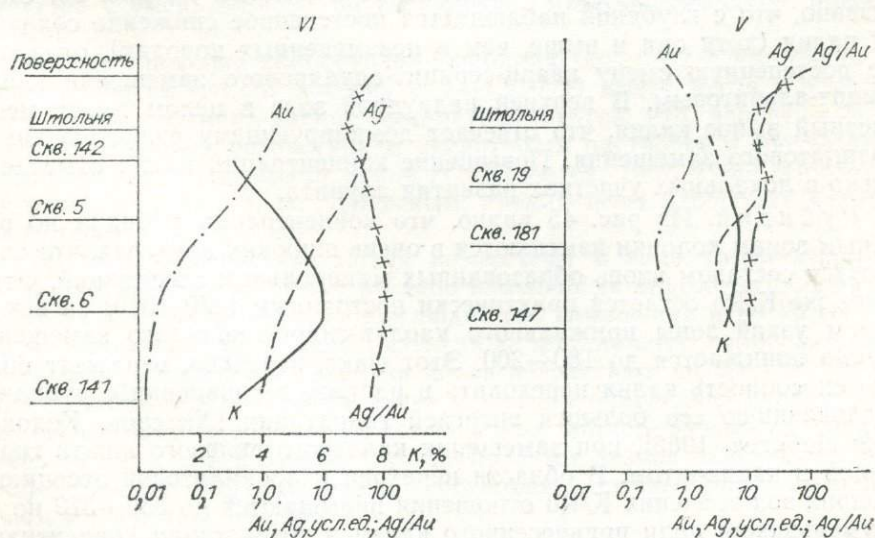


Рис. 49. Изменение средних содержаний калия, золота, серебра и Ag/Au отношения в ореолах жилы № 1, разрезы V и VI.

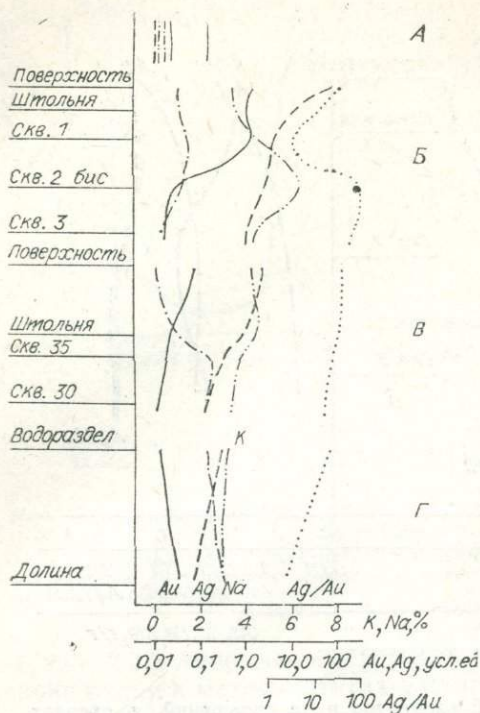


Рис. 50. Изменение средних содержаний калия, натрия, серебра, золота и Ag/Au отношения в различных рудопроявлениях, пояснения см. в тексте.

по жиле № 1, чем по жиле № 3 (см. рис. 48). В более закрытых условиях на среднеглубинных месторождениях контрастность изменения содержаний калия минимальная. Не наблюдается здесь или очень слабо проявлен и экстремальный перегиб на кривой распределения калия по восстанию рудных зон (рис. 50).

Особенности изменения концентраций калия вниз и вверх от рассмотренного интервала (участки А, В, Г) отражены на рис. 50. Здесь показано, что с глубиной наблюдается постепенное снижение содержания калия (хотя они и выше, чем в неизменных породах), отражающее постепенную смену кварц-серицит-адулярового замещения кварц-серицит-альбитовым. В верхней надрудной зоне в целом имеет место заметный вынос калия, что отвечает доминирующему развитию кварц-каолинитового замещения. Повышение концентраций калия отмечается только в локальных участках развития алунита.

Рубидий. Из рис. 45 видно, что концентрации рубидия по различным зонам колонки изменяются в очень широких пределах, что определяется составом вновь образованных минеральных ассоциаций. Отношение же K/Rb остается практически постоянным (270—310) за исключением узкой зоны прижильного каолин-гидрослюдистого замещения, где оно понижается до 180—200. Этот факт, вероятно, отражает большую способность калия переходить в раствор в сравнении с рубидием, обусловленную его большей энергией гидратации [Хитаров, Колонин, 1962; Лебедев, 1965], при замещении калиевого полевого шпата гидрослюдой и каолинитом. В области перехода к пропиловитовой ассоциации внешних зон значения K/Rb отношения повышаются до 330—370 по мере уменьшения доли привнесенного калия и возрастания концентраций натрия, свидетельствующих об ослаблении процессов замещения (см. рис. 45). Отмеченное возрастание K/Rb отношения, таким образом, от-

телями [Сигвалдсон, Уайт, 1965; Наумов, Дорофеева, 1975] причины изменения кислотности — щелочности растворов для систем, формирующихся в близповерхностных условиях рассматриваются в связи с резким падением давления, что приводит к вскипанию и удалению из растворов CO_2 и, как следствие, к повышению их щелочности. Указанная концепция хорошо объясняет наблюдаемые на месторождении закономерности. В частности, смещение максимума содержания калия в метасоматитах маломощной оперяющей жилы № 3 (см. рис. 48) вверх относительно главной жилы № 1 может быть объяснено большей закрытостью мелких изолированных трещин в сравнении с мощными зонами трещиноватости, что приводит к смещению по ним области вскипания растворов в более верхние горизонты.

Характерно, что контрастность изменения концентраций калия также зависит от степени открытости системы. Она выше

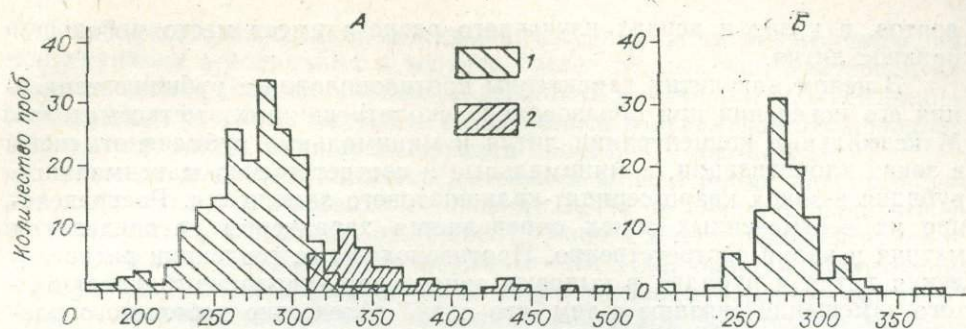


Рис. 51. Распределение значений K/Rb отношения по зонам метасоматитов. А — по разрезу через всю зону, Б — по детальному разрезу вблизи жилы. 1, 2 — зоны метасоматической колонки: 1 — внутренние, 2 — внешние.

ражает степень изменения пород синрудными растворами и, вероятно, зависит от «полноты переработки» первичной калиевой составляющей породы.

Независимость K/Rb отношения от состава метасоматических зон иллюстрируется гистограммой (рис. 51), составленной по результатам детального опробования (распиловка через 1 см) прижильного разреза на горизонте штольни № 1, который включает кварц-каолинит-гидрослюдистую, кварц-адуляр-гидрослюдистую и кварц-адуляровую зоны. Подавляющее большинство проб укладывается в интервал значений K/Rb отношения от 260 до 300 с ярко выраженным максимумом в области 270—290.

В вертикальном сечении через рудоносную зону среднее содержание рубидия так же, как и вкрест простирания рудной зоны, изменяется в довольно широких пределах, от 120 до 220 г/т. Отношение K/Rb в направлении снизу вверх практически не изменяется и в среднем равно 280.

В метасоматитах больших глубин формирования наблюдается уменьшение содержаний рубидия до 70—100 г/т, а калия до 2,2—3,2%. Отношение K/Rb в изученном интервале глубин (свыше 1 км) изменяется очень мало, со слабо выраженной тенденцией роста, с глубиной. Оно равно 270—280 на поверхности, 280—290 на глубине 100 м, 280—300 на глубине 250—300 м и 300—310 на глубинах 500 м и более, что согласуется с уменьшением интенсивности метасоматических преобразований.

Резкое снижение концентраций рубидия (до < 4 г/т при очень широком разбросе его содержаний $< 4—120$ г/т) имеет место в зоне развития кварц-каолинит-алунитовых метасоматитов, что, вероятно, связано с существенным возрастанием кислотности растворов и соответственно повышением активности ионов H^+ [Лебедев, 1957, 1965]. Последнее, как было показано В. И. Лебедевым, препятствует адсорбции катионов глинистыми минералами.

Литий. Содержания лития возрастают в зоне хлоритизации до 50—60 г/т против 15—20 г/т в слабо измененных андезитах, снижаются до 30 г/т в зонах серицит гидрослюдистого замещения и до 20 г/т в зонах калишпатизации. В зоне развития кварц-каолинит-гидрослюдистого замещения концентрации лития вновь возрастают до 50—70 г/т. Близость геохимических свойств лития и магния определяет сходство кривых их распределения в различных зонах метасоматитов за исключением тыловых зон колонки, где наблюдается резкое падение (от 500—800 до 10—100) Mg/Li отношения, обусловленное предпочтительным выносом магния (см. рис. 45).

По восстанию жил наблюдается некоторое накопление (до 60—80 г/т) лития в верхней части против 20—30 г/т в нижней средних гори-

зонтов, в низах и верхах изученного разреза имеет место небольшой привнос лития.

В целом для лития характерны противоположные рубидию тенденции его поведения при образовании околотрещинных метасоматитов. Максимальные концентрации лития и минимальные рубидия отмечены в зонах хлоритизации, а минимальные и соответственно максимальные рубидия в зонах кварц-серицит-калишпатового замещения. Распределение их в отмеченных зонах определяется характером распределения магния и калия соответственно. Противоположные тенденции распределения лития и рубидия в тыловых зонах кварц-каолинит-гидрослюдистого замещения связаны с тем, что литий вследствие небольшого размера его иона вовлекается в кристаллическую решетку каолинита и гидрослюда, а рубидий из-за большой величины иона сорбируется на поверхности пакетов благодаря нескомпенсированности отрицательного заряда, которая уменьшается при повышении кислотности (Лебедев, 1957, 1965). Последнее характерно для внутренних зон колонки и в еще большей степени для надрудных зон кварц-каолинит-алунитового замещения.

Натрий. Распределение натрия регламентируется устойчивостью первичного плагиоклаза и вновь образующихся альбита и олигоклаза. Во всех зонах колонки первичный плагиоклаз оказывается неустойчивым, а вновь образованные альбит и олигоклаз устойчивы только во внешних зонах (см. табл. 24). В соответствии с этим концентрации натрия уменьшаются от неизмененных пород к внутренним зонам колонки.

В вертикальном сечении содержания натрия изменяются волнообразно (см. рис. 50). Они минимальны в нижнем и верхнем срезах и равны соответственно 0,4 и 0,8, повышаясь в средней части до 1,2—1,5%. Область наиболее высоких содержаний относительно максимума калия смещена вверх. Повышение устойчивости плагиоклазов в средней части разреза, вероятно, связано с возрастанием щелочности растворов, которое характерно для данного интервала. Смещение максимума для натрия вверх относительно такового для калия обусловлено различием их щелочных свойств.

На участке *В* в верхней части разреза концентрации натрия сопоставимы с участком *Б*. По мере углубления они сначала постепенно, а затем резко возрастают, стабилизируясь к низам разреза (см. рис. 50), где они близки к содержаниям в неизмененных породах.

На участке *Г* содержания натрия в вертикальном разрезе изменяются незначительно (от 2,6 до 3%). При этом содержания натрия в верхах разреза сопоставимы с таковыми для нижних горизонтов участка *В* и немного ниже, чем в неизмененных породах. В низах разреза содержания натрия тождественны концентрациям в неизмененных породах.

В метасоматитах приповерхностной зоны (участок *А*) концентрации натрия резко падают, они здесь значительно ниже (0,1—0,3%), чем в метасоматитах участка *Б*.

Таким образом, уровень концентраций калия, отражающий изменение физико-химических условий рудоотложения, является надежным показателем зональности и может быть использован при оценке разведываемых рудных тел. Меньшая зависимость состава околорудно-измененных пород от локальных факторов, сильно влияющих на концентрацию рудных элементов, определяет предпочтительность использования калия и в общем случае, вероятно, ряда других петрогенных и связанных с ними редких элементов перед рудными при интерпретации зональности. Возможность использования особенностей распределения щелочных элементов для интерпретации зональности и прогнозирования оруденения на глубину для оловорудных месторождений были недавно показаны В. Л. Барсуковым с соавторами (1977).

Одинаковая направленность изменения содержаний калия вверх и

вниз от максимума создает перекрывающиеся области равных значений концентрации в подрудных и верхних срезах рудных зон. Критерием их отличия может служить уровень содержания натрия. Его концентрации в подрудных сечениях близки к содержаниям в неизменных породах, а в верхних частях рудных интервалов они в 5—10 раз ниже.

Противоположный характер изменения концентраций натрия и калия позволяет использовать отношение K/Na в качестве показателя зональности. При переходе от среднеглубинных месторождений к мало-глубинным оно возрастает от 0,8 до 15—23. Наблюдается монотонное нарастание K/Na отношения снизу вверх. Лишь в верхних частях в области проявления явлений вскипания растворов появляются экстремальные перегибы на кривой изменения K/Na отношения. Один из них, отвечающий максимальным значениям, обусловлен резким возрастанием концентраций калия, а второй, минимальный, располагающийся выше по разрезу, совпадает с зоной относительно слабого выноса натрия. Причины появления экстремальных перегибов обусловлены изменением кислотности — щелочности растворов, о чем говорилось выше.

Уровни концентраций калия и натрия могут быть использованы не только для оценки среза рудных тел, но и для сопоставления месторождений по глубине их становления. Для мало-глубинных месторождений характерен интенсивный привнос калия во внутренние зоны метасоматической колонки при почти полном выносе натрия; для глубинных — слабый привнос калия и отсутствие выноса или небольшой привнос натрия; для среднеглубинных — умеренный привнос калия и умеренный вынос натрия. В соответствии с этим K/Na отношение изменяется от 5 до 25 для первых, от 8,8 до 1,5 для вторых и от 2 до 8 для третьих. Надрудные зоны аргиллизитов характеризуются одновременным выносом калия и натрия.

Распределение рудных элементов

Особенностью первичных околожильных ореолов рассматриваемых объектов является простота их состава, вытекающая из-за слабого распространения сопутствующих компонентов в рудах. Ореолы высокой контрастности образуют золото, серебро, мышьяк, ртуть, слабой контрастности — сурьма, молибден, свинец, цинк.

Золото. На приводимой гистограмме распределения золота (рис. 52) выделяются четыре максимума, которые отвечают уровням

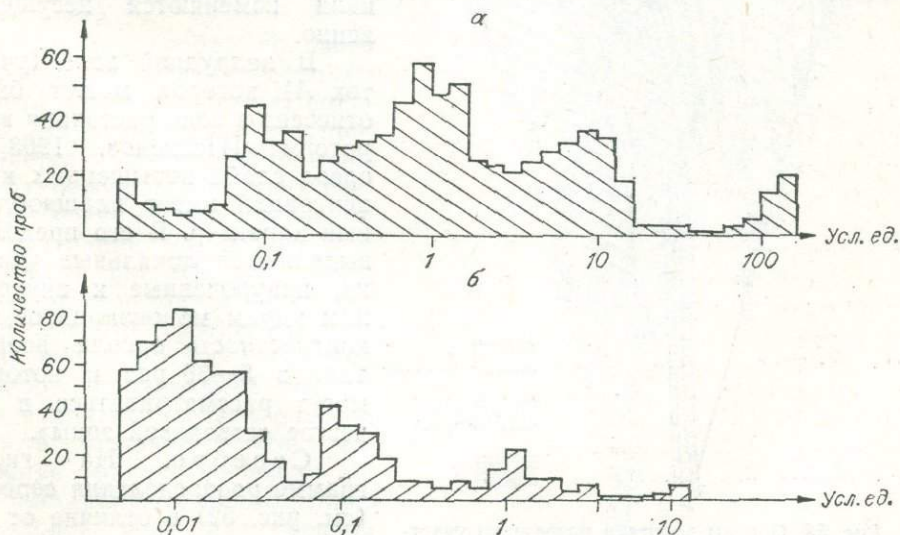


Рис. 52. Гистограммы концентраций серебра (а) и золота (б) в ореолах участка Б.

его накопления в различных образованиях. Первый, наиболее обширный максимум соответствует концентрациям золота в регионально пропилитизированных породах (см. рис. 11) и его содержаниям во внешних зонах рудных участков, непосредственно не связанных с рудными жилами. Второй и третий максимумы отражают уровень накопления во внешних и внутренних зонах синрудных метасоматитов, а четвертый, слабо намеченный, соответствует рудным телам.

Показательно отсутствие шлейфа концентраций с контрастностью ниже единицы. Это свидетельствует о том, что в ходе рудоотложения доминировали процессы накопления золота во вмещающих породах. Его вынос, если и имел место, был очень незначительным. Рассмотрение конкретных кривых распределения золота вкрест простирания рудных тел (см. рис. 46, 47) указывает на то, что характер осаднения золота был очень сложным, а также на то, что сопряженные зоны выщелачивания и осаднения золота, которые отмечались исследователями (Рослякова, Росляков, 1975) на других объектах, на месторождении отсутствуют.

В вертикальном разрезе через рудную зону ореолы золота характеризуются факелообразной формой с возрастанием концентраций в верхних срезах (рис. 53). Вкрест простирания зоны ореолы имеют полосчатое строение с чередованием обогащенных и относительно обедненных полос, что согласуется с особенностями развития метасоматических изменений и обусловлено распространением мелкой трещиноватости и общей высокой проницаемостью среды в условиях малых глубин.

Для зон более глубоких уровней формирования (участок В) характерен тот же факелообразный тип строения ореолов с возрастанием интенсивности и содержаний в верхних срезах (рис. 54). Отличительной особенностью является то, что на глубинах, которые не вскрываются на участке В, происходит резкое уменьшение ширины ореола и его расщепление на ряд изолированных аномальных полос, приуроченных к конкретным жилам.

Для наиболее глубоких горизонтов (участок Г) типичны узкие прижильные ореолы, параметры которых на значительных интервалах по вертикали изменяются несущественно.

В надрудной зоне (участок А), которая может быть отнесена к зоне рассеяния гидротерм [Поспелов, 1963_{1,2}], ореол слабо повышенных концентраций имеет плащеобразный характер. В его пределах выделяются локальные участки, приуроченные к внутренним ядрам монокварцитов, где контрастность ореола возрастает в 5—30 раз и которые могут рассматриваться в качестве «стволовой зоны».

Серебро. На гистограмме распределения серебра (см. рис. 52) в отличие от золота выделяется пять максимумов. Слабо проявленный

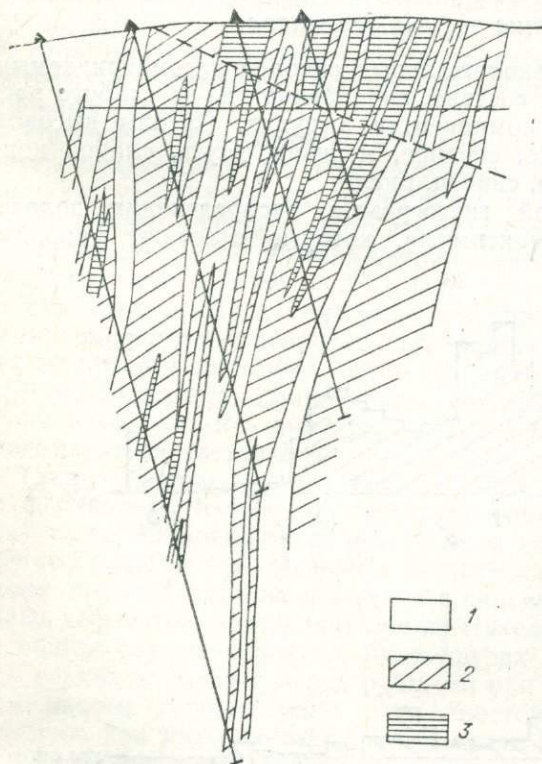


Рис. 53. Ореолы золота в разрезе по участку В.

1—3 — контрастность ореолов от слабой (1) до высокой (3).

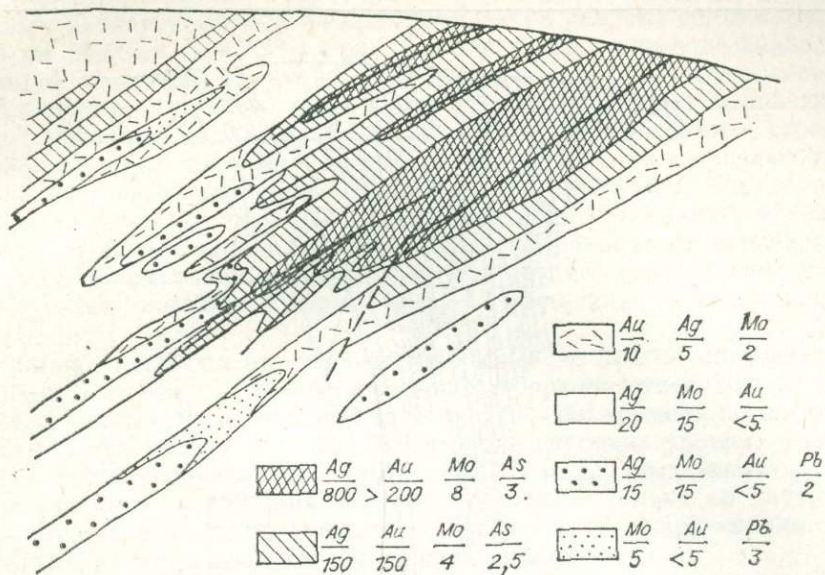


Рис. 54. Элементные ассоциации в ореолах участка В. Знаменатель — среднее значение коэффициентов контрастности. Сплошные линии — жилы.

первый максимум отвечает зонам выноса, которые не отмечаются для золота. Второй максимум соответствует уровню накопления серебра в региональных пропилитах и в площадных ореолах месторождения. Третий и четвертый максимумы отвечают содержаниям серебра во внешних и внутренних зонах околожилных метасоматитов. Показательно то, что эти максимумы слабо обособлены друг от друга в отличие от золота, для которого характерно их четкое разделение. Вероятно, данное различие является следствием того, что устойчивость комплексов золота характеризуется более узкими граничными условиями, чем комплексов серебра. Пятый пик, резко обособленный, соответствует концентрациям серебра в жилах. Эта обособленность подчеркивает различие механизмов концентрирования серебра в жилах и метасоматитах.

Ореолы серебра по своей морфологии близки ореолам золота, отличаясь от них большей интенсивностью. Это проявляется в увеличении их мощности, особенно в верхних срезах, и менее резком изменении концентраций на фланги и с глубиной (рис. 55).

При переходе к зонам более глубоких уровней формирования в строении ореолов серебра проявляются те же тенденции, что и для ореолов золота. Отличие в том, что нижняя граница перехода зоны растекания в обособленную стволую зону для серебра опущена вниз по падению на 300—350 м.

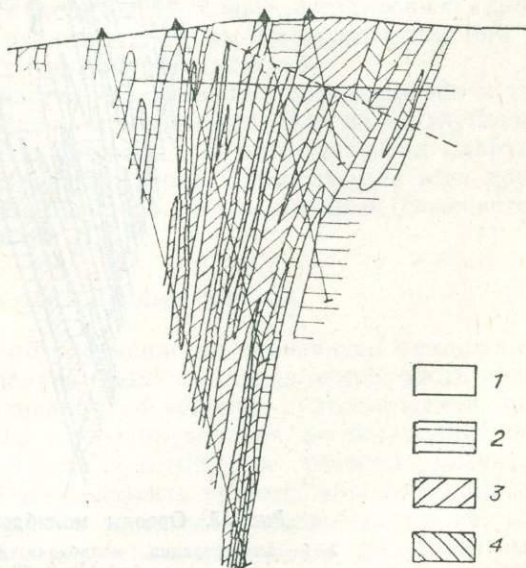


Рис. 55. Ореолы серебра, участок Б. 1—4 — возрастающая контрастность ореолов.

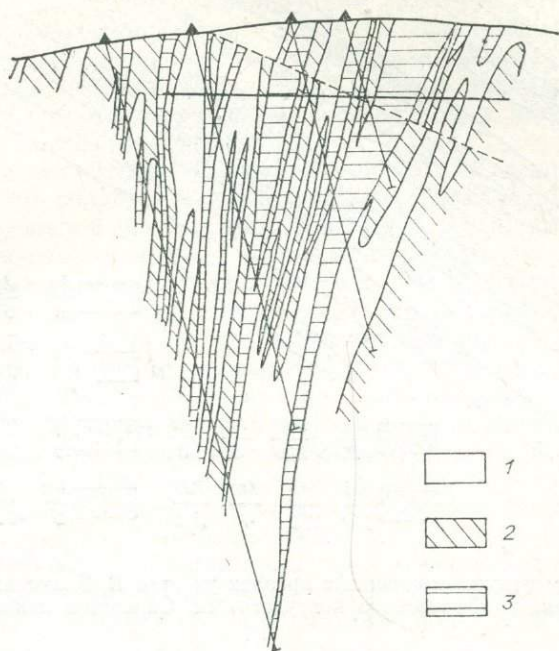


Рис. 56. Ореолы мышьяка, участок Б.
 1—3 — концентрации мышьяка (г/т): <10 (1), 10—40 (2),
 40—500 (3).

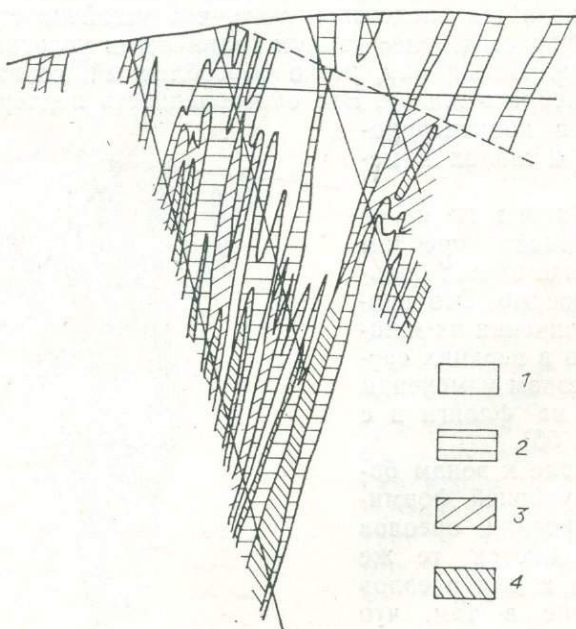


Рис. 57. Ореолы молибдена, участок Б.
 1—4 — концентрации молибдена (г/т): 1 (1), 1—4 (2),
 4—8 (3), 9—40 (4).

В области рассеяния гидротерм и смещения их с вадозовыми водами в силу неблагоприятных физико-химических условий серебро рассеивается, не образуя положительных ореолов. Небольшие повышения концентраций отмечены только в ядерных (стволовых) частях системы.

Мышьяк, сурьма, молибден, свинец. Для мышьяка типичны расширяющиеся кверху ореолы линейно-полосчатого строения (рис. 56). Контрастность их в среднем невысокая, но на отдельных участках она достигает значительных (более 50) величин. Концентрации мышьяка возрастают от 5—10 г/т в нижних до 100—500 г/т в верхних сечениях. В самых верхних срезах ореол сплошной и захватывает значительные объемы пород. Книзу наблюдается его расщепление на ряд обособленных ветвей, которые имеют тенденцию к выклиниванию с глубиной.

Граница перехода от стволовой зоны к зоне растекания, фиксируемая областью резкого увеличения мощности ореола относительно аналогичной границы для золота, смещена на 100—150 м вверх по восстанию и наблюдается уже на участке *Б*. На более глубоких уровнях участков *В* и *Г* ореолы мышьяка плохо выражены. В надрудных зонах (участок *А*) повышенные содержания мышьяка отмечены только во внутренних ядрах монокварцитов, во внешних зонах развития кварц-каолинитовых и алунитовых метасоматитов он не накапливается.

Морфология ореолов сурьмы близка таковой для мышьяка. Разница заключается в том, что нижняя граница резкого повышения концентраций сурьмы сдвинута относительно аналогичной границы для мышьяка вверх на 50 м.

В более глубоких зонах сурьма не отмечается в повышенных концентрациях.

Строение ореолов молибдена заметно отличается от ореолов всех рассмотренных выше элементов. Для него характерны расширяющиеся книзу ореолы (рис. 57). Максимум содержаний (до 30—40 и более г/т) приходится на низы средней части разреза участка *Б*. Вверх от этого интервала они постепенно снижаются до кларковых величин, а в самых верхних горизонтах отмечается вынос молибдена. Вниз от максимума наблюдается небольшое снижение содержаний молибдена. На более глубоких уровнях (участки *В* и *Г*) сначала намечается небольшое снижение концентраций, а затем их повышение. В надрудных зонах при очень неравномерном распределении имеет место общий привнос молибдена. Его концентрации здесь максимальны в монокварцитовых ядрах (до 100 г/т), а в среднем по различным типам метасоматитов они в 3—10 раз выше, чем на верхних горизонтах участка *Б*.

Концентрации свинца на участке *Б* изменяются волнообразно и хорошо коррелируются с распределением молибдена. Для более глубоких зон характерно возрастание его содержаний. В метасоматитах надрудной зоны свинец накапливается только в монокварцитах, для всех других типов измененных пород типичен его вынос, который отмечается уже на верхних горизонтах участка *Б*.

Зональность околорудных ореолов

Выше говорилось о взаимообусловленности в развитии околожилых изменений и первичных ореолов. Была показана зависимость поведения рудных элементов от меняющихся условий рудоотложения, чем определяется сложный характер их распределения по восстанию зон. В качестве информативного показателя изменения условий развития метасоматических процессов может служить уровень концентрации калия, который хорошо согласуется с составом измененных пород. Поэтому сравнительный анализ поведения калия и рудных элементов имеет генетический смысл.

Двойственный характер природы (инфильтрационно-диффузионный) развития метасоматических процессов сильно усложняет строение реально наблюдаемых колонок. Этим обуславливается сложность взаимоотношений кривой распределения золота с составом зон метасоматической колонки и соответственно распределением калия. В общем случае наблюдается совмещение областей привноса калия и золота с ярко выраженным разобщением их максимумов (см. рис. 46, 47). Участки стабильно высоких ($> 5-6\%$) и стабильно низких ($< 2,5-3\%$) концентраций калия (исключая кварцевые жилы), как правило, характеризуются низкими содержаниями золота. Наиболее благоприятными для золота являются интервалы контрастного изменения концентраций калия при хорошо выраженном его привносе (см. рис. 46, 47). Вероятно допущение о транспортировке золота калийсодержащими растворами, взаимодействие которых с породами привело к выводу из системы калия (образование адюляра), а затем золота. Запаздывающее осаждение (относительно калия) золота с фиксацией его в более кислотной, кварц-слюдистой ассоциации указывает на то, что одним из необходимых условий осаждения было понижение щелочности растворов.

Отмеченная тенденция концентрации золота в зоне привноса калия при резко выраженном разобщении их максимумов является характерной и для некоторых других типов золоторудных месторождений. Показательны в этом отношении графики распределения золота и калия по Берикунскому и Дарасунскому месторождениям (рис. 58), приводимые в работе Н. В. Росляковой и Н. А. Рослякова (1975). Та же картина, но менее четко выраженная, наблюдается и около рудных зон месторождения Южный Беспан [Рослякова, Росляков, 1975].

Наблюдаемая взаимообусловленность кривых распределения золота и калия вкрест простирания еще более четко проявляется по восставанию рудных зон. Из приводимых схем (см. рис. 48—50) видно, что снизу вверх идет синхронное увеличение концентраций калия и золота. Области же максимального осаждения оказываются разобщенными. При этом зона оптимального осаждения для золота оказывается смещенной вверх относительно зоны наибольшего концентрирования калия, т. е. здесь проявляется та же тенденция, что и вкрест простирания зоны.

Касаясь взаимосвязи между золотом и калием, следует обратить внимание на динамику изменения их концентраций по отдельным разрезам через месторождение (см. рис. 48, 49). В качестве сопоставимого

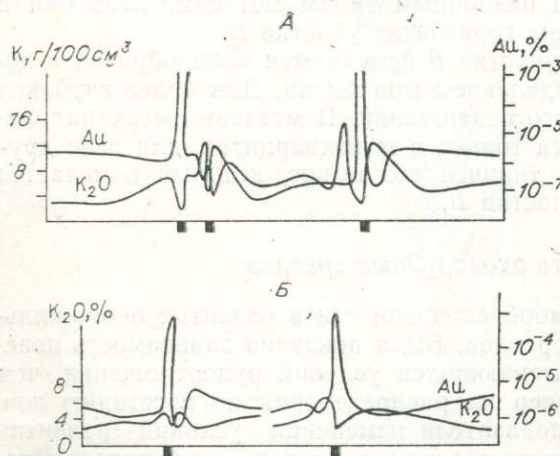


Рис. 58. Распределение калия и золота в около-жильном пространстве. Берикунское (А) и Дарасунское (Б) месторождения. По Н. В. Росляковой, Н. А. Рослякову (1975).

показателя таких изменений можно использовать градиент концентраций для условного отрезка длины. Изменение градиента концентраций калия, отражающее динамику изменения физико-химических условий рудоотложения, для различных разрезов через рудоносную зону выражается цифрами: 0,01; 0,02; 0,04 и 0,11. Контрастность изменения этого параметра оказывает прямое влияние на характер накопления золота и серебра. Так, возрастанию градиента концентрации калия по разрезу VIII для жилы № 1 до 0,04, в сравнении с 0,02 для жилы № 3, отве-

чает возрастание градиентов концентрации золота и серебра соответственно от 2 до 5 и от 0,5—1 до 2. По разрезу VI, где градиент концентрации калия максимальный (0,11), отмечается и наиболее контрастное изменение содержания золота и серебра (градиенты равны 7 и 3,1). Низкой контрастности изменения содержания калия (0,01) в разрезе V соответствует и низкий градиент концентраций золота (0,2) и серебра (0,2).

В более глубинных зонах, как видно из графиков (см. рис. 50), градиенты концентраций калия более низкие (0,005 для участка В и 0,003 для участка Г). Им соответствуют и низкие значения градиентов концентраций золота, соответственно 0,08 и 0,05.

Все изложенное лишней раз подчеркивает зависимость распределения рудных элементов в околожильных ореолах от физико-химических условий развития гидротермального процесса.

Выше было показано, что в целом процесс эволюционировал в направлении повышения кислотности с некоторым отклонением в интервале развития существенно адуляровых метасоматитов. Исходя из этого, наблюдаемое распределение находит удовлетворительное теоретическое объяснение.

Развиваемые в настоящее время представления о миграции золота и серебра в гидротермальных условиях предполагают их перенос в виде сульфидных и хлоркомплексов [Барнс, Чаманский, 1970; Вилор, 1973; Гундлах, 1963; Летников и др., 1975; Павлов, 1971, 1973; и др.]. При этом было показано, что существование хлоркомплексов в интересующем нас диапазоне температур 150—300° возможно лишь в условиях низкого потенциала серы [Барнс, Чаманский, 1970; Павлов, 1971, 1973; Летников и др., 1975]. Поэтому для рассматриваемой системы, характеризующейся достаточно высоким содержанием сульфидов (пирита), наиболее приемлемо представление о переносе золота и серебра в виде комплексов типа AuS^- , $AuHS$ и AgS^- , $AgHS$ близнеутральными и щелочными растворами. Осаждение золота и серебра из этих растворов происходит на фоне возрастания кислотности и окислительного потенциала [Барнс, Чаманский, 1970; Павлов, 1973]. Анализируемый материал согласуется с указанной концепцией.

Процессу интенсивного высаживания золота и серебра предшествовал сброс раствором значительной части калия, который фиксируется мощными зонами адуляризации (см. рис. 48—50). Последовавшее раскисление раствора, что отмечается разрастанием вверх зон кварц-слюдистого замещения, способствовало осаждению золота и серебра. При этом контрастность изменения условий рудоотложения, как было показано выше, оказывала прямое влияние на уровень их концентрирования. Исходя из того, что поле устойчивости сульфидных комплексов серебра в координатах Eh—pH сдвинуто относительно аналогичных комплексов золота в область более низких значений pH, становится понятным опережающее осаждение золота. Последнее хорошо видно на кривых распределения золота и серебра, а особенно рельефно на кривой изменения Ag/Au отношения, минимум значений которого приурочен к нижней границе зоны интенсивного осаждения золота.

Определенный интерес представляет сходство кривых распределения для пар золото — мышьяк и серебро — сурьма, а также отношений Ag/Au и As/Sb. Сходство в поведении золота с мышьяком, а серебра с сурьмой и различия этих пар между собой удовлетворительно объясняются с позиций из переноса в виде сульфидных комплексов. Как видно из диаграмм (рис. 59), поля устойчивости комплексов AuS^- и AsS_3^{3-} совпадают между собой, так же как и поля устойчивости комплексов AgS^- и SbS_2^- , SbS_3^{3-} при заметных различиях между группами (Павлов, 1971, 1973). Этим определяется сопряженность кривых распределения мышьяка с золотом, а сурьмы с серебром.

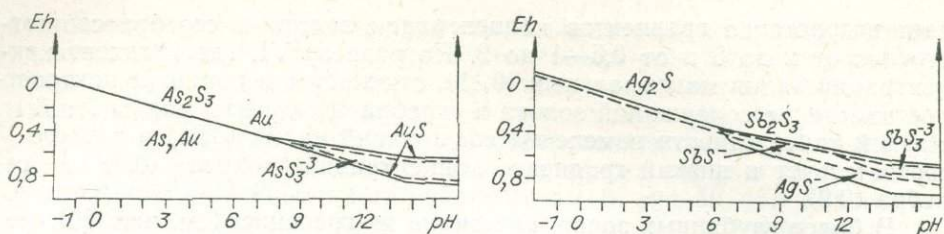


Рис. 59. Соотношения устойчивости между некоторыми соединениями золота и мышьяка, серебра и сурьмы в воде при 25°C и 1 атм общего давления. По А. Л. Павлову (1971).

В заключение необходимо подчеркнуть следующее:

для целого ряда элементов не наблюдается однонаправленного изменения параметров ореолов;

более характерным является волнообразное распределение ореолов по восстанию рудных зон, при этом для одних элементов (калий, золото, серебро) наблюдается один максимум, а для других несколько (молибден, свинец);

кривые отношений отдельных элементов или групп в соответствии с характером распределения самих элементов изменяются однонаправленно только на ограниченных отрезках, в целом для системы типично волнообразное изменение этих параметров;

причины такого распределения кроются в описанных выше особенностях изменения физико-химических условий рудоотложения, влияющих на процессы миграции элементов;

особо резкие изменения наблюдаются с переходом в приповерхностную зону, для которой характерно резкое повышение окислительного потенциала и кислотности растворов, что ведет к смене форм миграции элементов и нарушению ранее установившегося между ними равновесия.

Таким образом, использование различных геохимических показателей зональности околожильных ореолов должно вестись с учетом эволюции физико-химических условий конкретных гидротермальных систем.

Следует отметить, что волнообразное изменение концентраций в ореолах золоторудных месторождений в зависимости от меняющихся условий характерно и для других объектов [Поликарпочкин, 1972; Поликарпочкин и др., 1977; Китаев, 1977]. Интересные данные приведены в недавно опубликованной работе Э. Б. Бертмана, В. А. Хорвата (1978). На рассматриваемых ими месторождениях наблюдается двух- или трехъярусное расположение максимумов золота и серебра, согласное с последовательной сменой минеральных ассоциаций. При этом позиция золота и серебра относительно друг друга и других элементов меняется, что, вероятно, обусловлено изменением условий рудоотложения и форм миграции элементов на объектах различных формаций.

Ниже приводятся ряды зональности золоторудных формаций Нуратау (по Э. Б. Бертману, В. А. Хорвату, 1978):

Рудная формация	Ряд зональности
Редкометалльно-золоторудная	W — Bi1 — Aul — (Ag1?) → → As — Mo — Co — Au2 → → Zn — Pb — Ag2 — Sb → → (Au3?)
Пирит-арсенопирит-золоторудная	W — (Bi1?) → As — Ag1 → → Aul → Cu — Bi2 — Zn — — Pb — Ag2 — Sb — (Au2?)
Полисульфидно-золоторудная	W → As — Co — Ag1 — Aul → → Zn — Pb — Ag2 — Cu — Au2 → Ag3?

Заканчивая рассмотрение вопросов зональности околожильных ореолов, не следует забывать о том, что наряду с процессами привноса эле-

ментов в околорудное пространство во многих случаях широко проявлены процессы их выноса. Применительно к петрогенным компонентам эти вопросы уже длительное время обсуждаются в литературе. В последние годы накапливается материал, свидетельствующий о том, что и рудные элементы могут выноситься в значительных количествах из зоны рудоотложения.

В описанных выше рудопроявлениях золото-серебряной формации интенсивные метасоматические преобразования пород сопровождаются выносом бария, стронция, никеля, кобальта, марганца, а в верхах средней зоны также свинца, цинка, молибдена. Некоторые из выносимых элементов частично осаждаются в периферических зонах, формируя боковые ореолы повышенных содержаний, частично выносятся в более верхние горизонты. Этим процессом, вероятно, можно объяснить накопление в надрудных зонах молибдена, бария и стронция. Некоторое возрастание концентраций никеля и кобальта в верхнерудном интервале также может быть связано с выносом из более низких горизонтов.

Сопряженное развитие зон выноса и накопления рудных и сопутствующих элементов описано ранее: Л. Н. Овчинниковым, Э. Н. Барановым, С. В. Григоряном (1970, 1974) эти явления рассмотрены на примере колчеданных месторождений Урала и некоторых месторождений Средней Азии; В. В. Поликарпочкин [1972; Поликарпочкин и др., 1977] с процессами выноса и переотложения связывает образование верхней сульфидной зоны на золоторудных проявлениях Ленского района; образование ореолов свинца и цинка в верхней зоне в связи с предрудным метасоматозом описано для Забайкальских полиметаллических месторождений Б. П. Саниным и Л. Д. Зориной (1978); С. Г. Петровской и А. М. Спиридоновым отмечены надрудные ореолы никеля, кобальта и марганца на молибденовых месторождениях, обусловленные выносом их из зон развития синрудных метасоматитов. Приведенные примеры подчеркивают важность изучения этих процессов, так как они могут заметно влиять на зональное строение ореолов.

В заключение необходимо сказать, что, акцентируя внимание на различного рода аномалиях, мы не преследовали цели показать отсутствие общих закономерностей в строении ореолов и тем самым поставить под сомнение использование эмпирически устанавливаемых закономерностей для решения практических задач. Основным было стремление отделить сложность формирования околорудных ореолов и необходимость увязки эмпирически устанавливаемых закономерностей с генетическими особенностями развития рудного процесса. Нам представляется, что сосредоточение внимания на аномальных случаях и накопление материала, объясняющего причины этих аномальных отклонений, должно способствовать более глубокому познанию общих закономерностей.

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ГЕОХИМИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ РУДНЫХ РАЙОНОВ

Комплекс геохимических методов для целей перспективной оценки рудных районов, в общем случае, определяется степенью их изученности. Из непрерывного ряда площадей с различным уровнем изученности можно выделить два крайних типа — слабо и хорошо изученные территории. К первым следует отнести регионы, исследованные в основном на уровне геологических съемок масштаба 1 : 200 000. Детальными (включая разведочные) работами в их пределах охвачены ограниченные площади, прилегающие к месторождениям или перспективным рудопроявлениям. Большинство же выявленных точек рудной минерализации охарактеризовано либо только на основании визуальных наблюдений, либо

по данным небольшого объема горных работ. К хорошо изученным территориям относятся рудные районы ограниченных размеров, а также районы с длительной историей развития горного промысла. В этих районах, как правило, проведена геологическая съемка масштаба 1 : 50 000, площади месторождений и рудопроявлений изучены в более детальном (от 1 : 10 000 до 1 : 2000) масштабе, известные минерализованные точки оценены с применением значительных объемов поверхностных горных и в ряде случаев буровых работ. Основные рудные объекты, выходящие на поверхность, как правило, уже выявлены.

Рассмотренные нами районы относятся к указанным крайним типам территорий — Приохотский к слабо, а Хапчерангинский и Ольховский к хорошо изученным площадям. Естественно, что комплекс геохимических методов их изучения будет различным, так как различны задачи, которые должны решаться при исследовании этих районов.

В слабо изученных районах на стадии завершения геологических съемок масштаба 1 : 200 000 и начала съемок масштаба 1 : 50 000 во многом остаются еще не решенными вопросы детального металлогенического районирования региональных геологических структур и их потенциальной рудоносности. Большой объем информации в этом отношении дает съемка по потокам рассеяния. Учитывая оперативность и малую трудоемкость этого метода, можно рекомендовать его в качестве необходимого элемента поисково-съемочных работ на этапе планирования геологических съемок масштаба 1 : 50 000.

Возможности данного метода рассмотрим на примере съемки, выполненной в Приохотском районе. Опробованию подвергались в основном водотоки протяженностью более 1,5—2,0 км с шагом отбора проб через 0,5 км. Детальность опробования в среднем составляла 2—3 пробы на 1 км². При охвате съемкой больших площадей возникает необходимость в применении автоматизированных систем обработки аналитических данных. Нами использован метод многомерного анализа геохимических полей [Евдокимова, 1978], позволяющий преобразовывать первичную информацию в набор геохимических карт (моноэлементные карты и карты элементных ассоциаций). Анализ этих карт осуществлялся с учетом геохимических данных, полученных при изучении оруденения в коренном залегании.

Сочетание поисков по потокам рассеяния с геохимическими исследованиями на рудных объектах (месторождениях, рудопроявлениях, зонах рудоконтролирующих разломов, отдельных минерализованных точках), с нашей точки зрения, является не только целесообразным, но и необходимым. Это диктуется тем, что генетическая интерпретация получаемых карт возможна только на основе знания главных черт в развитии рудного процесса. Политипный характер рудной минерализации обуславливает появление аномалий сходного состава, связанных с различными процессами и имеющими различную практическую значимость. При анализе золото-серебряных проявлений было показано смещение в верхние горизонты ореолов серебра, сурьмы и мышьяка. Те же самые элементы характерны для надрудных частей рудопроявлений полиметаллического этапа минерализации. Разделение этих сходных ассоциаций стало возможным благодаря выяснению основных черт эволюции каждого из указанных этапов. Повышение достоверности интерпретации результатов съемки важно как с позиций познания закономерностей размещения оруденения, так и с позиций перспективной оценки территорий. Объемы геохимических работ на рудных объектах могут варьировать в широких пределах в зависимости от поставленных задач, условий и возможностей их проведения. Наш опыт показывает, что составление единичных геохимических разрезов по типоморфным рудопроявлениям и редкие пересечения вкрест простирания главных рудоносных структур являются достаточными для анализа результатов съемки по потокам рас-

сеяния. Затраты на эти исследования в первый период составляют 20—30% от общих затрат на проведение съемки и снижаются в последующем при расширении поисковых работ в рамках площадей со сходной историей геологического развития.

Анализ результатов съемки по потокам рассеяния с учетом данных по изученным рудопроявлениям позволил решить целый ряд вопросов, касающихся особенностей развития рудной минерализации. Установлено, что основными рудоконтролирующими элементами являются линейные структуры северо-западного и субширотного направлений. Характерным является разобщение в пространстве продуктов первого и второго этапов минерализации, подчеркивающее их связь с различными источниками, о чем говорилось выше. При этом оруденение первого этапа локализуется в участках устойчивого воздымания, главным образом в периферических частях вулканогенного прогиба, а минерализация второго этапа тяготеет к его центральной части. Пространственное совмещение продуктов первого и второго этапов в участках пересечения северо-западных и субширотных разломов приводит к появлению рудопроявлений усложненного состава. Последнее фиксируется сложными многоэлементными ассоциациями в потоках рассеяния. Блоковое строение района, определявшее особенности развития магматических и рудных процессов, хорошо картируется изменением в составе потоков рассеяния. Эти различия особенно наглядно проявляются при сравнении Западной и Восточной зон, а также при сопоставлении южного и северного блоков, разделенных зоной субширотного разлома глубокого заложения.

В целом результаты съемки по потокам рассеяния позволяют более обоснованно произвести металлогеническое районирование территории, определить области максимального развития рудной минерализации и дать сравнительную их оценку.

Вопросы количественной оценки перспектив аномальных полей по продуктивности потоков являются очень важными, но не всегда такие оценки бывают достаточно обоснованными в силу недостаточности наших знаний о комплексе факторов, влияющих на распределение элементов в потоках. Важное значение при таких оценках имеет учет динамических факторов, что неоднократно подчеркивалось В. В. Поликарпочкиным (1969, 1976), а также установление зависимости продуктивности потоков от состава руд. Нами для рассматриваемого района, в частности, установлено многократное ослабление потоков рассеяния в случае преобладания в первичных ореолах и рудах дисперсных форм золота. Сложность, а вероятно, и невозможность определения этих параметров на ранних стадиях изучения рудных районов затрудняют количественную оценку отдельных участков на основе вычисления продуктивности потоков рассеяния.

На этом этапе целесообразным является сопоставление достаточно крупных площадей, соответствующих крупным рудным полям. При этом в сфере сравнения попадают потоки, характеризующие как месторождения, так и сопровождающие их площадные ореолы рассеянной минерализации, между которыми, как указывалось ранее, намечаются прямые корреляционные зависимости. Сравнительный анализ достаточно крупных территорий позволяет нивелировать индивидуальные различия, присущие отдельным месторождениям и потокам рассеяния. В качестве сопоставимых показателей можно использовать коэффициент аномальности и среднее значение коэффициента контрастности аномальных проб, которые в известной мере отражают потенциальные возможности трудоносной системы.

На следующем этапе, направленном на оценку аномальных площадей, в закрытых районах, как правило, ставятся металлотрические съемки масштаба 1:10 000. Учитывая то, что в рудоносных районах

количество аномальных площадей обычно бывает значительным, объемы металлометрического опробования определяются многими десятками тысяч проб. Опыт показывает, что большая часть площадей после проведения указанных работ переводится в разряд малоперспективных, интерес к которым появляется лишь в случае создания в районе горнодобывающих предприятий. Это приводит к неоправданно высоким затратам.

Резко сократить затраты на этом этапе исследований можно путем замены металлометрического опробования детальными поисками по потокам рассеяния, включая в сферу опробования мелкие водотоки и сухие лога. При достаточно разветвленной гидросети такие поиски позволяют выделять очень локальные (менее 1 км²) участки возможного расположения рудных тел, а в ряде случаев выходить непосредственно на них. Главным итогом этих работ является получение дополнительного материала по большому числу аномальных площадей, что дает возможность более обоснованно провести их разбраковку и выделить из их числа отдельные участки для проведения детальны исследований.

Иные задачи возникают при постановке геохимических исследований в изученных районах, где уже проведен широкий круг (включая и геохимические) оценочных работ. Для этих территорий актуальной является задача поисков скрытых и слабо эродированных рудных тел, фиксируемых с поверхности либо слабоконтрастными аномалиями основных рудных элементов, либо комплексом сопутствующих элементов. Опыт изучения рудных районов свидетельствует о том, что наряду с аномалиями, связанными с рудными телами, имеется значительно большее число прямо несвязанных с рудными телами или «ложных» аномалий, что является следствием полигенности ореолов [Таусон, 1974].

Веерообразный характер развития гидротермальных рудоносных систем приводит к тому, что комплекс «надрудных» элементов получает распространение как в собственно надрудной зоне, так и в периферических частях месторождений или рудоносных зон. В последнем случае аномалии надрудного комплекса прямо не связаны с рудными телами, являются бескорневыми, их глубинная оценка представляется бесперспективной.

В настоящее время нет сколько-нибудь полного представления о критериях различия надрудных и сходных с ними по составу периферических ореолов либо ореолов раннего предрудного привноса. Высказываемые соображения о большей дисперсии содержания и более широком наборе элементов в надрудных ореолах вряд ли являются всеобъемлющими. Недостаточно разработаны также критерии отличия ореолов, связанных с минерализованными зонами непромышленного характера и промышленными рудными телами. Поиски решения этих вопросов являются одной из актуальных задач, которые стоят перед геохимическими исследованиями в хорошо изученных районах. Поэтому на первый план выдвигается изучение первичных ореолов, выявление особенностей их строения и развития. Важным является выяснение как общей картины развития рудоносной системы в рамках рудных полей и узлов, так и изучение ореолов конкретных рудных тел. Этим диктуется необходимость сочетать детальны геохимические исследования на месторождениях с площадными геохимическими съемками.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Представление Г. Л. Поспелова о «саморазвивающихся, фильтрующих гидротермальных системах» подчеркивает мысль о том, что рудные концентрации являются следствием «фазового обособления обогащенных струй» в рамках обширной гидротермальной системы. Это представление хорошо согласуется как с данными металлогенического анализа, указывающими на широкое распространение в рудных районах рассеянной минерализации, так и с рассмотренными материалами по первичным ореолам рудных районов, которые свидетельствуют о сопряженности в развитии ореолов регионального и локального распространения. Генетическая общность локальных концентраций с полями рассеянной минерализации предопределяет необходимость изучения последней. Установлено, что в полях рассеянной минерализации достаточно полно отражаются основные особенности развития рудномагматических систем.

Общая схема развития и соподчиненности ореолов различного типа намечается в следующем виде. Зарождение рудномагматической системы сопряжено с периодом становления рудоносных плутонов и фиксируется околоинтрузивными ореолами, охватывающими весь объем пород, вовлеченных в сферу воздействия интрузий. Усиление миграции растворов по зонам повышенной проницаемости, которые создаются в трещинных и купольных структурах, приводит к обособлению отдельных частей фильтрующегося потока и формированию ореолов месторождений. Разделение единой системы на ряд обособленных потоков определяет специфику состава и зональности ореолов конкретных месторождений при сохранении общей направленности в развитии рудного процесса. Дальнейшая дифференциация системы ведет к изоляции отдельных струйных потоков в пределах локальных структур и образованию рудных тел и их ореолов.

Особенности становления рудномагматических систем тесно связаны с поведением летучих и рудных компонентов в магматических сериях, которое определяется тектоническим режимом развития регионов и типом исходных магм. Влияние меняющейся геодинамической обстановки на режим летучих и рудных компонентов иллюстрируется рассмотренными примерами. Они показывают, что в связи с близкими по составу магматическими сериями, но формировавшимися в различных геотектонических зонах образуются резко отличные рудные системы. Эти отличия проявляются и в сопряженных с интрузиями ореолах.

Формирование ореолов этого типа происходит в два периода, принципиально различающихся формами переноса рудных и сопутствующих компонентов. Первый этап, синхронный с образованием контактовых роговиков, обусловлен отделением эманаций апикальными частями интрузий в ранний период их становления. Второй этап связан с постмагматическими гидротермальными процессами, которые вызваны растворами,

поступающими из глубинных очагов, что вытекает из-за несоответствия массы привнесенных компонентов во вмещающие породы с их массой во вскрытых частях интрузий.

Общим для ореолов эманационного типа является преимущественный привнос во вмещающие породы летучих, в частности фтора. Характерно, что уровни концентраций фтора в купольных структурах разных районов отличаются несущественно, в то время как масштабы процессов различаются очень резко. В условиях хорошо выраженной эманационной дифференциации ореолы охватывают значительные объемы пород, распространяясь на 1—1,5 км и более над кровлей интрузии. В условиях угнетенности процессов эманационной дифференциации типичны локальные ореолы. Очень слабо проявлены эманационные ореолы в связи с крупными батолитоподобными интрузиями, формирование которых протекало на значительных глубинах. Неблагоприятны для развития эманационных процессов также малые глубины становления интрузий и приуроченность их к мобильным зонам, что приводит к ранней относительно глубинной дегазации расплавов.

Для ореолов второго этапа, связанных с постмагматическими процессами, характерно резкое возрастание роли рудных элементов. Формирование их протекает, как правило, в несколько стадий, что наглядно иллюстрируется временными соотношениями в развитии метасоматических преобразований.

В рудномагматических системах с прямой связью ореолы этого этапа тесно связаны с морфологическими особенностями интрузий и характеризуются зональным распределением элементов относительно их кровли. Ореолы локализованы в пределах границ подземного контура интрузии и редко выходят за его пределы даже вдоль крупных разломов. Характерно, что зональность линейных приразломных ореолов также подчинена морфологическим особенностям в строении интрузии, что подчеркивает непосредственную связь рудоносных источников с конкретными плутонами.

В районах с глубинным рудоносным очагом формируются сопряженные с интрузиями ореолы, без четких элементов зональности по отношению к конкретным массивам. Зональность относительно интрузивных образований проявляется лишь в самом общем виде и выражается в тенденции к развитию относительно высокотемпературных ассоциаций в зонах широкого распространения интрузий. Данная тенденция в условиях сопряженного развития гидротермального и магматического процессов обусловлена, вероятно, повышенным тепловым градиентом в участках внедрения значительных магматических масс. Отличительная черта ореолов — непрерывность в их развитии на протяжении десятков километров, линейный характер зональности и зависимость морфологии главным образом от структурных факторов.

В целом развитие и строение околоинтрузивных или сопряженных с интрузиями ореолов прямо увязываются с особенностями развития гранитоидного магматизма. Ореолы с прямой связью типичны для интрузий, обогащенных летучими, формировавшихся на относительно небольших глубинах в спокойных тектонических условиях, благоприятных для проявления процессов эманационной дифференциации. Ореолы сопряженного типа, пространственно увязывающиеся с наиболее поздними гранитоидными интрузиями, характерны для мобильных зон активного проявления вулканоплутонических серий, дегазация которых проходила в глубинных очагах.

Околоинтрузивные ореолы являются одним из важных показателей потенциальной рудоносности интрузий [Таусон, 1977]. Намечающаяся связь между масштабами предрудного привноса и последующего оруденения открывает возможности разработки методов количественной перспективной оценки территорий на ранних стадиях их изучения.

Геохимические исследования зон разломов показали, что они сопровождаются достаточно контрастными и широкими ореолами. Их изучение дает дополнительный материал относительно истории образования разломов и их роли в рудообразующем процессе. Особенности морфологии, состава и зональности ореолов позволяют судить о генетических условиях становления гидротермальных систем. Состав приразломных ореолов отражает зональное размещение оруденения как в региональном, так и в локальном плане. Интенсивность приразломных ореолов, как правило, находится в прямой корреляционной зависимости с масштабами сопряженного с ними оруденения и может быть использована для целей прогнозной оценки.

Ореолы месторождений на фоне ореолов регионального развития выделяются более высокими уровнями контрастности и нередко отчетливо проявленными предрудными метасоматическими изменениями вмещающих пород. Масштабы и интенсивность ореолов, зависящие от геолого-структурных условий, коррелируются с масштабами оруденения. Их продуктивность заметно увеличивается с ростом проницаемости вмещающей среды либо под влиянием структурных факторов, либо как следствие уменьшения уровня образования месторождения. Ореолы характеризуются зональным строением со смещением элементов поздних ассоциаций на фланги месторождений. Анализ зональности позволяет судить о направлении движения растворов и развитии рудного процесса во времени.

Ореолы рудных тел, развивающиеся на фоне ореолов месторождений, являются следствием дальнейшего развития процесса, ведущего к более высокой степени концентрирования рудного вещества. По составу и характеру зональности они близки ореолам месторождений, хотя полного тождества между ними и не наблюдается. Зональность окolorудных ореолов, изучение которой важно как в практическом, так и в теоретическом плане, характеризуется общей направленностью, нашедшей отражение в универсальном ряде зональности, рассмотренном Л. Н. Овчинниковым и С. В. Григоряном (1970). Данный ряд, который отражает наличие общих тенденций в развитии рудного процесса, может существенно изменяться в зависимости от конкретных условий его проявления. Телескопированное развитие различных стадий минерализации, изменение исходного состава растворов, влияющего на формы миграции элементов, изменение физико-химических условий рудоотложения и другие факторы, частично рассмотренные в работе, заметно влияют на зональное распределение элементов в ореолах, что необходимо учитывать при анализе зональности.

ЛИТЕРАТУРА

- Абрамсон Г. Я., Григорян С. В., Сандомирский А. Я., Свириденко А. Ф. Опыт прогнозирования слепого вольфрам-молибденового оруденения по первичным геохимическим ореолам.— В кн.: Геохимические методы при поисках эндогенных рудных месторождений. М., изд. ИМГРЭ, 1973, с. 23—35.
- Алабин Л. В. Формационные типы главных золотоносных интрузий Алтае-Саянской складчатой области.— В кн.: Труды Зап.-Сиб. отделения Всес. минер. общества. Вып. 3. Новосибирск, 1976, с. 55—59.
- Альмухамедов А. И. К геохимии серы в процессах эволюции силикатных расплавов.— «Геохимия», 1974, № 1, с. 56—62.
- Анахов В. В., Николаев М. М. Первичные ореолы рассеяния Лифудзинского оловорудного месторождения.— В кн.: Новые данные по магматизму и минерализации в рудных районах Востока СССР. М., «Наука», 1971, с. 281—292.
- Бабко А. К. Связь между прочностью фторидных комплексов и положением центральных атомов в периодической системе.— «Журнал неорганической химии», 1959, т. 4, вып. 5, с. 1067—1069.
- Барнс Х. Л., Чаманский Г. К. Растворимость и перенос рудных минералов.— В кн.: Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М., «Мир», 1970, с. 286—324.
- Барсуков В. Л. Основные черты геохимии олова. М., «Наука», 1974. 141 с.
- Барсуков В. Л., Курильчикова Г. Е. О формах переноса олова в гидротермальных растворах.— «Геохимия», 1966, № 8, с. 943—949.
- Барсуков В. Л., Тихомиров В. С., Волосов А. Г. Эндогенные ореолы щелочных элементов как индикатор оловянного оруденения.— «Геохимия», 1976, № 8, с. 1280—1242.
- Белоголовов В. Ф. Полигенность эндогенных геохимических аномалий Джидинского рудного узла.— В кн.: Ежегодник-1971 СибГЕОХИ. Новосибирск, «Наука», 1972. с. 205—210.
- Белоусов А. Ф. Об основаниях петрохимической классификации эффузивных пород.— «Геол. и геофиз.», 1974, № 3, с. 20—27.
- Белый В. Ф. Стратиграфия и структуры Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М., «Наука», 1977. 171 с.
- Берзина А. П. Гидротермально измененные породы Сорского и Жирекенского молибденовых месторождений и особенности их генезиса. Автореф. канд. дис. Новосибирск, 1967. 28 с.
- Бертман Э. Б., Хорват В. А. Золоторудные формации Нуратау. Статья 2.— «Узбекский геол. журнал», 1978, № 3, с. 16—24.
- Беус А. А., Диков Ю. П. Геохимия бериллия в процессах эндогенного минералообразования (на основе гидротермального эксперимента). М., «Недра», 1967. 160 с.
- Биндеман Н. Н. О связях рудных формаций с комплексами магматических пород в Любавинско-Хапчерангинском рудном районе Центрального Забайкалья.— «Изв. вузов», 1971, № 8, с. 55—62.
- Брилев Ю. Н. Отражение зональности оловорудных полей в геохимических аномалиях по первичным ореолам (на примере Верхнеуссурского рудного района).— В кн.: Геохимические методы при поисках месторождений олова, вольфрама, ртути. Владивосток, 1975, с. 55—56.
- Брызгалин О. В. О влиянии состава растворов на форму переноса вольфрама в гидротермальных условиях.— В кн.: Минералогия и геохимия вольфрамитовых месторождений. Л., Изд-во ЛГУ, 1967, с. 69—72.
- Бэрнем К. В. Гидротермальные флюиды магматической стадии.— В кн.: Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М., «Мир», 1970, с. 40—73.
- Вилор Н. В. Золото и кремнезем в гидротермальном процессе (по экспериментальным данным). Автореф. канд. дис. Иркутск, 1973. 30 с.
- Вулканизм, гидротермальный процесс и рудообразование. М., «Недра», 1974. 261 с.
- Воин М. И. Первичные геохимические ореолы Хаканджинского золоторудного месторождения близповерхностного типа и их использование для выявления слепых рудных тел.— В кн.: Научные основы геохимических методов поисков глубокозалегающих рудных месторождений. Иркутск, 1971, с. 60—68.
- Геофизические и геохимические методы поисков и оценки эндогенных месторождений олова. Л., «Недра», 1974. 224 с.
- Геохимические методы при поисках месторождений олова, вольфрама и ртути. Владивосток, 1975. 248 с.
- Гинзбург И. И. Опыт разработки теоретических основ геохимических методов поисков. М., Госгеолтехиздат, 1957. 299 с.
- Гинзбург И. И. Геохимические поиски металлов в коренных породах.— В кн.: Геохимические поиски рудных месторождений в СССР. М., Госгеолтехиздат, 1957, с. 61—72.
- Говоров И. Н. Контактный метаморфизм гранитоидных интрузий и его термодинамика.— «Геол. и геофиз.», 1967, № 10, с. 135—151.
- Говоров И. Н. Геохимия рудных районов Приморья. М., «Наука», 1977. 252 с.

- Говоров И. Н., Недашковский П. Г., Левашев Г. Б., Полеский Р. И., Стрижкова А. А., Мушенко Л. В., Иванов В. С., Никифорова И. К. Признаки и факторы геохимической специализации гранитоидов Дальнего Востока.— В кн.: Геохимические критерии потенциальной рудоносности гранитоидов. Иркутск, 1970, с. 83—145.
- Голубев В. С., Беус А. А. Теоретическая модель взаимодействия рудоносного раствора с вмещающими породами.— «Геол. рудн. месторожд.», 1968, т. 10, № 1, с. 68—79.
- Голубев В. С., Гарибянц А. А. Гетерогенные процессы геохимической миграции. М., «Наука», 1968. 192 с.
- Горжевский Д. И., Фогельман Н. А., Алекорова Е. А., Биндеман Н. Н., Варламов В. А. Геология и закономерности размещения эндогенных месторождений Забайкалья. М., «Недра», 1970. с. 230.
- Григорян С. А., Радимова Т. Г. Потоки рассеяния Кафано-Каджаранского рудного района (Армянская ССР).— В кн.: Ежегодник-1975 СибГЕОХИ. Иркутск, 1976, с. 157—160.
- Григорян С. В., Янишевский Е. М. Эндогенные геохимические ореолы рудных месторождений. М., «Недра», 1968. 204 с.
- Григорян С. В., Федотова Г. Э., Беспалов Н. И. О перспективах рудоносности восточного фланга Курусайского рудного поля (по данным геохимического опробования).— В кн.: Геохимические методы при поисках и разведке рудных месторождений. Вып. 1. М., изд. ИМГРЭ, 1969, с. 4—26.
- Гундлах Г. Химические аспекты переноса металлов в гидротермальных растворах.— В кн.: Проблемы постмагматического рудообразования. Прага, 1963, с. 402—409.
- Гундобин Г. М., Магидсон Д. М. О новом типе оловорудной минерализации в Халчерангинском рудном узле.— В кн.: Ежегодник-1971 СибГЕОХИ. Новосибирск, «Наука», 1972, с. 210—213.
- Гундобин Г. М., Богатырев П. В., Зубков В. С. Первичные ореолы и некоторые вопросы их зональности на примере Халчерангинского рудного узла.— В кн.: Геология, геохимия и прогнозная оценка рудных районов и месторождений Забайкалья. Иркутск, 1973, с. 113—126.
- Гундобин Г. М., Зубков В. С. Гетерогенность минерализации Халчерангинского рудного узла и критерии его перспективной оценки.— В кн.: Геология некоторых рудных районов и полей Забайкалья. Иркутск, 1973, с. 143—151.
- Гундобин Г. М., Зубков В. С. Распределение редких элементов и проблемы металлоносности вулканитов района Халчеранги (Центральное Забайкалье).— В кн.: Геология, геохимия и прогнозная оценка рудных районов и месторождений Забайкалья. Иркутск, 1973, с. 24—30.
- Гундобин Г. М., Колесников В. Н. Потоки рассеяния близповерхностных месторождений золото-серебряной формации. Ежегодник-1973 СибГЕОХИ. Новосибирск, «Наука», 1974, с. 274—278.
- Гундобин Г. М., Петров Л. Л. Некоторые закономерности распределения фтора в породах надынтризивных толщ.— В кн.: Ежегодник-1973 СибГЕОХИ. Новосибирск, «Наука», 1974, с. 105—108.
- Гундобин Г. М., Петровская С. Г. Особенности линейной зональности первичных ореолов.— «Геол. и геофиз.», 1975, № 9, с. 144—148.
- Гундобин Г. М., Гуменюк В. А. Некоторые генетические аспекты зональности месторождений золото-серебряной формации.— В кн.: Проблемы геохимии эндогенных процессов. Новосибирск, «Наука», 1977, с. 169—177.
- Гундобин Г. М., Захаров М. Н. Основные этапы развития рудной минерализации в Туромчинском прогибе.— В кн.: Ежегодник-1976 СибГЕОХИ. Иркутск, 1977, с. 153—157.
- Гундобин Г. М., Гуменюк В. А., Кравцова Р. Г. Редкие щелочи в метасоматитах золото-серебряных месторождений Приохотья.— «Геол. и геофиз.», 1977, № 6, с. 109—115.
- Гундобин Г. М., Захаров М. Н., Смирнов В. Н., Кравцова Р. Г. Новые данные по геологической хронологии магматических и рудных формаций центральной части Охотско-Чукотского вулканического пояса (Гижигинский прогиб).— В кн.: Геологическая интерпретация данных геохронологии. Иркутск, 1977, с. 50—51.
- Долгушин С. С., Рогов Н. В., Иванкин П. Ф., Алабин Л. В., Сенкевич З. П., Зимоглядов Б. Н. Салаиро-каледонские гранитоидные формации.— В кн.: Закономерности размещения магматических формаций Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, 1971, с. 51—63. (Тр. СНИИГГИМС, вып. 128).
- Дубов Р. И. К теории распределения концентраций в диффузионных геохимических ореолах.— В кн.: Геохимия рудных месторождений. М., «Наука», 1964, с. 114—131.
- Дубов Р. И. Оценка размеров геохимических ореолов и подвижности химических элементов.— В кн.: Математические методы геохимических исследований. М., «Наука», 1966, с. 5—21.
- Евдокимова В. Н. Автоматизированная система обработки геолого-геохимической информации методом многомерных полей.— В кн.: Геохимические методы поисков рудных месторождений в Сибири и на Дальнем Востоке. Новосибирск, «Наука», 1978, с. 3—26.
- Еремеев А. Н., Ершов А. Д., Яницкий И. Н. Некоторые аспекты гелиевой съемки при структурно-геологическом картировании и прогнозе эндогенного оруденения.—

- В кн.: Геохимические методы при поисках и разведке рудных месторождений. Вып. 5. М., изд. ИМГРЭ, 1971, с. 49—65.
- Еремин Р. А. Гидротермальный метаморфизм и оруденение Арманской вулканоструктуры. Новосибирск, «Наука», 1974. 134 с.
- Загорский В. Е. Ореолы рудного поля и рудных тел танталосных пегматитов.— В кн.: Ежегодник-1974 СибГЕОХИ. Новосибирск, «Наука», 1976, с. 127—132.
- Зугрузина И. А. Геохронология мезозойских гранитоидов Северо-Востока СССР. М., «Наука», 1977. 277 с.
- Захаров М. Н. Петрология и геохимия акатуевского эффузивно-интрузивного комплекса в Приаргунской структурной зоне Восточного Забайкалья. Автореф. канд. дис. Иркутск, 1972. 30 с.
- Захаров М. Н., Легейдо В. А. Геохимические особенности магматических комплексов верхнего мела и палеогена Туромчинского наложенного прогиба (Охотско-Чукотский вулканический пояс).— «Геохимия», 1976, № 11, с. 1653—1662.
- Захаров М. Н., Гундобин Г. М., Легейдо В. А., Казьмин Л. А. Золото и серебро в интрузиях верхнего мела и палеогена Северного Приохотья.— «Геол. и геофиз.», 1977, № 10, с. 48—56.
- Зенин М. Ф. Опыт купрометрической съемки на Алмалыке.— В кн.: Геология Средней Азии. Ташкент, 1935.
- Зубков В. С., Гундобин Г. М. Перлиты и некоторые другие вулканы района Хапчеранги.— В кн.: Ежегодник-1971 СибГЕОХИ. Новосибирск, «Наука», 1972, с. 54—67.
- Иванкин П. Ф. Морфология глубококрытых магматогенных рудных полей. М., «Недра», 1970. 288 с.
- Иванкин П. Ф., Алабин Л. В., Долгушин С. С., Зимогладов Б. Н., Рогов Н. В., Сенкевич З. П. Закономерности размещения важнейших золоторудных районов в Алтае-Саянской складчатой области.— В кн.: Геолого-геохимические и морфологические особенности магматогенных рудных месторождений Алтае-Саянской области. Новосибирск, 1969, с. 75—81. (Тр. СНИИГГИМС, вып. 104).
- Иванова Г. Ф. Геохимические условия образования вольфрамитовых месторождений. М., «Наука», 1972. 152 с.
- Иванов Ю. Г. Геохимические и минералогические критерии поисков вольфрамового оруденения. М., «Недра», 1974. 214 с.
- Иванов Ю. Г., Огарков В. С. Геохимическая оценка потенциальной вольфрамоносности биотитовых метасоматитов.— В кн.: Геохимические методы при поисках месторождений олова, вольфрама и ртути. Владивосток, 1975, с. 118—120.
- Ициссон Г. В. Влияние химически контрастных вмещающих пород на эволюцию взаимодействующего с ними рудоносного раствора.— В кн.: Конференция. Проблемы постмагматического образования. Т. I. Прага, 1963, с. 286—292.
- Ициссон Г. В. Роль тектонического фактора в зональном распределении оловорудных месторождений, их минеральном составе и перспективах рудоносности (в пределах единого рудного узла).— В кн.: Конференция. Проблемы постмагматического рудообразования. Т. II. Прага, 1965, с. 179—185.
- Ициссон Г. В., Рундквист Д. В., Павлова И. Г., Козлов В. А. и др. Оловорудные месторождения Малого Хингана.— «Тр. ВСЕГЕИ. Нов. серия», т. 27, 1959. 342 с.
- Китаев Н. А. Геология, геохимия и генетические особенности формирования золотых руд Любавинского рудного поля (Забайкалье).— «Геол. и геофиз.», 1977, № 3, с. 45—55.
- Коваленко В. И., Финько В. И., Летников Ф. А., Кузьмин М. И. О некоторых эффузивных и субвулканических породах с повышенными концентрациями редких элементов.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1971, № 8, с. 95—106.
- Козлов В. Д. Региональные особенности локализации интрузий рудоносных гранитов в Центральном Забайкалье.— В кн.: Ежегодник-1971 СибГЕОХИ. Иркутск, 1973, с. 75—79.
- Козлов В. Д., Свядковская Л. Н. Петрохимия, геохимия и рудоносность гранитоидов Центрального Забайкалья. Новосибирск, «Наука», 1977. 253 с.
- Константинов М. М., Лайпанов Х. Х. О роли вулcano-плутонических ассоциаций в формировании золото-серебряного оруденения.— «Докл. АН СССР», 1978, т. 241, № 6, с. 1394—1398.
- Константинов Р. М., Томсон И. Н., Полякова О. П. Возрастная последовательность формирования рудных формаций Восточного Забайкалья.— В кн.: Новые данные по магматизму и минерализации в рудных районах Востока СССР. М., «Наука», 1971, с. 36—49.
- Константинов Р. М., Томсон И. Н., Чеглоков С. В., Хомич С. В., Андреева М. Г. Особенности зональности оруденения в некоторых рудных узлах Восточного Забайкалья.— «Геол. рудн. месторожд.», 1967, № 3, с. 41—53.
- Коржинский Д. С. Петрология Турьинских скарновых месторождений меди. М., Изд-во АН СССР, 1948. 148 с. (Тр. ИГН АН СССР, вып. 68, № 10).
- Коробейников А. Ф., Мацюшевский А. В., Чесноков В. Л., Черняев Е. В. Распределение золота в интрузиях и послемагматических породах Ольховско-Чибийского рудного поля Восточного Саяна.— «Геол. и геофиз.», 1976, № 9, с. 62—74.
- Коробейников А. Ф. Особенности поведения золота при площадном и локальном

- метасоматозе гранитоидных интрузий Саяно-Алтайской складчатой области.— «Геохимия», 1977, № 1, с. 288—296.
- Косалс Я. А.** Основные черты геохимии редких элементов в гранитоидных расплавах и растворах. Новосибирск, «Наука», 1976. 232 с.
- Кочемасов Г. Г., Кочемасова Е. А.** Особенности поведения некоторых аксессуарных элементов в контактовых зонах массива биотитовых гранитов.— В кн.: Вопросы прикладной геохимии. Вып. 2. М., «Недра», 1971, с. 61—65.
- Красников В. И.** Основы рациональной методики поисков рудных месторождений. М., Гостеолтехиздат, 1959. 411 с.
- Кузнецов Ю. А.** Главные типы магматических формаций. М., «Недра», 1964. 387 с.
- Лебедев В. И.** О некоторых факторах, определяющих миграцию щелочных и щелочно-земельных элементов в зоне гипергенеза.— «Геохимия», 1957, № 6, с. 508—518.
- Лебедев В. И.** Энергия гидратации, ионный обмен и причины образования существенно хлор-кальциевых вод.— В кн.: Проблемы геохимии. М., «Наука», 1965, с. 237—248.
- Летников Ф. А., Нарсеев В. А.** Термостатирование природных систем и его роль в геологических процессах.— В кн.: Физико-химическая динамика процессов магматизма и рудообразования. Новосибирск, «Наука», 1971, с. 111—120.
- Летников Ф. А., Вилор Н. В., Гантимурова Т. П., Коновалов И. В., Шкандрий Б. О., Шкарупа Т. А.** Эволюция флюидов при формировании золотоносных метаморфогенных кварцевых жил и возможные формы переноса золота.— «Геохимия», 1975, № 12, с. 1827—1835.
- Лидин Н. С.** Об обратной зональности и стадийности рудоотложения Сорского молибденового месторождения.— В кн.: Новые данные по петрологии и геохимии магматических пород рудных районов Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, 1973, с. 15—19. (Тр. СНИИГГИМС, вып. 165).
- Лугов С. Ф., Подольский А. М., Сперанская И. М., Титов В. А.** Оловоносность Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М., «Недра», 1974. 183 с.
- Льков А. В.** Явления переноса в капиллярно-пористых средах. М., Гостехиздат, 1954, 296 с.
- Маркович Г. И.** Некоторые закономерности размещения продуктов эндогенных процессов в одном из оловорудных районов Дальнего Востока.— В кн.: Геохимические методы при поисках месторождений олова, вольфрама и ртути. Владивосток, 1975, с. 131—132.
- Матвеев В. Т.** Петрология и общие черты металлогении Омсукчанского рудного узла.— В кн.: Труды ВНИИ-1. Вып. 31. Магадан, 1957. 75 с.
- Мелентьев Б. Н., Иваненко В. В., Памфилова Л. А.** Растворимость некоторых рудообразующих сульфидов в гидротермальных условиях. М., «Наука», 1968. 102 с.
- Миллер С. Д.** Методика и результаты металлометрических работ в Казахстане.— В кн.: Геохимические поиски рудных месторождений. М., Гостеолтехиздат, 1957, с. 135—146.
- Моисеенко В. Г., Щека С. А., Фатьянов И. И., Иванов В. С.** Геохимические особенности распределения золота в породах Тихоокеанского пояса. М., «Наука», 1971. 206 с.
- Моисеенко В. Г., Михайлов М. А., Сахно В. Г.** Поведение золота и серебра при осадконакоплении, вулканизме и метаморфизме. Новосибирск, «Наука», 1974. 192 с.
- Муканов К. М.** Опыт изучения первичных ореолов рассеяния полиметаллических месторождений Рудного Алтая.— В кн.: Геохимические поиски рудных месторождений в СССР. М., Гостеолтехиздат, 1957, с. 185—191.
- Муканов К. М.** Распределение металлов (Cu, Pb, Zn и др.) на рудном поле одного из медноколчеданных месторождений Казахстана (по данным геохимического картирования).— В кн.: Конференция. Проблемы постмагматического рудообразования. Т. I. Прага, 1963, с. 348—355.
- Мушенко Л. В., Лаговская Е. А., Голубева Э. Д., Славкина С. П., Брюхно В. М.** Геохимия олова в гранитоидных массивах зоны Центрального разлома (Южное Приморье).— В кн.: Региональная геохимия Дальнего Востока. Владивосток, 1976, с. 144—154.
- Набоко С. И.** Гидротермальный метаморфизм пород в вулканических областях. М., Изд-во АН СССР, 1963. 172 с.
- Набоко С. И.** Химизм реальных минералообразующих растворов.— «Геол. и геофиз.», 1968, № 3, с. 3—13.
- Наковник Н. И.** Пропилитизированные породы, их минеральные фации, генезис и практическое значение.— «Записки Всес. минер. о-ва», 1954, ч. 83, вып. 8, с. 85—94.
- Наковник Н. И.** Вторичные кварциты СССР и связанные с ними месторождения полезных ископаемых. М., «Недра», 1968. 336 с.
- Наумов Г. Б., Дорофеева В. А.** Химическая природа эволюции эндогенных растворов.— «Геохимия», 1975, № 2, с. 248—259.
- Некрасов Н. Я.** Геохимия олова и редких элементов Верхояно-Чукотской складчатой области. М., «Наука», 1966. 380 с.
- Обер Ж.** Изучение альбит-мусковитовых гранитов, содержащих минералы фтора, лития, олова, бериллия, ниобия, тантала и других редких элементов (месторождение Монтбра и Эшассьер, Франция).— В кн.: Геология и геохимия рудных месторождений. М., «Мир», 1971, с. 78—89.

- Овчинников Л. Н., Григорян С. В.** Закономерности состава и строения первичных геохимических ореолов сульфидных месторождений.— В кн.: Научные основы геохимических методов поисков глубокозалегающих рудных месторождений. Иркутск, 1970, с. 3—36.
- Овчинников Л. Н., Баранов Э. Н., Григорян С. В., Овчинникова Л. В.** Закономерности формирования первичных геохимических ореолов гидротермальных месторождений и их соотношение с окорудными изменениями.— В кн.: Метасоматизм и оруденение. М., «Наука», 1974, с. 109—121.
- Озерова Н. А.** Первичные ореолы рассеяния ртути. М., Изд-во АН СССР, 1962. (Тр. ИГЕМ, вып. 72).
- Онтоев Д. О.** Некоторые данные по геологии и зональности оруденения Хапчерангинского месторождения (Восточное Забайкалье).— «Геол. рудн. месторожд.», 1960, № 5, с. 55—71.
- Павлов А. Л.** Термодинамические особенности поведения серебра и сопутствующих элементов при рудообразовании в зоне разгрузки рудообразующих гидротермальных систем.— В кн.: Физические и физико-химические процессы в динамических рудообразующих системах. Новосибирск, «Наука», 1971, с. 75—112.
- Павлов А. Л.** Тиосульфидные и гидросульфидные комплексы как возможная форма переноса тяжелых металлов и серы в гидротермальных системах.— В кн.: Физическое и физико-химическое моделирование рудообразующих систем. Новосибирск, «Наука», 1973, с. 75—112.
- Павлов А. Л., Павлова Л. К.** Элементы термодинамики поведения золота в процессе рудообразования.— В кн.: Физика и физико-химия рудообразующих процессов. Новосибирск, «Наука», 1971, с. 121—147.
- Пампура В. Д., Воронцов А. Е., Легейдо В. А., Мордвинова В. И.** Поведение редких элементов в процессе гидротермального изменения пород около полиметаллических жил южного фланга Хапчерангинского оловянно-полиметаллического месторождения.— В кн.: Ежегодник-1969 СибГЕОХИ. Иркутск, 1969, с. 194—197.
- Петровская С. Г.** Эндогенные ореолы Шахтаминского рудного поля. Автореф. канд. дис. Иркутск, 1971. 28 с.
- Петровская С. Г.** Зональность ореолов и гидротермально измененных пород молибденового месторождения на примере Шахтаминского рудного поля в Восточном Забайкалье.— «Геол. и геофиз.», 1973, № 9, с. 77—83.
- Петровская С. Г., Санин Б. П., Спиридонов А. М.** Первичные геохимические ореолы и значение их для оценки перспектив разведываемых месторождений.— «Геол. и геофиз.», 1974, № 8, с. 79—87.
- Пляшкевич Л. Н., Сидоров А. А.** Предварительные сведения о золото-серебряном оруденении в северной части Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып. 16. Магадан, 1963, с. 197—212.
- Покалов В. Т.** Генетические типы и поисковые критерии эндогенных месторождений молибдена. М., «Недра», 1972. 270 с.
- Поликарпочкин В. В.** Первичные ореолы рассеяния и их поисковое значение.— В кн.: Геохимические поиски рудных месторождений в СССР. М., Госгеолтехиздат, 1957, с. 72—79.
- Поликарпочкин В. В.** Формулы для оценки рудопроявлений по их механическим потокам рассеяния.— В кн.: Ежегодник-1968 СибГЕОХИ. Иркутск, 1969, с. 222—228.
- Поликарпочкин В. В.** Взаимосвязь типов золотоносной минерализации Ленского района и ее зональность.— В кн.: Ежегодник-1971 СибГЕОХИ. Новосибирск, «Наука», 1972, с. 283—289.
- Поликарпочкин В. В.** Вторичные ореолы и потоки рассеяния. Новосибирск, «Наука», 1976. 407 с.
- Поликарпочкин В. В., Шатров Б. Б., Лапп М. А.** Зональные ореолы рассеяния Ивановского полиметаллического месторождения (Восточное Забайкалье).— В кн.: Геохимия рудных месторождений. М., «Наука», 1964, с. 104—113.
- Поликарпочкин В. В., Таусон Л. В., Дубов Р. И., Китаев Н. А., Пампура В. Д., Санин Б. П., Трошин Ю. П.** Зональность гидротермальных месторождений как основа поисков глубокозалегающих рудных тел.— В кн.: Научные основы геохимических поисков глубокозалегающих рудных месторождений. Иркутск, 1970, с. 199—252.
- Поликарпочкин В. В., Гапон А. Е., Шергин Б. В.** Проблема источников рудного вещества в Ленском золотоносном районе.— В кн.: Проблемы геохимии эндогенных процессов. Новосибирск, «Наука», 1977, с. 153—162.
- Поликарпочкин В. В., Филиппова Л. А., Евдокимова В. Н.** Потоки рассеяния Хапчерангинского рудного района (Забайкалье).— В кн.: Геохимические методы поисков рудных месторождений в Сибири и на Дальнем Востоке. Новосибирск, «Наука», 1978, с. 64—75.
- Поспелов Г. Л.** Строение и развитие фильтрующихся гидротермальных рудообразующих систем.— «Геол. и геофиз.», 1962, № 11, с. 28—40.
- Поспелов Г. Л.** Строение и развитие фильтрующихся гидротермальных рудообразующих систем.— «Геол. и геофиз.», 1962, № 12, с. 40—57.

- Поспелов Г. Л.** Геологические предпосылки к физике рудоконтролирующих флюидо-проводников.— «Геол. и геофиз.», 1963₁, № 3, с. 18—39.
- Поспелов Г. Л.** Некоторые физические и физико-химические вопросы образования гидротермальных месторождений.— «Геол. и геофиз.», 1963₂, № 10, с. 20—45.
- Поспелов Г. Л.** О природе границ метасоматических тел и роли гидротермального пропаривания при их образовании.— В кн.: Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд. Т. II. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 121—155.
- Поспелов Г. Л.** Парадоксы, геолого-геофизическая сущность и механизм метасоматоза. Новосибирск, «Наука», 1973, 355 с.
- Поспелов Г. Л., Лапухов А. С.** Стресс и развитие рудообразующих флюидных динамических систем с полиморфной зональностью.— В кн.: Физические и физико-химические процессы в динамических рудообразующих системах. Новосибирск, «Наука», 1971, с. 8—55.
- Радкевич Е. А., Витушкина А. И.** Тарбальджейское оловорудное месторождение.— В кн.: Труды Ин-та геол. наук. Вып. 41, № 5, серия рудн. месторожд. М., 1941, 22 с.
- Радкевич Е. А., Асманов В. Я., Бакулин Ю. И.** и др. Геология, минералогия и геохимия Комсомольского района. М., «Наука», 1971, 355 с.
- Размахнин Ю. Н.** Систематика оловорудных силикатно-сульфидных месторождений Сихотэ-Алиня по метасоматизму их рудных полей.— В кн.: Вопросы магматизма, метаморфизма и оруденения Дальнего Востока. Владивосток, 1973, с. 25—27.
- Размахнин Ю. Н.** О признаках верхнемелового абиссального магматизма Сихотэ-Алиня и его роли в геологии олова.— В кн.: Геология и металлогения Южного Приморья. Владивосток, 1974, с. 60—70. (Тр. ДВПИ, т. 58).
- Размахнин Ю. Н.** О догранитном и контактовом этапах в геохимии олова Сихотэ-Алиня и их металлогеническом значении.— В кн.: Геохимические методы при поисках месторождений олова, вольфрама и ртути. Владивосток, 1975₁, с. 110—112.
- Размахнин Ю. Н.** Промышленная оловоносность Сихотэ-Алиня и глубинность материнских интрузий.— В кн.: Геология и металлогения Южного Приморья. Владивосток, 1975₂, с. 19—32. (Тр. ДВПИ, т. 10).
- Размахнин Ю. Н., Размахнина Э. М.** О роговиковых полях Среднего Сихотэ-Алиня и их структурно-металлогеническом значении.— В кн.: Минеральные фации гранитоидов и их рудоносность. М., «Наука», 1966, с. 242—253.
- Рей П. С.** Игнимбриты Жерла Килхрист на острове Скай.— В кн.: Проблемы палеовулканизма. М., ИЛ, 1963, с. 199—208.
- Рослякова Н. В., Росляков Н. А.** Эндогенные ореолы месторождений золота. Новосибирск, «Наука», 1975, 130 с.
- Росман Г. И.** Опыт изучения первичных ореолов рассеяния полиметаллических месторождений Рудного Алтая.— В кн.: Геохимические поиски рудных месторождений в СССР. М., Госгеолтехиздат, 1957, с. 174—185.
- Руб М. Г.** Гранитоиды Приханкайского района и основные черты их металлоносности. М., Изд-во АН СССР, 1960, 360 с. (Тр. ИГЕМ, вып. 33).
- Руб М. Г.** Особенности вещественного состава и генезиса рудоносных вулканоплутонических комплексов. М., «Наука», 1970, 364 с.
- Руб М. Г., Онихимовский В. В., Бакулин Ю. И., Главацкая В. Н., Котман П. Н., Макеев Б. В., Растунцев А. П., Селезнев П. Н., Терентенко Н. А., Янонис В. В.** Гранитоиды Мяо-Чанского района и связанные с ними постмагматические образования. М., Изд-во АН СССР, 1962, 171 с. (Тр. ИГЕМ, вып. 62).
- Рундквист Д. В., Денисенко В. К., Павлова И. Г.** Грейбенные месторождения. М., «Наука», 1971, 328 с.
- Русинов В. Л.** Геологические и физико-химические закономерности пропилитизации. М., «Наука», 1972, 204 с.
- Рябчиков И. Д.** Термодинамика флюидной фазы гранитоидных магм. М., «Наука», 1975, 232 с.
- Санин Б. П., Петровская С. Г.** Геохимическое изучение тектонически ослабленных зон (на примере рудных полей Восточного Забайкалья).— В кн.: Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья. Чита, 1972, с. 83—85. (Зап. Забайк. филиала геогр. о-ва, вып. 9).
- Сапрыкин Е. П.** Миграция рудогенных элементов при метаморфизме как одна из предпосылок гидротермального рудообразования.— В кн.: Региональная геохимия Дальнего Востока. Владивосток, 1976, с. 103—116.
- Сауков А. А.** Геохимические методы поисков месторождений полезных ископаемых. М., Изд-во МГУ, 1963, 248 с.
- Сафронов Н. И.** К вопросу об ореолах рассеяния месторождений полезных ископаемых и их использовании при поисках и разведке.— «Проблемы сов. геологии», 1936, № 4.
- Сафронов Н. И.** Формы рассеянного состояния элементов в природе и их поисковое значение.— В кн.: Геохимические поиски рудных месторождений. М., Госгеолтехиздат, 1957, с. 52—60.
- Сафронов Н. И.** Геохимические рудно-поисковые методы в Советском Союзе.— В кн.: Геологические результаты прикладной геохимии и геофизики. Раздел I. Геохимия. М., Госгеолтехиздат, 1960, с. 21—26.
- Сафронов Н. И., Соловев А. П.** Применение спектрального анализа при поисках и раз-

- ведках оловородных месторождений.— «Разведка недр», 1935, № 24.
- Сигвалдсон Г. Е., Уайт Д. Е.** Гидротермальные изменения пород, наблюдаемые по кернам двух буровых скважин (источники Стимбот, Невада).— В кн.: Геохимия современных поствулканических процессов. М., «Мир», 1965, с. 153—161.
- Сидоров А. А.** Золото-серебряное оруденение Центральной Чукотки. М., «Наука», 1966.
- Сидоров А. А.** Проблемы зональности золото-серебряных месторождений.— В кн.: Новые данные по геологии Северо-Востока СССР. Магадан, 1973, с. 109—119. (Тр. СВКНИИ, вып. 55).
- Силин И. И.** О зональности первичных ореолов месторождений Куранахского рудного поля.— В кн.: Новости геологии Якутии. Якутск, 1972.
- Смирнов М. В., Комаров В. Е., Чукреев Н. Я.** Фторидные комплексы бериллия в хлоридно-фторидном расплаве.— «Журнал неорг. химии», 1965, т. 10, вып. 9, с. 2001—2005.
- Соловов А. П.** Параметры первичного ореола эндогенного месторождения.— «Геол. рудн. месторожд.», 1966, т. 8, № 3, с. 72—83.
- Сотников В. И., Берзина А. П., Никитина Е. И., Проскуряков А. А., Скуридин В. А.** Медно-молибденовая рудная формация. Новосибирск, «Наука», 1977. 424 с.
- Сперанская И. М.** Петрографическая классификация игнимбритов.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып. 19. Магадан, 1966, с. 209—221.
- Старченко В. В., Беляков Е. А., Фомин И. П., Барабанов Е. В.** Геология средне-верхнеюрских вулканогенных образований Центрального Забайкалья.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Читинской области. Вып. II. М., «Недра», 1966.
- Старченко В. В.** Геология средне-верхнеюрских вулканоплутонических формаций юго-восточной части Центрального Забайкалья и основные черты их металлогении. Автореф. канд. дис. Львов, 1968. 28 с.
- Страгис Ю. М.** Эндогенный ореол эксплозивных брекчиевых рудных тел Сорского месторождения и его использование для оценки глубоких горизонтов.— В кн.: Ежегодник-1974 СибГЕОХИ. Новосибирск, «Наука», 1976, с. 248—252.
- Судаков А. В., Уткин В. П.** Предварительные результаты структурно-геохимических исследований при геологическом доизучении центральной части Арминского рудного района Приморья.— В кн.: Геохимические методы при поисках месторождений олова, вольфрама и ртути. Владивосток, 1975, с. 57—58.
- Сущевская Т. М., Иванова Г. Ф.** О минералообразующих растворах некоторых вольфрамитовых месторождений Восточного Забайкалья (по данным газово-жидких включений).— «Геохимия», 1967, № 9, с. 1099—1105.
- Тарасенко Н. Я., Макаров О. П.** О некоторых результатах геохимических поисков в Северном Приморье.— В кн.: Геохимические методы при поисках месторождений олова, вольфрама, ртути. Владивосток, 1975, с. 58—60.
- Таусон Л. В.** Геохимия редких элементов в изверженных горных породах и металлогеническая специализация магм.— В кн.: Химия земной коры. Т. II. М., «Наука», 1964, с. 229—239.
- Таусон Л. В.** Факторы геохимической истории редких элементов в гранитном магматическом процессе.— «Геохимия», 1967, № 11, с. 1310—1319.
- Таусон Л. В.** Закономерности образования эндогенных ореолов рассеяния в полях рудных месторождений.— «Геол. и геофиз.», 1974, № 5, с. 118—123.
- Таусон Л. В.** Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М., «Наука», 1977. 280 с.
- Таусон Л. В., Петровская С. Г., Санин Б. П.** Эндогенный ореол рассеяния молибдена в Шахтаминском рудном поле.— «Докл. АН СССР», 1968, т. 182, № 4, с. 930—934.
- Таусон Л. В., Козлов В. Д., Каширин К. Ф., Свадковская Л. Н.** Геолого-геохимические особенности интрузий рудоносного кукульбейско-харалгинского комплекса Центрального Забайкалья.— В кн.: Ежегодник-1968 СибГЕОХИ. Иркутск, 1969₁, с. 101—107.
- Таусон Л. В., Санин Б. П., Казьмин Л. А.** Особенности эндогенного ореола Хапчерангинской интрузии.— В кн.: Ежегодник-1968 СибГЕОХИ. Иркутск, 1969₂, с. 187—193.
- Таусон Л. В., Анфилогов В. Н., Коваленко В. И., Козлов В. Д., Кузьмин М. И., Трошин Ю. П.** Факторы потенциальной рудоносности гипабиссальных интрузий гранитоидов.— В кн.: Геохимические критерии потенциальной рудоносности гранитоидов. Иркутск, 1970₁, с. 216—261.
- Таусон Л. В., Козлов В. Д., Каширин К. Ф., Свадковская Л. Н., Легейдо В. А.** Геохимические особенности приповерхностных и глубинных фаций гранитоидов кукульбейско-харалгинского комплекса в Центральном Забайкалье.— В кн.: Ежегодник-1969 СибГЕОХИ. Иркутск, 1970₂, с. 44—50.
- Таусон Л. В., Гундобин Г. М., Богатырев П. В.** Первичные ореолы Хапчерангинского и Тарбальджейского рудных полей.— В кн.: Ежегодник-1970 СибГЕОХИ. Иркутск, 1971₁, с. 324—333.
- Таусон Л. В., Петровская С. Г., Санин Б. П.** Эндогенные ореолы рассеяния молибдена, меди, свинца и цинка в Шахтаминском рудном поле (Восточное Забайкалье).— В кн.: Ореолы рассеяния месторождений Восточной Сибири. М., «Наука», 1971₂.

- Таусон Л. В., Гундобин Г. М., Зубков В. С. О новом источнике оловянного оруденения в Восточном Забайкалье.— «Докл. АН СССР», 1974, т. 215, № 3, с. 704—708.
- Таусон Л. В., Гундобин Г. М. Критерии перспективной оценки Халчерангинского рудного узла (на основе зональности первичных ореолов).— В кн.: Прогнозирование скрытого оруденения. М., «Наука», 1976, с. 121—128.
- Таусон Л. В., Сандиминова Г. П., Плюснин Г. С., Смирнов В. Н., Зубков В. С. Изотопный состав стронция в эффузивах Центрального Забайкалья.— В кн.: Ежегодник-1975 СибГЕОХИ. Иркутск, 1976, с. 178—182.
- Таусон Л. В., Богатырев П. В., Гундобин Г. М. Эндеогенные поля аномальных концентраций Халчерангинского рудного узла.— В кн.: Геохимические методы поисков рудных месторождений в Сибири и на Дальнем Востоке. Новосибирск, «Наука», 1978, с. 43—55.
- Таусон Л. В., Плюснин Г. С., Захаров М. Н., Сандиминова Г. П. О генезисе магматических комплексов Гижигинского прогиба по изотопным данным.— «Геохимия», 1978, № 2, с. 199—205.
- Тейлор С. Геохимия андезитов.— В кн.: Распространенность элементов в земной коре. М., «Мир», 1972, с. 16—39.
- Теремецкая А. Г. Химико-минералогическое исследование Халчерангинского месторождения. М., ГОНТИ, 1939. 72 с.
- Трошин Ю. П., Сегалевич С. Ф., Гребенщикова В. И., Бойко С. М. Эманационные ореолы оловоносных интрузий Восточного Забайкалья.— «Геохимия», 1977, № 1, с. 71—81.
- Тэрнер Ф. Сравнительная характеристика главных рудных месторождений центральной Боливии.— В кн.: Проблемы эндогенных месторождений, вып. 2. М., «Мир», 1964, с. 197—324.
- Умитбаев Р. Б. Структурно-металлогеническое районирование и главные типы рудоконтролирующих структур Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.— В кн.: Геолого-геохимические особенности месторождений полезных ископаемых на Северо-Востоке СССР. Магадан, 1976, с. 86—111.
- Умитбаев Р. Б., Еремий Р. А., Найборodin В. И., Бабайцев О. В., Вашилов Ю. Я., Середа Л. И. Глубинное строение и металлогения Верхне-Туромчинской вулканотектонической структуры (Северо-Восток СССР).— В кн.: Глубинное строение, магматизм и металлогения Тихоокеанских вулканических поясов. Владивосток, 1976, с. 297—299.
- Филиппова Л. А., Поликарпочкин В. В. Геохимическая специализация площадей по данным опробования речных отложений.— В кн.: Ежегодник СибГЕОХИ. Новосибирск, «Наука», 1972, с. 298—303.
- Финашин В. К. О метасоматических изменениях вмещающих пород как критериях рудоносности и глубинности оловянного оруденения.— В кн.: Глубинность и зональность оруденения в Тихоокеанском рудном поясе. Владивосток, 1971, с. 24—27.
- Финашин В. К. Геохимические аспекты зональности метасоматитов и оруденения оловянных месторождений.— В кн.: Геохимические методы при поисках месторождений олова, вольфрама и ртути. Владивосток, 1975, с. 115—117.
- Финашин В. К. Метасоматиты как индикаторы рудоносности.— В кн.: Металлогения Востока СССР. Владивосток, 1976, с. 118—129.
- Флеров Б. Л. Применение оловометрической съемки при поисках коренных месторождений олова.— «Редкие металлы», 1935, № 1.
- Флеров Б. Л. Особенности оловорудной минерализации вулканоплутонической формации южной части Охотско-Чукотского пояса.— В кн.: Вулканические и вулканоплутонические формации. М., «Наука», 1966, с. 190—197.
- Хитаров Н. И., Колонин Г. Р. О переводе редких щелочных элементов из альбитизированного микроклина в раствор в гидротермальных условиях.— В кн.: Экспериментальные исследования в области глубинных процессов. М., Изд-во АН СССР, 1962, с. 133—136.
- Хокс Х. Е., Уэбб Дж. С. Геохимические методы поисков минеральных месторождений. М., «Мир», 1964. 487 с.
- Шер С. Д. Металлогения золота. М., «Недра», 1972. 295 с.
- Шер С. Д. Металлогения золота. М., «Недра», 1974. 256 с.
- Шилин Н. Л., Осипов Б. В. Распределение золота в биотитах из гранитоидов Центральной Камчатки.— «Геохимия», 1978, № 6, с. 877—890.
- Шило Н. А. Золоторудные месторождения метаморфогенной, плутоногенной и вулканогенной формаций.— В кн.: Геолого-геохимические особенности месторождений Северо-Востока СССР. Магадан, 1976, с. 3—41.
- Шипулин Ф. К. К теории процессов контактового метаморфизма.— «Геол. рудн. месторожд.», 1960, № 3, с. 5—27.
- Щербаков Ю. Г. Распределение и условия концентрации золота в рудных провинциях. М., «Наука», 1967. 266 с.
- Щербаков Ю. Г. Геохимия золоторудных месторождений в Кузнецком Алатау и Горном Алтае. Новосибирск, «Наука», 1974. 280 с.
- Янишевский Е. М., Григорян С. В., Баранов Э. Н., Вертепов Г. И., Каблуков А. Д. Эндогенные ореолы рассеяния некоторых гидротермальных месторождений. М., Госгеолтехиздат, 1963. 124 с.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Геолого-геохимическая характеристика районов	5
Хапчерангинский рудный узел	14
Особенности развития рудной минерализации	15
Прихотский район	20
Особенности развития рудной минерализации	23
Сравнительный анализ развития магматизма в Хапчерангинском и Прихотском районах	25
Типы первичных ореолов	26
Ореолы регионального распространения	27
Ореолы площадного типа	—
Околонирузивные ореолы	—
Хапчерангинский район	34
Прихотский район	41
Ольховский район	44
Другие примеры околонирузивных ореолов	49
Ореолы рудных узлов	51
Ореолы линейного типа	—
Ореолы зон разломов	52
Хапчерангинский район	61
Прихотский район	67
Ореолы локального развития	—
Ореолы месторождений	69
Хапчерангинское месторождение	74
Тарбальджейское месторождение	82
Прихотский район	87
Ореолы рудных тел	88
Поперечная зональность околорудных ореолов	93
Вертикальная зональность околорудных ореолов	96
Околожилные ореолы проявлений золото-серебряной формации	—
Геологическая характеристика участков	99
Распределение щелочных элементов	105
Распределение рудных элементов	109
Зональность околорудных ореолов	113
Некоторые вопросы геохимического изучения рудных районов	117
Заключение	120
Литература :	120

Геральд Михайлович Гундобин

ПЕРВИЧНЫЕ ОРЕОЛЫ РУДНЫХ РАЙОНОВ

Ответственный редактор
Валентин Валентинович Поликарпочкин

Утверждено к печати Институтом геохимии
им. академика А. П. Виноградова

Редактор издательства *З. Д. Роскина*
Художественный редактор *М. Ф. Глазырина*
Художник *Н. А. Пискун*
Технический редактор *А. В. Сурганова*
Корректоры *Н. И. Горбулицкая, К. И. Сергеева*

ИБ № 10652

Сдано в набор 04.07.79. Подписано к печати 10.04.80. МН 05241. Формат 70×108^{1/16}. Бумага типографская № 1. Литературная гарнитура Высокая печать. Усл. печ. л. 11,2. Уч.-изд. л. 12,6. Тираж 1000 экз. Заказ 589. Цена 1 р. 80 к.

Издательство «Наука», Сибирское отделение. 630099, Новосибирск, 99, Советская, 18. 4-я типография издательства «Наука», 630077, Новосибирск, 77, Станиславского, 25.

1 р. 80 к.

3215